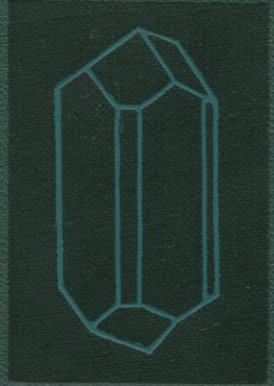




ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

549.1.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · Москва 1969



В сборнике излагаются новые материалы, характеризующие различия состава, структуры и свойств ряда минералов из месторождений различных формаций и генетических типов. Объединяющим мотивом публикуемых работ является анализ зависимостей изучаемых типоморфных особенностей минералов (и их отдельных генераций) от условий, в которых эти минералы формировались. Соответственно рассматриваются возможности использования ряда минералогических признаков в качестве индикаторов условий рудообразования.

Редакционная коллегия:

член-корр. АН СССР Ф. В. ЧУХРОВ (главный редактор),
доктор геол.-мин. наук Н. В. ПЕТРОВСКАЯ,
доктор геол.-мин. наук Т. Н. ШАДЛУН

ТИПОМОРФИЗМ — ВАЖНЕЙШАЯ ПРОБЛЕМА СОВРЕМЕННОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Ф. В. ЧУХРОВ

Понятие о типоморфизме в его современном виде введено в минералогическую науку А. Е. Ферсманом, хотя термин «типоморфный» употреблялся ранее и другими авторами для минералов, по которым можно судить об условиях метаморфизма (Grubenmann, Niggli, 1924). В монографии А. Е. Ферсмана «Пегматиты» (1931) выделено около 70 типоморфных минералов, характеризующих различные стадии пегматитового процесса. В 1940 г. появилась широко известная книга А. Е. Ферсмана, посвященная геохимическим и минералогическим методам поисков полезных ископаемых. В этой работе подчеркивается, что следует различать типоморфные минералы и типоморфные особенности минералов. Типоморфные минералы определяют условия и время развития (геофазу) геохимического процесса. Типоморфные особенности или свойства минералов отражают те или иные черты минералообразования; согласно А. Е. Ферсману, такими чертами минералов могут быть изменения химического состава, содержания изоморфных примесей, окраски, кристаллического облика и т. д.

Я. Д. Готман (1938), в отличие от А. Е. Ферсмана, отнес к типоморфным те минералы, физические и химические свойства которых изменяются «в зависимости от процессов минералообразования»; такое изменение первоначального определения понятия «типоморфные минералы», данного А. Е. Ферсманом, нельзя признать оправданным.

А. Е. Ферсман обратил внимание на важное значение типоморфизма для практики поисковых работ; по его убеждению, новая школа поисковых работ должна поставить изучение самого минерала как важную, самостоятельную задачу с тем, чтобы строить выводы «исключительно на точных фактах, на анализе всего комплекса минералов, их пространственных и хронологических соотношений, их химического состава, типоморфных свойств». Огромное значение, по А. Е. Ферсману, имеет учет «ряда мельчайших примесей, деталей строения и формы».

В последующий период различными исследователями и в СССР, и за рубежом выполнена большая работа по типоморфизму минералов, хотя сам этот термин употребляется в основном в советской литературе. Вместе с тем стало совершенно очевидным первостепенное значение этой большой проблемы не только для минералогии, но также для учения о полезных ископаемых и науки о горных породах.

До сих пор непревзойденными являются обобщения о типоморфных минералах, сделанные А. Е. Ферсманом (1931) для продуктов отдельных стадий (геофаз) пегматитового процесса; по этим минералам-индикаторам можно судить о проявлении соответствующих стадий формирования пегматитов. А. Е. Ферсманом отмечена тенденция к образованию минералов более низких сингоний с понижением температуры в ходе пегматитового процесса. В некоторых типах гранитных пегматитов можно различать типоморфные минералы отдельных зон пегматитовых тел (Беус, 1960).

Детальное изучение минералов многочисленных рудных месторождений, сформировавшихся в результате проявления ряда стадий минерализации, показало, что в некоторых месторождениях наряду с «проходящи-

ми» минералами, входящими в ассоциации различных стадий формирования рудных тел, можно различать минералы, образование которых связано с проявлением лишь определенных стадий минерализации; такие минералы являются типоморфными в понимании А. Е. Ферсмана. Например, в молибденовых и вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана к типоморфным минералам наиболее высокотемпературных стадий формирования жил и грейзенов молибденовой формации относятся ильменорутит и ильменит, которые отсутствуют в ассоциациях более поздних стадий минерализации (Чухров, Ермилова, 1964); в противоположность этому наиболее поздние (послерудные) этапы минерализации, проявленные в тех же месторождениях, характеризуются образованием цеолитов, местами апофиллита, таумасита, диккита, возникновение которых может быть связано с циркуляцией в рудных телах и вмещающих породах нагретых вадозных растворов (Чухров, 1964).

Другим примером типоморфных минералов может служить гагаринит, который характерен для метасоматических рибекитсодержащих гранитовидных пород с минералами редких металлов — циркония, тантала, ниобия и др. (Кудрин и др., 1966).

Данные о типоморфных минералах играют важнейшую роль в развитии наших представлений о геологических термометрах и барометрах. Таковы полиморфные модификации, устойчивые при определенных значениях температуры и давления. Их примерами могут служить широко известные минералы кремнезема, включая коусит и стишовит. Вместе с тем следует указать, что несомненна зависимость образования некоторых полиморфных модификаций от состава растворов и их кислотности или щелочности; в этих случаях полиморфные модификации являются индикаторами особенностей минералообразующей среды. Представление о типоморфных минералах горных пород различного происхождения имеет огромное значение для петрографии и литологии.

Очевидно, что наряду с понятием о типоморфных минералах можно говорить о типоморфных минеральных ассоциациях, возникающих при определенных условиях минералообразования. Примером могут служить различные ассоциации минералов, возникающие из вещества одного и того же химического состава при различных давлениях в глубинах Земли (Ringwood, 1962). От условий образования зависят также минеральные ассоциации различных горных пород и руд. Выдающийся интерес представляет вопрос о типоморфных особенностях отдельных минералов, образующихся в различных условиях, включая «проходящие» минералы месторождений полезных ископаемых.

В настоящее время для суждения об условиях образования можно использовать морфологические особенности выделений, физические свойства, вариации химического состава и структурные особенности минералов.

Рассмотрим некоторые примеры, характеризующие возможность использования отдельных особенностей минералов в качестве типоморфных признаков.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫДЕЛЕНИЙ

Форма выделений как типоморфная особенность минералов использовалась задолго до введения понятия о типоморфизме. Наиболее интересные и получившие широкую известность обобщения в этой области для некоторых минералов рудных месторождений были сделаны еще А. Маухером (Maucher, 1914), который, в частности, обратил внимание на генетическое значение облика кристаллов кварца. Позже этот вопрос был рассмотрен К. Кальбом (Kalb, 1923, 1928₂, 1935), Г. М. Вировлянским (1938) и другими авторами. Данные Кальба (Kalb, 1928₁, 1929) о типоморфном значении различной формы кристаллов кальцита были дополнены другими

авторами (Шкабара, 1940; Алиев, 1966). В работах Г. Кальба, частью в соавторстве с Л. Кохом, сделаны также интересные выводы о генетическом значении формы кристаллов флюорита, апатита, калиевого полевого шпата, берилла, оливина и хризоберилла (Kalb, 1923, 1924; Kalb, Koch, 1929_{1,2}).

А. Е. Ферсманом (1931) отмечены морфологические типоморфные особенности ряда минералов гранитных пегматитов (калиевый полевой шпат, турмалин, апатит, кварц, берилл, топаз, циркон). Появились предложения использовать степень sdвойникованности альбита при оценке глубин метаморфизма (Русинов, 1965). Сохранила большую ценность работа К. Н. Озерова (1945), посвященная связи формы кристаллов корунда с условиями образования этого минерала, которым было показано, что удлиненные и изометричные кристаллы характерны для корундовых скопленений среди пород, богатых основаниями и бедных кремнеземом или не содержащих его, тогда как пластинчатые и таблитчатые кристаллы типичны для месторождений, руды которых залегают в породах с высоким содержанием кремнезема.

Большое внимание было уделено типоморфным особенностям циркона, на которые впервые указал А. Е. Ферсман (1931). Данные ряда авторов приводят к заключению, что для кристаллов циркона из щелочных пород характерны простые формы при короткопризматическом и дипирамидальном габитусе, тогда как кристаллы циркона из гранитов обычно отличаются развитием разных форм и габитусом от призматического до длиннопризматического (Матковский, 1966). Д. С. Крейтер (1965) установила зависимость формы кристаллов циркона от состава пород Вишневогорского щелочного комплекса на Урале. По А. В. Красильниковой (1966), в Кокчетавской глыбе (Казахстан) при переходе от древних пород к более молодым коэффициент удлинения кристаллов циркона (отношение длины к толщине) обычно уменьшается. Н. П. Юшкин и его соавторы (1966) сделали попытку выявить зависимость формы кристаллов циркона от содержания в изверженных породах свободного кремнезема и их относительной щелочности. По В. В. Ляховичу и Т. Т. Балановой (1966), в гранитах устанавливаются три генерации циркона, которые отличаются по форме кристаллов и удлинению; их образование ставится в зависимость от изменения состава расплава и содержания в нем циркония. А. Н. Зедгенизов (1966) показал, что в метаморфических породах можно различать цирконы различного происхождения. Г. В. Нестеренко и Н. Л. Добрецов (1966) использовали типоморфные признаки циркона для установления источников материала осадочных толщ.

Изучение связи формы кристаллов касситерита и его генезиса было выполнено Ф. Альфельдом (Ahlfeld, 1931), а затем с большей детальностью Я. Д. Готманом (1938) и А. М. Болдыревой (1941). Сделан ряд наблюдений по типоморфизму кристаллов барита (Braun, 1932), пирита (Sunagawa, 1957), гранатов (Ярошевский, 1959), вольфрамита (Lawrence, 1961), сфена (Кухаренко, 1961), топаза (Мухля, 1962); появились новые данные о типоморфизме флюорита (Вовк, Мельников, 1966; Архипчук, Локерман, 1966) и других минералов. М. Д. Капитоновым (1966) охарактеризована связь формы кристаллов различных минералов и среды минералообразования по экспозиции Музея земледения МГУ.

Для использования формы кристаллов в качестве типоморфного признака большое значение имеет открытие динамического поведения одной и той же структуры в различных физико-химических средах (Шафрановский, 1959, 1960, 1963). Именно влиянием среды, определяющей особенности роста кристаллов, следует объяснить случаи гиперморфии и гипоморфии, т. е. повышения и понижения морфологической симметрии кристаллов в сравнении со структурной симметрией (Белов, 1957; Kleber, 1964).

Интересная работа о генетическом значении габитусов минералов опубликована И. Костовым (1962), который подчеркнул также зависимость габитуса от структуры для кристаллов средних сингоний с цепочечным и слоистым расположением основных структурных элементов.

Общезвестна связь текстур и структур горных пород с условиями их образования. Большой материал о типоморфном значении структурно-текстурных особенностей руд содержится в капитальных трудах А. Г. Бетехтина и его учеников (Бетехтин и др., 1958, 1964). Бесспорно типоморфное значение внутреннего строения кристаллов отдельных минералов, например, кварца (см. «Минералы», т. 2, вып. 2, стр. 183). Появились новые данные о возможности судить об изменении условий формирования минералов по внутреннему строению их выделений (Сергеев, 1966) и фигурам растворения на гранях кристаллов (Фекличев, 1966).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Как типоморфный признак минералов, впервые физические свойства рассмотрены А. Е. Ферсманом (1931), который отметил, что окраска является весьма характерным типоморфным признаком берилла, топаза, турмалина, апатита, граната, кварца, флюорита, слюды, титанита и полевых шпатов. В качестве типоморфных особенностей касситерита использованы цвет, блеск, плеохроизм, удельный вес (Артемьев, 1933), а также кривые абсорбции света в видимой (Готман, 1938) и инфракрасной (Готман и др., 1963) частях спектра. Согласно П. Рамдору (Ramdohr, 1961), наиболее высокотемпературные касситериты отличаются от более низкотемпературных магнитностью. По М. Д. Дорфману (1952), об условиях образования берилла можно судить по его показателю преломления. В. В. Ляхович и Т. Т. Баланова (1966) показали, что акцессорные цирконы гранитов, принадлежащие к разным генерациям, отличаются по характеру люминесценции.

В. И. Сняжков (1966) изучил микротвердость магнетита из ряда месторождений и пришел к выводу, что наименьшая микротвердость характерна для метаморфогенных и наибольшая — для гидротермальных выделений этого минерала; последние представлены магмагнетитом. Обращено внимание на термоэлектрические свойства как типоморфную особенность пирита (Smith, 1947; Горбатов, 1957), галенита (Горбатов, 1957; Шмулевич, Горбатов, 1960; Горбатов, Индолев, 1962; Князев, 1966), молибденита (Горбатов и др., 1962), поликсена (Разин, 1963).

По Е. В. Францессону (1963), существует различие в термоэлектродвижущей силе ильменитов из кимберлитов и траппов. Имеются данные о зависимости диэлектрической постоянной некоторых минералов, например, берилла, кварца, доломита (Рожкова, Ершова, 1961; Рожкова и др., 1963; Василькова, Соломкина, 1965; Рожкова, Горбатов, 1966) от условий образования.

Ряд методик изучения типоморфных особенностей рудного кварца описан Е. Е. Костылевой (1964). К ним относятся: изучение декрепитации, определение удельного веса и потерь при прокаливании. Методика декрепитации применялась также другими авторами, например, для изучения типоморфизма кварца штокверков с редкометальным оруденением (Сенчило, Комаров, 1962), для изучения касситерита (Рябов, 1966). Согласно О. Ф. Татлу (Tuttle, 1949), существует зависимость между температурой образования кварца и температурой инверсии: у высокотемпературного кварца она ниже, чем у низкотемпературного.

И. Н. Пеньков (1966) на примере пираргирита и прустита показал, что для определения температуры образования некоторых минералов может быть использована тонкая структура линий ядерного квадрупольного резонанса.

ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

К настоящему времени накопился большой материал о зависимости состава минералов от условий их образования и сделаны некоторые обобщения.

Широкую известность приобрела работа И. Офтедаля (Ofstedal, 1943), который показал, что содержание скандия в биотите из горных пород увеличивается с понижением температуры их образования (геотермометр Офтедаля). Т. Барт (Barth, 1951; Барт, 1962) установил связь между составом полевых шпатов и температурой их кристаллизации (полевошпатовый геотермометр Барта). А. Ф. Баддингтон и его соавторы (Baddington et al., 1955) обратили внимание на уменьшение содержания титана (в виде ильменита) в магнетите с понижением температуры (геотермометр Баддингтона). В. Мармо (Marmo, 1959) подтвердил это на породах одного и того же типа одинакового происхождения. Несомненно, однако, что этот геотермометр, равно как полевошпатовый геотермометр Барта и геотермометр Офтедаля могут использоваться лишь с учетом различных геологических факторов (Лобач-Жученко, Крылов, 1966).

Б. Мэйсон (Mason, 1944) установил зависимость взаимной растворимости Fe_2O_3 и Mn_2O_3 от температуры. Из экспериментальных данных следует, что растворимость железа в ортоэнстатите зависит от давления (Boyd, England, 1960); Ш. Банно (Banno, 1964) подтвердил этот вывод при изучении эклогитов.

Значительное внимание в литературе последнего периода было уделено зависимости состава сфалерита от температуры его образования. Г. Куллеруд (Kullerud, 1953, 1959) на основании изучения системы $ZnS - FeS$ пришел к заключению о возрастании содержания железа в сфалерите с повышением температуры его образования (при достаточном содержании FeS в системе). Однако отдельные авторы показали, что оценка температуры образования сфалерита по содержанию железа вызывает существенные возражения (Куденко, Стеценко, 1964, 1966; Шадлун, Добровольская, 1965). Представление Г. Куллеруда критически рассмотрено также на основе опытов по синтезу железистого сфалерита (Анфилов и др., 1966). А. А. Малаховым (1966) проанализирована зависимость состава сфалеритов (включая содержание микропримесей) от различных факторов их образования и сделан вывод о своеобразии топохимического облика сфалерита из ассоциаций разных генетических типов.

По Б. Н. Артемьеву (1933), Я. Д. Готману (1938), А. М. Болдыревой (1941), а также Ив. Ф. Григорьеву и Е. И. Доломановой (1951), касситерит из месторождений различных типов отличается по содержанию тантала и ниобия. Наиболее высоким оно является в касситерите из пегматитов и наиболее низким — в касситерите из месторождений сульфидно-касситеритовой формации; такой касситерит может быть полностью свободен от тантала и ниобия.

Данные о составе вольфрамитов из ряда высокотемпературных молибденовых и вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана указывают, что обычно в этих месторождениях вольфрамиты позднейших генераций резко обогащены марганцем в сравнении с ранними вольфрамитами (Чухров, Ермилова, 1964). Имеются также данные о различном содержании тантала и ниобия в вольфрамитах, образовавшихся в разных условиях (Быбочкин, 1965).

Изучение монацита показало, что в качестве одного из типоморфных признаков этого минерала могут служить изменения содержания титана, гафния, иттрия и иттербия (Кравченко, 1966). Отличия в составе редких земель также позволяют различать монациты разного генезиса (Буканов, Швецова, 1966). А. А. Беус (1960) отметил различия в содержании и характере щелочных металлов в бериллах пегматитов и гидротермально-пневматолитических месторождений.

М. Флайшер (Fleischer, 1953) обратил внимание на зависимость состава афтиталита, хромита и магнетита от условий их образования. Афтиталит — тригональный минерал — твердый раствор сульфатов калия и натрия; если этот минерал образуется путем кристаллизации из растворов (при температуре ниже 100° , отношение $K:Na$ довольно постоянно и составляет около $3:1$; при высоких температурах (вулканические и фумарольные выделения) образуется афтиталит с отношением $K:Na$ в пределах от $3:1$ до $1:2$, что согласуется с данными о системе $K_2SO_4 - Na_2SO_4$. Устанавливается приуроченность богатых алюминием членов группы хромитов к содержащим полевые шпаты троктолитам и габбро (Куба) и бедных алюминием членов — к бесполовошпатовым перидотитам Тихоокеанского побережья; широкие пределы колебаний содержания алюминия в хромитах из габбро и троктолитов объясняются взаимодействием хромита с габбровой магмой. В отношении магнетита отмечается, что по имеющимся анализам этот минерал из диабазов и третичных лав обычно содержит много магния (частью магнезиоферрит); магнетиту из нефелиновых сиенитов и фonoлитов свойственно высокое содержание магния и алюминия и существенное содержание марганца.

С. С. Зимин (1965) пришел к выводу о более высоком содержании алюминия в хромитах базитовых формаций в сравнении с хромитами из гипербазитовых формаций. Тот же автор указывает на более высокое содержание глинозема в акцессорных хромитах в сравнении с хромитами, слагающими руды. Вопрос о связи состава хромитов (хромшпинелидов) и их генезиса рассмотрен также другими авторами; ряд ценных обобщений был сделан еще в 1949 г. Н. В. Павловым. Позже этот автор и И. И. Чупрынина (1966) подчеркнули, что отношение $MgO:FeO$ в магматических хромитах составляет более 2, а в метасоматических 1,0—1,5.

По заключению Л. Н. Овчинникова (1964), ранние генерации магнетита и пирита всегда содержат больше элементов-примесей, чем более поздние генерации тех же минералов. Указано на возможность использования примесей в пиритах для суждения о генетическом типе месторождения (Прохоров, 1965). Содержание редкоземельных элементов во флюорите зависит от условий его образования (Василькова, Соломкина, 1965). В пегматитах Центрального Казахстана при повышенных температурах и давлениях образовались несовершенные дефектные кристаллы флюорита с высоким содержанием элементов-примесей, а более совершенные и часто бездефектные его кристаллы возникли при относительно низких температурах и давлениях (Плескова, Балицкий, 1966).

Апатит из различных пород Вишневогорского щелочного комплекса различается по содержанию стронция и редких земель (Крейтер, 1965). Отмечено повышенное содержание скандия, олова, висмута, меди и серебра в акцессорных цирксонах поздних генераций (Ляхович, Баланова, 1966). Для некоторых месторождений бесспорно преобладание закисного железа в раннем и окисного в позднем флогопите (Римская-Корсакова, Краснова, 1966).

Сделаны обобщения о зависимости примесей берилла от среды, в которой он образовался (Staatz et al., 1965). Имеются попытки установить связь между температурой образования кварца и содержанием в нем водорода (Brunner et al., 1961; Vambauer et al., 1962). И. Е. Каменцев (1965) сделал заключение об увеличении структурной примеси алюминия в кварце с понижением температуры его образования. К противоположному выводу пришли В. С. Балицкий и его соавторы (1966), изучавшие кварц из хрусталеносных пегматитов Центрального Казахстана с применением ЭПР.

Интересный подход к выяснению температур и давления при образовании биотита проявил Х. К. Лайс (Liese, 1964). В этом минерале алюминий содержится в четверной и в шестерной координации. Как известно, высо-

кая температура и низкое давление способствуют образованию более открытых структур. Замещение кремния алюминием в кремнекислородных тетраэдрах вызывает увеличение объема и должно проявляться более интенсивно при высоких давлениях. В общем это подтверждается данными для биотита гранитов и биотитов порфириовидных пород, которые образовались при меньшем давлении. Однако без проведения специальных исследований с использованием разнообразного материала полученные данные не могут рассматриваться как однозначные.

Рядом исследователей показано, что наличие включений в минералах также может служить типоморфным признаком. Например, Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова (1951) установили, что высокотемпературные касситериты содержат тонкие включения колумбита, вольфрамит, циркона, рутила, гематита. По данным В. В. Ляховича и Т. Т. Балановой (1966), акцессорные цирконы разных генераций отличаются по характеру микровключений.

Е. Е. Костылевой (1964) для изучения типоморфизма кварца использованы данные о составе жидких включений. Газово-жидкие включения изучены также в качестве типоморфной особенности флюоритов (Вовк, Мельников, 1966). Установлено различие в характере газово-жидких включений баритов разных генераций (Дорошенко, 1966). В последние годы появилось достаточно оснований использовать в качестве типоморфного признака минералов соотношение содержания в них стабильных изотопов кислорода (Epstein, 1959), серы (Ault, 1959) и других элементов.

В связи с изучением вариаций состава и их зависимости от генезиса минералов следует обратить внимание на необходимость детального изучения пределов изменения состава и свойств минералов в соответствующих ассоциациях. В частности, большой интерес представляет вопрос об устойчивости и изменчивости состава (и различных констант) минералов минеральных месторождений и горных пород. Изучение турмалинов из некоторых пегматитов США позволило установить, что их состав и показатели преломления зависят от положения турмалиновых выделений в пегматитовом теле, образовавшемся путем кристаллизации в закрытой системе (Staatz et al., 1955). Показано неустойчиво состава одновозрастных выделений ряда минералов высокотемпературных гидротермальных месторождений, например ильменорутила (Чухров, 1960), вольфрамит, слюд (Чухров, Ермилова, 1964). Детальное исследование изменения состава хромита в пределах рудного тела выполнил Э. Д. Джексон (Jackson, 1963), который изучал так называемый расслоенный комплекс Стилуотер в США. Для хромитоносной зоны этого комплекса характерно, что сумма Fe^{3+} и Fe^{2+} в хромите уменьшается от нижней подзоны к средней и затем возрастает в верхней подзоне; кроме того, показано, что отношение содержания Fe^{3+} к общему содержанию железа убывает при продвижении от краевых частей залежи к ее центральной части. В некоторых случаях, как это показано для образца биотита из пироксенового амфиболита района Стерлинг Лейк (штат Нью-Йорк), состав минерала и его оптические константы могут существенно меняться даже в одном и том же куске породы (Hagner, 1965). Еще очень мало данных имеется об изменении состава минералов в пределах их монокристалльных выделений. Как показал В. С. Чуриков (1959) на примере вольфрамитов, в этой области могут быть получены интересные результаты, важные для понимания химизма природных процессов и его изменения во времени.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Влияние условий минералообразования на структуру минерала проявляется в возникновении различных политипных модификаций одного и того же вещества.

Наиболее интересные данные получены для слюд. Дж. В. Смит и Х. С. Йодер (Smith, Yoder, 1956) впервые теоретически обосновали возможность существования ряда политипных модификаций слюд, из которых в природе наиболее обычны 1M, 2M₁, 2M₂, 3T. Сделан вывод, что характер политипных модификаций слюд зависит от их состава, а также от температуры и давления, при которых они образовались. Позже (Э. Велд (Velde, 1965) на основании экспериментов заключил, что единственной устойчивой формой мусковита является модификация 2M₁, тогда как модификации 1M и 1M_d метастабильны. Этот автор указывает следующую зависимость между условиями нахождения и характером политипной модификации калиевых слюд: изверженные породы — 2M₁; метаморфические породы — 1M, 3T, 2M₁; осадочные породы — 1M_d, 1M, реже — 2M₁ (иллиты — преимущественно 1M_d, также 2M₁, глауконит и селадонит — 1M); гидротермальные продукты (серициты) — 1M_d, 1M, 2M₁. По В. Е. Тепикину (1964), биотиты из эффузивных пород обычно представлены модификацией 1M, а биотиты из гранитов — преимущественно модификациями 1M и 3T.

Несомненно, что вопрос об условиях, определяющих образование политипных минералов, заслуживает углубленного изучения.

Возникновение кристаллических фаз с различной степенью упорядоченности также может быть основой суждения о температурах минералообразования. Такой подход к определению температур образования полевых шпатов нашел отражение в работе Х. К. Лайса (Liese, 1964).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Понятие типоморфизма прежде всего включает представление о типоморфности минералов и их ассоциаций, т. е. о возможности судить о проявлении определенных процессов и условий минералообразования по наличию отдельных минералов в соответствующих ассоциациях или по характеру минеральных ассоциаций; минералы или их ассоциации, служащие индикаторами определенных генетических условий, являются типоморфными.

Помимо типоморфности минералов и их ассоциаций в учении о типоморфизме большое место занимает типоморфность особенностей минералов. В исследованиях по типоморфизму особую ценность приобретает комплексное изучение различных особенностей минералов и сопоставление их генетического значения; примеры подобных исследований имеются (Готман, 1938; Болдырева, 1941; Беус, 1960, и др.).

Можно с достаточным основанием утверждать, что типоморфизм минералов весьма важен не только для понимания условий образования минералов и их ассоциаций, но и для развития геологической термометрии и геологической барометрии. Для суждения о температурах и давлениях при минералообразовании можно использовать как типоморфные минералы или типоморфные минеральные ассоциации, так и типоморфные особенности отдельных минералов.

Несомненно, что в этой важной области предстоит огромная работа с использованием известных и поиском новых путей. Важнейшим звеном этой работы должно быть детальное изучение тщательно подобранного природного материала. В его интерпретации большую помощь могут оказать данные по изучению физико-химических систем и моделированию процессов образования минералов при различных параметрах, сопоставимых с природными.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев Р. М. Исследование онтогении кристаллов кальцита из Дашкесанского железорудного месторождения. Сб. «Генезис минерал. индивидов и агрег.». Изд-во «Наука», 1966.
- Анфилогов В. Н., Удодов Ю. Н., Чернышев Л. В. Проверка геотермометра Г. Куллера методом гидротермального синтеза железистого сфалерита. Геохимия, № 8, 1966.
- Артемов Б. Н. Материалы по минералогии касситерита и некоторых других пегматитовых и пневматолитовых минералов. Изв. АН СССР, № 8, 1933.
- Архипчук Р. З., Локерман А. А. Новые данные о зависимости формы кристаллов флюорита от условий образования. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 4, 1966.
- Балицкий В. С., Самойлович М. И., Новожилов А. И., Ступаков Г. П. О влиянии температурных условий образования кварца на содержание структурной примеси алюминия. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 3, 1966.
- Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Изд-во АН СССР, 1962.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 11, 1957.
- Бегетин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госуд. научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр. 1958.
- Бегетин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. Изд-во «Недра», 1964.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М. Изд-во АН СССР, 1960.
- Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. Изд-во «Недра», 1965.
- Болдырева А. М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 54, сер. мин.-геох., № 12, 1944.
- Буканов В. В., Швецова И. В. Типоморфные особенности акцессорного монацита из жил альпийского типа Приполярного Урала. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 4, 1966.
- Василькова Н. Н., Соломкина С. Г. Типоморфные особенности флюорита. Изд-во «Недра», 1965.
- Вировлянский Г. М. Кварц как геологический термометр. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 67, № 3, 1938.
- Вировлянский Г. М. К вопросу о минерагенетическом значении вичинальных образований на гранях кварца. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 67, № 3, 1958.
- Вовк П. К., Мельников В. С. Кристалломорфология флюорита из некоторых флюоритовых месторождений Хурайской группы (Западное Забайкалье). Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 4, 1966.
- Горбатов Г. А. Термоэлектрические свойства пирита и галенита и возможная их связь с температурой минералообразования. Сб. «Методы иссл. минеральн. сырья». Госгеолтехиздат, 1957.
- Горбатов Г. А., Индолев Л. Н. Опыт применения статистического анализа термоэлектродвижущих сил галенита для расшифровки первичной зональности рудообразования. Научн. сообщ. Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР, вып. 7, 1962.
- Горбатов Г. А., Круглова В. Г., Сидоренко Г. А. Некоторые закономерности в изменчивости термоэлектродвижущих сил молибденита из месторождений различных генетических типов. Сб. «Минеральное сырье». ОНТИ, ВИМС, вып. 5, 1962.
- Готман Я. Д. К вопросу о свойствах касситерита в связи с условиями его образования. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., т. 16 (2), 1938.
- Готман Я. Д., Пудовкина И. А., Салнцева Л. С. К изучению касситерита методом инфракрасной спектроскопии. Сб. «Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования». Госгеолтехиздат, 1963.
- Григорьев Ив. Ф., Домоанова Е. И. Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 3, 1951.
- Дорошенко Ю. П. Кристалломорфологические особенности и температуры образования барита флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 3, 1966.
- Дорфман М. Д. К вопросу об определении генезиса берилла. Докл. АН СССР, т. 82, № 4, 1952.
- Зедгенизов А. Н. Морфогенетические типы цирконов из кварцитов иенгской серии Алданского щита. Сб. «Геол. и петрол. докембрия Алданского щита». Изд-во «Наука», 1966.
- Зимин С. С. Некоторые особенности состава и генезиса хромитов. Геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР, № 4, 1965.
- Каменцев И. Е. О влиянии температуры кристаллизации на вхождение примеси алюминия в структуру природного кварца. Геохимия, № 3, 1965.

- Капитонов М. Д.* Кристаллография и морфология минералов в экспозиции Музея земледения. Сб. «Жизнь Земли», Изд-во МГУ, 1966.
- Князев Г. И.* Термоэлектрические свойства галенитов и пиритов некоторых полиметаллических месторождений. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 2, 1966.
- Костов И.* Генетические типы габитусов минералов. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 16, 1962.
- Костылева Е. Е.* Некоторые методы изучения рудоносного кварца. Изд-во «Наука», 1964.
- Кравченко Е. В.* Особенности кристалломорфологии и химизма акцессорного циркона разновозрастных магматических комплексов Северного Кавказа и возможности их использования в качестве корреляционного признака. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 4, 1966.
- Красильникова А. В.* Типоморфизм кристаллов акцессорного циркона и использование его при корреляции гранитоидов Кокчетавской глыбы. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 4, 1966.
- Крейгер Д. С.* Типоморфные особенности циркона и апатита в породах щелочного комплекса (Урал). Изв. высш. учебн. завед., сер. геол. и разв., № 10, 1965.
- Куденко А. А., Стеценко В. П.* Возможности использования системы $ZnS-FeS$ как геологического термометра. Геохимия, № 11, 1964.
- Куденко А. А., Стеценко В. П.* О химическом составе сфалеритов, роли изоморфных примесей в их строении и условиях образования. Сб. «Исслед. природн. и технич. минералообр.». Изд-во «Наука», 1966.
- Кудрин В. С., Кудрина М. А., Столярская Т. И.* Гагаринит — типоморфный минерал постмагматических образований щелочно-гранитоидного состава. Сб. «Геология месторожд. редк. мет.», вып. 30, 1966.
- Кузаренко А. А.* Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.
- Лобач-Жученко С. Б., Крылов И. Н.* Об использовании минералов для термометрии пород докембрия. Геохимия, № 2, 1966.
- Ляхович В. В., Баланова Т. Т.* О некоторых особенностях акцессорного циркона различных генераций. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 4, 1966.
- Малахов А. А.* О типохимических комплексах элементов в минералах (на примере сфалерита). Геохимия, № 5, 1966.
- Матковский О. И.* Значение и задачи кристалломорфологических исследований акцессорных минералов. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 4, 1966.
- Музля К. А.* Типоморфные особенности некоторых минералов редкометалльных месторождений различных генетических формаций. Тр. Инст. геол. наук АН Каз.ССР, т. 6, 1962.
- Нестеренко Г. В., Добрецов Н. Л.* К методике использования типоморфных признаков циркона для установления источников питания осадочных толщ. Геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР, № 9, 1966.
- Овчинников Л. Н.* Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. Химия земной коры. Тр. геохим. конф., посвящ. столетию со дня рожд. В. И. Вернадского. Изд-во АН СССР, т. 2, 1964.
- Озеров К. И.* О зависимости формы кристаллов корунда от химического состава среды. Докл. АН СССР, т. 47, № 1, 1945.
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И.* Некоторые итоги изучения процессов формирования хромитовых месторождений Кемпирсайского ультраосновного массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1966.
- Пеньков И. Н.* К определению температур образования некоторых гидротермальных минералов методом ядерного квадрупольного резонанса. Сб. «Исслед. природн. и технич. минералообр.», Изд-во «Наука», 1966.
- Плескова М. А., Балицкий В. С.* Типоморфные особенности и условия образования флюорита в пегматитах Центрального Казахстана. Минерал. сб. Львовск. унив., № 4, 1966.
- Прохоров В. Г.* Элементы-примеси в пиритах и возможности использования пиритов при поисках рудных месторождений. Геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР, № 9, 1965.
- Рагин Л. В.* Типоморфные особенности термоэлектродвижущих сил поликсенов некоторых месторождений платины. Тр. ЦНИГРИ, вып. 53, 1963.
- Рижская-Корсакова О. М., Краснова Н. И.* Кристалломорфология флогопита как индикатор условий его образования. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 4, 1966.
- Рожкова К. В., Горбатов Г. А.* К вопросу о типоморфизме минералов. Сб. «Физич. методы иссл. минералов. осад. пород». Изд-во «Наука», 1966.
- Рожкова К. В., Ершова К. С.* Диэлектрическая проницаемость минералов и ее использование для разрешения некоторых минералогических вопросов. Сб. «Минеральное сырье», вып. 3. Госгеолтехиздат, 1961.
- Рожкова Е. В., Горбатова Г. А., Сидоренко Г. А., Соломкина С. Г.* Новый методологический подход к изучению типоморфных особенностей минералов на примере берилла. Сб. «Минеральное сырье», вып. 7. Госгеолтехиздат, 1963.

- Русинов В. Л.* Степень двойникованности альбита как показатель глубинности метаморфизма. Автореф. работ сотр. ИГЕМ АН СССР за 1964 г. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1965.
- Рябов В. К.* Температурные условия кристаллизации касситерита в оловорудных месторождениях по данным термовзвешивания. Геол. рудн. местор., № 3, 1966.
- Сенчило Н. П., Комаров О. П.* О температурах кристаллизации жильного кварца редкометалльных штоков. Тр. Инст. геол. наук АН КазССР, т. 6, 1962.
- Сергеев В. Н.* О неравномерном росте индивидов магнетита в рудах Калпостровского месторождения (Хакассия). Сб. «Генезис минер. индивидов и агрегат». Изд-во «Наука», 1966.
- Синяков В. И.* Микротвердость магнетита из месторождений различного генезиса. ДАН СССР, т. 169, № 4, 1966.
- Тепикин В. Е.* Политипные модификации слюды и их лауэграммы. Сб. «Хим. состав и внутр. строение минералов». Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Фекличев В. Г.* Фигуры растворения на гранях берилла в пегматитах Волыни. Сб. «Генезис минер. индивидов и агрег.». Изд-во «Наука», 1966.
- Ферсман А. Е.* Пегматиты, т. 1, Изд-во АН СССР, 1931.
- Ферсман А. Е.* Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Избр. труды А. Е. Ферсмана, т. 2, Изд-во АН СССР, 1953.
- Францессон Е. В.* Термоэлектрические свойства природных твердых растворов на примере ильменитов из кимберлитов Якутии. Геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР, № 3, 1963.
- Чуриков В. С.* Некоторые особенности химического состава вольфрамитов. Сб. «Матер. по геол. рудн. местор., петр., мин. и геох.». Изд-во АН СССР, 1959.
- Чухров Ф. В.* Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 50, 1960.
- Чухров Ф. В.* О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений. Геол. рудн. местор., № 1, 1964.
- Чухров Ф. В., Ермилова Л. П.* О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана. Межд. геол. конгресс, 22 сессия. Проблемы генезиса руд. Изд-во «Недра», 1964.
- Шадлуи Т. Н., Добровольская М. Г.* К вопросу об использовании сфалерита как геологического термометра. Автореф. работ сотр. ИГЕМ АН СССР за 1964 г. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1965.
- Шафрановский И. И.* Современное состояние вопроса о зависимости внешней формы от внутреннего строения кристаллов. Зап. Ленингр. горн. инст., т. 40, 1959.
- Шафрановский И. И.* Возможность использования кристаллохимического анализа для решения минерагенетических задач. Зап. Всес. Минерал. об-ва, ч. 89, вып. 1, 1960.
- Шафрановский И. И.* К методике использования кристаллических форм в качестве минерагенетических индикаторов. Сб. «Теор. и генетич. вопр. мин. и геох.», Изд-во АН УРСР, Киев, 1963.
- Шкабара М. Н.* Кальцит как геологический термометр. Зап. Научно-исслед. инст. геологии Харьк. унив., т. 8, Харьков, 1940.
- Шмулевич А. Д., Горбатов Г. А.* Типоморфизм галенитов некоторых месторождений юго-западных отрогов Гиссарского хребта на основе их термоэлектродвижущей силы. Уч. зап. САИГИМС. Ташкент, вып. 2, 1960.
- Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голдин В. А., Калинин Е. П., Давыдов В. П.* Типоморфизм и коррелятивное значение акцессорного циркона изверженных и метаморфических пород Приполярного Урала и Тимана. Минерал. сб. Львовск. унив., № 20, вып. 4, 1968.
- Ярошевский А. А.* К вопросу о связи формы кристаллов гранатов с условиями минералообразования. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 10, 1959.
- Ahlfeld F.* Über Tracht und Genesis des Zinnsteines. Fortschr. Min., Bd. 16, 1931.
- Ault W. U.* Isotopic fractionation of sulfur in geochemical processes. Researches in geochemistry. Ed. P. H. Abelson, New York, 1959.
- Bambauer H. U., Brunner G. O., Laves F.* Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 42, H. 1, 1962.
- Banno S.* Alumina content of orthopyroxene as a geologic barometer. Jap. J. Geol., Geogr., v. 35, № 2-4, 1964.
- Barth T. F. W.* The feldspar geologic thermometers. N. Jb. Min., Abhandl., Bd. 82, 1951.
- Boyd F. R., England J. L.* Minerals of the mantle. Carnegie Inst. Washington. Year book, 1960.
- Braun F.* Morphologische, genetische und paragenetische Trachtstudien an Baryt. N. Jb. Min., Abh., Beil. Bd. 65, Abt. A, 1932.
- Brunner G. O., Wondratschek H., Laves F.* Ultrarotuntersuchungen über den Einbau von H in natürlichen Quarz. Z. Elektroch., Bd. 65, № 7-8, 1961.
- Buddington A. F., Fahey J., Vlisidis A.* Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer. J. Sci., v. 253, № 9, 1955.

- Epstein S.* The variations of the O^{18}/O^{16} ratio in nature and some geologic implications. Researches in geochemistry. Ed. P. H. Abelson. New York, 1959.
- Fleischer M.* Some problems of chemical mineralogy. Amer. Mineral., v. 38, № 3-4, 1953.
- Grubenmann U., Niggli P.* Die Gesteinsmetamorphose. Bd. I. Berlin, 1924.
- Hagner A. F., Leung S. S., Dennison J. M.* Optical and chemical variations in minerals from a single rock specimen. Amer. Mineral. v. 50, № 3-4, 1965.
- Jackson E. D.* Stratigraphic and lateral variation of chromite composition in the Stillwater complex. Intern. Mineral. Assoc., Third General Meeting, Papers and proceedings. Menasha, USA, 1963.
- Kalb G.* Kristalltracht, Vorkommen und Bildungstemperatur der Mineralien. Cbl. Min., 1923.
- Kalb G.* Die Kristalltracht des Kalifeldspates in minerogenetischer Betrachtung. Cbl. Min., № 15, 1924.
- Kalb G.* Die Kristalltracht des Kalkspates in minerogenetischer Betrachtung. Cbl. Min., Abt. A., 1928₁.
- Kalb G.* Die minerogenetische Bedeutung der Vizinalfiguren des Quarzes. Cbl. Min., 1928₂.
- Kalb G.* Bemerkungen zu den minerogenetischen Kristalltrachttypen des Kalkspates. Cbl. Min., Abt. A., № 4, 1929.
- Kalb G.* Die Morphologie des Quarzes in minerogenetischer Betrachtung. Z. Krist., Bd. 90, 1935.
- Kalb G., Koch L.* Die Kristalltracht des Apatit und Beryll in minerogenetischer Betrachtung. Cbl. Min., Abt. A., № 8, 1929₁.
- Kalb G., Koch L.* Die Kristalltracht des Olivin und Chrysoberyll in minerogenetischer Betrachtung. Cbl. Min., 1929₂.
- Kleber W.* Über Hypermorphie. N. Jb. Min., Abh. Bd. 94, 1964.
- Kullerud G.* The FeS — ZnS system as a geologic thermometer. Norsk Geol. Tidsskr., v. 32, 1953.
- Kullerud G.* Sulfide systems as geological thermometers. Researches in geochemistry. Ed. P. H. Abelson. New York, 1959.
- Lawrence L. J.* Crystal habit of wolframite as an indication of relative temperature of formation. N. Jb. Min., Monatsh., H. 11-12, 1961.
- Liese H. C.* A correlative geothermometric mineral study. Amer. J. Sci., v. 262, № 2, 1964.
- Marmo V.* On the TiO_2 -content of magnetites as a petrogenetic hint. Amer. J. Sci., v. 257, № 2, 1959.
- Mason B.* The system $Fe_2O_3 - Mn_2O_3$. Some comments on the names bixbyite, sitaparite and partridgeite. Amer. Mineral., v. 29, 1944.
- Maucher A.* Die Bildungsreihe der Mineralien. Freiberg, 1914.
- Oftedal I.* Scandium in biotite as a geologic thermometer. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 23, 1943.
- Ramdohr P.* Magnetische Kassiterite. Bull. Com. Geol. Finlande, № 196, 1961.
- Ringwood A. E.* Mineralogical constitution of deep mantle. J. Geoph. Res., v. 67, № 10, 1962.
- Smith F. G.* The pyrite geothermometer. Econ. Geol., v. 42, 1947.
- Smith J. V., Yoder H. S.* Experimental and theoretical studies of the mica polymorphism. Min. Mag., v. 31, № 234, 1956.
- Staatz M. H., Griffiths W. R., Barnett P. R.* Differences in the minor elements composition of beryl in various environments. Amer. Mineral., v. 50, № 10, 1965.
- Staatz M. H., Murata K. I., Glass J. J.* Variation of composition and physical properties of tourmaline with its position in the pegmatite. Amer. Mineral., v. 40, № 9-10, 1955.
- Sunagawa I.* Variation in crystal habit of pyrite. Report Geol. Surv. Japan, 1957, № 175.
- Tuttle O. F.* The variable inversion temperature of quartz as a possible geologic thermometer. Amer. Mineral. v. 34, № 9-10, 1949.
- Velde E.* Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. Amer. Mineral., v. 50, № 3-4, 1965.

ОСОБЕННОСТИ СФАЛЕРИТОВ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Т. Н. ШАДЛУН, М. Г. ДОБРОВОЛЬСКАЯ,
Ю. С. НЕСТЕРОВА, Г. А. АРАПОВА

ВВЕДЕНИЕ

В ряде свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья сфалерит является одним из главных рудообразующих минералов, по типоморфным особенностям которого можно судить об условиях и относительном времени образования соответствующих минеральных ассоциаций.

С. С. Смирнов (1955) среди свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья выделил месторождения галенит-сфалерит-пиритового типа как наиболее распространенные и преобладающие. Согласно данным более поздних исследователей (Томсон и др., 1964), галенит-сфалерит-пиритовые месторождения наряду с арсенопирит-пиритовыми, пирит-пиротиновыми, галенитовыми с сульфосолями, входят в галенит-сфалеритовую формацию. Те месторождения, руды которых исследовались нами, являются характерными представителями указанной формации, а сфалерит — одним из главных минералов месторождений галенит-сфалерит-пиритового типа. Изучение состава и свойств сфалерита позволило выявить его типоморфные особенности для отдельных месторождений и их групп.

В работах С. С. Смирнова и других исследователей (Кузнецов, 1963; Плигина, 1963; Шолкин, Ленюк, 1963; Куземко, Локерман, 1965; Куземко, 1967; Кулагашев и др., 1963, Каминский и др., 1967) содержатся данные о минералах и минеральных ассоциациях руд месторождений Восточного Забайкалья, но достаточно полная характеристика сфалерита — одного из важнейших минералов этих месторождений — отсутствует.

Авторами наиболее детально были изучены состав сфалеритов, структуры его агрегатов и возрастные взаимоотношения с другими минералами.

В месторождениях Восточного Забайкалья встречаются сфалериты с различным содержанием железа (от мало- до сильножелезистых разновидностей). Наряду с особенностями, типичными для данной формации руд, изученные сфалериты имеют закономерные различия отдельных физических свойств, зависящие главным образом от химического состава минерала, а следовательно, и от физико-химических условий минералообразования. Результаты рентгенометрических и электронно-микроскопических исследований приведены в других статьях¹.

В многочисленных работах содержание железа в сфалеритах используется как показатель температуры их образования без учета микровключений пирита и других железосодержащих минералов; материал, отобранный под бинокуляр, рассматривается как мономинеральный и все железо считается входящим в решетку сфалерита. На использовании подобного материала основываются представления некоторых авторов о температурной зональности месторождений (Трошин, Кусакина, 1964). Другие

¹ Статья Т. Н. Шадлун и М. Т. Дмитриевой (1968) и статья Т. Н. Шадлун, Р. В. Боярской и др. в этом сборнике.

исследователи не учитывают влияния марганца, кадмия и других примесей при установлении зависимости параметра решетки сфалерита от его состава (Радкевич, Волкова, 1966). В настоящей статье пересчет химических анализов сфалеритов сделан с учетом данных их тщательного микроскопического изучения. Химические анализы выполнялись Ю. С. Нестеровой и Г. А. Араповой. Полные полуколичественные спектральные анализы произведены А. С. Дудыкиной, которой авторы выражают глубокую благодарность. Удельные веса определены В. С. Амелиной и Е. И. Погодиной.

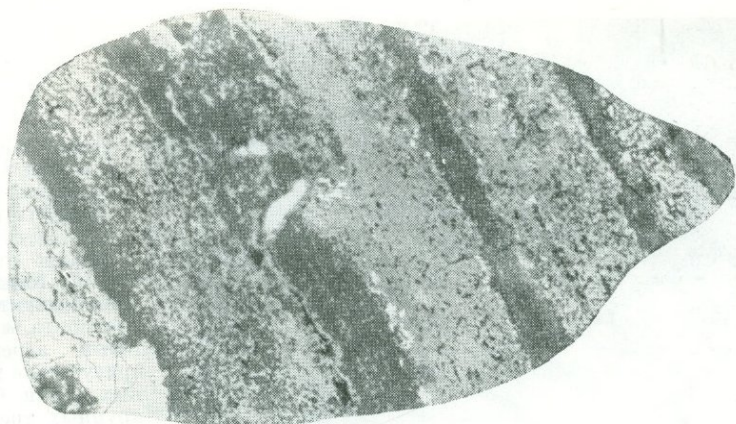
О МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЯХ И СТРУКТУРАХ АГРЕГАТОВ СФАЛЕРИТА В РУДАХ

Нами исследованы сфалериты из четырех месторождений Восточного Забайкалья: Благодатского, Екатерино-Благодатского, Михайловского и Северо-Акатуевского. Все эти месторождения детально изучены (Смирнов, 1955; Кузнецов, 1963; Плигина, 1963; Куземко, Локерман, 1965; Кулагашев и др., 1963).

Описываемые ниже руды месторождений галенит-сфалеритовой формации в доломитах и известняках обладают рядом характерных черт. Рудные тела представлены жилообразными, трубообразными и сложной формы метасоматическими телами, для которых характерны сложные сульфидные агрегаты. Наряду с главным минералом — сфалеритом — в рудах обычно содержится большое количество пирита. К главным рудообразующим минералам относятся также галенит, арсенопирит и во многих случаях сульфоантимониты свинца. Пирротин изредка встречается лишь в отдельных рудных телах (Северо-Акатуевское месторождение). Подчиненное значение имеют нерудные минералы: кварц, доломит, иногда анкерит и кальцит.

Минеральные ассоциации указанных выше месторождений очень сходны, так же как и последовательность их образования. По данным наших исследований формирование главной массы руд происходило в две стадии: пирит-сфалеритовую и галенит-сульфоантимонитовую. В ассоциациях каждой из них в незначительных количествах устанавливается арсенопирит, обычно сопровождающий пирит. В некоторых месторождениях наиболее ранним минералом пирит-сфалеритовой стадии является пирит, с которым иногда ассоциируются арсенопирит, кварц и карбонаты. После пирита выделилась основная масса сфалерита. В ряде случаев чрезвычайно трудно решить вопрос о том, относятся ли пирит и сфалерит к одной или двум различным парагенетическим ассоциациям. Например, в рудных телах Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений пирит и сфалерит не образуют обособленных выделений. Оба они отлагались путем замещения доломитов, наследуя их строение (фиг. 1). В некоторых месторождениях Забайкалья (Воздвиженское, Смирновское, Кадаинское и др.) достаточно отчетливо проявляются признаки более позднего отложения сфалерита по отношению к основной массе пирита и арсенопирита (секундные прожилки сфалерита в руде, сложенной пиритом), но частью пирит, как и арсенопирит, в изученных рудах, несомненно, выделялся позже сфалерита с образованием в нем своеобразных метасоматических прожилков (фиг. 2), скоплений и метакристаллов (фиг. 3, а, б).

По Ю. П. Дорошенко, в рудах Михайловского месторождения главная масса пирита была отложена в первую, а сфалерит (с подчиненным количеством пирита и арсенопирита) — во вторую стадию. Однако наши наблюдения показывают, что в этом месторождении главная масса пирита отлагалась одновременно со сфалеритом. При этом происходило замещение более раннего пирротина пиритом и марказитом; основанием для такого вывода служит аналогия формы пластинчатых выделений, состоящих из

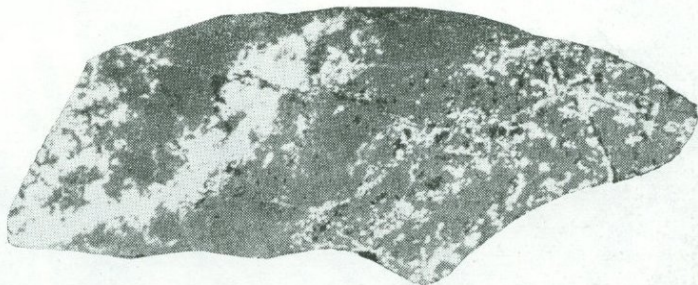


Фиг. 1. Полосчатая руда. Светлое — пирит, темное — сфалерит и окварцованный доломит. Благодатское месторождение. Полир. штуф. Нат. вел.

1703

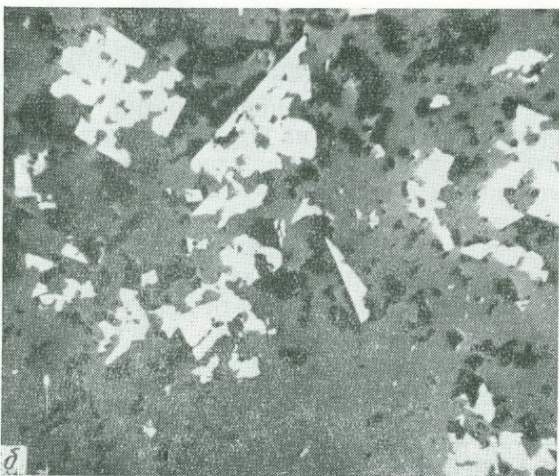
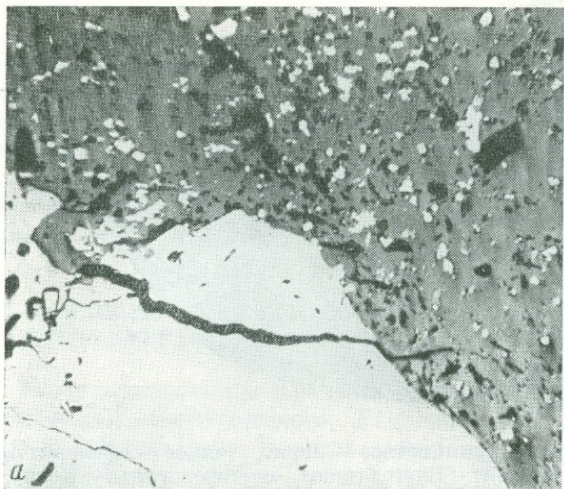
мелкозернистого пирита с марказитом (фиг. 4), с пластинчатыми выделениями пирротина в агрегатах сфалерита из Почекуевского месторождения (Архангельская, 1963). В Михайловском месторождении пирротин, частично замещенный пиритом и сидеритом, обнаружен на более глубоких горизонтах обособленно от сфалерита. Это также подтверждает возможность существования пирротина до отложения сфалерита. Образование пирит-марказитовых агрегатов, унаследовавших пластинчатую форму выделений пирротина, по-видимому, сопутствовало отложению сфалерита.

В Северо-Акатуевском месторождении в ряде рудных тел пирит-сфалеритового состава наблюдается резкое обособление агрегата пирита от агрегата сфалерита (фиг. 5). Интенсивное выделение пирита и сфалерита с последующей цементацией карбонатами (фиг. 6) несколько затушевало возрастные соотношения. Поскольку нет явных доказательств существования двух стадий выделения пирита и сфалерита, вероятно, условно их следует относить к одной стадии рудоотложения. Некоторые исследователи (Кочин, 1955; Плигина, 1963 и др.) относят пирит и сфалерит к двум различным стадиям, основываясь на существовании тонких прожилков карбоната и сфалерита в пиритовых агрегатах. По нашему мнению, возникновение таких прожилков связано с переотложением минералов при динамических воздействиях (фиг. 7). В ряде участков Северо-Акатуевского месторождения, так же как и в Благодатских месторождениях, в сфалерите наблюдаются поздние выделения пирита и арсенипирита. В сфалерит-пиритовых рудах Северо-Акатуевского месторождения обнару-

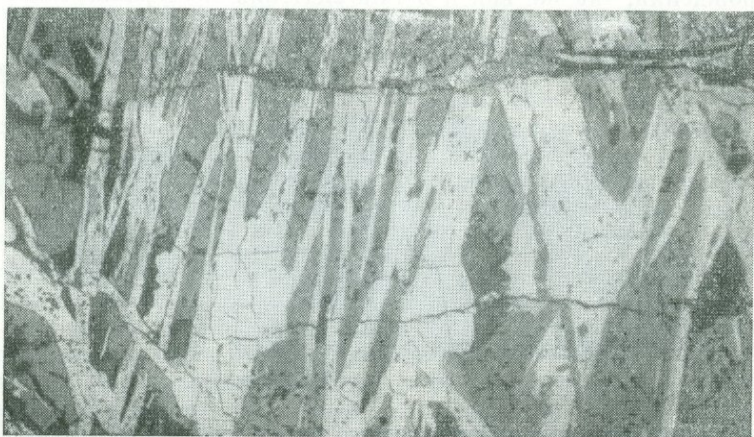


Фиг. 2. Тонкие жилки более позднего пирита (светлое, справа) частично с арсенипиритом, в массе сфалерита (темное). Светлые участки в левой части — буланжерит с галенитом. Екатерино-Благодатское месторождение. Полир. штуф. Нат. вел.



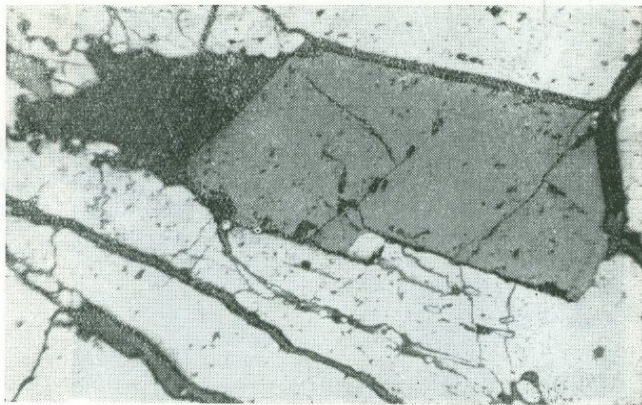


Фиг. 3. Характер взаимоотношений пирита, арсенопирита и сфалерита. *a* — пирит-сфалеритовый агрегат. Характерно присутствие мелких идиоморфных зерен более позднего и крупных трещиноватых зерен более раннего пирита (белое). Благодатское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 90. *б* — метакристаллы арсенопирита (белое) в сфалерите (темное). Северо-Акатуевское месторождение. Черное — кварц и пустотки. Полир. шлиф, Увел. 90

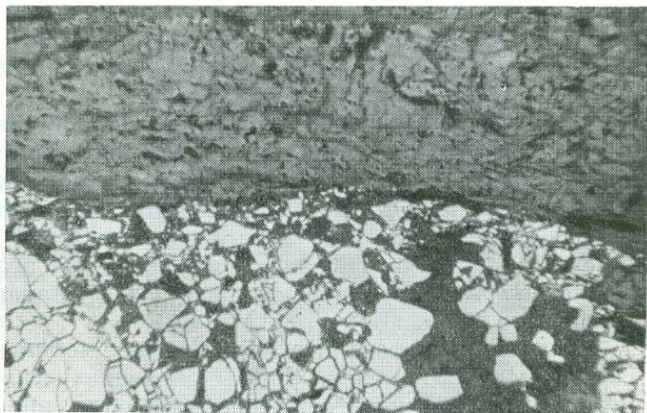


Фиг. 4. Пирит-марказитовые пластинчатые выделения среди агрегата сфалерита (серое). Темно-серое — карбонат. Михайловское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 6

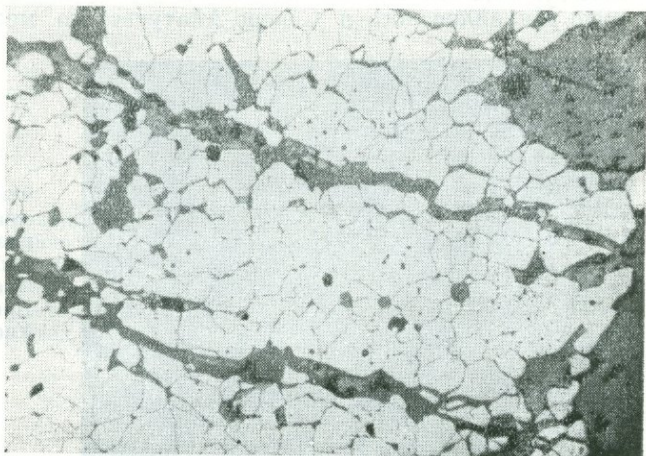
Фиг. 5. Идиоморфное зерно сфалерита (серое) с кварцем (черное) среди мелкозернистого агрегата пирита (белое), слагающего пластинчатые выделения рассеянного жилками карбоната (темное). Михайловское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 40

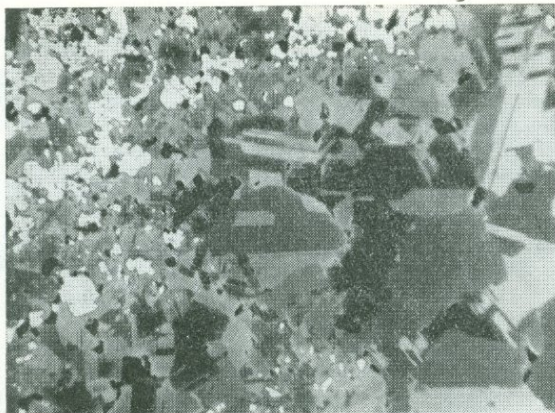


Фиг. 6. Катаклазированные агрегаты сфалерита (серое) и пирита (белое) сцементированы карбонатом (темное). Акатуевское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 40



Фиг. 7. Жилки карбоната со сфалеритом (серое) в агрегатах пирита (белое). Северо-Акатуевское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 40





Фиг. 8. Разнозернистый агрегат сфалерита. Обильные выделения пирита в мелкозернистых участках. Екатерино-Благодатское месторождение. Протравлено. Полир. шлиф. Увел. 90

жен пирротин. М. В. Голевой и другими исследователями он установлен в одном рудном теле и только как второстепенный минерал; в наших образцах пирротин изредка наблюдается под микроскопом вместе с халькопиритом в виде очень редких эмульсиевидных включений в сфалерите как продукт распада твердого раствора.

Отсутствие в большинстве случаев отчетливых признаков одновременного отложения пирита и сфалерита позволяет считать, что их главная масса во всех изученных месторождениях отлагалась в относительно равновесных условиях.

Одной из отличительных особенностей сфалеритовых и сфалерит-пиритовых руд Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождения является перекристаллизация сфалерита с образованием более мелкозернистых агрегатов и обособлением в них пирита (фиг. 8). В рудах Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений сфалерит нередко наблюдается в виде относительно крупнозернистых агрегатов; местами проявился катаклиз (фиг. 9), сравнительно редко устанавливаются признаки перекристаллизации.

В агрегатах сфалерита Благодатских месторождений обычны метакристаллы кварца и пирита (фиг. 10), в зернах сфалерита наблюдаются также «пылевидные» эмульсиевидные включения пирита. Наличие включений пирита в сфалерите Благодатского месторождения сильно затрудняет определение содержания в нем истинного количества железа. Тончайшая вкрапленность пирита совершенно не характерна для сфалеритов Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений.

Сфалериты Благодатских месторождений содержат также эмульсиевидную вкрапленность станнина, которая полностью отсутствует в сфалерите Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений. Включения



Фиг. 9. Крупнозернистый сдвойникованный катаклазированный сфалерит, по трещинкам — кальцит. Северо-Акатуевское месторождение. Протравлено. Полир. шлиф. Увел. 90

Фиг. 10. Метакристаллы пирита (белое) и кварца (черное) в агрегатах сфалерита (серое). Екатерино-Благодатское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 40



Фиг. 11. Зерна пирита (белое), пластинки халькопирита и пылевидные частицы станнина (светло-серое) в массе сфалерита. Черное — пустоты. Благодатское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 320



Фиг. 12. Участки пылевидного станнина (светло-серое) в двойникованном сфалерите (темное). Белые зерна — пирит. Благодатское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 670



халькопирита также характерны лишь для сфалерита Благодатских месторождений и только в небольшом количестве встречаются в сфалерите Северо-Акатуевского и Михайловского месторождений. Характер распределения станнина и халькопирита в некоторых наиболее насыщенных этими минералами участках сфалерита из Благодатских руд показан на фиг. 11 и 12.

Одной из характерных особенностей описываемых месторождений является более позднее отложение основной массы галенита и сульфоантимонитов свинца (в основном буланжерита) в сравнении со сфалеритом. В Северо-Акатуевском и Михайловском месторождениях значительная часть галенита и сульфоантимонитов свинца была отложена путем замещения сфалерита (фиг. 13, 14). Как правило, в рудах Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений галенит и сульфоантимониты свинца принадлежат к различным парагенезисам. В сфалерите имеются микровключения этих минералов.

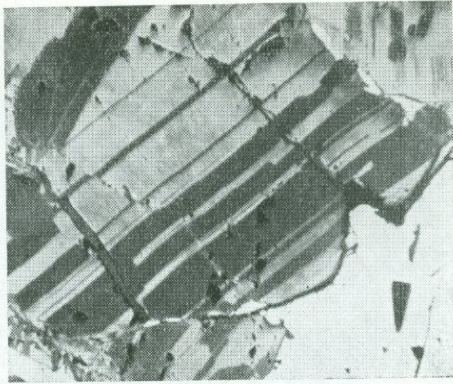
Следует подчеркнуть, что все приведенные данные относятся к тому сфалериту, который является главным рудообразующим минералом рассматриваемых месторождений. В каждом из них имеется в небольшом количестве более поздний сфалерит (переотложенный). Сфалерит поздних генераций наблюдается в участках, где руды испытывали тектонические воздействия, иногда он ассоциируется с карбонатом или галенитом и с сульфоантимонитами свинца. Поздний сфалерит обладает более светлой окраской, что свидетельствует об уменьшении содержания в нем железа.

В рудах Благодатских месторождений, в пустотах гидротермального выщелачивания обнаружен прозрачный безжелезистый колломорфный сфалерит (фиг. 15). Кроме колломорфных агрегатов, приуроченных к агрегатам галенита и буланжерита, переотложенный безжелезистый сфалерит образует каемки вокруг раннего железистого сфалерита. По-видимому, растворение раннего сфалерита и переотложение его с очищением от железа сопровождало отложение галенита и буланжерита. Состав позднего сфалерита свидетельствует об изменении условий при отложении минералов более поздней минеральной ассоциации.

Большое значение для понимания условий кристаллизации сфалерита имеют внутреннее строение зерен минерала и степень их однородности. Наиболее неоднородным является сфалерит руд Благодатских месторождений. В его агрегатах, помимо обычных сдвойникованных зерен, обнаружены единичные зерна с зональным строением (фиг. 16). В прозрачных шлифах отдельные зоны имеют разную окраску. Как следует из работ П. Симса и П. Бартона (Sims, Barton, 1961) и А. Розе (Rose, 1961), различно окрашенные зоны обычно отличаются по содержанию железа, что свидетельствует о неравновесных условиях его кристаллизации. На неоднородность распределения железа в сфалеритах несомненно влияют также последующая перекристаллизация минерала и присутствие субмикроскопических включений. Наибольшее число включений и наибольшее их разнообразие характерны для сфалеритов Благодатских месторождений (см. статью Т. Н. Шадлун, Р. В. Боярской и др. в этом сборнике). Для тех же сфалеритов характерны и наиболее широкие колебания содержания железа в пересчете на FeS (от 5 до 15 мол. %). Эти колебания намного меньше для сфалерита Северо-Акатуевского месторождения (12—18 мол. %) и незначительны для сфалерита Михайловского месторождения (20—22 мол. %). Наибольшая неравномерность в распределении железа (по данным его определения с помощью электронного микронзонда) характерна для сфалерита из Благодатских месторождений. Значительно меньшие различия в содержании железа установлены для сфалеритов Северо-Акатуевского и Михайловского месторождений.

Таким образом, все полученные данные подтверждают наибольшие неоднородность и непостоянство химического состава сфалеритов Благодатских месторождений, хотя макро- и микроскопические наблюдения

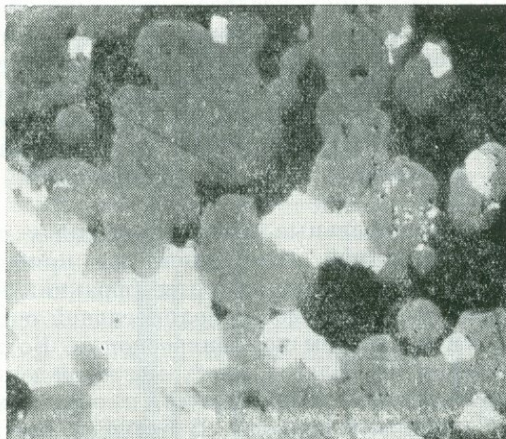
Фиг. 13. Галенит (белое), частично замесивший сфалерит (серое). Северо-Акатуевское месторождение. Протравлено. Полир. шлиф. Увел. 40



Фиг. 14. Проращение (замещение) сфалерита (серое) буланжеритом (светлое). Михайловское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 90



Фиг. 15. Выделения перетолженного колломорфного сфалерита среди галенит-буланжеритового агрегата. Черное — пустоты. Благодатское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 410





Фиг. 16. Зональное и двойниковое строение зерна сфалерита (серое разных оттенков). Белое — мелкие зерна пирита. Благодатское месторождение. Протравлено. Полир. шлиф. Увел. 90

свидетельствуют о принадлежности их к одной парагенетической ассоциации. Можно предполагать, что эти особенности связаны с изменчивостью условий кристаллизации, непостоянством состава растворов (даже в одной стадии) и влиянием состава вмещающих пород. Большее постоянство состава сфалерита присуще месторождениям, в рудах которых содержится (Акатуевское месторождение) или содержался первоначально и позже был замещен пиритом (Михайловское месторождение) пирротин, отложенный раньше сфалерита. На неравномерное содержание железа в сфалерите несомненно влияют последующие преобразования, в том числе перекристаллизация. Последняя, как известно, происходит часто с очищением минералов от некоторых примесей, и, в частности, от железа, которое расходуется на образование пирита (например, сфалериты Благодатских месторождений).

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СФАЛЕРИТОВ

Для детального исследования были отобраны 24 пробы сфалеритов из указанных ранее месторождений. Кроме того, для сопоставления данных изучались три образца маложелезистых сфалеритов из Армении (получены от А. Коджоян) и несколько образцов безжелезистых сфалеритов, синтезированных сухим способом при комнатной температуре В. В. Беляцким в ИГЕМ АН СССР и из щелочных растворов при 300—400° И. П. Кузьминой и А. А. Штейнбергом в Институте кристаллографии АН СССР.

Мономинеральные пробы природных сфалеритов были приготовлены электромагнитной сепарацией на приборе СИМ-1 Т. А. Петровой и А. П. Терегерко. Концентраты (фракции не менее 0,1 мм, реже не более 0,25 мм) подвергались дополнительной очистке под биноклем с последующим контролем под микроскопом. Во всех пробах содержится пирит; в образцах из Благодатских месторождений он в основном представлен «пылевидными» включениями, в образцах из других месторождений — более крупными зернами. В большей части проб наблюдаются эмульсиевидные включения халькопирита и станнина, единичные зерна арсенида пирита или тончайшие прожилки галенита и сульфоантимонитов свинца; последние отсутствуют только в пробах Северо-Акатуевского месторож-

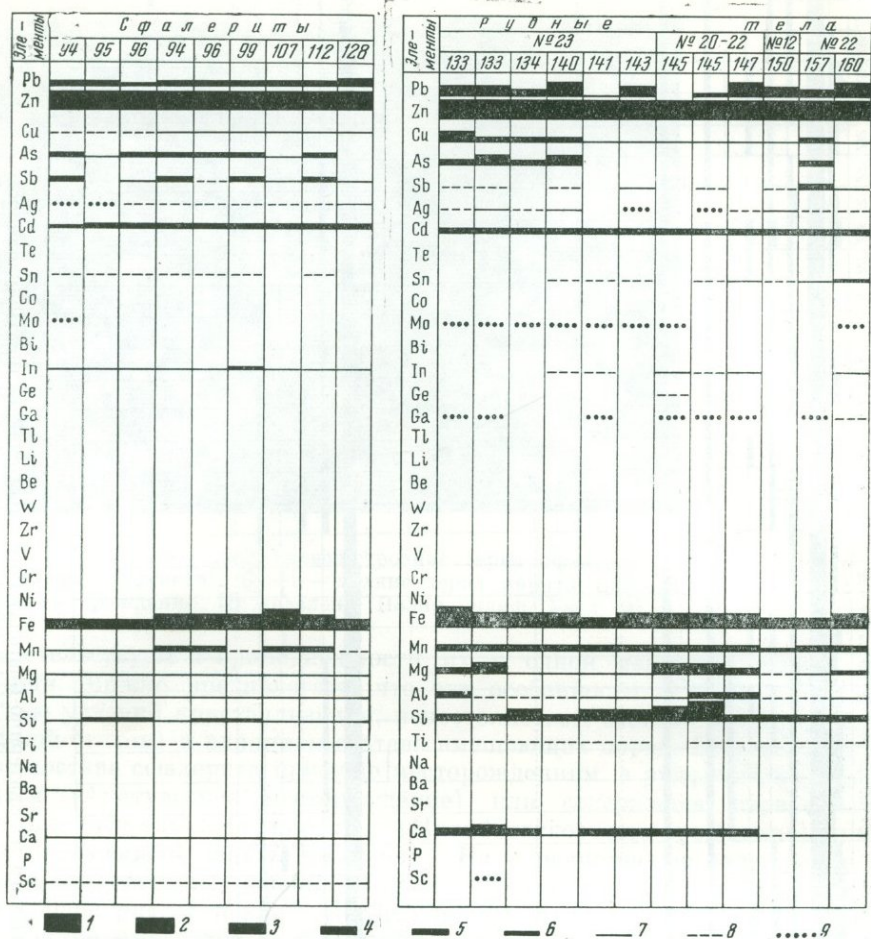
Элементы	PT22		Рудное тело 23										PT31		Рудное тело 32										PT7		Рудное тело 11										Рудное тело 15										PT17								
	II горизонт		II горизонт										III горизонт		II горизонт										III горизонт		II горизонт										II горизонт										III горизонт								
	256	57	41	41	42	50	202	204	204'	210	215	105	114	145	18	1	2	52	53 ⁴	243	245	250	281	282	287	288	289	11	134	135	138	139	141	143	10	4	22	45	88	91	93	95	232	4	7 ⁸	8	221	225	229	231	232	235	239 ⁸	239	260 ⁸
Pb	[Dark bar]																																																						
Zn	[Dark bar]																																																						
Cu	[Dark bar]																																																						
As	[Dark bar]																																																						
Sb	[Dark bar]																																																						
Ag	[Dark bar]																																																						
Cd	[Dark bar]																																																						
Te	[Dark bar]																																																						
Sn	[Dark bar]																																																						
Co	[Dark bar]																																																						
Mn	[Dark bar]																																																						
Mo	[Dark bar]																																																						
V	[Dark bar]																																																						
In	[Dark bar]																																																						
Ge	[Dark bar]																																																						
Ga	[Dark bar]																																																						
Tl	[Dark bar]																																																						
Lt	[Dark bar]																																																						
Be	[Dark bar]																																																						
W	[Dark bar]																																																						
Zr	[Dark bar]																																																						
Y	[Dark bar]																																																						
Cr	[Dark bar]																																																						
Ni	[Dark bar]																																																						
Fe	[Dark bar]																																																						
Mn	[Dark bar]																																																						
Mg	[Dark bar]																																																						
Al	[Dark bar]																																																						
Si	[Dark bar]																																																						
Ti	[Dark bar]																																																						
Na	[Dark bar]																																																						
Ba	[Dark bar]																																																						
Sr	[Dark bar]																																																						
Ca	[Dark bar]																																																						
P	[Dark bar]																																																						
Sc	[Dark bar]																																																						
Nb	[Dark bar]																																																						



Фиг. 17. Спектральные анализы сфалеритов Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений. Полуколичественные анализы выполнены в Лаборатории спектрального анализа ИГЕМ АН СССР, аналитик А. С. Дудыкина¹

1 — 7—8%; 2 — 4—6%; 3 — 1—3%; 4 — 0,7—0,9%; 5 — 0,1—0,6%; 6 — 0,07—0,09%; 7 — 0,01—0,06%; 8 — 0,001—0,009%; 9 — 0,0001—0,0009%

¹ Содержания олова по данным количественного спектрального анализа на порядок ниже указанных на фиг. 17.



Фиг. 18. Спектральные анализы сфалеритов Михайловского (слева) и Северо-Акатуевского (справа) месторождений

1 — 7—9%; 2 — 4—6%; 3 — 1—3%; 4 — 0,7—0,9%; 5 — 0,1—0,6%; 6 — 0,07—0,09%; 7 — 0,01—0,06%; 8 — 0,001—0,009%; 9 — 0,0001—0,0009%

дения. Сравнительно редки в пробах зерна карбонатов и кварца. Из дробленого (не растертого материала) одновременно брались навески для химического и спектрального анализов и рентгенометрического изучения. Помимо 24 проб, использованных для химических анализов, для полных спектральных анализов было отобрано еще около 70 мономинеральных проб из руд, отличающихся по текстурным особенностям, количественным соотношениям сфалерита с другими минералами, различной величиной и окраской его зерен. Наибольшее количество анализов сфалеритов (около 60) выполнено для Благодатских месторождений. Результаты анализов представлены на фиг. 17. Значительно меньше анализов для Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений (фиг. 18).

Ф. Новак и М. Квачек (Novak, Kvaček, 1964), детально изучавшие сфалериты одного из рудных районов Чехословакии, рассматривают железо, переходящее в раствор при обработке HCl 1:1, как входящее в решетку сфалерита, хотя в этих условиях растворяются также пирротин и железосодержащие карбонаты; к пириту и другим железосодержащим сульфидам ими отнесено железо, переходящее в раствор при действии царской водки. К сожалению, указанные авторы не приводят данных с дли-

тельности опытов, температуре, объеме жидкой и твердой фаз и воспроизводимости данных, поэтому трудно судить о степени достоверности полученных ими результатов.

По нашей просьбе Р. С. Яшиной была сделана попытка определить содержание железа в сфалерите методом фазового растворения, чтобы более точно определить количество железа, связанного в виде пирита и входящего в решетку сфалерита. Для этой цели навеска растертого сфалерита подвергалась растворению в разбавленной соляной кислоте разной концентрации (1 : 1, 1 : 3, 1 : 5) при температуре от комнатной до 45—50° в соответствии с рекомендациями В. Г. Прохорова (1964). Однако полученные данные не были воспроизводимыми и не всегда совпадали с данными химических анализов. Причиной, по-видимому, являются значительные колебания содержания железа в разных частях пробы сфалерита, мельчайшие включения пирита и других железосодержащих сульфидов. Поэтому мы сочли более правильным основываться лишь на полных химических анализах мономинеральных проб сфалеритов, произведенных по методике Ю. С. Нестеровой (1961).

Результаты анализов представлены в табл. 1; в нее включены также полуколичественные спектральные данные для тех элементов, которые не определялись химически.

Как видно из табл. 1, суммы анализов для 19 проб (т. е. 80% от их общего числа) составляют (с учетом данных полуколичественных спектральных определений) 99—100%. Для 3 проб сумма анализа низкая (92,5—96,5%), что можно объяснить значительным загрязнением проб нерудными минералами, компоненты которых не определялись химическим анализом. Сказанное позволяет считать качество анализов хорошим и определения основных элементов достаточно точными.

Вычисление количества Fe, идущего на FeS (т. е. изоморфно замещающего цинк в сфалерите) и примеси FeS₂ производилось следующим образом. Для всех элементов определялось количество Fe, входящего в состав халькопирита, станнина (по Cu и по Sn), арсенопирита (по As, на основе данных спектрального анализа). Далее вычислялось количество Fe, входящего в FeS и FeS₂, по двум уравнениям (x и y — соответственно атомные количества Fe в FeS и FeS₂):

(1) $x + y$ = сумма Fe в FeS + FeS₂ после вычитания Fe, входящего в состав CuFeS₂, Cu₂FeSnS₄, FeAsS;

(2) $2y + x$ = сумма S в FeS и FeS₂ после вычитания S, входящей в ZnS, CdS, MnS и другие сульфиды-примеси.

По разности (2) — (1) получаем: y = количество Fe для FeS₂ = количество S в FeS + FeS₂ минус количество Fe на FeS + FeS₂;

x = количество Fe в FeS = количество Fe после вычитания соответствующих его количеств, содержащихся в других минералах, минус количество Fe в FeS₂.

В качестве примера приведем расчет для обр. 140:

- а) общее атомное количество S = 1015;
- б) атомное количество S, входящей в минералы-примеси кроме пирита (станнин, халькопирит, галенит, арсенопирит), = 1 + 10 + 6 + 10 = 27;
- в) количество S в MnS, CdS, ZnS = 752;
- г) атомное количество Fe в FeS + FeS₂ = общее атомное количество Fe минус Fe станнина, халькопирита, арсенопирита = 181,5 — 15,3 = 166;
- д) количество S в FeS + FeS₂ = 1015 — 779 = 236;
- е) количество Fe в FeS₂ = 236 — 166 = 70;
- ж) количество S в FeS₂ = 70 × 2 = 140;
- з) количество Fe в FeS = 166 — 70 = 96.

В табл. 2 даются пересчеты химических анализов, а в табл. 3 показаны пределы колебаний количества минералов-примесей в мономинеральных пробах сфалерита для отдельных месторождений по данным

Состав сфалеритов по данным химических и полуколичественных спектральных анализов (в вес. %)

№ обр.	Zn	Fe	Cd	Mn	Cu	Sn	Pb	S	Сумма хим. анализа.	In	Ga	Ge	As	Sb	Ag
<i>Екатерино-Благодатское месторождение</i>															
52	55,82	3,95	0,28	0,16	0,34	0,11	4,9	31,67	97,23	0,07—0,09	0,004—0,006	Нет	0,3	0,1—0,3	0,04—0,06
53a	56,84	9,03	0,23	0,10	0,36	0,04	0,48	32,98	100,11	0,07—0,09	0,001—0,003	»	0,1	0,01	0,04—0,06
250	56,84	7,95	0,22	0,08	0,19	0,03	0,17	34,17	99,65	0,04—0,06	0,001—0,003	»	0,3	0,1—0,3	0,01—0,03
281	57,98	7,37	0,34	0,09	0,15	0,23	1,07	33,05	100,28	0,01—0,03	0,001—0,003	»	0,1—0,3	0,1	0,04—0,06
282	58,95	4,93	0,36	0,10	0,22	0,19	1,92	31,81	93,48	0,03	0,001—0,003	»	0,3	0,4—0,6	0,01—0,03
287	55,29	8,45	0,26	0,12	0,22	0,07	3,11	31,81	99,33	0,01	0,001—0,003	»	0,1—0,3	0,1	0,004—0,006
289	59,90	5,09	0,25	0,03	0,25	0,09	1,56	32,21	99,43	0,01	0,001	»	0,7—0,9	0,4—0,6	0,04—0,06
2	60,92	3,14	0,26	0,11	0,30	0,09	0,64	33,00	98,46	0,01	0,004—0,003	0,001	0,1—0,3	0,01—0,03	0,04—0,06
57	49,52	4,28	0,30	0,03	0,29	0,50	14,59	28,42	97,98	0,001—0,003	0,001—0,003	Нет	0,7—0,9	0,1—0,3	0,4—0,6
<i>Благодатское месторождение</i>															
4	56,86	4,99	0,31	0,12	0,41	0,11	0,87	32,46	96,13	0,001—0,003	0,001—0,003	»	0,04—0,06	0,01—0,03	0,001
76	60,05	4,93	0,28	0,03	0,35	0,09	0,97	32,13	98,88	0,04—0,06	0,001—0,003	»	0,1—0,3	0,01—0,03	0,04—0,06
229	58,26	7,04	0,32	0,12	0,12	0,27	0,69	33,30	100,12	0,01—0,03	0,001	»	0,04—0,06	0,01—0,03	0,001—0,003
231	55,09	3,36	0,26	0,10	0,32	0,06	0,45	32,46	92,10	0,1	0,002	»	0,1—0,3	0,01	0,001—0,003
232	61,66	4,03	0,37	0,03	0,20	0,10	1,0	32,87	99,31	0,03	0,0008	»	0,1	0,07—0,09	0,004—0,006
235	58,45	5,92	0,26	0,09	0,50	0,16	0,25	32,55	98,18	0,03	0,0008	»	0,4—0,6	0,07—0,09	0,004—0,006
260a	58,79	7,55	0,35	0,14	0,34	0,50	0,03	33,31	100,48	0,07—0,09	0,0008	»	0,1—0,3	0,01—0,03	0,001—0,003
8	59,76	6,38	0,34	0,07	0,31	0,13	0,50	32,12	99,61	0,07—0,09	0,001	»	0,1	Нет	0,001
143	53,06	7,15	0,29	0,15	1,18	0,90	0,81	32,33	95,87	0,008	0,001—0,003	»	0,09	0,05	0,08
<i>Михайловское месторождение</i>															
95	53,55	11,35	0,19	0,13	0,05	0,03	0,57	32,58	98,45	0,01—0,03	Нет	Нет	0,04—0,06	Нет	0,0004—0,0006
96	53,03	12,51	0,35	0,15	0,25	Не опр. (0,001—0,003 спектр.)	Не опр. спектр. 0,07—0,09	33,56	99,85	0,01—0,03	»	»	0,1—0,3	0,04—0,06	0,001—0,003
<i>Северо-Актюевское месторождение</i>															
140	48,63	10,12	0,30	0,34	0,35	0,04	1,24	32,55	93,57	0,001—0,003	Нет	Нет	0,7—0,9	0,004—0,006	0,04—0,06
145	46,00	5,75	0,24	0,27	0,05	0,03	0,21	27,02	79,57 ¹	0,03	0,0004—0,0003	0,001	Нет	Нет	Нет
160	52,93	10,04	0,25	0,26	0,03	0,07	4,02	31,12	98,77	0,03	0,001	Нет	»	0,01—0,03	0,004—0,003
339	55,53	9,05	0,36	0,66	0,002	—	1,21	32,52	100,16	0,001—0,003	Нет	»	»	Нет	Нет

¹ Проба 145 содержит большое количество карбонатов и кварца; по пересчету данных спектрального анализа CaO, MgO, CO₂ и SiO₂ составляют в сумме около 19%.

Данные пересчета химических анализов сфалеритов

№ обр.	Сфалерит								Минералы-примеси					
	Мол. количества					Мол. %			Мол. %					
	FeS (I)	FeS (II)	CdS	MnS	ZnS	FeS (I)	FeS (II)	CdS	MnS	арсено-пирит	халькопирит	станный	галенит	пирит
<i>Екатерино-Благодатское месторождение, рудное тело 32</i>														
52	126	68	5,0	5,8	1710	6,8	3,9	0,28	0,32	0,6	0,6	0,4	2,4	4,4
53а	312	286	5,0	3,6	1740	15,1	14,0	0,25	0,18	0,1	1,0	0,1	0,2	(2,0)
250	266	168	4,0	2,6	1740	13,2	8,8	0,20	0,13	0,6	0,5	0,1	0,1	7,0
281	256	—	6,0	3,6	1775	12,7	—	0,29	0,18	0,3	0,2	0,2+0,2 ¹	0,5	—
282	166	130	6,4	3,6	1804	8,3	6,7	0,33	0,19	0,6	0,1	0,6	0,8	(2,4)
287	194	244	4,6	4,4	1690	14,8	12,5	0,24	0,23	0,3	0,4	0,2	1,4	(3,4)
289	156	122	4,4	2,6	1830	7,8	6,2	0,22	0,13	1,4	0,5	0,2	0,8	(2,9)
2	100	38	4,6	4,0	1862	5,3	2,0	0,24	0,21	0,3	0,6	0,3	0,3	(4,6)
<i>То же месторождение, рудное тело 22</i>														
57	130	66	5,4	2,6	1516	7,9	4,1	0,34	0,16	1,6 ²	—	0,9+0,3 ¹	7,6	(5,7)
<i>Благодатское месторождение, рудное тело 15</i>														
4	168	94	5,6	4,4	1740	8,7	5,1	0,30	0,24	—	0,9	0,4	0,4	5,6
7б	164	140	5,0	2,6	1836	8,2	7,1	0,25	0,13	0,3	0,8	0,3	0,4	(1,7)
229	246	218	5,8	4,4	1780	12,1	10,9	0,30	0,22	0,1	0,4	0,6 ¹	0,3	1,9
231	108	—	4,6	3,6	1684	6,0	—	0,26	0,21	0,3	0,8	0,2	0,2	8,6
232	138	128	6,6	2,8	1888	6,8	6,3	0,33	0,14	0,1	0,4	0,4	0,5	0,7
235	186	176	4,6	3,4	1786	9,4	8,9	0,23	0,17	0,9	1,0	0,3	0,1	0,7
260а	256	242	6,2	5,0	1800	12,4	11,8	0,30	0,24	0,3	0,5	0,5	0,0	1,0
8	218	136	6,0	2,6	1828	10,8	6,9	0,30	0,13	0,1	0,6	0,4	0,2	(6,0)
143	232	164	5,0	5,8	1622	12,4	9,1	0,28	0,32	0,2	0,7	3,0	0,4	5,2
<i>Михайловское месторождение</i>														
95	406	380	3,4	4,8	1636	19,8	18,6	0,17	0,24	0,0	0,1	0,1	0,2	1,9
96	428	—	6,2	5,4	1622	20,8	—	0,30	0,26	0,9	0,7	0,0	0,0	—
<i>Северо-Акатувское месторождение</i>														
140	332	192	5,4	12,4	1486	18,1	11,3	0,32	0,73	1,5	1,0	0,1	0,6	10,7
145	204	132	4,2	10,0	1406	12,5	8,5	0,27	0,65	—	0,1	0,1	0,1	(6,5)
160	358	264	4,4	9,4	1618	18,0	13,9	0,23	0,50	—	—	0,2	2,0	(5,4)
339	324	284	6,4	24,0	1702	15,8	14,1	0,32	1,20	—	—	—	0,6	(2,9)

Примечания: 1. Два варианта пересчета анализов: а) FeS I— все Fe пересчитано на FeS; б) FeS II после вычета Fe, содержащегося в FeS₂, остаток Fe пересчитан на FeS. Выделены номера проб, для которых измеренное и вычисленное значения a_0 соответствуют FeS II (в остальных случаях — FeS I). 2. ¹Sn в касситерите; ² Возможно, присутствует геокронит. 3. Для пирита в скобках даны значения, вычисленные условно либо по избытку S, либо по избытку Fe. Для обр. 53а, 282, 298, 57, 8, 160, 339 и 7б количество FeS₂ вычислено по избытку Fe; включения пирита обычно обнаруживаются под микроскопом, несмотря на значительный недостаток S (1—2 вес. %) (см. табл. 4). Для обр. 231, несмотря на избыток серы, все Fe рассчитано на FeS, так как на его высокое содержание указывает величина a_0 .

Пределы колебаний содержания минералов-примесей в сфалеритах (в мол. %)

Месторождение	Число анализов	Всего минералов-примесей			Пирит		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Благодатские	18	1,4—15,2		6,0	0,7—8,6		3,5
Северо-Акатуевское	4	3,5—13,9		8,0	2,9—10,7		6,2
Михайловское	2	1,7—2,3		2,0	0—1,9		0,9

¹ Только в одной пробе.

пересчета химических анализов. Содержание нерудных минералов учтено по результатам спектральных анализов.

Поскольку различия в суммах атомных количеств по данным анализа и по пересчетам обычно не превышают 1,5—2,0% и в какой-то мере объясняются погрешностями анализа, мы считаем возможным ими пренебречь.

По варианту расчета с учетом наличия FeS_2 для 9 проб (почти 40% от их общего числа) все железо связывается в виде $FeS + FeS_2$; для 12 проб (50% от их общего числа) получается недостаток S, который в среднем составляет около 1 вес. %. По варианту расчета без учета наличия FeS_2 , при пересчете всего железа на FeS в 9 пробах (т. е. в 40%) естественно получается избыток S (около 1 вес. %). По 2 пробам (281 и 96) вся S точно рассчитывается на FeS . Для одной пробы (231) устанавливается очень большой избыток S (около 3 вес. %). В этой пробе избыток S (~1,5%) остается даже, если все Fe рассчитать на FeS_2 . В 11 других пробах имеется недостаток серы, который в среднем составляет около 0,6 вес. %. Так как недостаток или избыток S в пределах 0,1—0,4% может быть отнесен за счет неточности анализа, в 7 из 11 проб практически можно считать все железо связанным в виде FeS . Таким образом, для 16 проб из 24 (66% всех проб) данные анализов хорошо рассчитываются по первому или второму варианту, поэтому в известной мере правомочны оба варианта пересчетов. Для суждения о содержании изоморфной примеси FeS в сфалерите пригодны цифры почти для 80% проб.

Из табл. 4 видно, какое количество железа от его общего содержания в той или иной пробе приходится при различных вариантах пересчета на изоморфную примесь FeS и на примесь пирита FeS_2 и других железосодержащих минералов.

Обращает на себя внимание то, что в пробах сфалерита рудного тела 32 Екатерино-Благодатского месторождения, согласно пересчету, содержится почти в 3 раза больше примеси пирита (3,6 мол. % — среднее по 5 пробам)¹, чем в пробах сфалерита рудного тела 15 Благодатского месторождения (1,9 мол. % — среднее по 6 пробам). Так же мало примеси пирита в сфалерите Михайловского месторождения (0—1,9 мол. %), но очень много в сфалерите Северо-Акатуевского месторождения (8,6 мол. % по 2 пробам; фиг. 19).

Указанные особенности согласуются с данными микроскопических наблюдений. Эти наблюдения показывают также, что при наиболее высо-

¹ Для подсчета среднего взяты только те пробы, где недостаток S не превышает 0,4 вес. %.

Таблица 3

Галенит		Станнин		Халькопирит		Арсенопирит	
от до	среднее	от до	среднее	от до	среднее	от до	среднее
0—7,6	0,9	0,1—3,0	0,5	0,1—1,0	0,55	0,1—1,6	0,45
0,1—2,0	0,8	0—0,2	0,1	0—1,0	0,3	1,5 ¹	—
0—0,2	0,1	0—0,1	0,05	0,1—0,7	0,4	0,9 ¹	—

ком содержании железа в пробах в сфалерите обычно наблюдаются сравнительно крупные включения (зерна) пирита.

Интересно отметить, что между вычисленным количеством примеси FeS_2 (в мол. %) и количеством FeS в решетке сфалерита (в мол. %) не устанавливается никакой закономерной связи (см. фиг. 19).

В многочисленных опубликованных работах обычно не указывается, как рассчитываются анализы сфалеритов в случае присутствия в руде пирита. Только в работе М. Эндо (Endo, 1964) указано, что «железо было распределено между FeS и FeS_2 ». Естественно, что ни при одном способе расчета не может быть абсолютно точно учтено количество Fe в решетке сфалерита и во включениях пирротина и пирита. Используемый нами способ пересчета позволяет говорить о точности полученных цифр лишь с некоторой долей вероятности. Отсутствие пирротина в подавляющем большинстве проб и наличие включений пирита в сфалерите (см. статью Т. Н. Шадлун, Р. В. Боярская и др. в этом сборнике), а также соответствие измеренных величин параметра решетки сфалерита содержаниям изоморфного железа позволяют считать, что вариант пересчета анализов с учетом содержания пирита дает для большинства проб соотношения, близкие к истинным.

Поскольку в некоторых участках отдельных образцов сфалерита Северо-Акатуевского месторождения под микроскопом были обнаружены тончайшие включения пирротина, для него принимается вхождение железа в виде FeS частью в решетку сфалерита, а частью — в пирротин, который, очевидно, представляет продукт распада твердого раствора.

Средние содержания FeS в сфалеритах отдельных месторождений по двум вариантам пересчета и данные, полученные при помощи микрозонда для 9 из 24 проб, приведены в табл. 5.

Для сфалеритов Благодатских месторождений вычисленное среднее содержание FeS по второму варианту, т. е. за вычетом части Fe на FeS_2 , составляет 8 мол. % и почти совпадает с данными, полученными с помощью электронного микрозонда. Среднее квадратичное отклонение составляет $\pm 3,3$ мол. % FeS . При пересчете всего Fe на FeS по первому варианту, т. е. без учета FeS_2 , среднее содержание FeS явно завышается по сравнению с вычисленным по химическим анализам и данным электронного микрозонда соответственно на 2% и 1,5%.

Для сфалерита Михайловского месторождения, представленного всего двумя пробами, оба варианта дают почти полное совпадение при среднем 20,3 мол. % FeS .

Число проб сфалерита Северо-Акатуевского месторождения также невелико и среднее содержание FeS по ним — 12,0 мол. % при среднеквадратичном отклонении $\pm 2,3$ мол. %. Средние значения FeS , определенные с помощью электронного микрозонда, значительно выше, чем рас-

Содержания железа в сфалеритах в виде FeS и FeS₂

№ пробы	Общие содержа- ние Fe по хим. ан., вес. %	FeS, мол. %		Fe в FeS, вес. %		Недостаток S, вес. %		FeS ₂ , мол. % ²	Fe в FeS ₂ , вес. %	Fe в других сульфид- фазах, вес. %
		I вариант	II вари- ант	I вариант	II вари- ант	I вариант	II вари- ант			
<i>Екатерино-Благodatское месторождение, рудное тело 32</i>										
52	3,95	6,9	3,9	3,5	1,9	0	0	4,4	1,6	0,45
53a	9,03	15,1	14,0	8,7	8,0	0,4	0,9	2,0	0,8	0,23
250	7,95	13,2	8,8	7,4	4,8	0	0	7,0	2,5	0,65
281	7,37	12,7	0	7,2	0	0	0	0	0	0,17
282	4,93	8,3	6,7	4,6	3,6	0,6	1,3	(2,4)	1,0	0,33
287	8,45	14,8	12,5	8,2	6,8	0,8	1,6	(3,4)	1,4	0,25
289	5,09	7,8	6,2	4,4	3,4	0,6	1,3	(2,9)	1,0	0,69
2	3,14	5,3/6,6 ¹	2,0	2,8/3,5	1,1	0	0	4,6	1,7	0,34
<i>То же месторождение, рудное тело 22</i>										
57	4,28	7,9	4,1	3,6	1,8	1,0	2,0	(5,7)	1,8	0,68
<i>Благodatское месторождение, рудное тело 15</i>										
4	4,99	8,7	5,1	4,7	2,6	0	0	5,6	2,1	0,29
76	4,93	8,1	7,1	4,6	3,9	0,4	0,8	1,7	0,7	0,33
229	7,04	12,1	10,9	6,9	6,2	0	0	1,9	0,7	0,14
231	3,36	6,0	0	3,0	0	Излишек 3,0	1,5	(8,6)	3,0	0,36
232	4,03	6,8/4,5 ¹	6,3	3,9/2,6	3,6	0,1	0,3	0,7	0,3	0,13
235	5,92	9,4	8,9	5,2	4,9	0	0	0,7	0,3	0,72
260a	7,55	12,4	11,8	7,2	6,8	0,2	0,4	1,0	0,4	0,35
8	6,38	10,8	6,9	6,1	3,8	1,3	2,7	(6,1)	2,3	0,28
<i>То же месторождение, рудное тело 6</i>										
143	7,15	12,4	9,1	6,5	4,6	0	0	5,1	1,9	0,65
<i>Михайловское месторождение</i>										
95	11,35	19,8	18,6	11,3	10,6	0,4	0,8	1,9	0,7	0,05
96	12,51	20,8/22,4 ¹	0	12,0/13,0	0	0	0	0	0	0,51
<i>Северо-Акатувское месторождение</i>										
140	10,12	18,1	11,3	9,3	5,4	0	0	10,7	3,9	0,82
145	5,75	12,5	8,5	5,7	3,7	0	0	6,5	2,0	0,05
160	10,04	18,0	13,9	10,0	7,4	1,2	2,5	(5,4)	2,3	0,04
339	9,05	15,8	14,1	9,1	7,9	0,6	1,3	(2,9)	1,1	0,06

Примечание: ¹ Содержания FeS, вычисленные по данным, полученным с помощью микрозонда. ² В скобках заключены цифры мол. % FeS₂, вычисленные при недостатке S по химическому анализу, превышающему 0,4 вес. %. В пробе 231 остается излишек S даже при пересчете всего Fe на FeS₂. Выделены номера проб, для которых измеренная величина a_0 соответствует вычисленной по второму варианту, в остальных — вычисленной по первому варианту.

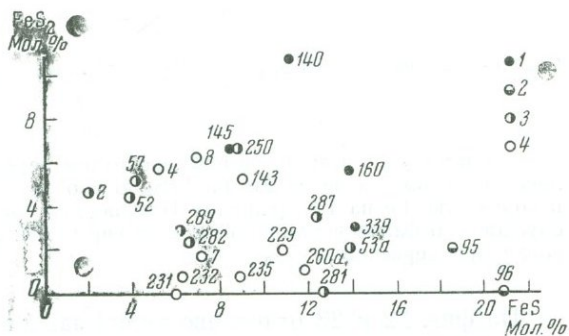
считанные из химических анализов (на 3% по первому варианту и на 7% по второму варианту).

Для контроля правильности определения содержания железа в решетке сфалерита был использован рентгенометрический метод. Г. Куллеруд (Kullerud, 1953) и позднее Б. Скиннер (Skinner, 1961) отметили линейную и аддитивную зависимость размера параметра решетки сфалерита от содержания в нем изоморфных примесей железа, кадмия и марганца, при достаточно точном определении параметра (a_0). По графику зависимости Б. Скиннера, П. Бартона и Г. Куллеруда (Skinner, Barton, Kullerud, 1959) можно установить содержание железа в сфалерите, если учтено влияние на a_0 примесей кадмия и марганца.

Для всех химически анализированных образцов сфалерита величина a_0 была определена как рентгеновским методом, так и путем вычисления

Фиг. 19. График соотношений содержания пирита и изоморфной примеси железа в сфалеритах разных месторождений

1 — Северо-Акатуевское; 2 — Михайловское; 3 — Екатерино-Благодатское, рудное тело 32; 4 — Благодатское, рудное тело 15



по уравнению регрессии Б. Скиннера (более подробно об этом см. в статье Т. Н. Шадлун и М. Т. Дмитриевой, 1968). Сопоставление измеренных и вычисленных значений a_0 показало, что для одной части проб (60%) обе величины совпадают (в пределах точности измерения) при расчете всего железа на FeS (первый вариант), а для другой части проб (40%) — при расчете на FeS и на FeS₂ (второй вариант). Это показало, что по одним химическим анализам нельзя правильно рассчитать количество железа в решетке сфалерита и железа пиритовых или шпротиновых включений.

Помимо установления истинного содержания железа в решетке сфалерита, весьма существенно также выяснение роли в нем кадмия и марганца. Как следует из табл. 1 и 6, фиг. 20 и 21, среднее содержание кадмия и марганца является характерной особенностью сфалеритов отдельных месторождений. Так, в сфалеритах Благодатских месторождений содержания CdS и MnS очень близки и составляют в среднем соответственно 0,3 и 0,2 мол. %. Сходные содержания CdS и MnS характерны для сфалеритов Михайловского месторождения: CdS — 0,2, а MnS — 0,3 мол. %. В сфалеритах Северо-Акатуевского месторождения содержание MnS резко повышено — 0,8 мол. %, а содержание CdS в среднем составляет, как и в сфалеритах Благодатских месторождений, 0,3 мол. % Зависимость между содержаниями Cd и Mn отсутствует. Во всех месторождениях условно, независимо от содержания Fe, выделяются пробы с содержанием кадмия: 1) 0,22—0,28% и 2) 0,32—0,36%; средняя линия Cd для сфалеритов Северо-Акатуевского и Благодатского месторождений проходит через 0,27 (~0,3) мол. %. Использование для кадмия и марганца весовых процентов, а для железа (FeS) — молекулярных процентов имеет целью более отчетливо показать отличия в их содержаниях; при пересчете Cd и Mn на мол. % эти различия несколько сглаживаются (фиг. 21).

Средние содержания железа в сфалеритах

Месторождение	Количество FeS по пересчету, мол. %			Количество Fe, соответствующее вычисленным содержаниям FeS и FeS ₂ , вес. %				Содержание пирротина
	хим. анализ		данных микрозонда	по хим. анализам		по данным микрозонда		
	I	II		Fe в FeS		Fe в FeS ₂		
			I	II	—	I		
Екатерино-Благодатское и Благодатское	9,9 (18)	8,0 (18)	8,5 (5)	5,52	4,46	1,27	4,74	Нет Возможен, но не установлен
Михайловское . . .	20,5 (2)	20,0 (2)	20,5 (2)	11,41	11,15	0,36	11,41	
Северо-Акатуевское	16,1 (4)	12,0 (4)	19,2 (3)	9,00	6,82	2,27	10,70	Присутствует

Примечания: I — вычислено путем пересчета всего Fe на FeS; II — вычислено после вычета части Fe на FeS₂. В скобках указано число проб. Расхождение в количестве Fe на FeS (вариант I) и на FeS (вариант II) + количество Fe в FeS₂ обусловлено фактическим недостатком серы по анализу, который условно компенсирован при пересчете.

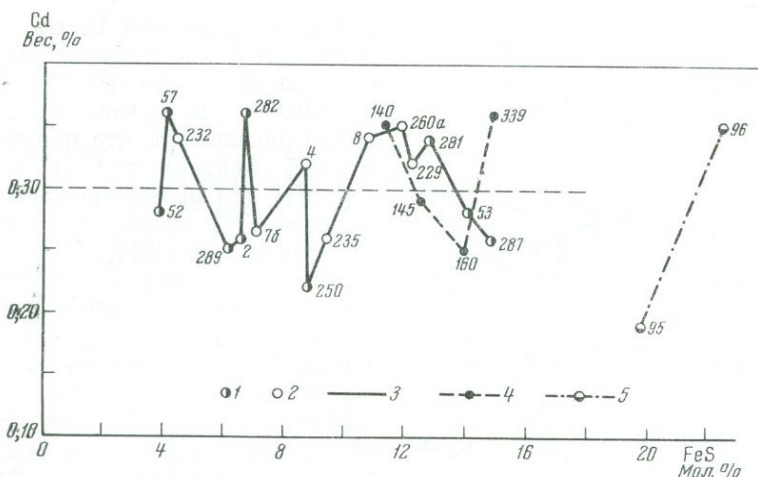
На фиг. 22 и 23 отчетливо видна зависимость между содержанием Mn и Zn (обратная) и между Mn и Fe (прямая), подтверждающая выводы ряда исследователей для сфалеритов других месторождений. Полуколичественные спектральные анализы (80 анализов) позволяют судить о содержании в сфалеритах ряда элементов, не определявшихся химически, в частности, In, Sb, As, Ag и др. Как следует из табл. 6, при достаточно большом числе химических и спектральных анализов (например, Благодатские месторождения), средние содержания CdS и MnS в мол. % по химическим и спектральным анализам совпадают. При небольшом числе анализов средние содержания CdS и MnS расходятся. Так, например, средние содержа-

Таблица 6

Средние содержания Cd и Mn в сфалерите из разных месторождений

Месторождение	Число проб	По хим. анализам				Число проб	По полуколичественным спектральным анализам	
		мол. %		вес. %			мол. %	
		CdS	MnS	Cd	Mn		CdS	MnS
Благодатские	18	0,27	0,18 ¹	0,30	0,10	22	0,3	0,2
Рудное тело 32	8	0,26	0,20	0,20	0,10	11	0,3	0,2
Рудное тело 15	7	0,28	0,18	0,31	0,14	11	0,3	0,2
Михайловское	2	0,23	0,25	0,27	0,14	9	0,3	0,3
Северо-Акатуевское	4	0,29	0,77	0,29	0,38	12	0,3	0,4

¹ При вычислении не включены 2 пробы с содержанием 0,32 мол. % MnS.

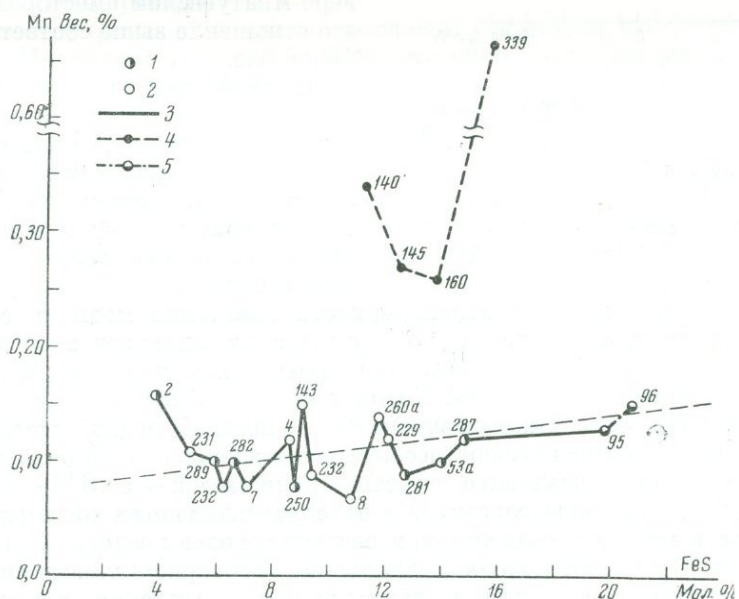


Фиг. 20. Соотношение содержаний изоморфных примесей кадмия и железа в сфалеритах разных месторождений

1 — Екатерино-Благодатское, рудное тело 32; 2 — Благодатское, рудное тело 15; 3 — Благодатские; 4 — Северо-Акатуевское; 5 — Михайловское

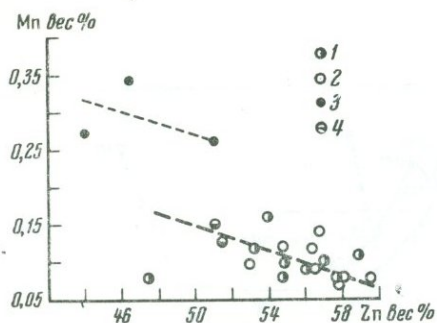
ния MnS в сфалеритах по спектральным анализам меньше по сравнению с химическими анализами в 3 раза для Михайловского и в 2 раза — для Северо-Акатуевского месторождения.

Среднее отклонение содержаний железа по данным химических и полуквантитативных спектральных анализов по 16 пробам Благодатских месторождений (рудные тела 32 и 15) составило ± 2 вес. % Fe; в 50% проб оно колеблется от 0 до 1,5%. Поскольку проба на спектральный анализ содержит, как правило, более чистый материал, мы сопоставили со спект-



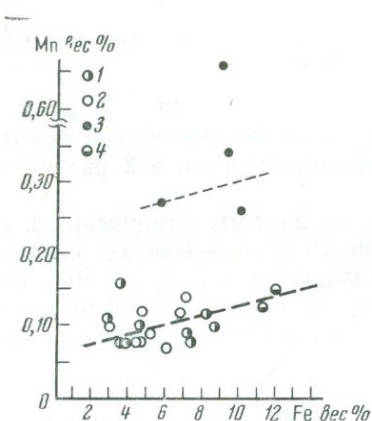
Фиг. 21. Соотношение содержаний изоморфных примесей марганца и железа в сфалеритах разных месторождений

1 — Екатерино-Благодатское, рудное тело 32; 2 — Благодатское, рудное тело 15; 3 — Благодатские; 4 — Северо-Акатуевское; 5 — Михайловское



Фиг. 22. Зависимость между содержанием марганца и цинка в сфалеритах разных месторождений по данным химических анализов

1 — Екатерино-Благodatское, рудное тело 32; 2 — Благodatское, рудное тело 15; 3 — Северо-Акатуевское; 4 — Михайловское



Фиг. 23. Зависимость между содержанием марганца и железа в сфалеритах разных месторождений по данным химических анализов

1 — Екатерино-Благodatское, рудное тело 32; 2 — Благodatское, рудное тело 15; 3 — Северо-Акатуевское; 4 — Михайловское

Интересны некоторые закономерности поведения меди в сфалерите Благodatских руд. По данным 17 химических анализов в среднем оно составляет около 0,3%, но резко повышается при наличии эмульсиевидных включений халькопирита. Характерно, что в сфалерите одних и тех же рудных тел, в участках развития более поздней рудной стадии, представленной парагенетической ассоциацией галенита и буланжерита, содержание меди в сфалерите заметно понижается — с 0,30—0,50% до 0,15—0,25%. Это свидетельствует о перекристаллизации сфалерита с выносом части меди под воздействием растворов более поздней стадии минерализации. В непосредственной близости с перекристаллизованным сфалеритом наблюдаются относительно крупные выделения халькопирита, станнина и блеклой руды. Источником меди этих минералов можно считать сфалерит.

С глубиной содержание меди в сфалерите повышается. Об этом свидетельствуют данные авторов и других исследователей (Янишевский, 1966). По-видимому, с глубиной в сфалерите увеличивается количество тончай-

ральным значением Fe не общее содержание Fe по химическому анализу, а вычисленное как Fe, входящее в решетку сфалерита. Это сопоставление показывает, что полуколичественный спектральный анализ может служить для ориентировочного определения Fe в сфалеритах при содержаниях не более 10%.

Почти во всех пробах сфалерита спектральным анализом установлен индий. Среднее содержание In в сфалерите Благodatских месторождений относительно невелико (~0,03—0,04 мол. %), но выше, чем в сфалеритах других изучавшихся нами месторождений (см. табл. 2 и фиг. 24). Распределение индия в сфалерите различных рудных тел Благodatских месторождений неравномерное (в сфалерите из рудного тела 15 среднее содержание индия в 1,5 раза больше, чем в сфалерите из рудного тела 32). По отношению индия к железу, входящему в решетку, как показывают табл. 7 и фиг. 25, также резко выделяется сфалерит рудного тела 15 Благodatского месторождения, в котором это отношение почти в 3 раза выше, чем в рудном теле 32; по сравнению с Михайловским и Северо-Акатуевским месторождениями это отношение выше соответственно в 16 и 5 раз.

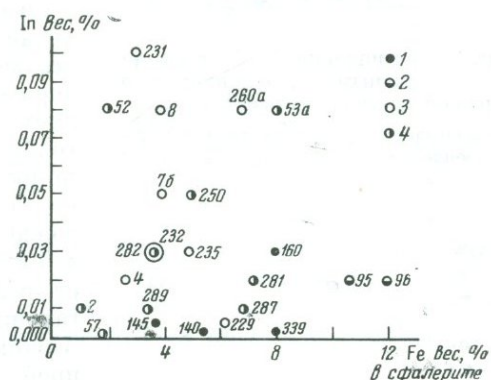
Наличие даже в пределах одного рудного тела довольно резких скачков в содержаниях индия в сфалерите заставляет предположить, что наряду с изоморфной примесью этого элемента сфалериты могут содержать субмикроскопические включения индиевого минерала.

шей эмульсиевидной вкрапленности халькопирита и станнина и уменьшается роль его выделений, подвергшихся перекристаллизации с выносом меди. В некоторых образцах сфалерита с обильными включениями станнина и халькопирита, взятых на нижнем горизонте Благодатского месторождения, содержится более 1% меди и 0,9% олова.

По спектральным анализам содержание меди значительно ниже в сфалеритах Михайловского (тысячные доли процента) и Северо-Акатуевского месторождений (сотые доли процента; среднее по 9 пробам из Северо-Акатуевского месторождения — 0,08% Cu (по химическим анализам 4 проб — 0,12% Cu).

Фиг. 24. Соотношение изоморфных примесей индия и железа в сфалеритах разных месторождений по данным спектральных (In) и химических (Fe) анализов

1 — Северо-Акатуевское; 2 — Михайловское; 3 — Благодатское, рудное тело 15; 4 — Екатерино-Благодатское, рудное тело 32



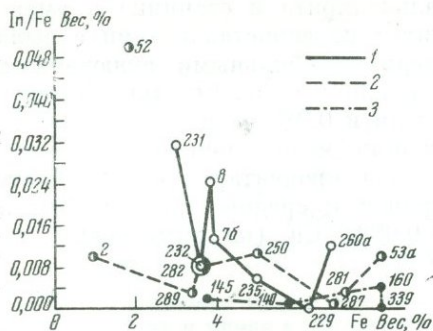
Весьма характерной примесью всех изученных сфалеритов является олово. Как и индий, олово содержится в повышенных количествах в сфалеритах Благодатских месторождений; среднее содержание олова по 18 пробам — 0,2%, в 2 пробах оно достигает 0,5 и 0,9%. В сфалеритах Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений в среднем содержится 0,03 Sn (по 6 пробам).

Как уже указывалось, под микроскопом станнин и касситерит в сфалеритах Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений не установлены. В сфалеритах Благодатских месторождений станнин обычен в виде тончайших эмульсиевидных включений (по-видимому, продукт распада твердого раствора); в единичных образцах отмечены выделения касситерита. В участках, где обильно развиты галенит и сульфoантимониты свинца, содержание олова в сфалерите падает до 0,07%. Из фиг. 26 следует, что для большинства проб можно говорить о прямой корреляции между содержаниями Sn и Cu, что объясняется вхождением основного количества олова в станнин. Можно предполагать, что первоначально олово присутствовало в сфалерите в виде изоморфной примеси или твердого раствора станнина. Резко повышенным является содержание Sn в образцах сфалерита с включениями касситерита.

Как показывает фиг. 27, содержание Sn и In не связаны какой-либо зависимостью, но в Благодатских месторождениях в среднем более высокие и более низкие содержания Sn и In характерны для разных рудных тел. Относительно высокие содержания олова в виде касситерита отмечены для сфалерита с наиболее низкими содержаниями In.

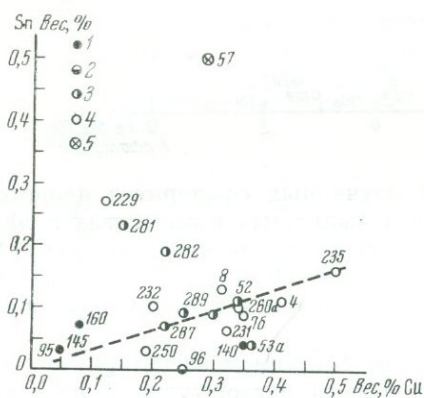
Помимо охарактеризованных выше элементов-примесей в сфалерите спектроскопически почти всегда обнаруживаются Sb и As, входящие в состав включений арсенипирита и сульфoантимонитов свинца. В наибольшем количестве As и Sb содержатся (0,1—0,3; редко 0,7—0,9%) в сфалерите метасоматических тел Екатерино-Благодатского месторождения; несколько ниже их содержание в сфалерите жильных тел Благодатского месторождения.

В сфалеритах Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений содержится лишь 0,006—0,01% Sb. В одной пробе сфалерита из Северо-



Фиг. 25. Отношение In/Fe в сфалеритах с разным содержанием изоморфной примеси железа

1 — Благодатское, рудное тело 15; 2 — Екатерино-Благодатское, рудное тело 32; 3 — Северо-Акатуевское



Фиг. 26. Соотношение содержаний олова и меди в сфалеритах по данным химических анализов

1 — Северо-Акатуевское; 2 — Михайловское; 3 — Екатерино-Благодатское, рудное тело 32; 4 — Благодатское, рудное тело 15; 5 — Екатерино-Благодатское, рудное тело 22

Акатуевского месторождения содержится 0,7—0,9% As (включения арсениопирита); в остальных образцах из двух названных месторождений содержание As не превышает сотых долей процента.

Постоянное присутствие серебра в сфалеритах в основном объясняется загрязнением проб серебросодержащим галенитом. Как правило, в мономинеральных пробах, почти или совсем не содержащих галенита, серебро не устанавливается или его количество ничтожно мало. Высокое содержание Ag ($n \cdot 10^{-2}$ до $n \cdot 10^{-1}$ %) является особенностью сфалерита Благодатских месторождений; значительно ниже оно в сфалеритах Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений ($n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-4}$, редко $n \cdot 10^{-2}$ %) ; по-видимому, это отражает различное содержание серебра в галенитах месторождений Восточного Забайкалья. Примерно в 70% всех проб сфалерита отмечены следы ($n \cdot 10^{-4}$ %) молибдена.

Удивительным является постоянство содержаний во всех образцах сфалерита титана ($n \cdot 10^{-3}$ %). Отсутствует зависимость между содержанием титана и других элементов; это позволяет предположить, что он входит в ничтожных количествах в состав примеси серицита, количество которого также ничтожно мало, судя по содержанию алюминия ($n \cdot 10^{-3}$ % до $n \cdot 10^{-2}$ %). Прямая зависимость между содержаниями магния и кальция указывает, что эти элементы входят в состав доломита. Загрязнение проб кварцем сказывается на значительно более высоких содержаниях

кремния в сфалерите Северо-Акатуевского месторождения.

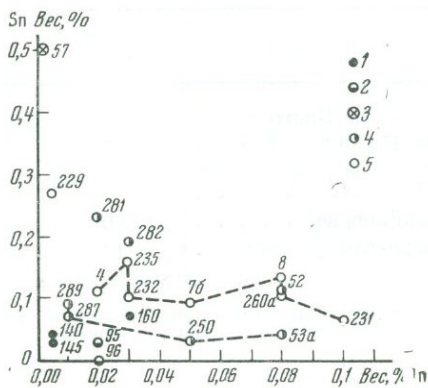
Если принять для S точность химического анализа $\pm 0,4\%$ (или ± 12 атом. кол.), то отношение суммы атомных количеств катионов (табл. 8 и фиг. 28) (Zn, Fe, Cd, Mn, In) к атомному количеству серы лишь для 12 проб (50% всех проб) равно единице. Для 10 проб это отношение становится равным единице при вычете части Fe на FeS_2 , для 5 проб — при пересчете всего Fe на FeS. Для 4 проб оно одинаково (в пределах ошибки анализа) по обоим вариантам пересчета; для 8 проб (33%) это отношение колеблется от 0,908 до 1,050 при пересчете всего Fe на FeS и от 0,949 до 1,112, — если часть Fe пересчитана на FeS_2 .

Мы не беремся в данном случае решать вопрос о том, за счет чего имеет место подобное отклонение от стехиометрии в сфалерите (неточность определения изоморфной примеси железа, дефекты структуры или др.). Во всех пробах (кроме одной) с отношением катионов и анионов, большим или меньшим единицы, при пересчетах анализов с учетом FeS_2 имеется недостаток серы, а не катионов.

Объяснение недостатка серы в сфалерите вследствие замещения серы кислородом не является доказанным. По Б. Скиннеру и П. Бартону (Skinner, Barton, 1960), вхождение кислорода в решетку сфалерита очень

Фиг. 27. Соотношение содержаний олова и индия в сфалеритах по данным химических (Sn) и спектральных (In) анализов

1 — Северо-Акатувское; 2 — Михайловское. Благодатские: 3 — рудное тело 22, 4 — рудное тело 32; 5 — рудное тело 15

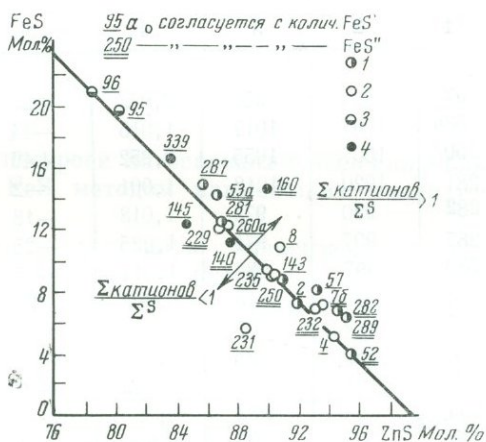


ограничено: всего 0,7% ZnO при комнатной температуре, чему соответствует 0,3% S (пределы возможных ошибок химического анализа).

Не исключено, что количество кислорода, замещающего серу, может изменяться в зависимости от условий кристаллизации. В синтетическом сфалерите, полученном воздействием H_2S на ZnO В. В. Беляцким, содер-

Фиг. 28. Соотношение содержаний FeS и ZnS в различных сфалеритах и отношение суммы катионов (Fe + Cd + Mn + In + Zn) к сумме анионов (S) в них

Благодатские: 1 — рудное тело 32; 2 — рудное тело 15; 3 — Михайловское; 4 — Северо-Акатувское



жится 67,04% Zn и 32,7% S (сумма 99,74). Спектральным анализом в этом сфалерите обнаружены 0,04—0,06% Pb и тысячные доли процента Cu, Mg, Si, Al, Ca. Параметр этого сфалерита $a_0 = 5,4075 \pm 0,0005 \text{ \AA}$; по Б. Скиннеру и П. Бартону сфалерит с 0,7% ZnO имеет $a_0 = 5,4070 \text{ \AA}$. Возможно, что дефицит серы и несколько заниженное значение a_0 могут быть обусловлены замещением некоторого количества серы кислородом.

Как показывает ранее приведенный график (см. фиг. 28), отчетливое различие сфалеритов изученных месторождений по соотношению содержаний железа и цинка несомненно. Вполне возможно, что некоторые отклонения от прямой, отвечающей стехиометрическим соотношениям суммы катионов и серы, равным единице, характерны для многих сфалеритов вообще, не только для сфалеритов изученных месторождений. Весьма сходные данные были получены для сфалеритов района Кутна Гора в Чехословакии (Novák, Kvašček, 1964), где отношение суммы катионов к сере по 25 пробам колеблется от 0,963 до 1,044. По-видимому, вопрос о стехиометричности сфалеритов должен быть изучен особо.

Таблица 7

Среднее содержание индия и соотношение индия и железа в сфалеритах по данным полуквантитативных спектральных анализов (приближенные значения)

Месторождение	Количество проб	In, вес. %	InS, мол. %	Количество проб	In/Fe ¹
Екатерино-Благодатское (рудное тело 32) .	8	0,04	0,03	7	0,006
Благодатское (рудное тело 15)	7	0,05	0,04	6	0,016
Михайловское	9	0,02	0,01	2	0,001
Северо-Акатуевское . .	11	0,008	0,007	4	0,003

¹ Подсчет средних величин отношения In : Fe сделан по пробам, для которых содержание железа определено химическим анализом.

Таблица 8

Содержание катионов и серы в сфалеритах по данным анализов

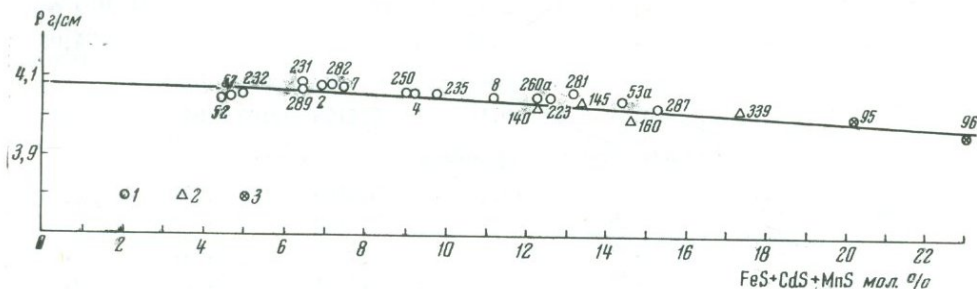
№ обр.	Все Fe пересчитано на FeS (I вариант)				Fe пересчитано на FeS и FeS ₂ (II вариант)			
	сумма атомных количеств катионов	атомное количество серы	Σ катионов S	недостаток (-) или избыток (+) серы, атомное количество	сумма атомных количеств катионов	атомное количество серы	Σ катионов S	недостаток (-) или избыток (+) серы, атомное количество
1	2	3	4	5	6	7	8	9
52	924	952	0,972	+29	895	894	1,000	0
53a	1031	1017	1,015	-14	1017	989	1,026	-28
250	1007	1055	0,952	+49	958	957	1,000	0
281	1020	1018	1,001	-2	—	—	—	0
282	990	972	1,018	-18	978	973	1,039	-36
287	997	971	1,025	-25	972	921	1,052	-50
289	997	980	1,017	-17	980	946	1,035	-84
2	985	1016	0,967	+31	954	954	1,000	0
57	827	795	1,041	-32	795	731	1,087	-64
4	959	996	0,963	+37	922	922	1,000	0
76	1004	991	1,012	-12	992	968	1,021	-24
229	1018	1032	0,987	+14	1004	1004	1,000	0
231	901	999	0,908	+99	846	891	0,949	+45
232	1018	1012	1,005	-5	1013	1002	1,010	-10
235	990	995	0,995	+5	985	985	1,000	0
260a	1034	1027	1,005	-7	1027	1013	1,015	-14
8	1028	987	1,040	-41	987	905	1,040	-82
143	933	966	0,965	+34	898	898	1,000	0
95	1025	1012	1,012	-13	1012	986	1,025	-26
96	1031	1031	1,000	0	—	—	—	—
140	918	983	0,928	+70	848	848	1,000	0
145	812	848	0,957	+36	776	776	1,000	0
160	995	948	1,050	-47	948	854	1,112	-94
339	1028	1008	1,018	-20	1008	968	1,041	-40

Примечания: 1. Выделены номера проб, для которых количество железа, вычисленное по II варианту, соответствует измеренному параметру a_0 . 2. Атомное количество серы в графе 3 дано за вычетом ее содержания во всех минералах-примесях, кроме пирита; в графе 7 исключена также сера, содержащаяся в пирите. 3. Большое отклонение отношения катионов к сере от единицы в анализах 57, 231, 8, 160, вероятно, обусловлено неточностью анализа.

ИЗМЕНЕНИЯ УДЕЛЬНОГО ВЕСА, РЕНТГЕНОВСКОЙ ПЛОТНОСТИ МИКРОТВЕРДОСТИ И ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ СФАЛЕРИТОВ

Удельный вес и рентгеновская плотность

Измерения удельного веса производились микрометодом (навеска 10—15 мг) и методом гидростатического взвешивания в спирте (навеска 150—200 мг). Рентгеновские плотности были вычислены по формуле $\rho = \frac{N \cdot M \cdot g}{v}$, где N — число молекул в элементарной ячейке, M — молекулярный вес, $g = 1,66 \cdot 10^{-24}$, v — объем элементарной ячейки (Бокий, Порай-Кошиц, 1964). Результаты измерений и расчетов представлены в табл. 9 и на фиг. 29. График зависимости удельного веса сфалерита от



Фиг. 29. Зависимость рентгеновской плотности сфалерита от содержания в нем изоморфных примесей

1 — Благodatское; 2 — Северо-Акатуевское; 3 — Михайловское

содержания изоморфных примесей построен на основании решения уравнения регрессии $\rho = 4,12 - 0,0069 \text{ FeS}$ методом наименьших квадратов (Линник, 1962).

Полученные данные показывают отчетливую зависимость между удельным весом и содержанием изоморфных примесей. Естественно допустить, что примеси Fe и Mn, так же как и включения нерудных минералов, вызывают понижение удельного веса, а Cd, Sn и большинство других элементов, содержащихся во включениях сульфидов, повышают его. Вычисленные значения ρ располагаются закономерно, а измеренные дают заметный разброс. Основная причина этого — разное содержание минералов-примесей в сфалерите. Значения ρ минимальны у сфалеритов Михайловского месторождения, наибольшие — у преобладающей части сфалеритов Благodatских месторождений; промежуточное место занимают сфалериты Северо-Акатуевского месторождения. Некоторые сфалериты Благodatских месторождений (с высоким содержанием FeS и наибольшим количеством включений халькопирита, галенита и пирита) занимают то же положение, что и сфалериты Северо-Акатуевского месторождения. Изменение содержания FeS на 1% почти не сказывается на величине ρ . Часто влияние Cd и Mn взаимно компенсируется, и поэтому проявляется зависимость удельного веса от содержания Fe; этот же вывод позволяет сделать данные Р. О. Радкевич (1966) для сфалеритов Садонского месторождения.

В сравнении с измеренными удельными весами вычисленные рентгеновские плотности более пригодны для суждения о содержании железа в сфалеритах и показывают обратную зависимость.

Содержание примесей (мол. %), параметр (a_0), рентгеновская плотность (ρ) и удельный вес (d) сфалеритов

№ обр.	FeS	CdS	MnS	a_0 измеренное (Å)	ρ с учетом содержания Fe, Cd, Mn	d
<i>Екатерино-Благодатское месторождение, рудное тело 32</i>						
52	3,9	0,28	0,32	5,4124	4,053	4,17
53a	14,0	0,25	0,18	5,4168	4,041	4,04
250	8,8	0,20	0,13	5,4150	4,055	4,03
281	12,7	0,29	0,18	5,4114	4,057	4,09
282	6,7	0,33	0,19	5,4138	4,075	4,06
287	14,8	0,24	0,23	5,4173	4,023	4,13
289	6,2	0,22	0,13	5,4133	4,071	3,92
2	6,6 ¹	0,24	0,21	5,4143	4,068	4,05
<i>То же месторождение, рудное тело 22</i>						
57	4,1	0,34	0,16	5,4125	4,049	4,45
<i>Благодатское месторождение, рудное тело 15</i>						
4	8,7	0,30	0,24	5,4165	4,061	4,12
7 ^b	7,1	0,25	0,13	5,4130	4,073	—
22	12,1	0,30	0,22	5,4173	4,047	4,12
231	6,0	0,26	0,21	5,4151	4,076	4,07
232	4,5 ¹	0,33	0,14	5,4128	4,063	4,03
235	9,4	0,23	0,17	5,4165	4,055	4,12
260a	11,8	0,30	0,24	5,4165	4,050	4,09
8	10,8	0,30	0,13	5,4151	4,046	4,03
<i>То же месторождение, рудное тело 6</i>						
143	9,1	0,28	0,32	5,4155	4,026	4,41
<i>Михайловское месторождение</i>						
95	19,8	0,17	0,24	4,4194	4,005	3,87
96	22,4 ¹	0,30	0,26	5,4218	3,960	3,94
<i>Северо-Акатувское месторождение</i>						
140	11,3	0,32	0,73	5,4184	4,026	4,07
145	12,5	0,27	0,65	5,4174	4,042	3,73
160	13,9	0,23	0,50	5,4178	4,002	4,13
339	15,8	0,32	1,20	5,4220	4,016	—

¹ По данным электронного микронзонда.

Отражательная способность

Существование различий в величине R (отражательной способности) сфалеритов с низким и высоким содержанием Fe отмечено в литературе (Gray, Millman, 1962). Нами были выполнены измерения R 10 образцов однородных сфалеритов из месторождений Восточного Забайкалья с содержаниями FeS от 0 до 22 мол. %.

Измерения проводились на установке с фотомножителем и монохроматором, сконструированной в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР Л. Н. Вяльсовым. Измерения велись в следующих условиях: объектив 21×, апертура 0,40; полевая и апертурная диафрагма закрыты,

установка поляризатора $\angle 90^\circ$, размер светового пятна 0,02 мм; относительная точность измерения 1%, диапазон волн по спектру 450—900 нм, т. е. в два раза больше принятого. В качестве эталона использовался сфалерит, для которого значения R по всему спектру были вычислены по измеренным показателям преломления и поглощения. Различия R изученных образцов оказались незначительными; только безжелезистый и наиболее богатый железом сфалериты отличаются по величине R на 0,9—1,1% для λ от 450 до 650 нм.

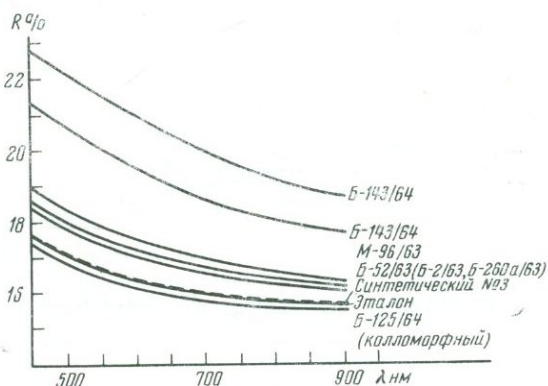
Для изученных образцов построены кривые дисперсии. Как видно на фиг. 30, R эталонного образца для интервала от 450 до 700 нм понижается от 17,8 до 16% и для обр. М-96/63 с 22 мол.% FeS (12 вес.% Fe — с 19,0 до 16,9%). Указанные максимальные отличия могут быть замечены под микроскопом лишь при непосредственном соприкосновении сфалеритов с разным содержанием железа. Бесцветный (безжелезистый) колломорфный сфалерит Благодатских месторождений имеет наиболее низкие значения R, отличающиеся от эталонных на 0,3—0,5% ($R = 17,3—15,9\%$ для $\lambda = 450—650$ нм). Это указывает на возможность в исключительных случаях устанавливать микроскопически различия сфалеритов с ничтожным и высоким содержанием железа.

Один из образцов сфалерита Благодатского месторождения с большим количеством едва различимой эмульсиевидной вкрапленности станнина (доли микрона) дал кривую дисперсии (см. фиг. 30), аналогичную кривой чистого сфалерита, но значения R для $\lambda = 450$ и $\lambda = 550$ нм являются более высокими (до 23%) и приближаются к значениям R для станнина (Рамдор, 1962). У того же сфалерита, но без микроскопически заметной эмульсиевидной вкрапленности станнина, величины R оказались выше, чем у обычного, даже сильно железистого сфалерита ($R = 18,8—21,2\%$) в том же участке спектра; причиной может быть присутствие в сфалерите станнина в виде субмикроскопических включений.

Возможно, что изучение различных сфалеритов в ультрафиолетовой области спектра позволит более определенно говорить об изменении их отражательной способности в зависимости от содержания железа. Резкие различия в отражательной способности сфалеритов с одинаковым содержанием железа, кажущихся однородными под микроскопом, говорят о необходимости их изучения с помощью электронной микроскопии.

Разница в R наименее и наиболее железистых сфалеритов настолько мала, что может быть получена только на высокочувствительных приборах. Практически при различии содержания FeS в 20 мол.% R отличается лишь на 0,8%; при обычной относительной точности измерения (2%) для $R = 16—17\%$ получается разница 0,3%, что очень близко к ошибке измерения.

Таким образом, данный метод пока не может быть использован для выявления различий в составе сфалеритов, за исключением отдельных случаев.



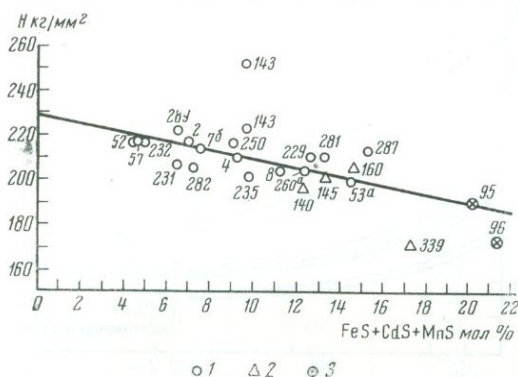
Фиг. 30. Кривые дисперсии отражательной способности сфалеритов с разным содержанием железа и пылевидными включениями станнина (Б-134/64)

Микротвердость

Для всех анализированных образцов сфалеритов были произведены измерения микротвердости (H). Измерения проводились на микротвердомере ПТМ-3, тарированном по каменной соли (при нагрузке $P = 5$ г, $H_{NaCl} = 21$ кг/мм²), на участках не менее 0,03 мм в поперечнике с наблюдением при увеличении 480; условия испытания для всех образцов были стандартными: нагрузка 50 г, время опускания алмазной пирамидки — 5 сек., время вдавливания — 10 сек.

Образцы представляли полированные шлифы зернистых агрегатов сфалерита и сколы по плоскостям спайности его монокристалльных зерен, а также зерна, запрессованные в сополимерные шашки.

Замеры микротвердости одного и того же образца в агрегатах и отдель-



Фиг. 31. Зависимость микротвердости сфалеритов от содержания изоморфных примесей, отвечающая уравнению $H = 229 - 1,92 \text{ FeS}$

1 — Благодатские; 2 — Северо-Акатуевское; 3 — Михайловское

ных зернах дают удивительно сходные величины. Величины замеров на плоскостях спайности зерен чаще заметно выше, чем в зернистых агрегатах. Испытания с поворотом шлифа под разными углами (45° и 90°) показали, что при определенных положениях плоскости спайности получаются искаженные ромбовидные отпечатки пирамиды со смещенными диагоналями. Такие отпечатки, как правило, не замерялись; их возникновение, очевидно, отражает анизотропию твердости, установленную для сфалеритов С. И. Лебедевой (1963, 1965).

В связи с проявлением анизотропии твердости, которая выражается либо в образовании искаженных отпечатков, либо в значительном разбросе величин H , при массовых замерах микротвердости в агрегатах учитывались только хорошие отпечатки в различных участках шлифа на неодинаково ориентированных зернах. Результаты измерений, обработанные статистически указанным выше методом (Линник, 1962), показали, что наибольший разброс значений микротвердости (фиг. 31) дают сфалериты Благодатских месторождений, несущие следы перекристаллизации и отличающиеся количеством микро- и субмикроскопических включений пирита, арсенопирита, халькопирита и станнина. Сфалериты этих месторождений можно разделить на две группы по содержанию изоморфной примеси железа и средним значениям микротвердости: 1) $\text{FeS} = 4\text{--}10$ мол.%, $\text{CdS} = 0,27$ мол.%, $\text{MnS} = 0,20$ мол.%, $H_{\text{средн}} = 210\text{--}217$ кг/мм² (для обр. 143 — до 223 кг/мм²); 2) $\text{FeS} = 10\text{--}15$ мол.% (при тех же содержаниях CdS и MnS), $H_{\text{средн}} = 200\text{--}210$ кг/мм² (для обр. 287 — до 212,9 кг/мм²).

Сфалерит (обр. 143), микротвердость которого резко отклоняется от средней, представляет субмикроскопическую смесь сфалерита и станнина. В участках этого сфалерита, без видимых под микроскопом включений станнина, микротвердость составляет 223,7 кг/мм², а в участках с тончайшей густой эмульсионной вкрапленностью станнина — 252,7 кг/мм². Нет сомнения, что в данном случае величина микротвердости определяется количеством станнина; по С. И. Лебедевой (1963), $H_{\text{станнина}} = 206\text{--}307$ кг/мм². Другой образец сфалерита с повышенной микротвердостью

(обр. 287) также содержит эмульсиевидную вкрапленность станнина и халькопирита, но в значительно меньшем количестве.

Сфалериты Северо-Акатуевского месторождения, отличающиеся повышенным содержанием Fe и Mn ($FeS=11,3-15,8$ мол.%; $CdS=0,23-0,32$ мол.%; и $MnS=0,50-1,20$ мол.%), по среднему значению микротвердости трех образцов ($195-205$ $кг/мм^2$) аналогичны сфалеритам второй группы Благодатских месторождений. Небольшое число измеренных образцов не позволяет делать каких-либо определенных выводов, но можно предположить, что присутствие Mn (при почти одинаковых содержаниях Fe) несколько уменьшает микротвердость.

Сфалериты из Михайловского месторождения, характеризующиеся наиболее высокими содержаниями Fe, имеют самую низкую микротвердость ($173-188$ $кг/мм^2$), близкую к средней микротвердости высокожелезистых сфалеритов из месторождений Савинского № 5, Трепча (Югославия) и Сан-Кристоф (ГДР).

Таким образом, изучение микротвердости сфалеритов Забайкальских месторождений подтвердило ранее выявленную (Пудовкина, 1957; Бочарова, 1960; Лебедева, 1963, 1965) закономерность — уменьшение микротвердости сфалеритов с увеличением содержания в них железа. Наиболее резко различаются крайние члены ряда — маложелезистые сфалериты Благодатских месторождений и высокожелезистые сфалериты Михайловского месторождения; сфалериты Благодатских и Северо-Акатуевского месторождений, в значительной части подвергшиеся перекристаллизации и насыщенные эмульсиевидными включениями других минералов, занимают промежуточное положение.

Накопление данных, вероятно, позволит построить графики зависимости микротвердости от содержания железа в сфалеритах с относительно постоянными соотношениями основных изоморфных примесей — Cd, Mn, возможно, Cu, Sn и In.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Изученные сфалериты образовались в одну из ранних стадий минерализации одновременно с главной массой пирита и арсенопирита. Пирит отлагался раньше сфалерита или вместе с ним. Выделение этих минералов происходило в равновесных условиях; явные признаки замещения одного минерала другим отсутствуют. В парагенезисе со сфалеритом наблюдается пирротин (Северо-Акатуевское месторождение); продуктами распада твердых растворов в сфалерите являются халькопирит и станнин (Благодатские месторождения). В Михайловском месторождении пирротин, возможно, был замещен пиритом и марказитом до или во время отложения сфалерита.

Равновесие с пирротинном и пиритом обусловило насыщение сфалерита железом. Вследствие воздействия динамических факторов и гидротермальных растворов сфалерит подвергся перекристаллизации, которая неодинаково проявилась в разных месторождениях. Наиболее интенсивно этот процесс развит в Благодатских месторождениях. При перекристаллизации значительная часть железа обособилась в сфалеритовых агрегатах в виде тончайшей вкрапленности, скоплений и метакристаллов пирита, иногда совместно с арсенопиритом. Возможно также, что в результате частичного растворения и переотложения раннего арсенопирита и пирита образовались поздние генерации этих минералов.

Отличительной особенностью изученных сфалеритов является отсутствие признаков равновесных отношений с галенитом и более позднее образование последнего. Возможно, что галенит отлагался вместе с сульфантимонитами (Благодатские месторождения), но не исключено его выделе-

ние в особую стадию. Карбонаты, кварц и сульфoантимониты образуют парагенетическую ассоциацию с галенитом, но местами замещали его (Михайловское месторождение). Сфалерит интенсивно замещался сульфoантимонитами свинца.

Сфалерит Благодатских месторождений под воздействием растворов последующей стадии подвергся частичному переотложению с образованием колломорфной безжелезистой разновидности (в участках отложения галенита и буланжерита). Возможно также, что сфалерит тонких жилков с карбонатами, секущих пиритовые агрегаты (Северо-Акатуевское и Михайловское месторождения), является переотложенным.

Сфалериты различных месторождений отличаются по соотношению содержания изоморфных примесей, особенно железа и марганца, в меньшей степени — меди, олова и индия. Наиболее постоянно во всех сфалеритах содержание кадмия.

Наиболее высоким содержанием железа (в среднем около 12% Fe) характеризуется сфалерит Михайловского месторождения; возможно, это является следствием слабого проявления процессов перекристаллизации. Сравнительно высокое содержание железа (в среднем около 7% Fe) в сфалерите Северо-Акатуевского месторождения, вероятно, в некоторой мере обязано присутствию пирротина. В рудах одного из месторождений Акатуевского рудного поля С. С. Смирновым (1955) отмечалось обилие сидерита или олигонита в тесной ассоциации с арсенопиритом, который образовался раньше сфалерита. Возможно, что карбонаты послужили источником марганца, содержание которого в сфалерите Северо-Акатуевского месторождения в 2—3 раза больше, чем в сфалеритах других месторождений. Наиболее низким и весьма непостоянным содержанием железа (в среднем около 5% Fe) обладают сфалериты Благодатских месторождений; по содержанию марганца они близки к сфалеритам Михайловского месторождения.

Примесь олова весьма характерна для сфалеритов. Наиболее богаты им сфалериты Благодатских месторождений (включения станнина, значительно реже — касситерита); сфалериты Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений бедны оловом и не содержат включений его минералов. Это, очевидно, указывает на различие концентраций олова в рудообразующих растворах.

Особенности минеральных ассоциаций и элементы-примеси сфалеритов косвенно подтверждают существование различий в составе руд в едином ряду сульфидных формаций Восточного Забайкалья (Томсон и др., 1964). Благодатские месторождения имеют черты галенит-сфалеритовой и касситерит-сульфидной формаций, а Михайловскому и Северо-Акатуевскому месторождениям свойственны некоторые особенности золото-галенит-сфалеритовой формации (переходные месторождения от галенит-сфалеритовых к пирит-пирротиновым или сфалерит-пирротиновым).

Главной типоморфной особенностью сфалеритов месторождений Восточного Забайкалья является их состав, от которого зависят и отдельные физические свойства. Например, существует обратная зависимость между содержанием изоморфной примеси железа и удельным весом сфалерита и его микротвердостью.

Влияние изоморфных примесей (главным образом железа) на отражательную способность сфалерита незначительно.

Можно предполагать, что физико-химические условия кристаллизации сфалерита в отдельных месторождениях или группах месторождений, различающихся по минеральным парагенезисам и составу примесей в сфалерите, были неодинаковы. К наиболее важным факторам отложения сульфидов, например, сфалерита с пиритом, относятся концентрация серы, температура, кислотность-щелочность, окислительно-восстановительный потенциал и, возможно, наличие в растворах комплексных соедине-

ний, активизирующих выпадение из раствора отдельных изоморфных примесей (Куденко, Стеценко, 1966). Косвенным признаком более высокой концентрации серы в растворе может быть равновесная ассоциация сфалерита с пиритом; равновесные отношения сфалерита с пиротином указывают на более низкую концентрацию серы.

Присутствие значительных масс пирита (сопутствующего сфалериту) при отсутствии пород, богатых железом (доломиты, известняки), позволяет считать, что железо было привнесено гидротермальными растворами. Значительная концентрация железа в растворах и отсутствие свободной серы обусловили высокую железистость сфалерита, выделявшегося в ассоциации с пиритом (Toulmin, Barton, 1966; Годовиков, Птицын, 1966). Другие термодинамические и физико-химические параметры, по которым можно было бы судить об условиях образования сфалерита, пока не могут быть определены с достаточной достоверностью.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская В. В. Свинцово-цинковые месторождения Кличкинского рудного района. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 83, 1963.
- Бокий Г. Б., Порай-Кошиц М. Л. Рентгеноструктурный анализ. Изд-во МГУ, т. 1, 1964.
- Бочарова Г. И. О цинковых обманках Эльбрусского рудного поля (Кавказ). Вестн. МГУ, № 5, 1960.
- Годовиков А. А., Птицын А. Б. Вхождение железа в сфалерит при гидротермальной перекристаллизации. Докл. АН СССР, т. 166, № 1, 1966.
- Каминский Ф. В., Кулагашев А. И. и Фаворов В. А. Локализация свинцово-цинкового оруденения в экзоконтакте интрузивных массивов и его поведение на глубину в месторождениях Нерчинско-Заводского района. В кн.: Вопр. рудон. Вост. Забайкалья. Изд-во «Недра», 1967.
- Кочин Г. Г. Свинцово-цинковые месторождения Акатуевского рудного поля. Автореф. канд. дисс., 1955.
- Куденко А. А., Стеценко В. Т. О химическом составе сфалеритов, роли изоморфных примесей и условиях образования. Сб. «Исслед. природн. и технич. минералообр.». Изд-во «Наука», 1966.
- Куземко В. Н., Локерман А. А. К характеристике разломной тектоники полиметаллического пояса Восточного Забайкалья. Геол. сб., № 9, Львовск. геол. о-ва, 1965.
- Куземко В. Н. Геологическое обоснование поисков скрытого оруденения на Михайловском полиметаллическом месторождении (Восточное Забайкалье). Изв. высш. уч. завед., сер. геол. и разв., № 2, 1967.
- Кузнецов К. Ф. Екатерино-Благодатское свинцово-цинковое месторождение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 83, 1963.
- Кулагашев А. И., Ступина А. И., Тарасюк О. Н., Фаворов В. А. Основные особенности чучковых структур полиметаллических месторождений Приаргунья. В кн.: Вопр. геологии рудн. месторождений Забайкалья. Чита, 1963.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
- Лебедева С. И. Применение метода микровдавливания (микротвердости) для исследования зависимости твердости от химического состава минералов. Сб. «Минеральные микровключения». Изд-во «Наука», 1965.
- Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений. Гос. изд-во физ.-мат. лит-ры, 1962.
- Нестерова Ю. С. Методы химического анализа некоторых сульфидных минералов. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 64, 1961.
- Нестерова Ю. С. О химическом составе сфалеритов. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 11, 1961₂.
- Плигина Д. Б. Геологическое строение Акатуевского рудного поля. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 83, 1963.
- Прохоров В. Г. Геохимические особенности пород, руд и минералов-индикаторов колчеданных месторождений. Автореф. канд. дисс., 1964.
- Пудовкина И. А. Точные методы определения отражательной способности и твердости рудных минералов. В кн.: Соврем. методы минерал. исслед. Госгеолтехиздат, 1957.
- Радкевич Р. О., Волкова А. Я. Эффект увеличения параметра кристаллической решетки железосодержащих сфалеритов и его геохимическое значение. Геохимия, № 1, 1966.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Изд-во ИЛ, 1962.
- Смирнов С. С. К минералогии некоторых полиметаллических руд Забайкалья. Избр. тр. Изд-во АН СССР, 1955.

- Томсон И. П., Константинов Р. М., Полякова О. П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья. Геол. рудн. местор., № 2, т. 6, 1964.
- Трошин Ю. П., Кусакина Л. В. Горизонтальная и вертикальная зональность распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях (на примере Северо-Акатуевского месторождения). Сб. «Геол. рудн. месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
- Шадлун Т. Н., Дмитриева М. Т. О зависимости размера параметра кристаллической решетки от изоморфных примесей в сфалеритах. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 22, вып. 2, 1968.
- Шолкин К. Д., Ленок Л. Н. Благодатское месторождение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 83, 1963.
- Янишевский Е. В. Некоторые данные опытных геохимических работ на Благодатском свинцово-цинковом месторождении (Восточное Забайкалье). Изв. высш. уч. завед., сер. геол. и разв., № 10, 1966.
- Barton P. B. Mineral stability and phase assemblages, their application to ore-forming temperature and pressure. Econ. Geol., v. 60, № 7, 1965.
- Endo M. Effect of accessory elements on the unit cell edge of ZnS minerals. J. Japan. Assoc. Miner. Petr., Econ. Geol., v. 52, № 1, 1964.
- Gray J., Millman A. P. Reflection characteristic of ore minerals. Econ. Geol., v. 57, № 3, 1962.
- Kullerud G. The FeS—ZnS system a geological thermometer. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 32, H. 2/4, 1953.
- Novak Fr., Kvaček M. Geochemie sfalerith z. turkanskeho pasma v. Kutnohorskem rudnim obvodu. Sborn. Geol. ved. technolog. geochim. Praha, 1964, sv. 4.
- Rose A. W. The iron content of sphalerite from the Central district, New Mexico and the Bingham district, Utah. Econ. Geol., v. 56, № 8, 1961.
- Skinner B. J. Unit-cell edges of natural and synthetic sphalerites. Amer. Mineral., v. 46, № 11-12, 1961.
- Skinner B. J., Barton P. B. The substitution of oxygen for sulfur in wurtzite and sphalerite. Amer. mineral., v. 45, № 5-6, 1960.
- Skinner B. J., Barton P. B., Kullerud G. Effect of FeS on the unit cell edge of sphalerite. Econ. Geol., v. 54, № 6, 1959.
- Sims P. K., Barton P. B. Some aspects of the geochemistry of sphalerite. Econ. Geol., v. 56, № 7, 1961.
- Toulmin P., Barton P. Significance of the FeS content of sphalerite as a geothermometer. Econ. Geol., v. 61, № 7, 1966.

О НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРНЫХ ЧЕРТАХ СФАЛЕРИТОВ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ И ЛОКАЛЬНОГО РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Т. Н. ШАДЛУН, Р. В. БОЯРСКАЯ,
В. В. ЛИДЕР, Л. М. ГОРОХОВА

Для выявления особенностей состава сфалерита, которые могут служить его типоморфными признаками, особенно важную роль играет соотношение изоморфных примесей и примесей, связанных с включениями других минералов. Авторами этот вопрос изучался на серии образцов из свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. Исследования образцов сфалерита с помощью электронного микроскопа и микрозонда позволяют установить наличие в образцах мельчайших включений и подойти к их диагностике на основе микродифракции и определения главных компонентов. Исследования эти, по существу, лишь начаты, но поскольку получены весьма интересные данные, авторы сочли целесообразным их опубликовать.

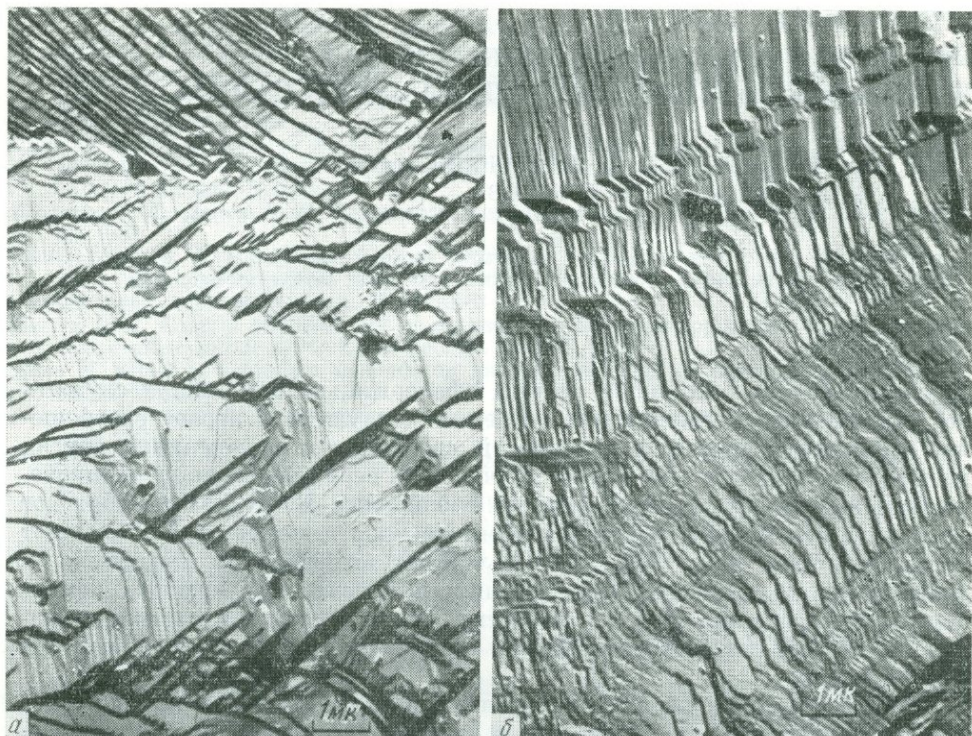
Электронномикроскопические исследования сфалеритов проводились под руководством Г. С. Грицаенко в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР научным сотрудником Р. В. Боярской и лаборантом Л. М. Гороховой. Определение железа с помощью микрозонда (локальный рентгеноспектральный анализ) выполнено при содействии В. Н. Рожайского в Институте кристаллографии АН СССР научным сотрудником В. В. Лидером.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Электронномикроскопическому изучению были подвергнуты 13 образцов сфалерита из свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья, в том числе восемь — из Благодатского, три — из Северо-Акатуевского, один — из Михайловского и один — из Кадаинского¹. Характеристика указанных месторождений и подробное описание сфалеритов приведены в другой статье этого же сборника (Т. Н. Шадлун и др.). Кроме того, исследовались образцы и из некоторых других месторождений Восточного Забайкалья (Меркурьевское, Смирновское, Шахтама, Дарасун); электронномикроскопические данные по ним не приводятся (часть их содержится в работе Г. С. Грицаенко и др. (1969)). При интерпретации полученных результатов нами были использованы данные химических анализов и их пересчетов, материалы детального микроскопического исследования образцов и в отдельных случаях — результаты локального рентгеноспектрального анализа.

Исследования образцов проводились на электронном микроскопе УЭМ-100 методом реплик с поверхности сколов (Грицаенко и др., 1968). Для решения некоторых частных вопросов применялись реплики с извлечением и ионное травление (Грицаенко, Боярская, 1965; Боярская 1966). Для электронномикроскопических исследований выбирались по возмож-

¹ Образец О. П. Поляковой.



Фиг. 1. Микрорельеф различных участков скола, типичный для сфалеритов Благодатского и Агатувеского месторождений

ности мономинеральные участки образцов; чистота отобранного материала проверялась под лупой. Как правило, в других участках тех же образцов обнаруживались в разных сочетаниях включения пирита, халькопирита, станнина, кварца. В процессе изучения под электронным микроскопом сфалеритов упомянутых выше месторождений в них было обнаружено большое число разнообразных микровключений.

Прежде чем перейти к их описанию, остановимся на общей характеристике сколов сфалеритов, наблюдаемых под электронным микроскопом. Как правило, такие сколы (фиг. 1, а, б,) имеют характерный ступенчатый рельеф, отражающий совершенную спайность минерала, иногда с признаками деформации. Электронные микрофотографии сколов находятся в полном соответствии с картинами, наблюдаемыми под лупой.

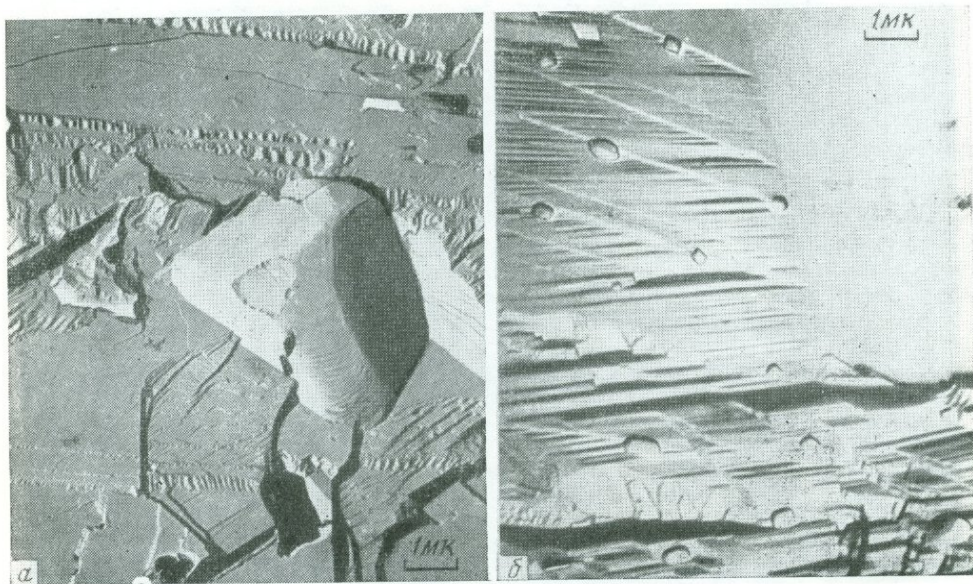
Участки сфалерита с микровключениями встречались сравнительно редко и поиск их требовал просмотра значительного числа реплик каждого из исследованных образцов. Микровключения были распределены крайне неравномерно; их можно отнести к двум основным типам: I тип — включения обособленные, нередко с четко выраженными кристаллографическими очертаниями; II тип — включения неправильной формы, образующие плотные скопления. Те и другие включения встречались в большинстве изученных образцов.

Обычно установление включений I типа по электронномикроскопическим картинам сколов не представляет особых трудностей. На фиг. 2, а, б приводятся примеры таких включений в сфалеритах. Сам факт их присутствия не вызывает сомнений; все они имеют четкие контуры и резко выделяются на поверхности скола. Включения II типа, как правило, создают значительные осложнения в рельефе скола сфалерита, которые не всегда можно однозначно интерпретировать. В качестве иллюстрации на

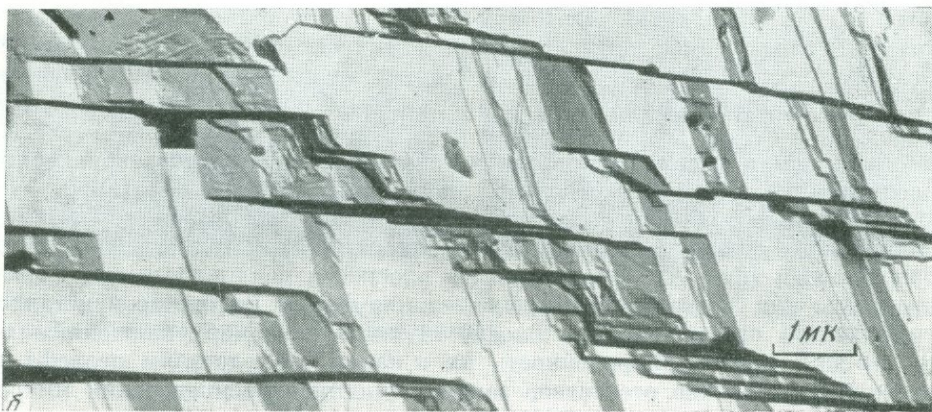
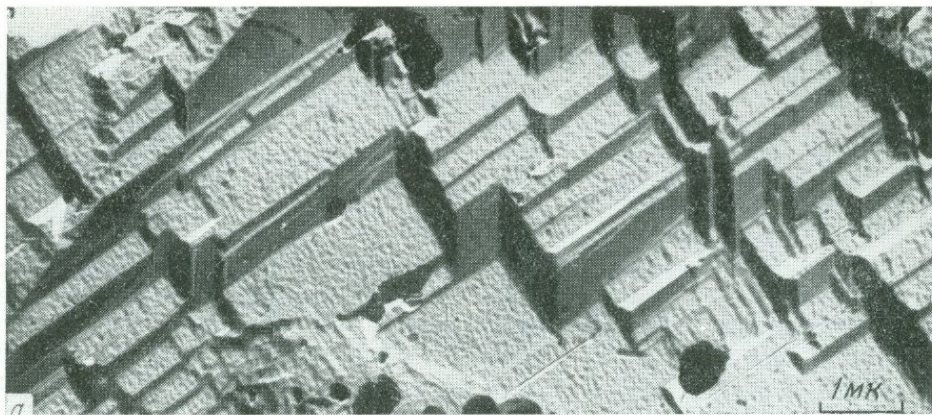
фиг. 3, а приводится участок скола сфалерита, на электронномикроскопическом снимке которого можно видеть гладкие и неровные поверхности ступенек. Для сравнения на фиг. 3, б приводится участок скола другого образца сфалерита, у которого все поверхности ступенек гладкие. Неровные поверхности ступенек наблюдались и во многих других образцах сфалерита, поэтому возникло предположение об их связи с присутствием в сфалерите тончайшей эмульсиевидной вкрапленности других минералов. Для доказательства этого предположения нами был использован метод реплик с извлечением, который показал, что из неровных (бугорчатых) участков образца на реплику происходит обильный выход мельчайших частиц (фиг. 3, в). Эти частицы очень малы и по форме и по размерам близки к бугорчатым образованиям, наблюдаемым на неровной поверхности ступенек в сколах сфалерита. Некоторые извлеченные частицы по форме и размерам не имеют ничего общего с бугорчатыми образованиями; по-видимому, это кусочки сфалерита или агрегаты большого числа мельчайших включений. Ответ на этот вопрос, равно как и диагностика включений, возможны лишь с применением микродифракции. Тем не менее результаты, полученные методом реплик с извлечением, убеждают нас в том, что наблюдаемые под электронным микроскопом картины сложного рельефа, показанного фиг. 3, а и 3, б, обусловлены присутствием в сфалеритах мельчайших (до $0,0\mu\text{мк}$) эмульсиевидных включений других минералов.

Перейдем к рассмотрению результатов электронномикроскопических исследований сфалеритов отдельных месторождений.

В некоторых образцах сфалеритов из Благодатского месторождения обнаружены скопления включений с четкими кристаллографическими очертаниями (фиг. 4). Включения (в плоскости реплики) имеют форму квадратов или треугольников, реже — иную форму (различие кристаллографической ориентировки в плоскости скола). Размер включений — от $0,1\text{ мк}$ до $0,0\mu\text{ мк}$. Приуроченность их к каким-либо деталям рельефа не установлена. Однако отсутствие закономерности в распределении микровключений, возможно, является кажущимся и обусловлено очень слож-

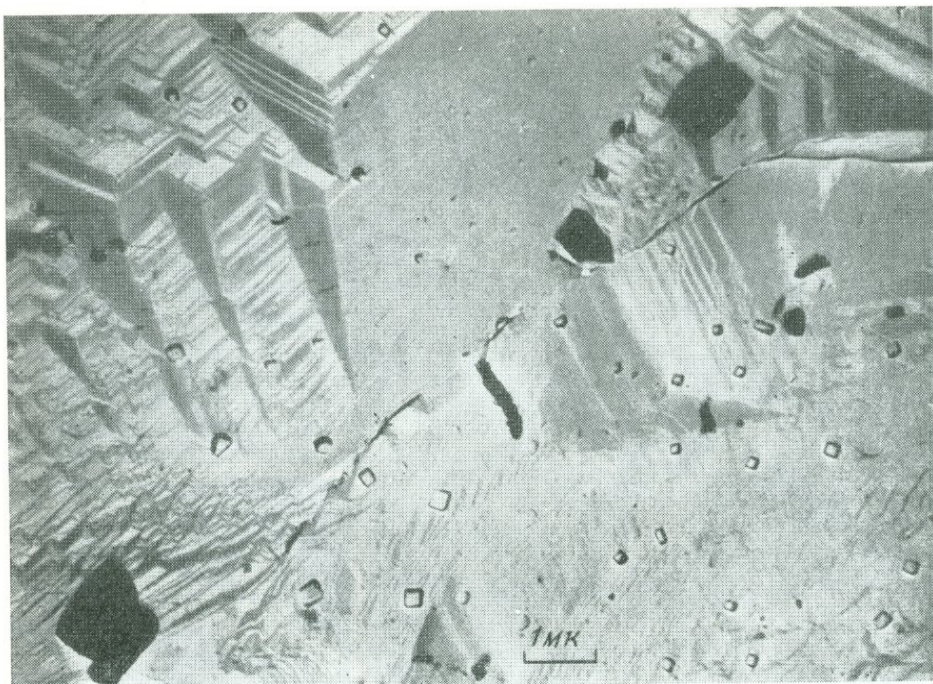


Фиг. 2. Примеры наиболее распространенных микровключений в сфалеритах Благодатского месторождения



Фиг. 3. Сколы сфалерита Михайловского месторождения

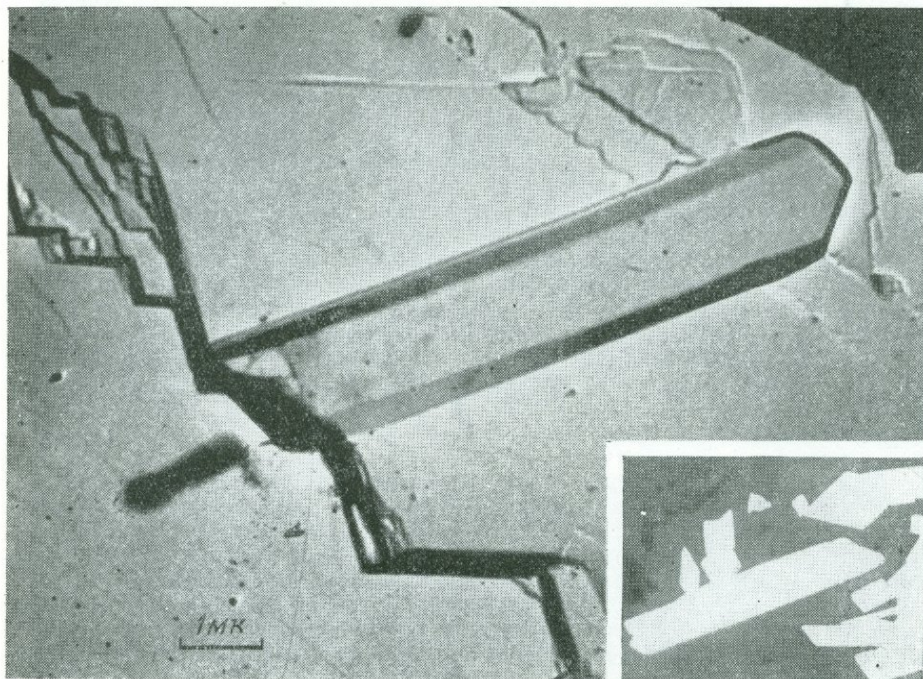
а — отдельные закономерно ориентированные плоскости покрыты мельчайшими включениями; *б* — ступенчатый скол с гладкими поверхностями; *в* — реплика с извлеченными включениями (черные в левой части снимка) и чередованием гладких и бугорчатых поверхностей



Фиг. 4. Реплика со скла сфалерита Екатерино-Благодатского месторождения (обр. 52). Видны мельчайшие включения кристаллов кубического габитуса, принадлежащие пириту



Фиг. 5. Реплика со скла сфалерита того же месторождения. Видна строгая приуроченность микровключений к направлениям спайности

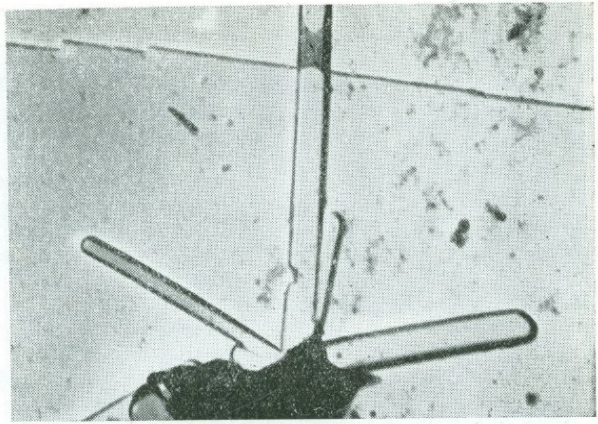


Фиг. 6. Призматические микровключения в сфалеритах Благодатского и Северо-Акаутеевского месторождений. На врезке микроснимок полированного шлифа с включениями арсенопирита. Увел. 165

ным рельефом скола. В тех местах, где этот рельеф более четко проявлен (верхний левый угол снимка), можно заметить, что включения находятся на отдельных ступеньках спайности сфалерита. Аналогичные микровключения обнаружены и на других участках скола, что подчеркивает их типичность для исследуемого образца. Один из таких сколов, покрытый различными по размеру включениями (от 0,2 до 0,05 мк), показан на фиг. 5; включения имеют четко выраженные грани, близки к октаэдру и приурочены к плоскостям спайности.

При сравнении форм включений, приводимых на фиг. 4 и 5, создается впечатление, что они несколько отличны друг от друга. Не отрицая возможной принадлежности этих включений к различным минералам, следует заметить, что видимое различие их форм может быть обусловлено как разной ориентировкой на плоскости скола, так и эффектом отенения реплики. При изучении в рудном микроскопе тех же сфалеритов были замечены многочисленные включения пирита и халькопирита; пересчеты химических анализов также свидетельствуют о высоком содержании этих минералов в сфалерите. Неравномерный характер распределения железа с отдельными резкими отклонениями в сторону увеличения, по данным локального рентгеноспектрального анализа, позволяет предположительно отнести включения, наблюдаемые на фиг. 4 и 5, к пириту и халькопириту.

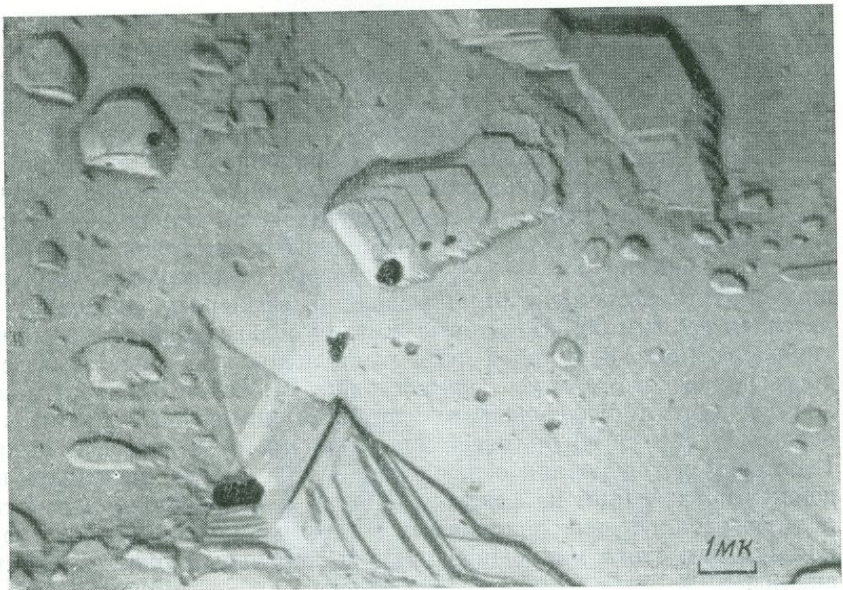
На фиг. 2, а и б показано распределение включения в других образцах сфалеритов из того же месторождения. Эти включения имеют также четкие кристаллографические очертания. Некоторые из них по размерам (несколько микронов) вполне могут быть видимыми в рудном микроскопе и поэтому при диагностике их вполне можно пользоваться методом аналогии. Форма одного из включений (см. фиг. 2, а) очень напоминает форму некоторых кристаллов халькопирита. Учитывая, что халькопирит установлен в шлифах, не исключена возможность принадлежности включений



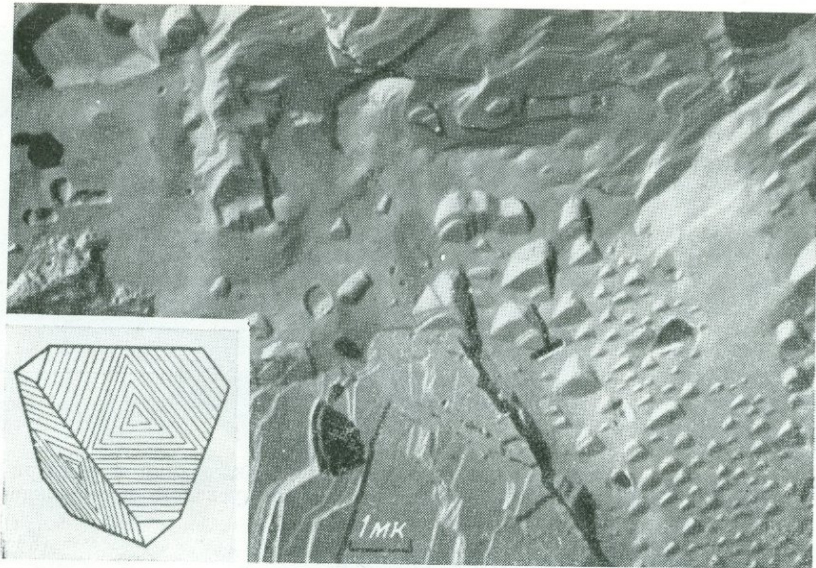
Фиг. 7. Призматические микровключения в сфалеритах Благодатского и Северо-Акатуевского месторождений. Увел. 165

этому минералу. Последнее согласуется также и с данными химического анализа.

В сфалеритах Северо-Акатуевского и Благодатского месторождений были обнаружены включения в виде удлиненных призматических кристаллов (фиг. 6). Длина их — от долей микрона до нескольких микрон; по внешнему облику они напоминают кристаллы арсенопирита, наблюдающиеся в шлифах тех же образцов. Нередко некоторые из таких включений извлекались на реплику. Для сравнения данных световой и электронной микроскопии на врезке к фиг. 6 приводится макрофотография участка шлифа с кристаллами арсенопирита, очень сходными с теми, которые видны на реплике.



Фиг. 8. Реплика со скола сфалерита Екатерино-Благодатского месторождения. Видны закономерно ориентированные ступенчатые фигуры роста

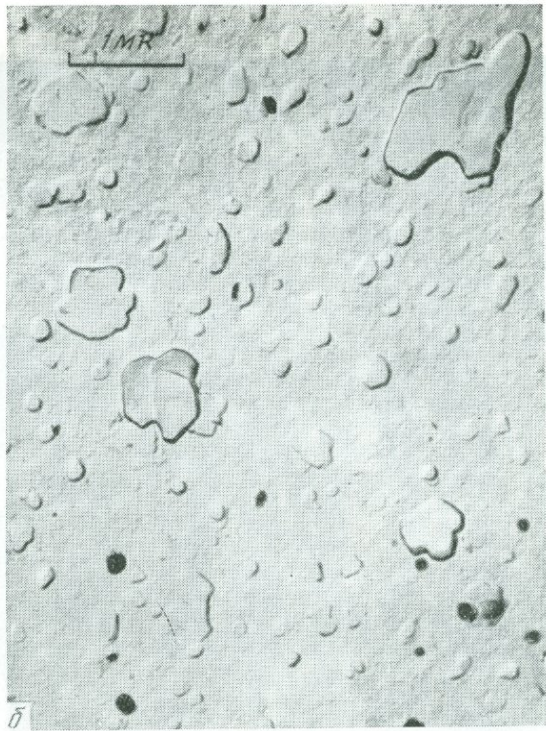


Фиг. 9. Реплика со скола сфалерита Северо-Акатуевского месторождения. Видны закономерно ориентированные фигуры роста. На врезке — кристалл сфалерита

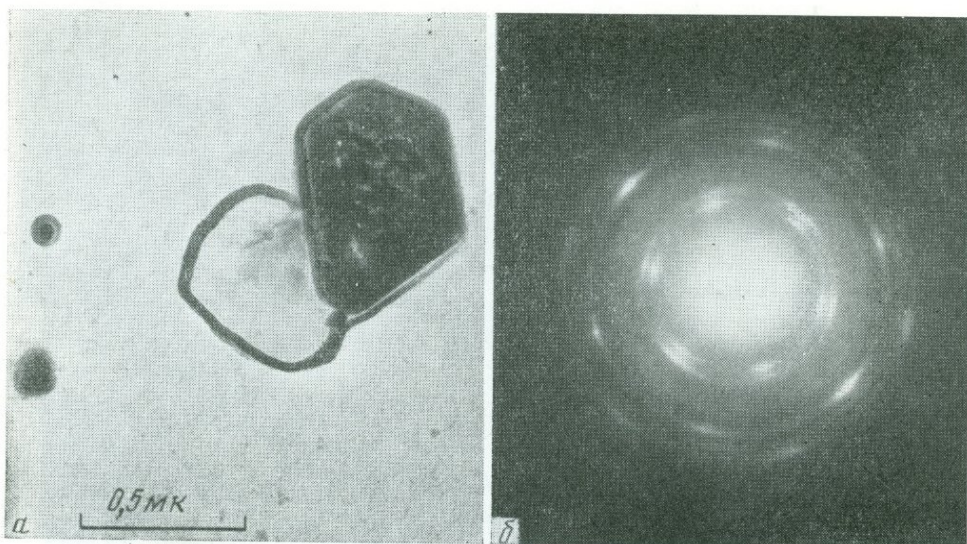
Для получения дополнительных доказательств высказанного предположения Т. А. Яковлевской было проведено измерение угла между гранями головки кристалла, изображенного на фиг. 6. Поскольку этот угол оказался равным 60° , а у арсенипирита совершенно такой же угол образован гранями (012) и (012), имеются все основания предполагать, что это включение принадлежит арсенипириту. Аналогичные включения кристаллов показаны и на фиг. 7, поэтому есть все основания считать их тоже включениями арсенипирита.

При изучении под электронным микроскопом некоторых сколов сфалеритов из Северо-Акатуевского и Екатерино-Благодатского месторождений было отмечено интересное явление: на гладкой поверхности скола наблюдались пластинчатые наросты с шестиугольными очертаниями; некоторые из них можно было принять за ступеньки спайности (фиг. 8). В отличие от рассмотренных ранее включений других минералов эти образования скорее напоминают закономерно нарастающие ступенчатые выступы на поверхности грани или фигуры роста. Измерение гранного угла между гранями (100) и (111) у ступенчатых выступов, изображенных на фиг. 8, произведенное Г. А. Яковлевской, подтвердило принадлежность описанных кристаллических образований сфалериту, поскольку этот угол оказался равным 55° . Некоторые из этих образований закономерно ориентированы (фиг. 9) и по форме очень похожи на кристаллы сфалерита тетраэдрического габитуса (врезка к фиг. 9). Такая интерпретация наблюдаемых картин подтверждается данными химических анализов (в этих образцах количество примесей ничтожно мало) и световой микроскопии. Применяя метод реплик с извлечением, мы смогли наблюдать выход подобных образований на реплику. Можно в дальнейшем рассчитывать на полную расшифровку полученных в электронном микроскопе картин, используя для этого микродифракцию и локальный рентгеноспектральный анализ.

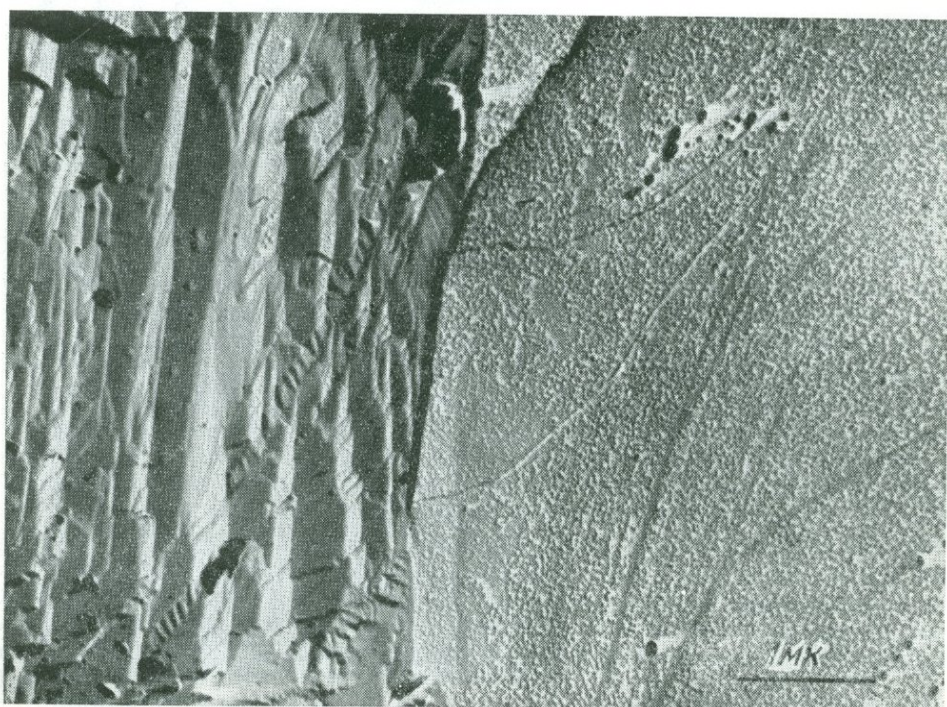
Помимо рассмотренных выше включений первого типа, в сфалеритах Благодатского, Кадаинского и Михайловского месторождений обнаружены включения второго типа, которые, как было доказано выше, обусловлены



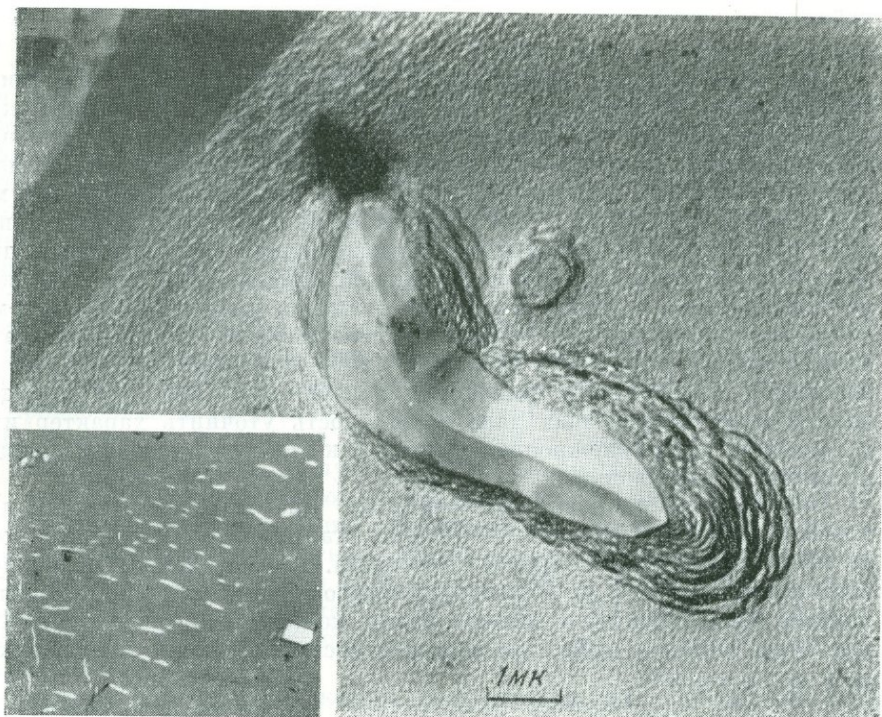
Фиг. 10. Реплика со скола сфалерита Кадаинского месторождения. Видны участки скопления микровключений пиритина размером от 0,0п мк (а) до 0,0п мк (б)



Фиг. 11. Реплика с извлеченным кристаллом пирротина (а) и микродифракционная картина от него (б). Увел. 55 000



Фиг. 12. Реплика со скола сфалерита Благодатского месторождения с тончайшей вкрапленностью станнина



Фиг. 13. Реплика с полированного шлифа, протравленного ионным пучком. Видна граница участков сфалерита без включений (гладкая поверхность) и сфалерита, насыщенного включениями (неровная поверхность). Удлиненное включение халькопирита (?) окаймлено фигурами травления. На врезке — микрофотография полированного шлифа с включениями халькопирита (белые изогнутые тельца, увел. 320)

присутствием в образцах более густой и более тонкой, чем в первом типе, вкрапленности других минералов. В качестве примера приведем результаты электронномикроскопических исследований сфалеритов из Михайловского месторождения.

Как видно на фиг. 3, *a*, эти мельчайшие (до сотых долей микрона) включения строго приурочены только к определенным ступенькам спайного скола. Как правило, включения содержатся в участках скола площадью в несколько десятков микрон; это позволяет предполагать, что в подобных участках концентрируется значительная часть одного из элементов-примесей сфалеритов.

Подобные скопления микровключений наблюдались под электронным микроскопом и при изучении образцов сфалерита из Кадаинского месторождения. На фиг. 10, *a* приводится один из участков скола этого сфалерита с чередованием гладких и «бугорчатых» ступеней. Часто участки скола, покрытые мельчайшими бугорчатыми образованиями, постепенно переходят в области, где наблюдаются менее плотные скопления включений с намечающимися кристаллографическими очертаниями (фиг. 10, *b*). Применение метода реплик с извлечением в сочетании с микродифракцией¹ позволило установить, что минерал включений представляет пирротин. Извлеченное включение и микродифракционная картина от него показаны на фиг. 11, *a, б*. Внешнее сходство электронномикроскопических картин и высокое содержание железа в сфалеритах из Кадаинского и Ми-

¹ Микродифракционные картины были получены А. И. Горшковым.

хайловского месторождений позволяют предположить присутствие включений пирротина и в последнем.

При изучении под электронным микроскопом сколов сфалерита из Благодатского месторождения нам удалось наблюдать участки, покрытые также бургорчатыми образованиями, сходными с теми, которые охарактеризованы выше (фиг. 12). Однако к диагностике их нам удалось подойти другими методами. Изучение шлифов этого сфалерита на рудном микроскопе, проведенное М. Г. Добровольской, показало, что в нем присутствует едва заметная тончайшая эмульсиевидная вкрапленность другого минерала с более высокой отражательной способностью, предположительно станнина. Из-за незначительных размеров включений точная микроскопическая диагностика оказалась невозможной. После ионного травления¹ Спивак и др. 1961; Боярская, 1966) включения стали более отчетливыми, а изучение протравленной поверхности (фиг. 13) в рудном и электронном микроскопах дало возможность уточнить характер их распределения. Принадлежность включений к станнину доказана однозначно с помощью микрозонда.

Ионная бомбардировка сфалерита из Благодатского месторождения позволила обнаружить в нем, наряду со станнином, удлиненное и несколько изогнутое включение другого минерала. Так как при изучении полированного шлифа этого же образца под микроскопом были обнаружены мельчайшие включения халькопирита такой же формы (врезка к фиг. 13), то, пользуясь методом аналогии, можно отнести включение предположительно к халькопириту.

ДАННЫЕ ЛОКАЛЬНОГО РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Возможности точного определения содержания отдельных компонентов в микроскопически малых участках минералов значительно расширились с появлением микрозондов — приборов для локального рентгеноспектрального анализа.

Первые сообщения об использовании этого метода для определения железа в сфалерите опубликовали Г. Бизуар и Х. Реринг (Bizouard, Røring, 1958), подвергавшие контролю образцы синтетического сфалерита, использованные Г. Куллерудом при построении графика зависимости a_0 от содержания в нем FeS (Kullerud, 1953); при этом было установлено существенное расхождение данных химических определений и локального рентгеноспектрального анализа о содержании изоморфной примеси железа в минерале.

В кратком сообщении Дж. Адлера и П. Бартона (Adler, Barton, 1963) указывается, что микрозонд может быть использован для определения железа в синтетических сфалеритах с точностью большей, чем ± 4 мол. % (т. е. около ± 2 вес. %) при содержании FeS порядка 15—55 мол. %. Отмечается, что микрозонд может быть пригодным для изучения мелких зерен сфалерита (5—100 мк), находящегося в тесном сростании с пирротинном, а также для установления неравновесности или неоднородности в пределах одного зерна или данного образца. Те же авторы отмечают, что микрозонд дает большой разброс результатов при наличии других фаз в выделениях сфалерита, если они расположены в пределах глубины проникновения электронного пучка. Микрозонд рекомендуется для исключения из анализируемых проб зерен с неоднородным содержанием железа, чтобы улучшить надежность определений.

К. Л. Вильямс (Williams, 1965) использовал электронный микрозонд для контроля рентгенометрических определений. Для одного образца природного сфалерита по параметру $a_0 = 5,4116 \pm 0,0006 \text{ \AA}$ содержание FeS

¹ Режим травления: $v = 2,5 \text{ кэ}$; $I = 1,2 \text{ ма}$; $p = 5 \cdot 10^{-2} \text{ мм рт. ст.}$; $t = 2 \text{ часа}$.

составляет 5 мол. % (с учетом стандартного отклонения 4,3—5,7 мол. %), однако по данным локального рентгеноспектрального анализа оказалось, что на участке в 0,5 мм содержание FeS изменяется от 2,1 до 8,6 мол. %.

Для исследования микронеоднородности и определения количества изоморфной примеси железа в сфалеритах нами выполнена серия анализов с помощью микрозонда. Определения проводились на приборе УХА-3 японской фирмы JEOL. Для исследований были использованы мономинеральные пробы сфалеритов, для которых имелись полные химические анализы и данные электронномикроскопического изучения. Образцы приготавливались из полированных шлифов в виде кубиков с размерами полированной поверхности 8×8 мм. Участки для анализа заранее выбирались под микроскопом. При больших увеличениях проверялось отсутствие в них включений посторонних минералов. Некоторые образцы были смонтированы в полистирол. Для обеспечения достаточной электропроводности производилось вакуумное напыление прозрачного слоя углерода. Всего было изучено 9 образцов. В ходе анализа контролем отсутствия в сфере действия электронного пучка других минералов служило относительно постоянное значение количества импульсов цинка на одном из каналов прибора. Эталонирование производилось с металлическим железом. Относительная статистическая ошибка измерений колебалась в основном в пределах $\pm 2-4\%$ (при содержании железа 2—11 вес. % среднеквадратичная ошибка составила 0,1—0,2% FeS). Для каждого образца проводилось от 4 до 12 измерений либо в одном, либо в 2 или 3 участках в радиусе 50—100 мк.

Все данные определений железа микрозондом, их пересчет на FeS и сопоставление с данными пересчета химических анализов приведены в табл. 1 и 2. В табл. 1 показаны средние содержания железа по отдельным участкам образцов; при подсчете исключались содержания, резко отклоняющиеся от соседних. При таком методе подсчета получаются сравнительно небольшие колебания содержаний железа в пределах образца, но все же в отдельных образцах (52, 145) эти отклонения в 3—4 раза больше средней квадратичной ошибки измерения ($\pm 0,2\%$).

Несколько иная картина вырисовывается, если проанализировать все отклонения, которые исключены при вычислении средних арифметических (табл. 1). Эти резкие отклонения, вероятно, вызваны не только колебаниями содержаний железа в решетке¹, но и наличием субмикроскопических включений, т. е. неоднородностью, которая обнаруживается при электронномикроскопическом изучении этих же образцов.

Данные табл. 2 показывают, что разница между минимальным и максимальным содержаниями в пределах одного образца по отдельным измерениям колеблется от 1,0 до 3,4% (1,6—6,1 мол. % FeS). Средние квадратичные отклонения с учетом резко отклоняющихся содержаний в 2—5 раз больше, чем точность измерения, и составляют $\pm 0,4-0,5\%$ и даже $\pm 1,0\%$ FeS. Эти максимальные отклонения характерны для образцов сфалеритов, в которых под электронным микроскопом обнаружены участки с большим количеством мелких включений или единичные (крупные и мелкие) включения.

В некоторых образцах сфалерита минимальные содержания железа, установленные с помощью микрозонда, близки к содержаниям, вычисленным по данным химического анализа с исключением части железа на пирит (см. статью Т. Н. Шадлун и др. в этом сборнике); присутствие пирита подтверждается данными электронной микроскопии. Примером может служить образец 52 из Благодатского месторождения, в котором по химическому анализу содержится 1,9% Fe, а наименьшее содержание по

¹ Может быть, вследствие зонального строения зерен.

локальному рентгеноспектральному анализу — 2,3% Fe. В этом же сфалерите максимальное содержание железа достигает 4,6—5,7%; без данных электронной микроскопии можно было бы предположить, что такое резкое повышение обусловлено зональным строением сфалерита, однако это легко объясняется, если учесть присутствие субмикроскопических включений пирита и халькопирита. При размерах включений пирита или халькопирита, равных или больших диаметра электронного пучка, содержание железа должно было бы увеличиться не в два, а соответственно в 20 раз.

Таблица 1

Содержание железа в сфалеритах по данным локального рентгеноспектрального анализа (вес. %)

Месторождение	№ обр.	Участок 1	Участок 2	Участок 3	Максимальная разница в содержании железа по отдельным участкам
Екатерино-Благодатское	52	$2,9 \pm 0,1^1 (4)^2$	$2,3 \pm 0,1 (2)$	$3,1 \pm 0,1 (2)$	$0,8 \pm 0,1$
	250	$8,2 \pm 0,1 (5)$	—	—	—
	2	$3,8 \pm 0,1 (4)$	$3,6 \pm 0,3 (7)$	—	$0,2 \pm 0,2$
Благодатское	232	$2,5 \pm 0,1 (5)$	$2,5 \pm 0,1 (4)$	—	—
	260а	$6,7 \pm 0,4 (10)$	—	—	—
Михайловское	95	$10,8 \pm 0,2 (6)$	—	—	—
	96	$13,2 \pm 0,2 (4)$	—	—	—
Северо-Акатуевское	140	$11,1 \pm 0,2 (5)$	—	—	—
	145	$7,7 \pm 0,1 (5)$	$8,3 \pm 0,2 (4)$	—	$0,6 \pm 0,2$
	145	$10,2 \pm 0,1 (4)$	—	—	—

¹ Среднеквадратичное отклонение.

² Число измерений. Измерения проведены В. В. Лидер в лаборатории Института кристаллографии АН СССР.

В других образцах минимальные значения железа, определенные с помощью микрозонда, наиболее близки к его содержанию по данным химического анализа, если все железо рассчитывается на FeS (под микроскопом включения пирита отсутствуют). Например, для образца 96 из Михайловского месторождения определено 12,0% Fe, а наименьшее содержание Fe, определенное с помощью микрозонда, равно 11,8%. Для образца 260а из Благодатского месторождения очень хорошо совпадают содержание железа по данным пересчета химического анализа (с вычетом железа на пирит) и среднее содержание железа, определенное с помощью микрозонда (в обоих случаях 6,8%). В этом сфалерите под электронным микроскопом было обнаружено только одно включение (размером больше одного микрона), по-видимому, принадлежащее пириту (фиг. 14, б).

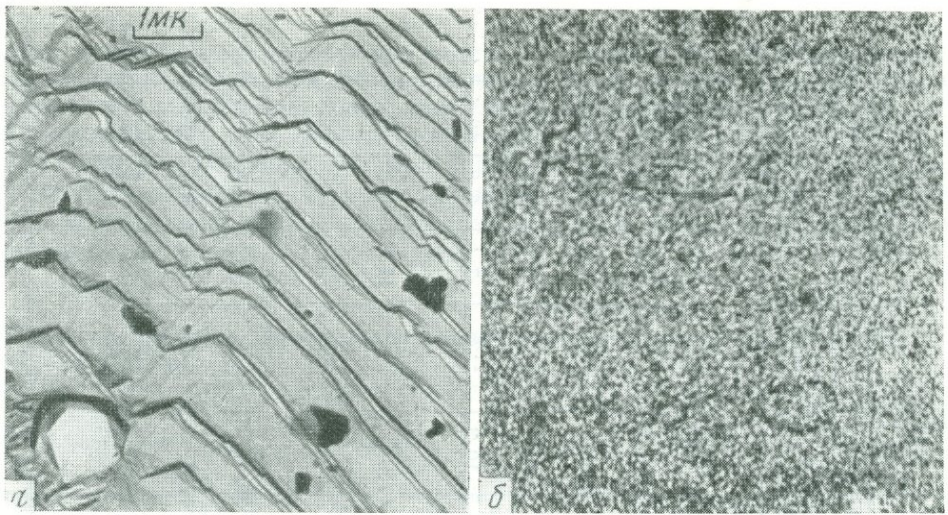
Значительны расхождения данных пересчета химического анализа и локального рентгеноспектрального анализа для образца 232 из Благодатского месторождения, в котором под электронным микроскопом в отдельных участках обнаружены включения размером в десятые доли микрона. Наличие таких участков, очевидно, обуславливает резкие отклонения содержания железа по данным микрозонда. Интересно, что для этого образца измеренный параметр кристаллической решетки отвечает тому содержанию изоморфной примеси железа, которое определено с помощью микрозонда как среднее (4,5 мол. % FeS).

Свидетельством значительной изменчивости содержания железа в одной и той же пробе может служить образец 145 из Северо-Акатуевского

Содержание Fe и FeS по данным локального рентгеноспектрального и химического анализов

№ обр.	Локальный рентгено-спектральный анализ											Химический анализ ³			
	Fe, вес. %						FeS, мол. %					Fe, вес. %		FeS, мол. %	
	наименьшее	наибольшее	общее число измерений	среднее ¹	резкие отклонения ²	пределы отклонений	наименьшее	наибольшее	среднее арифм.	резкие отклонения	пределы отклонений	I	II	I	II
<i>Екатерино-Благodatское и Благodatское месторождения</i>															
52	2,3	3,3	12	2,9±0,4 (10) 3,2±0,4 (12)	4,6; 5,7	1,0 3,4	4,5	6,4	5,7	8,5; 10,6	1,9 6,1	3,5	1,9	6,8	3,9
250	8,1	8,5	8	8,2±0,1 (16) 8,0±1,0 (8)	6,7; 7,6	0,4 1,8	14,3	14,8	14,4	10,6; 12,0	0,5 2,8	7,4	4,8	13,2	8,8
2	3,1	4,0	13	3,7±0,1 (12) 3,8±0,2 (13)	4,6	0,9 1,5	5,6	7,1	6,6	8,1	1,5 2,5	2,8	1,1	5,3	2,0
232	2,2	2,7	10	2,5±0,1 (9) 2,7±0,2 (10)	4,1	0,5 1,9	4,1	4,8	4,5	7,0	0,7 2,9	3,8	3,6	6,8	6,3
260a	6,3	7,2	10	6,8±0,3 (6) 6,7±0,4 (10)	7,9; 5,8	0,9 2,1	11,1	12,4	11,9	13,5; 10,3	1,3 3,2	7,1	6,8	12,4	11,8
<i>Михайловское месторождение</i>															
95	10,5	11,1	7	10,8±0,2 (6) 10,7±0,1 (7)	10,1	0,6 1,0	18,6	19,5	19,0	17,9	0,9 1,6	11,3	10,6	19,8	18,6
96	12,8	13,7	6	13,2±0,3 (5) 13,1±0,5 (6)	11,8	0,9 1,9	21,9	23,1	22,4	20,6	1,2 2,5	2,5	12,0	20,8	—
<i>Северо-Акатувское месторождение</i>															
140	10,1	11,2	6	11,1±0,5 (5)	9,7	1,1 1,5	19,4	21,1	20,8	18,7	1,7 2,4	9,2	5,4	18,1	11,3
145	10,1	10,3	5	10,2±0,1 (4)	8,6	0,2 1,7	20,3	20,5	20,4	17,8	0,2 2,7	5,7	3,7	12,5	8,5
145	7,6	8,5	13	8,0±0,2 (12)	6,9	0,9 1,6	16,1	17,7	16,9	14,9	1,6 2,8	5,7	3,7	12,5	8,5

¹ Среднее отклонение для числа измерений, указанного в скобках.² Исключены при подсчете средних содержаний.³ I — общее количество железа в сфалерите; II — количество изоморфной примеси железа (или FeS) после вычета части железа, содержащегося во включениях пирита в сфалерите.



Фиг. 14. *a* — реплика со скола сфалерита с относительно крупным (1,5 мк) включением пирита (?) из Благодатского месторождения; *б* — распределение железа, полученное при сканировании на микрозонде, в участке сфалерита, показанном на фиг. 14, *a*. Сторона квадрата — 100 мк (увел. 700)

месторождения. Определение железа с помощью микрозонда было проведено в двух шлифах. Наименьшее содержание в одном шлифе и наибольшее в другом различаются почти на 3% Fe. Причиной может быть либо неравномерное распределение изоморфной примеси железа, либо присутствие субмикроскопического пирротина. Электронномикроскопическое исследование не обнаружило включений, которые можно было рассматривать как включения пирротина; установлено лишь одно включение в виде кубического кристаллика размером более 2 мк, принадлежащее пириту; отсутствие пирротина было установлено и при микроскопическом исследовании. Поскольку включения пирротина не были обнаружены, изменение содержания железа по рентгеноспектральному анализу отвечает изменению содержания изоморфной примеси Fe. В данном случае среднее содержание железа, определенное с помощью микрозонда и химически (см. табл. 2), не совпадает; по первому методу по двум участкам, при исключении резких отклонений, оно составляет 8,0%, а по пересчету химического анализа — 5,7%. Правильность результатов химического анализа подтверждается величиной параметра кристаллической решетки этого сфалерита.

Все сказанное выше показывает сложность вопроса о содержании изоморфной примеси железа в сфалерите, даже при определении его с помощью микрозонда в «точке». Поскольку эта «точка» иногда во много раз больше, чем включения железосодержащих минералов-примесей, нельзя быть уверенным, что в сферу действия электронного пучка попадает сфалерит без включений.

По-видимому, одним из необходимых условий определения содержания какого-либо элемента в сфалерите с помощью микрозонда (в особенности железа) является предварительное сканирование соответствующих участков. Однако эта операция не может быть эффективна, если размеры включений минералов-примесей меньше 1 мк. Для иллюстрации этого положения приведем фотографию, характеризующую распределение железа и полученную при сканировании участка полированного шлифа сфалерита из Благодатского месторождения (фиг. 14). Размер включений постороннего минерала, в частности железосодержащего, должен быть не

менее 5 мк, чтобы его можно было заметить. В этом же образце под электронным микроскопом видны включения величиной 1—3 мк. Вполне естественно, что в случае наличия в сфалерите включений таких размеров, или тем более величиной в сотые и десятые доли микрона, даже при предварительном сканировании нельзя быть уверенным, что в участке, подвергающемся микрозондированию, включения железосодержащих минералов отсутствуют.

Нам кажется, что определению содержания железа в сфалеритах с помощью микрозонда должно предшествовать получение прицельных реплик (Фролова, 1965), по которым можно убедиться в отсутствии включений в изучаемом участке.

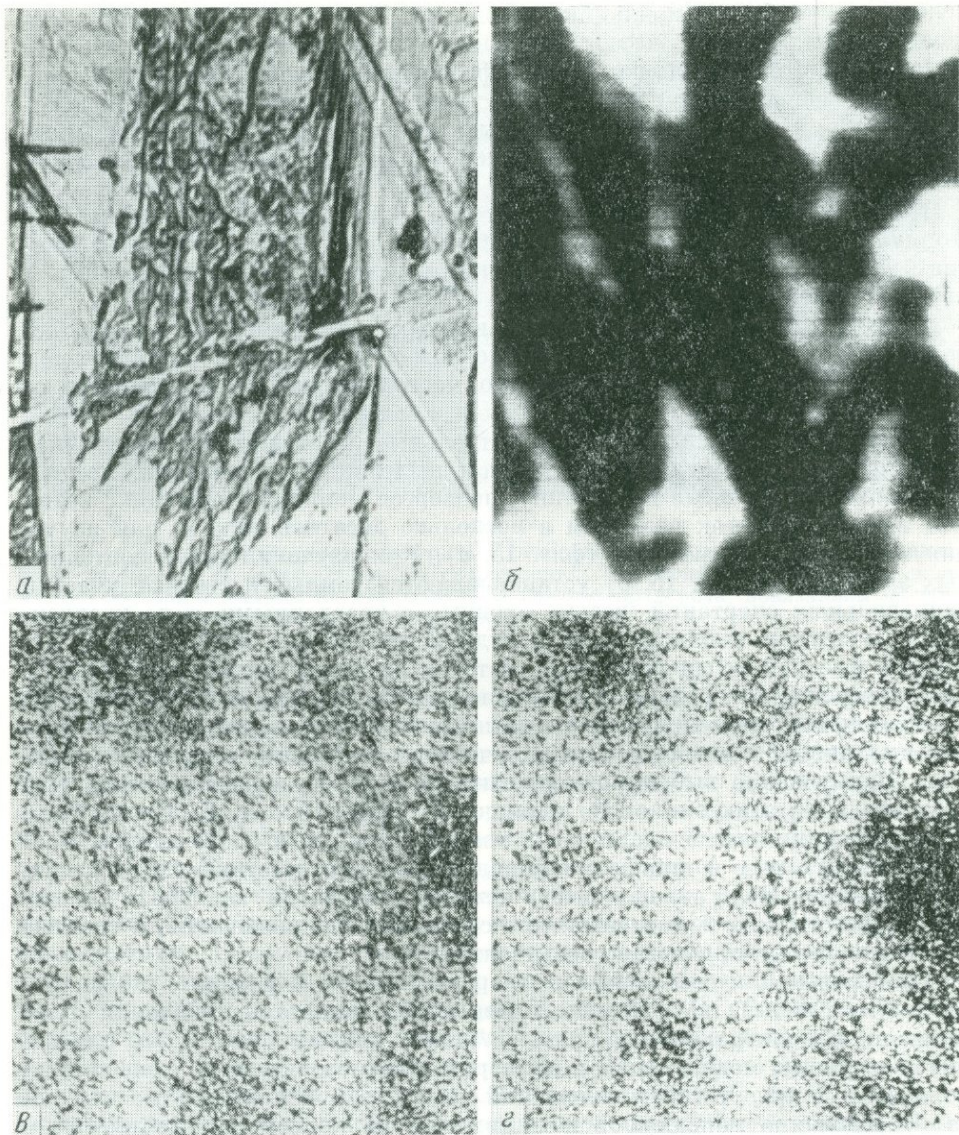
Помимо определения количества изоморфной примеси железа с помощью микрозонда были также определены другие компоненты в одном из образцов сфалерита из Благодатского месторождения, отличающегося от сфалерита других месторождений высоким содержанием олова.

Полированный шлиф сфалерита, отдельные участки которого содержат почти не различимые под микроскопом пылевидные включения, предположительно отнесенные к станнину, подвергся ионному травлению; затем был выделен участок размером в несколько десятков микронов для изучения с помощью микрозонда (фиг. 15, а). При изучении его в поглощенных электронах (фиг. 15, б) устанавливаются темные и светлые участки неправильных очертаний, весьма сходные с травленными и не травленными участками, наблюдаемыми в рудном микроскопе. Эта картина обусловлена фазовой неоднородностью, которая вызывает различное поглощение электронов. Поскольку поглощение электронов тем больше, чем больше атомный номер элемента, очевидно, содержания олова должны быть максимальными в наиболее темных участках, а цинка — в светлых участках. Сканирование выбранного участка на медь и олово показало, что распределение этих элементов одинаково (фиг. 15, в, г). Кроме того, сравнение снимков убеждает нас в том, что и медь, и олово входят в состав наблюдаемых в шлифе микровключений и отсутствуют в участках, свободных от них; так, например, темные участки в верхней и правой частях фиг. 15, в и г соответствуют сфалериту без включений, а светлые участки — полям сфалерита, насыщенным ими.

Для выяснения соотношения содержаний меди и олова, а также распределения железа в сфалерите вдоль определенного направления были записаны концентрационные кривые. Анализ кривых показал, что изменение содержания меди и олова в сфалерите взаимозависимо и, следовательно, связано с присутствием включений минерала, содержащего оба элемента. Чередование максимумов и минимумов на кривой соответствует характеру распределения микровключений. В отличие от меди и олова, содержание которых сильно меняется вследствие чередования однородных и неоднородных участков сфалерита, железо распределяется почти равномерно; некоторое понижение его содержания наблюдается по мере приближения к участку, лишенному включений. Это можно объяснить тем, что железо входит в состав как сфалерита, так и микровключений в нем. Установление в микровключениях с помощью микрозонда меди, олова и железа позволяет, с учетом данных световой микроскопии, однозначно определить минерал включений как станнин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Электронномикроскопическое исследование реплик со сколов оказало большую помощь при изучении неоднородности сфалеритов. В участках, где при обычных микроскопических наблюдениях включения других минералов (размерами в десятки микронов) не обнаруживаются или очень немногочисленны, имеются включения размерами в сотые или десятые



Фиг. 15. *a* — участок полированного шлифа сфалерита Благодатского месторождения, протравленного ионным пучком; темное — сфалерит, насыщенный включениями станнина, светлое — сфалерит без включений, увел. 400; *б* — участок того же шлифа, снятый в поглощенных электронах; темное — сфалерит с включениями станнина, светлое — сфалерит без включений, увел. 3000; *в* — распределение меди (светлое) на сканированном участке, показанном на фиг. 15, *б*; темные пятна соответствуют сфалериту без включений медьсодержащего минерала; *г* — распределение олова (светлое) на участке, показанном из фиг. 15, *б*; темное — участки сфалерита без олова

доли микрона. Включения распределены неравномерно и принадлежат различным минералам.

Ограниченные возможности использования микродифракции извлеченных на реплику частиц и локального рентгеноспектрального анализа не позволили полностью выяснить состав и диагностировать все обнаруженные включения, а также более детально исследовать некоторые участки неровной поверхности сколов сфалеритов с наиболее высокими содержаниями железа.

Несмотря на отсутствие точной диагностики обнаруживаемых включений, по ним можно получать ценную информацию о характерных особенностях различных сфалеритов. К ним относятся размеры, частота встречаемости, равномерность распределения и закономерности расположения включений. По форме кристаллов включений и количественным соотношениям элементов-примесей, установленных химическим или спектральным анализами в сфалерите, а также по обычным микроскопическим наблюдениям можно делать предварительные выводы о составе включения.

Электронномикроскопические снимки реплик со сколов оказывают значительную помощь при интерпретации резких колебаний в содержаниях железа, определенных с помощью микрозонда. Присутствие включений железосодержащих минералов размерами в сотые и десятые доли микрометра дает отдельные резкие отклонения при анализе на железо. Так как диаметр пучка электронного микрозонда обычно около 1—2 мк, сканирование на железо, ввиду относительно малых увеличений микроскопа у микрозонда, не дает возможности обнаруживать указанные включения. Увеличение содержания железа в данной точке по сравнению с соседней может быть принято за колебание содержания изоморфной примеси железа, обусловленное зональным строением зерна сфалерита.

В связи со сказанным особо следует подчеркнуть, что без предварительного электронномикроскопического исследования данные определений с помощью микрозонда могут быть истолкованы неправильно.

Электронномикроскопическое изучение имеет особенно важное значение при выявлении формы нахождения примесей отдельных элементов в сфалеритах; в сочетании с данными локального рентгеноспектрального анализа оно позволяет судить о содержании данного элемента в виде изоморфной примеси в сфалерите и во включенных в нем других минералах.

Намечается возможность использования электронной микроскопии для выявления типоморфных особенностей сфалерита. Так, сфалерит Благодатских месторождений наиболее богат субмикроскопическими изометрическими включениями пирита и халькопирита (десятые и сотые доли микрометра) с четкими кристаллографическими формами. Кристаллы арсенипирита призматического габитуса встречены в сфалерите из Северо-Акатувевского и Благодатского месторождений.

Своеобразный бугорчатый рельеф поверхности некоторых кристаллографических плоскостей, на которых вскрыты многочисленные включения пирротина, типичен для сфалерита Кадаинского и Михайловского месторождений. Скопления включений, сходные по распределению, густоте и размерам с отмеченными выше для Кадаинского месторождения, но представленные стanniном, характерны только для богатого оловом сфалерита Благодатского месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Боярская Р. В. Применение ионного травления для выявления микронеоднородности минералов на примере титаномагнетитов. Геол. рудн. местор., № 1, 1966.
- Генкин А. Д. О статье Г. Бизуар и Х. Реринг «Исследования сфалерита». Геол. рудн. местор., № 2, 1959.
- Грицаенко Г. С., Боярская Р. В. Применение реплик с извлечением к изучению микронеоднородности рудных минералов. Геол. рудн. местор., № 6, 1965.
- Грицаенко Г. С., Рудницкая О. С., Горшкова А. И. Электронная микроскопия минералов. Изд-во АН СССР, 1961.
- Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б., Боярская Р. В., Самогил Н., Фролова К. Е. Методы электронной микроскопии минералов. Изд-во «Наука», 1968.
- Спивак Г. В., Крохина А. И., Теремецкая А. Г. О выявлении микроструктуры рудных минералов ионной бомбардировкой. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 90, вып. 6, 1961.

- Фролова К. Е.* Изучение рудных минералов методом прицельных реплик. Геол. рудн. местор., № 3, 1965.
- Adler J.* Standards in electron probe analysis of minerals. Advances in x-ray analysis, v. 7, 1964.
- Adler J., Barton P. B.* Application of the electron probe to the analysis of (Zn, Fe)S solid solutions. Econ. Geol., v. 58, № 7, 1963.
- Bizouard H., Roering C.* An investigation of sphalerite. Geol. Fören. Förh., Bd. 80, H. 3, 1958.
- Castaing R.* Advances in electronic and electron physics, v. 13, 1960.
- Doe B. R., Chodos A. A., Rose A. M., Godijn E.* Determination of iron in sphalerite by x-ray fluorescence. Amer. Miner., v. 46, № 9-10, 1961.
- Kullerød G.* The FeS — ZnS system, a geological thermometer. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 32, A. 2/4, 1953.
- Williams K. L.* Determination of the iron content of sphalerite. Econ. Geol., v. 60, № 8, 1965.

ТИПОМОРФИЗМ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕЗИСА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В УБОГОСУЛЬФИДНЫХ РУДАХ ФОРМАЦИИ МАЛЫХ ГЛУБИН (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ)

Н. В. ПЕТРОВСКАЯ

ВВЕДЕНИЕ

Своеобразие золоторудных месторождений, сформированных на малых глубинах, проявляется не только в составе и строении руд, нередко весьма богатых, но и в особенностях самородного золота.

Специфические черты золота «эпитермальных» руд — чрезвычайно мелкие размеры подавляющей части его выделений, высокое содержание серебра, склонность к развитию моховидных и листоподобных дендритовых форм — отмечены в ряде работ (Maclaren, 1908; Богданович, 1913; Lindgren, 1928; Обручев, 1934, и др.). Их характеристика базировалась на обширных материалах наблюдений, накопленных в начале двадцатого века при интенсивной разведке и разработке богатейших полей близповерхностного золотого оруденения. В последующий период главное внимание стало уделяться структурному контролю рудных тел и рудных столбов.

Интерес к детальным минералогическим исследованиям возродился лишь к пятидесятым годам, когда стало ясным большое значение минералогических критериев для поисков и прогнозных оценок «эпитермальной» минерализации. В советской литературе появились работы по минералогии золоторудных месторождений формации малых глубин Забайкалья (Петровская, Фасталович, 1948; Унксов, Иванова, 1945; Петровская и др., 1961), Северо-Востока СССР (Пляшкевич, 1945; Сидоров, 1966), Кавказа (Кашкай, Алиев, 1965), Узбекистана (Моисеева, 1966). Однако даже в таких работах, за немногими исключениями, почти отсутствуют сведения о самородном золоте, которые могли бы служить основой для суждения о его типоморфизме. Возникла задача проведения специальных исследований.

Изучая в течение ряда лет минералогию золоторудных месторождений, в том числе — близповерхностных, мы убедились в непостоянстве особенностей самородного золота, обычно представленного различными генерациями. Очевидно, что сбор и изучение отдельных (нередко случайных) образцов золота из разных районов не могли дать должных результатов. Поэтому нами было предпринято детальное исследование золота группы месторождений одного района Забайкалья, тогда как материалы по другим рудным провинциям использовались для сравнения.

В качестве главных объектов были выбраны хорошо вскрытые месторождения Балейского рудного поля. Они достаточно типичны и выводы по ним в большой мере могут относиться к формации близповерхностных убогосульфидных золотых руд в целом. Нам посчастливилось ряд лет, начиная с 1937 г., проводить минералогическое изучение этих месторождений (в 1952—1959 гг. совместно с М. Г. Андреевой) что позволило накопить материалы, характеризующие особенности самородного золота и их вариации. В последние годы, благодаря любезному содействию директора комбината Балейзолото Л. Н. Потапова и главного геолога Г. В. Сенчукова, при большой помощи геологов комбината П. В. Дубыниной, А. Ф. Воросова,

Н. В. Харитонова, Г. А. Питаевой, Н. Я. Кудряшова и других, мы имели возможность получить новые данные, а главное, — детально изучить собранную комбинатом коллекцию золотых руд, редкую по полноте и уникальную по научной ценности. Мы весьма признательны коллективу геологов Балеизолото за неизменную дружескую поддержку наших работ.

О НЕКОТОРЫХ ЧЕРТАХ ГЕНЕЗИСА ЗОЛОТЫХ РУД, СФОРМИРОВАННЫХ В УСЛОВИЯХ МАЛЫХ ГЛУБИН

Месторождения убогосульфидной близповерхностной золоторудной формации, нередко называемые эпитермальными¹, весьма многочисленны. Широко известны их представители в старых горнорудных районах Европы (Трансильвания), в Японии, Новой Зеландии, Индонезии. Месторождения этой формации сосредоточены в протяженных рудных поясах Америки — от Невады до Центральной Мексики и Никарагуа. В Советском Союзе поля убогосульфидного золотого оруденения развиты в обширных районах Тихоокеанского пояса, Забайкалья, Средней Азии, Кавказа, Закавказья. При широкой распространенности и различиях, определяемых неодинаковой геологической историей рудных районов, близповерхностное оруденение обладает рядом общих черт. Главными для формации руд в целом и для месторождений Балейского района Забайкалья, в частности, представляются следующие особенности:

1. Возраст оруденения от позднемезозойского (Балейское рудное поле) до кайнозойского. Признаки сколько-нибудь существенного метаморфизма руд отсутствуют.

2. Месторождения преимущественно тяготеют к глубоким разломам земной коры, с которыми также связаны проявления молодого магматизма. Это подтверждает представление о магматогенной природе рудообразующих растворов или их части. Вместе с тем очевидной представляется большая роль вадозовых вод, в зоне смешения с которыми поднимающиеся из глубин растворы меняли свойства и отлагали свой ценный груз (Lindgren, 1928; Чухров, 1964).

Отмеченные положения справедливы и для Балейского рудного поля (Петровская и др., 1964). Рудоотложение здесь происходило в небольшой тектонической депрессии (грабене), заполненной континентальными осадками (J_3-S_{g1}) — песчаниками с прослоями туфопесчаников и конгломератами, разбитыми разломами с образованием тектонической блоковой структуры. Зоны нарушений служили не только подводящими каналами для глубинных растворов, но и очагами разгрузки напорных вадозовых вод. При заполнении трещин минеральным веществом были сформированы штокверки и рудоносные жилы, секущие как осадочные породы, так и окружающие грабен варисские гранодиориты. Вмещающие породы подверглись гидротермальному изменению, каолинизированы, адуляризированы, окварцованы, содержат редкую тонкую вкрапленность рудных минералов.

3. Термодинамические условия формирования руд на малых глубинах, судя по всем признакам, были резко изменчивыми. По заключению некоторых исследователей (Ляхов, Мязь, 1966), минералообразование в Балейском рудном поле протекало при неравномерно снижавшихся температурах в диапазоне 285—135°. В целом характерны были не столько низкие температура и давление, сколько их перепады, что приводило к развитию локальных явлений вскипания и гетерогенизации растворов.

¹ Термин «эпитермальные» после известных работ С. С. Смирнова, показавшего несостоятельность систематики рудных месторождений по «температурному критерию», обычно используется лишь как условное наименование типа месторождений, образованных на малых глубинах.

Резкая изменчивость условий рудоотложения в значительной мере определила непостоянство особенностей самородного золота.

4. Своеобразие текстур и структур кварцево-рудных агрегатов, отмечаемое всеми исследователями близповерхностных месторождений, свидетельствует о том, что при рудообразовании отложение минералов на стенках полостей (развитие гребенчатых агрегатов, друз и т. д.) сочеталось с выпадением и последующей раскристаллизацией гелей, в том числе золотоносных (тонкополосчатые метаколлоидные текстуры). Относительная роль этих явлений могла локально меняться, но в целом значение коллоидных фаз представляется достаточно большим. Изучение руд Балейской группы месторождений (Петровская и др., 1961) позволяет нам присоединиться к мнению ряда ученых, отмечавших существенную роль коллоидов в рудообразовании (Бетехтин, 1953; Чухров, 1955).

5. Для золотых руд, образованных на небольших глубинах, в целом характерна весьма малая количественная роль сульфидов, в том числе сложных (сульфосолей); они редко составляют более 1—3% вещества руд. Резко преобладает кварц (нескольких генераций), сопровождаемый адуляром, каолинитом, карбонатами, гидрослюдами. Особенности минерального состава позволили отнести эти месторождения к единой убого-сульфидной рудной формации (Петровская, 1960).

Из рудных минералов наиболее обычны пираргирит, миаргирит, блеклые руды и другие сложные сульфиды серебра, сурьмы, меди, мышьяка; с ними наиболее тесно связано самородное золото. Присутствуют также пирит, арсенопирит, марказит и другие сульфиды. Такой состав имеют и руды Балейской группы месторождений. Теллуриды, характерные для золоторудных образований многих районов США и Европы, в месторождениях Балейской группы встречаются лишь спорадически. Очевидно, их роль как типоморфных минералов «эпитермальных» месторождений не может считаться универсальной (Рожков, 1966; Петровская, 1960, 1967).

Общей геохимической особенностью рассматриваемых руд являются относительно высокие концентрации в них серебра (самостоятельные минералы и примеси в золоте).

6. Близповерхностные месторождения золота, по мнению большинства исследователей, формировались в ходе длительного многостадийного процесса при неоднократно возобновлявшейся циркуляции гидротермальных растворов. В Балейских месторождениях выделяются следующие стадии рудообразования (Петровская и др., 1961; Петровская, 1967):

а) допродуктивная стадия: отложение халцедоновидного кварца ранней генерации (в основном путем замещения раздробленных пород) и небольших количеств пирита, марказита, арсенопирита;

б) ранняя рудная стадия (продуктивная): постепенное заполнение жильных полостей кварцем с адуляром, каолинитом и карбонатами; в конце стадии — отложение сульфидов железа, меди и мышьяка и сложных сульфидов (сульфосолей) меди, серебра и мышьяка, а также самородного золота;

в) поздняя рудная стадия: вначале — отложение кварца, агрегаты которого во многом сходны с агрегатами более ранних генераций кварца, позже формировались ассоциации сульфидов, сульфосолей и золота; как и в первую стадию, золото выделялось неоднократно и вместе с кварцем;

г) послепродуктивные стадии: возникновение поздних кварцевых жилков и прожилков, местами отложение кварца совместно с тонкоглобулярным пиритом; в Балейском рудном поле и за его пределами отмечается кварц-антимонитовая минерализация, вероятно, связанная с другим этапом рудообразования (Унсов и Иванова, 1945; Петровская и др., 1961).

7. Возрастные соотношения минеральных парагенезисов не всегда легко распознаются. В Балейской группе месторождений одни и те же или весьма сходные минеральные ассоциации образуют многократно повторя-

ющиеся зоны в жилах полосчатого строения. Некоторые зоны при ближайшем рассмотрении оказываются продольными прожилками в полосчатых рудах. Поздние выделения минералов располагаются между «полосами», образованными ранними минеральными агрегатами, и могут быть приняты за синхронные им образования. Распознавание одновременных минеральных ассоциаций затрудняется также наличием текстур локальных пересечений, обусловленных явлениями тиксотропии (повторного оживления гелей), когда ответвления какой-либо из метаколлоидных зон секут более поздние соседние зоны. Отмечаются признаки эндогенной перекристаллизации минералов.

Сложная история формирования минеральных парагенезисов, в том числе золотоносных, наложила отпечаток на характер самородного золота, неоднократно выделявшегося в процессе рудообразования.

О ГЕНЕРАЦИЯХ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Данные, позволяющие судить о генерациях самородного золота в месторождениях, сформированных на малых глубинах, весьма ограничены. Обычно используемые критерии возрастных соотношений минералов мало пригодны для определения времени образования мельчайших частиц золота, рассредоточенных в тонкозернистых агрегатах рудообразующих минералов. Приуроченность таких частиц к тем или иным участкам рудных тел и признаки постоянного сонахождения золота с другими минералами нельзя признать достаточными основаниями для выводов о времени отложения золота. Изучение балейских золотых руд показало, что особенности локализации золота во многом являются следствием его избирательного отложения в более ранних агрегатах минералов (в тонкотрещиноватых участках, вдоль слоев в полосчатых рудах, около «минералов-осадителей» золота и т. д.).



Фиг. 1. Узкие зоны скоплений пылевидного золота (1) в жиле полосчатого кварца, пересеченного прожилками антимонита (2). Месторождение Тасеевское, кровля штрека. Фото М. Г. Андреевой, $\frac{1}{20}$ нат. вел.



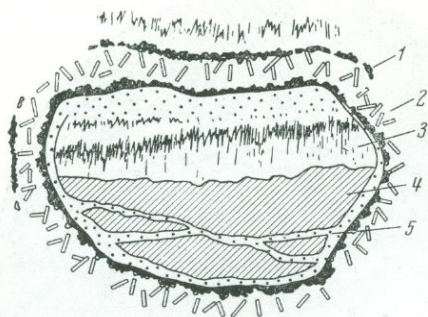
Фиг. 2. Скопления пылевидного золота (белое) в ядрах почек тонкослойного халцедоновидного кварца. Поляр. шлиф. Увел. 12

Наличие генераций балеЙского самородного золота можно было установить лишь по совокупности признаков, характеризующих закономерные различия состава, структуры и формы разновременных его выделений, участвующих в разных минеральных ассоциациях и отличающихся друг от друга по некоторым условиям размещения в рудных телах; достаточно отчетливо намечаются три главные его генерации.

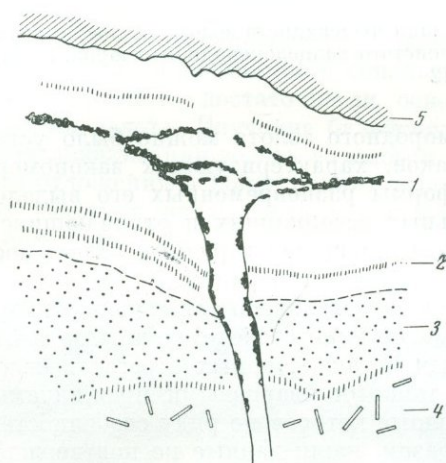
1. Золото ранней генерации представлено тонкодисперсными (пылевидными) вкраплениями в рудах, обычно сосредоточенными в отдельных тонких слоях среди полосчатых метакolloидных агрегатов кварца (фиг. 1). Эти слои пересекаются тонкими кварцевыми прожилками, иногда включающими более позднее золото, которое по ряду особенностей отличается от пылевидного. Таким образом, наши данные не подтверждают предположения об отсутствии ранних выделений золота в близповерхностных месторождениях (Тюрин, 1966).

Пылевидное золото в балеЙских рудах нередко сопровождается малыми количествами блеклых руд и пирита, которые совместно с золотом образуют раннюю продуктивную минеральную ассоциацию. В этой ассоциации участвует тонкозернистый кварц, тесно срastaющийся с золотом. Об их одновременном отложении говорит зависимость размеров частиц золота от величины зерен кварца в пределах золотоносных слоев, закономерное увеличение этих размеров от основания каждой зоны, а также к ее верхней границе. Местами скопления золота огибаются тонкими колломорфными слоями кварца (фиг. 2). Подобные соотношения можно объяснить метакolloидной природой золото-кварцевых агрегатов. По-видимому, в раннюю продуктивную стадию периодически выпадали золотосодержащие гели кремнезема, устойчивые в довольно широком диапазоне термодинамических условий (FrondeI, 1938).

Есть основание предполагать, что отложение золота происходило не в течение всей ранней стадии, а главным образом в ее конце, когда большая часть зон полосчатого кварца была уже сформирована. Полосовидные скопления золота располагаются в разных частях рудных тел, зачастую вблизи контактов, но они явно приурочены к слоям кварца, обогащенным адуляром, гидрослюдами, дикситом и каолинитом — продуктами измене-



Фиг. 3. Оторочка тонкодисперсного золота 1 и мелкопластинчатого кварца 2 вокруг обломка, сложенного каолинит-кварцевым агрегатом 3 и окварцованными песчаниками 4; 5 — прожилки мелкозернистого кварца. Зарисовка штупа. Увел. 2



Фиг. 4. Золотокварцевая жилка 1 пересекает зоны жильного кварца различного строения: полосчатого 2, массивного 3, пластинчатого 4; 5 — вмещающая порода (песчаники). Зарисовка штупа. Нат. вел.

ний реликтового вещества пород в жильных телах (Петровская и др., 1961). Тяготение золота к участкам жильных тел, в которых кварц загрязнен реликтами вмещающих пород, проявляется не только в Балейских, но и в других, аналогичных им месторождениях, например Чукотских. Золото скапливается вокруг зерен адуляра и в секущих их трещинках, окружает скопления диккита, а иногда концентрируется по границам обломков, сложенных полосчатыми агрегатами кварца с примесью минералов каолиновой группы (фиг. 3). Сближенные зоны скопления пылевидного золота в жилах местами располагаются одна под другой, образуя «пачки», быстро выклинивающиеся по простиранию.

Отмеченные особенности могут быть следствием проникновения золотоносных растворов вдоль межслоевых поверхностей в метаколлоидных агрегатах жильного кварца и избирательного отложения раннего золота в зонах, содержащих «минералы-осадители».

2. Золото второй генерации отличается непостоянством размеров выделений, от тонкодисперсных до видимых невооруженным глазом. Оно участвует в парагенетических ассоциациях, состав которых сложнее, а количественная роль сульфидов значительнее, чем это свойственно ранней золотоносной ассоциации минералов. Наиболее характерны парагенезисы: золото — пираргирит — кварц и золото — фрейбергит — кварц, с примесями халькопирита, сфалерита, пирита (последние минералы чаще несколько обособлены от золота).

Золото второй генерации и сопровождающие его минералы, так же как и более ранние их выделения, приурочены к определенным зонам жильного кварца и образуют в нем обособленные полосы. Однако такие полосы обычно представляют собой внутрирудные продольные прожилки; их формы и расположение менее строго подчинены структурам вмещающих агрегатов метаколлоидного кварца, слою которого местами пересекаются ответвлениями прожилков (фиг. 4). Интересны признаки симметричного строения последних (впервые замеченные геологом Забайкальского научно-исследовательского института С. С. Максимовым): золото концентрируется вблизи их краев, а в центре расположены прерывистые узкие щелевидные пустотки (фиг. 5).

Количественная роль кварца в агрегатах, относящихся ко второй продуктивной ассоциации, непостоянная. Местами кварц слагает до 90% вещества таких агрегатов; в других участках он почти отсутствует, и руд-

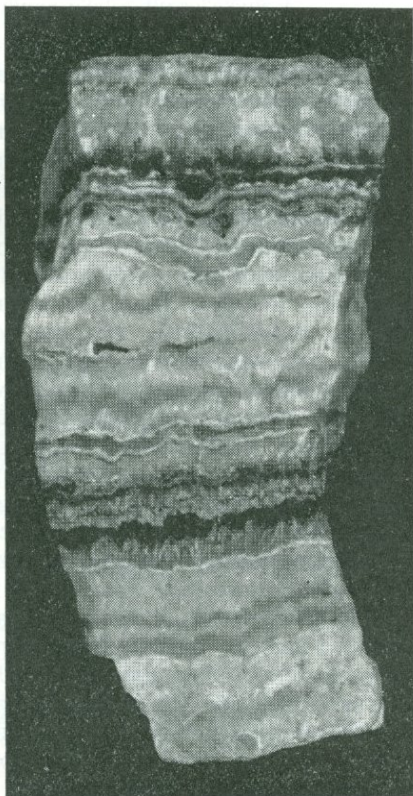
ные минералы образуют вкрапленность вдоль слоев более раннего полосчатого кварца. Так же изменчива структура золото-кварцевых агрегатов, от мелкозернистой до очень тонкозернистой, с признаками метаколлоидной полосчатости. Ряд признаков и прежде всего зависимость от характера вмещающей среды позволяют предполагать, что поздний золотоносный кварц в значительной мере является продуктом перетолжения раннего кварца (Петровская и др., 1961).

Золото второй генерации нередко выделяется несоразмерностью величин своих частиц по отношению к зернам ранее образованных вмещающих минералов: в тонкозернистом кварце оно образует вкрапления сравнительно большого размера, а в крупнозернистых и шестоватых кварцевых агрегатах — субмикроскопические выделения, обычно вдоль границ зон, обогащенных адуляром или диккитом.

Весьма характерной чертой золота второй генерации является тенденция к образованию обособленных изометричных скоплений его мелких частиц. Размеры скоплений — от микроскопических до видимых невооруженным глазом, но редко более 1—3 мм в поперечнике; границы их сравнительно четкие, формы часто округлые, овоидные. Многие овоиды имеют полиминеральный состав и грубоцентрическое строение (фиг. 6, 7). В их центральных частях расположены зерна тетраэдрита или фрейбергита с вкрапленностью золота, а также кварц и диккит; внешние каймы сложены халькопиритом, золотом, иногда — пиритом. Пираргирит также концентрируется на периферии овоидов, вместе с золотом или без него. Изучение этих образований (проведенное нами совместно с М. Г. Андреевой) позволило заключить, что они являются продуктами раскристаллизации мелких сгустков поликомпонентных гелей. Центрами их нередко служили скопления минералов из группы каолинита и гидрослюд, островки которых находятся в ядрах многих овоидов. Наблюдались признаки обрастания последних каймами более поздних минералов — арсенопиритом второй генерации и сульфоантимонитами.

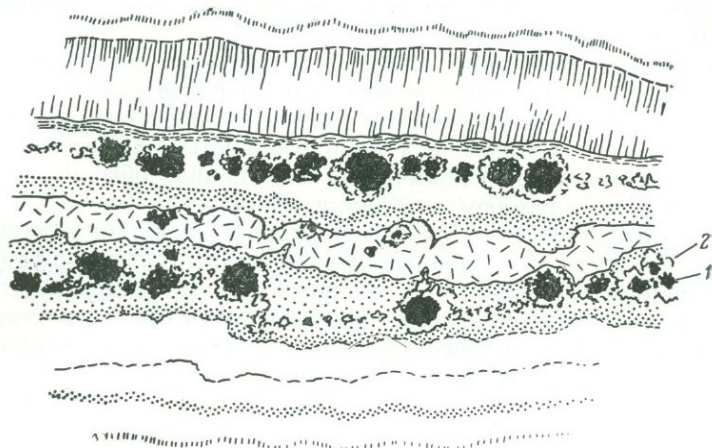
В участках развития поздней золото-пираргирит-фрейбергит-кварцевой ассоциации зоны скоплений раннего пылевидного золота теряют однородность строения; в них появляются более крупные выделения золота, особенно вдоль секущих трещинок. По-видимому, отложение золота второй генерации сопровождалось локальной перекристаллизацией золота первой генерации.

Возникновение коллоидных сгустков в процессе деятельности рудоносных растворов, в основе своей — ионных (Бетехтин, 1953; Чухров, 1955), возможно, связано с быстрым распадом комплексных соединений и резким пересыщением растворов в локальных участках. Там, где не было условий для выпадения золотоносных гелей, золото и его спутники рассеивались в пористых агрегатах более ранних минералов.



Фиг. 5. Золото в сростании с пираргиритом (темные полосы) в симметрично-зональном прожилке, сложенном минералами пираргирит-кварцевой ассоциации. Обр. из коллекции «Балей-золото». Нат. вел.

3. Золото наиболее поздней (третьей) генерации образует выделения резко различной величины, иногда довольно крупные, до 1—5 мм и более, неправильной или пластинчатой формы. Оно тесно ассоциируется только с кварцем, гребенчатым или зернистым, реже — халцедоновидным; другие минералы не характерны.



Фиг. 6. Цепочки оvoidных скоплений золота 1 и пираргирита 2 в полосчатом мелкозернистом кварце. Зарисовка штуфа. Нат. вел.

О времени и условиях развития поздней золото-кварцевой ассоциации позволяют судить следующие весьма интересные особенности ее локализации. Она распространена в пределах богатых золотом рудных столбов, но лишь в отдельных их участках, где минералы этой ассоциации образуют неправильные гнезда, линзочки и обособления сферической формы. Последние достигают более крупных размеров, чем описанные выше овоиды золота (до 1—5 см и более в поперечнике). Их ядра представлены различными ориентированными вытянутыми золотином и мелкозернистым кварцем; гребенчатый кварц образует периферические каймы. Нередко наблюдаются группы сферических скоплений, с пустотами между ними, обрамленными головками кристаллов гребенчатого кварца. Поверхности более крупных пустот имеют почковидную форму (фиг. 8).

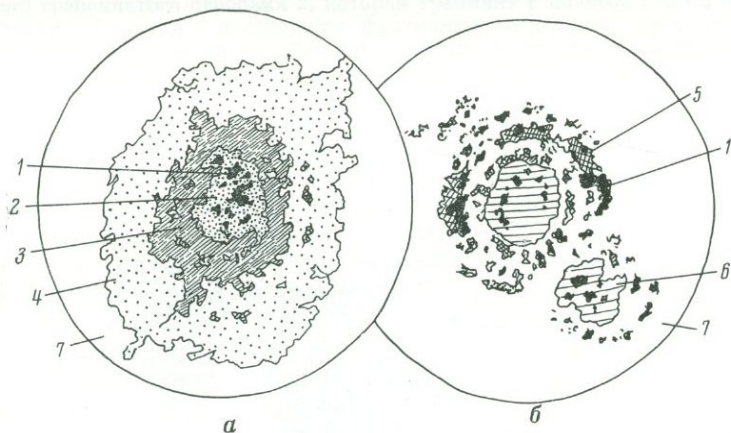
Золото-кварцевые сфероиды располагаются в разных зонах полосчатого кварца, часто непосредственно у контактов жильных тел. Их цепочковидные группы вытянуты как параллельно, так и поперечно по отношению к полосчатости жил, по-видимому, по направлениям секущих зон тонкой трещиноватости. Однако следы влияния трещинных структур этим ограничиваются. Формы рассматриваемых образований также не проявляют зависимости от строения агрегатов жильного кварца. Цепочковидные группы сферических золото-кварцевых скоплений пересекают зоны полосчатого кварца, «обрывки» которых в виде полос темной краски заключены в некоторых сфероидах (фиг. 9). Очевидно, что последние формировались на месте ранее образовавшихся кварцевых агрегатов; это подтверждается микроскопическими исследованиями, которые показывают, что в пределах крупных гнездовидных золото-кварцевых обособлений рассеяны реликты тонкозернистого кварца (часто в виде участков угловатой формы), аналогичного вмещающему сфероиды.

Приведенные данные позволяют заключить, что образование поздней золото-кварцевой ассоциации сопровождалось локальными механическими деформациями, дезинтеграцией и переотложением раннего кварца. Характерно, что границы участков, в которых проявились эти процессы, четкие, а формы их округлые. Отмеченные особенности получают объяснение,

если допустить, что при медленном просачивании гидротермальных растворов в тонкопористых агрегатах кварца, при малых градиентах давления, возникали разобщенные скопления растворов, с деятельностью которых связано механическое разрушение и преобразование минеральных агрегатов. Такое допущение опирается на результаты работ П. А. Ребиндера (1928), Б. В. Дерягина и А. С. Титиевской (1953), А. В. Лыкова (1954), Г. Л. Поспелова (1963) и других исследователей, показавших, что в пределах локальных участков «промачивания» в пористых средах возникает сложный комплекс явлений, в частности проявляется расклинивающее действие тонких пленок жидкости и активное взаимодействие жидкой и твердой фаз. Г. Л. Поспелов (1963) экспериментально доказал, что в этих условиях происходит диспергирование и активное растворение минерального вещества, вплоть до образования высококонцентрированных растворов; участки локального «промачивания» проявляют закономерную тенденцию приобретать сферические формы.

Поздние генерации золота и кварца в Балейском рудном поле, по-видимому, в большей части являются продуктами переотложения вещества ранней продуктивной ассоциации. Об этом свидетельствуют следующие данные. В отдельных участках золото-кварцевых сфероидов, наряду с реликтами тонкозернистого кварца, наблюдаются мелкие пятнообразные скопления тонкой золотой «пыли», по всем особенностям тождественной ранним тонкодисперсным выделениям золота. Участки сгущенной «пыли» нередко имеют угловатые формы. Иногда они пересечены пластинчатыми золотинами, окруженными «обеззолоченным» кварцем. Если обломковидные скопления содержат, кроме золота, тетраэдрит и фрейбергит, около них наряду с пластинчатыми золотинами развиваются более крупные кристаллы этих минералов. Связь подобных образований с явлениями локального переотложения минерального вещества представляется несомненной.

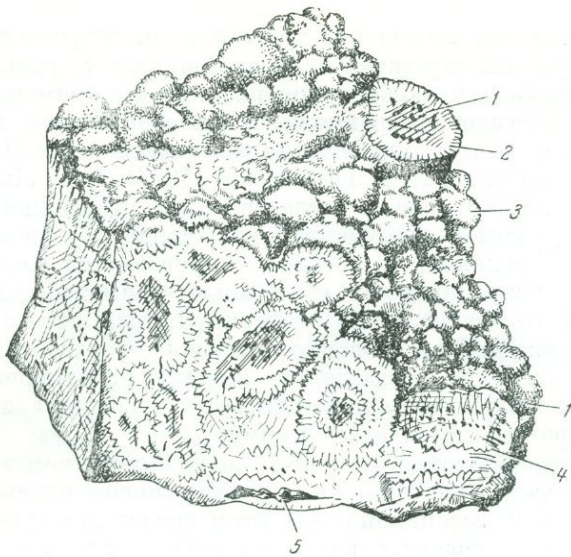
Наблюдаются признаки различных стадий перекристаллизации и переотложения пылевидного золота, вплоть до образования на месте его реликтов скоплений пластинчатого золота и мелкогребенчатого кварца, причем



Фиг. 7 (а, б). Концентрически-зональное строение золото-сульфидных овидов: чередуются зоны скоплений золота 1, халькопирита 2, тетраэдрита 3, пирита 4, арсенирита 5, фрейбергита 6; 7 — кварц. Полир. шлифы. Увел. 180

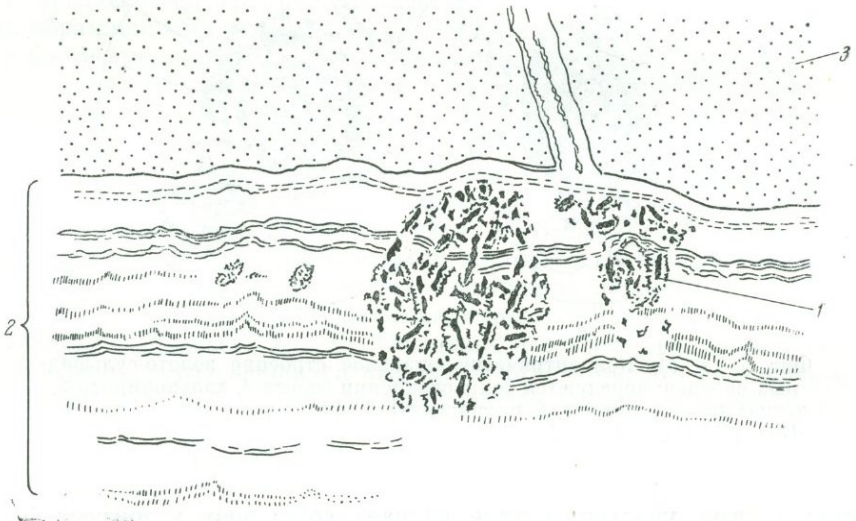
сложенные ими участки в ряде случаев сохраняют угловатые формы. Очевидно, что при интерпретации генезиса таких форм нужна большая осторожность.

Микроскопические прожилки позднего кварца, пересекая скопления тонкодисперсного золота, иногда обогащаются почти неперекристаллизо-



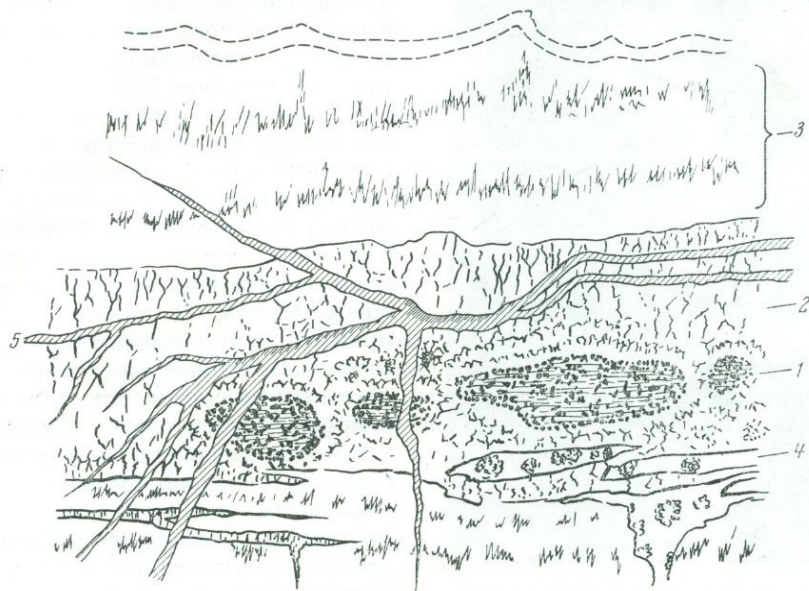
Фиг. 8. Скопление золото-кварцевых сфероидов, в ядрах которых расположены группы пластинчатых и комковидных золотинок 1; они окаймляются мелкогребенчатым кварцем 2. Головки кристаллов последних обрамляют почковидные выступы сфероидов 3. Сфероиды граничат с полосчатым, частью гребенчатым кварцем 4, включающим обломки боковых пород 5. Зарисовка штуфа, $\frac{2}{3}$ нат. вел.

ванной золотой «пылью», исчезающей по мере удаления от границ пересекаемых участков. По-видимому, золото могло переноситься растворами в виде суспензии тонких взвешенных частиц. Эти данные показывают, что определение времени образования тонкодисперсного золота возможно только при тщательном исследовании условий его локализации.



Фиг. 9. Сферические золото-кварцевые скопления 1 секут полосчатые зоны жильного кварца 2 у контакта жилы с вмещающими песчаниками 3. Зарисовка штуфа. Увел. 2

Еще более сложны взаимоотношения золото-фрейбергит-пираргирит-кварцевой и поздней золото-кварцевой ассоциаций. Нередко в овоидных обособлениях первой из них обнаруживаются мелкие пластинки золота, свойственные второй, т. е. более поздней ассоциации. Некоторые из выделений золота обладают промежуточными особенностями, и принадлежность их к той или иной генерации не всегда легко установить. Лишь в одном случае мы наблюдали срезание золото-кварцевым обособлением контуров

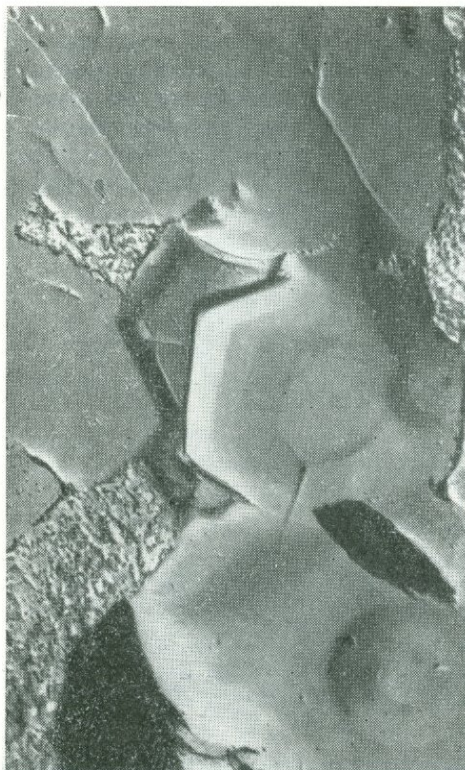


Фиг. 10. Округлые скопления мелкопластинчатого золота и серого мелкозернистого кварца 1 с каймами гребенчатого кварца в кварцевой зоне неясно гребенчатого строения 2, которая граничит с полосой белого мелкозернистого кварца 3 и содержит фрагменты последнего, местами — с золото-пираргиритовыми овоидами 4. Секундные прожилки сложены темным кварцем и арсенопиритом 5. Зарисовка штуфа. Нат. вел.

золото-фрейбергитовых овоидов; от последних к центральным частям золото-кварцевых обособлений разрастались крупные пластинчатые новообразования золота. Эти данные позволяют предположить, что овоидные скопления золота второй генерации существовали до формирования золото-кварцевой ассоциации и в участках циркуляции поздних растворов испытывали частичную перекристаллизацию.

Рассматриваемые явления развивались до завершения рудообразования; об этом свидетельствуют изредка наблюдаемые пересечения золото-кварцевых агрегатов тонкими прожилками позднего кварца с игольчатым арсенопиритом, шпиритом или антимонитом (фиг. 10).

В изменчивых условиях минералообразования диспергирование и замещение ранних минеральных агрегатов развивались с разной степенью интенсивности: в одних участках происходила лишь их перекристаллизация, реликты первичных структур сохранялись в золото-кварцевых сфероидях, в других — формированию сфероидов предшествовало полное растворение более ранних минералов с возникновением высококонцентрированных водных растворов. С отложением вещества из последних, по-видимому, следует связать образование сферических золото-кварцевых скоплений. Роль серы при формировании балейских руд была ничтожно малой; в участках растворения золота сернистые соединения нередко отсутствовали. Вероятно, диспергирование тонкозернистых кварцевых агрегатов



Фиг. 11. Ксеноморфные выделения золота (мелкоямчатое, протравлено парами царской водки) между призматическими кристалликами кварца. Электронно-микроскопический снимок (К. Е. Фроловой). Реплика с поверхности шлифа. Увел. 4000

с пылевидным золотом приводило к возникновению коллоидных растворов.

Интересно, что в кристаллах кварца, образующего сростания с золотом, в ядрах сфероидов, насколько можно судить по электронно-микроскопическим снимкам, имеются шаровидные реликтовые контуры, возможно, глобулей кремнезема (фиг. 11).

Остается открытым вопрос, образовались ли минералы поздней золото-кварцевой ассоциации только путем переотложения вещества ранней золото-кварцевой ассоциации или такое переотложение лишь сопутствовало новому приносу золота. В пользу первого предположения говорят приведенные выше данные о реликтах раннего пылевидного золота в золото-кварцевых сфероидах. Вместе с тем такие сфероиды в большинстве своем значительно богаче золотом, чем вмещающие их руды. Это заставляет допускать, что в позднюю продуктивную стадию имел место принос золота, поступавшего из глубинных источников, или возможно, из более глубоких частей месторождений, подвергавшихся воздействию активных растворов.

Приведенные данные характеризуют лишь основные черты

взаимоотношений главных генераций золота и одновременных золотоносных ассоциаций в месторождениях Балейского рудного поля.

Материалы, которыми мы располагаем по другим районам, характеризующимся близповерхностного золотого оруденения, позволяют предполагать, что наличие ряда генераций золота, образовавшихся в результате его повторного отложения и гипогенного переотложения, не является специфической чертой одной группы месторождений; в той или иной мере эти особенности типичны для многих месторождений убогосульфидной формации малых глубин.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ВЫДЕЛЕНИЙ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Литературные данные достаточно убедительно говорят о морфологическом своеобразии «эпитермального» золота. Материалы наблюдений в пределах Балейской группы месторождений позволяют отметить еще одну характерную черту золота, отложенного в условиях малых глубин — широкую изменчивость форм его выделений.

Исследователи балейских руд еще в 1935—1937 гг. различали две разновидности золота: тонкозернистое (часто губчатое), названное «зеленым», и более крупное (нередко в виде пластинчатых выделений), именовавшееся «желтым» золотом. Последнее вначале считалось гипергенным, образующим прожилки в рудах (Звягинцев, и др., 1937). Впо-

следствием было установлено, что пластинчатое золото не связано с гипергенными изменениями руд, а его формы являются дендритовыми (Петровская и др., 1961).

Новые наблюдения позволяют пополнить список морфологических разновидностей балейского золота, особенности которых во многом типичны для золота близповерхностных месторождений в целом. Приведем их краткие характеристики.

Изометричные и неправильные комковидные выделения. При выполнении золотом интерстиций в кварцевых агрегатах образуются мелкие неправильные, в общем изометричные частицы золота с короткими, быстро выклинивающимися ответвлениями вдоль границ зерен кварца. Развитие подобных форм свойственно практически всем генерациям золота, и лишь тщательные наблюдения выявляют в них некоторые различия. Вкрапления раннего золота более изометричны, а ответвления от них короче, чем у аналогичных выделений позднего золота; при величине менее 0,005 мм они нередко приобретают округлые очертания. Комковидные выделения золота второй и третьей генераций обычно имеют угловатые, иногда сложно разветвленные контуры (см. фиг. 11). Таким образом, с переходом от ранних генераций золота к поздним формы частиц золота эволюционируют в направлении все большего подчинения очертаниям полостей между зернами кварца; последние, наоборот, приобретают все более совершенные формы кристаллов. Однако эта закономерность, как видно из дальнейшего, относится лишь к мелким выделениям золота.

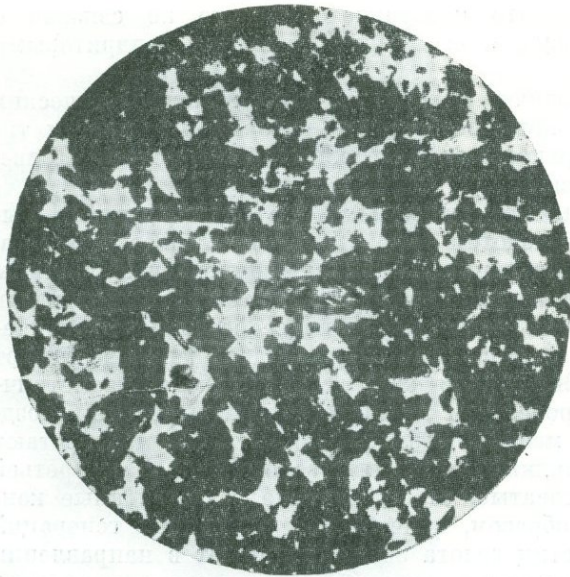
Ответвления комковидных частиц и их скопления секут тонкие слои сопутствующего золоту метаколлоидного кварца. Очевидно, что при старении золото-кварцевых гелей кристаллизация золота могла несколько отставать от кристаллизации некоторой части кварца.

В участках высокой концентрации золота нередко наблюдаются ветвящиеся сростки его мелких комковидных частиц, заполняющих промежутки между кристалликами кварца (фиг. 12). При растворении кварца сростки золота становятся губчатыми. Мелкогубчатые золотины встречаются в россыпях вблизи Балейского рудного поля и исчезают в удалении от последнего. Губчатое золото отмечается и в россыпях других районов развития близповерхностной золотой минерализации (Сидоров, 1966).

Пластинчатые выделения. Пластинчатые формы характерны для золота третьей генерации. Местами они наблюдаются в скоплениях более раннего золота, в участках его перекристаллизации и переотложения.

Размеры пластинок варьируют в широких пределах, от субмикроскопических до 0,1—0,5 см по длине (редко до 1—2 см), причем в каждом участке преобладающая часть пластинок имеет приблизительно одинаковую величину. Отношение ширины (длины) пластинок к их толщине — около 5:1, иногда — 20:1. Их плоские поверхности обычно мелкоямчатые. Местами на них заметны холмики роста треугольных очертаний; аналогичные формы имеют и фигуры травления. Очевидно, пластинчатые выделения представляют собой сильно уплощенные по (111) кристаллы золота или их параллельные плоские сростки.

Ряд признаков свидетельствует, что рост пластинок золота сопровождался отложением кварца и взаимоотношения во времени выделений этих минералов сказывались на деталях форм пластинок. Обычно первыми начинали формироваться пластинки золота; они, как правило, разделяют поля роста неправильных зерен кварца или обрастаются его гребенчатыми корочками (фиг. 13). Если кристаллизация кварца не намного отставала от золота и последнее в определенный период отлагалось одновременно с кварцем, золотые пластинки приобретали неровные ксеноморфные очертания (фиг. 14, а). В тех случаях, когда отложение кварца отставало более



Фиг. 12. Золото (белое) в промежутках между кристалликами кварца (темные). Полир. шлиф. Увел. 110.

значительно, поверхности пластинок золота оставались ровными, не искаженными ямчатыми отпечатками зерен кварца, но на них часто возникала своеобразная дендритовая скульптура: линейные выступы и валики (шириной 0,05—0,1 мм) в двух направлениях, под углом 60° , или выступы под 90° к оси пластинки (фиг. 14, б). Закономерно ориентированные ответвления наблюдаются и по краям пластинок. Травление выявляет в них следы дендритовых скелетов, что позволило отнести пластинчатые выделения золота к типу «доросших дендритов» (Петровская и др., 1961).

Вероятно, аналогичную природу имеют пластинки золота, встречающиеся во многих близповерхностных месторождениях мира (месторождения Румынии, США и др.).

Дендриты. Хорошо выраженные дендриты золота наблюдаются во многих участках месторождений Балейской группы. Отмечается тенденция к их локальной группировке. Некоторые скопления уникальны по своим особенностям: дендриты золота в них представляют до 30% и более минерального вещества (фиг. 15).

Преобладают плоские папоротниковидные выделения, с соотношениями длины и толщины не более 20:1; площадь их неодинакова в разных скоплениях, от $0,1 \text{ мм}^2$ до 1 см^2 и более. Строение дендритов определяется наличием основной ветви — ствола, от которого с двух сторон отходят более тонкие боковые ветви (от 6—8 до многих десятков,) под углами, близкими к 60° или к 90° . По-видимому, рост ветвей определялся направлениями осей октаэдра (возможно, и куба), что вообще типично для дендритового роста кристаллов с гранецентрированной решеткой (Buckley, 1951). Длина боковых ветвей дендритов составляет не более $1/4$ длины ствола и уменьшается к вершине, нередко заканчиваемой «голым» стволом. Наблюдается тенденция к срастанию ветвей, с образованием сначала кружевных, затем сплошных пластинок, на поверхности которых дендритовый рисунок сохраняется лишь местами.

Строгой параллельности в ориентировке ветвей нет, что характерно для типичных дендритов (Мокиевский, Семенов, 1952; Григорьев, 1965). Вместе с тем тенденция к срастанию ветвей и образованию сплошных плоских кристаллов золота сближает описываемые формы со скелетными;

исследованные нами дендриты могут быть отнесены к промежуточным образованиям.

Стволы и ветви мелких дендритов золота обычно прямолинейные. Наиболее длинные из них местами изогнуты под углом до 140° , тогда как соседние мелкие дендриты не деформированы. Нет следов деформации и во вмещающем кварце. Очевидно, крупные ветви искривлялись в процессе роста.

Отдельные ветви дендритов обычно имеют вид тонких полос с мелкоизвилистыми границами с утолщениями неправильной формы. Нередко полосы прерывисты и состоят из линейно расположенных «островков» (фиг. 16). По-видимому, дендриты в определенные моменты подвергались растворению. Подобные явления, как показали эксперименты, типичны для дендритовой кристаллизации (Саратовкин, 1953).

В нескольких образцах в кварце, относительно бедном золотом, наблюдались обособленные сравнительно крупные дендриты звездчатой формы (до 1 см в поперечнике). «Звездочки» представляют трехлучевые и шестилучевые сростки папоротниковидных дендритов.

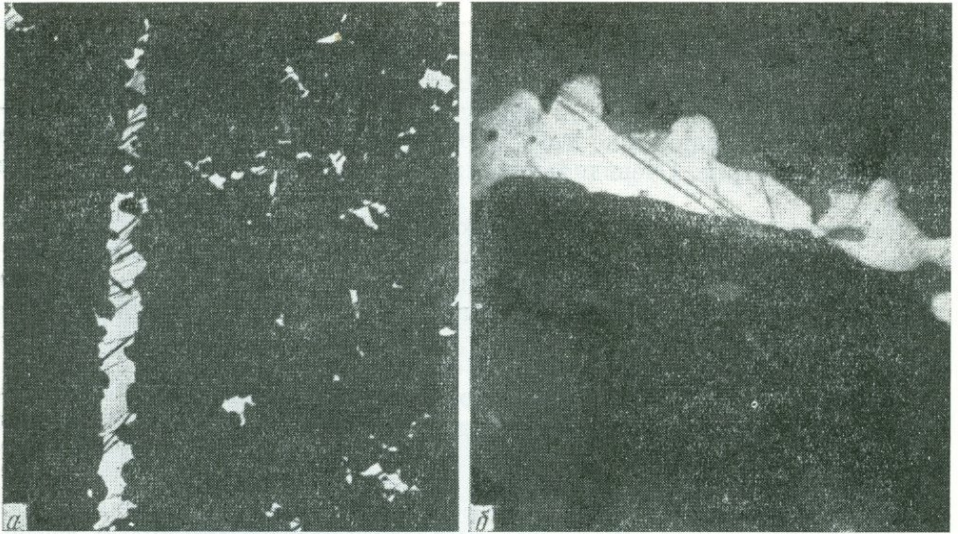
Условия нахождения дендритов золота аналогичны отмеченным для пластинчатых золотин. Скопления дендритов также часто имеют сферическую форму; местами они группируются цепочками, вытянутыми поперечно к полосчатости и контактам жильных тел, вероятно, вдоль секущих зон тонкой трещиноватости. На их продолжении во вмещающих породах можно заметить признаки окварцевания. Около золото-кварцевых сфероидов кварц пятнисто-серый, пористый, видимо, перекристаллизованный. Местами он сечется более поздним незолотоносным кварцем (фиг. 17), что свидетельствует о возникновении дендритов до завершения процесса эндогенного рудообразования.

Интересны признаки концентрически зонального строения отдельных крупных сферических обособлений. Ядра их, образованные беспорядочными скоплениями очень мелких дендритов, пластинок и пылевидных частиц золота в тонкозернистом кварце, окаймлены двумя-тремя зонами, различающимися по концентрации и размерам золотых выделений. Многие дендриты, особенно более крупные, расположены радиально; их «головки» с разросшимися ветвями второго и третьего порядков направлены от центра к периферии и образуют краевые части зон в сфероидах.

В отдельных образцах дендриты нарастают на угловатые обломки, сложенные тонкозернистым кварцем, обогащенным пылевидным золотом. Они располагаются с одной стороны обломков, перпендикулярно к поверхности последних, в виде своеобразных «бород», по мере разрастания которых раз-



Фиг. 13. Пористый каркас из тонких пластинок золота (темное), обросших гребенчатым кварцем (светлый). Черное — пустоты. Прозрачн. шлиф. Ник. +. Увел. 10



Фиг. 14. Поперечные разрезы пластинок золота (светлое) в мелкозернистом кварце (темный фон). Полир. шлифы. Увел. 80 (а) и 165 (б)

а — с неровными контурами, определяемыми границами кристалликов кварца, вмещающего золото (Балейское рудное поле); б — с правильно расположенными выступами полигональных очертаний (месторождение Агатовское);



Фиг. 15. Скопление папоротниковидных дендритов золота в полупрозрачном халцедоновидном кварце. Фото пришлифованного штуфа. Увел. 20

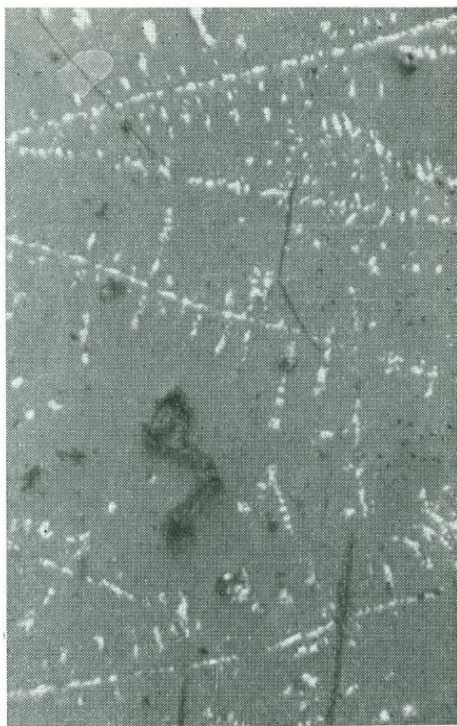
меры дендритов увеличивались, а степень совершенства их форм повышалась (фиг. 18). Дендриты развиваются также в трещинах, секущих тонкозернистые золото-кварцевые обломки и здесь иногда ориентируются перпендикулярно к стенкам трещин (создавая подобие строения жилок альпийского типа). Местами между дендритами расположены реликтовые островки золотой пыли.

Анализ приведенных данных позволяет заключить, что образование дендритов, так же как и пластинок золота, связано с перетолжением вещества более ранних золотоносных минеральных ассоциаций и что обе разновидности выделений относятся к поздней (третьей) генерации золота. Различие их форм могло являться следствием локально менявшихся условий минералообразования. С этим предположением согласуются наблюдения, показывающие неодинаковый характер кварца, сопровождающего

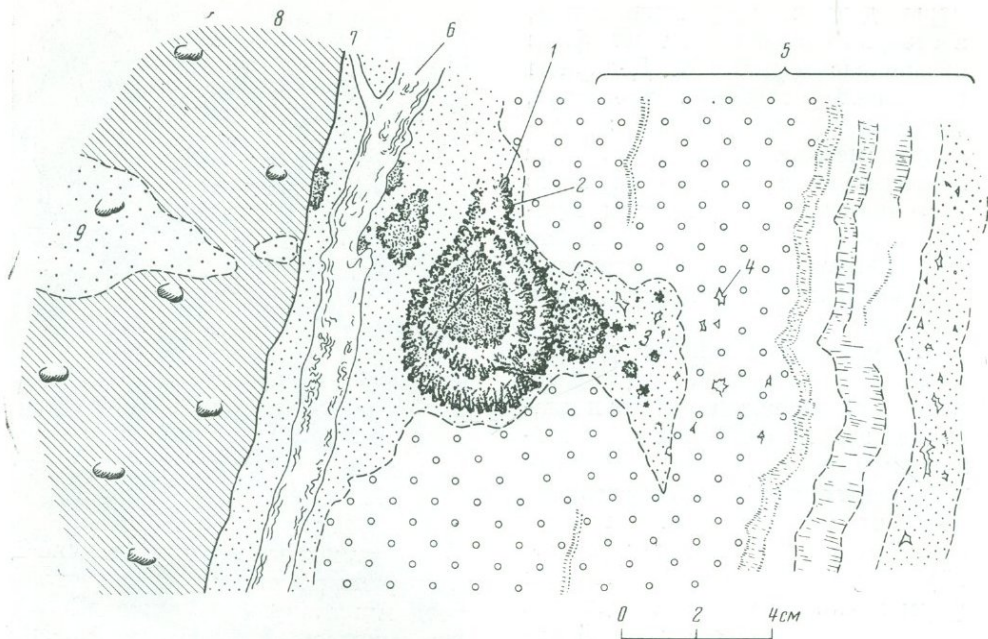
золото: если пластинчатые золотинки ассоциируются с мелкогребенчатыми выделениями кварца, то дендриты золота в большинстве случаев располагаются в очень тонкозернистом халцедоновидном кварце. Последний имеет метакolloидное глобулярное строение и нередко образует сферические оторочки вокруг дендритов. Многие из дендритов «прорывают» такие оторочки и за их пределами разрастаются кронами из мелких ветвей (фиг. 19). По-видимому, рост дендритов происходил в вязкой массе геля кремнезема, при высокой степени пересыщения растворов золотом. Растворы, из которых кристаллизовался гребенчатый кварц, обраставший пористый каркас пластинок золота (см. фиг. 13), вероятно, были более разбавленными.

Как известно, золото вообще склонно к дендритной и скелетной кристаллизации (Buckley, 1951; Саратовкин, 1953). По мнению большинства исследователей, наибольшее значение для нее имеют пересыщение растворов и их вязкость, которая способствует замедленной диффузии вещества к растущему кристаллу (Шубников, 1913, 1935; Тильманс, 1954; Мокиевский и Семенюк, 1952; Чухров, 1955, и др.). Влияние отмеченных факторов наиболее существенно могло сказываться при кристаллизации золота из концентрированных растворов золота и кремнезема или в гелях. Возникновение тех и других можно считать характерным для близповерхностных условий формирования золото-кварцевых руд.

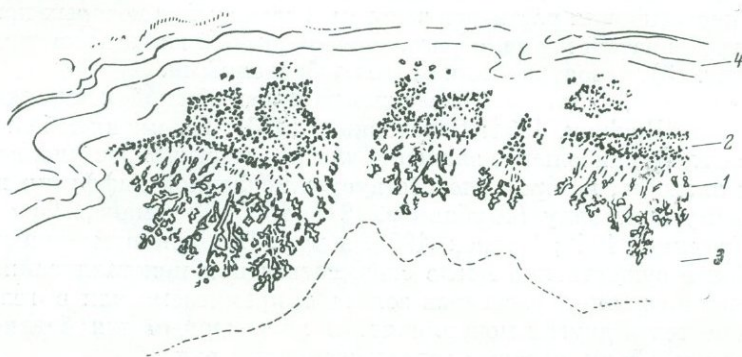
Дендриты золота могут рассматриваться как типоморфная разновидность золотых выделений в убогосульфидных рудах формации малых глубин. Наличие их отмечается в многочисленных «эпитермальных» месторождениях мира — Румынии, США, Индонезии, Японии и других странах. Дендритовидные золотинки не являются редкостью в россыпях, развитых в районах молодой металлогении; многие из них были изучены и описаны нами ранее (Петровская, Фасталович, 1952). Для месторождений, образованных на средних и больших глубинах, дендритовые формы



Фиг. 16. Дендриты золота (белые) в халцедоновидном кварце (серый). Полир. шлиф. Увел. 270



Фиг. 17. Округлые концентрически-зональные обособления, состоящие из дендритов золота и халцедоновидного кварца 1 с вкраплениями блеклой руды 2. Их окружает пятнисто-серый кварц 3; 4 — пустотки в кварце. Сфероиды пересекаются кварцевым прожилком метаколлоидного строения 6. Их скопления образуют зону, поперечную к направлению полосчатости жильного кварца 5 и к поверхности контакта жилы 7 с вмещающими конгломератами 8; последние на продолжении поперечной зоны окварцованы 9



Фиг. 18. Оторочки из скоплений мелкопластинчатого золота 1 на обломках тонкозернистых золото-кварцевых агрегатов 2; 3 — сравнительно крупные дендриты золота; 4 — полосчатый тонкозернистый кварц. Зарисовка штуфа. Увел. 2

золота не характерны; сравнительно редко в них встречаются дендритовидные выделения грубых очертаний (Петровская, 1947).

Кристаллы золота

Кристаллам золота посвящены многие работы конца прошлого и начала текущего столетия (Авдеев, 1830; Еремеев, 1887; Goldschmidt, 1918 и др.). Большая часть из них относится к золоту «эпитермальных» руд. В последние десятилетия литература по кристалломорфологии золота пополняется мало. Нет сравнительных характеристик форм кристаллов из месторождений различных генетических типов.

В рудах Балейской группы месторождений кристаллографическими формами обладают выделения золота разных генераций. Несовершенными кристалликами являются субмикроскопические вкрапления пылевидного золота ранней генерации в кварце. Их размеры не превышают нескольких микронов. Под микроскопом форма золотых «пылинок» неразличима.

На электронномикроскопических снимках видны частицы золота величиной 1—1,5 мк с треугольной или квадратной формой сечений, углы которых срезаны; это позволяет предполагать обычное для золота развитие граней октаэдра и куба (см. статью Н. В. Петровской и К. Е. Фроловой в настоящем сборнике).

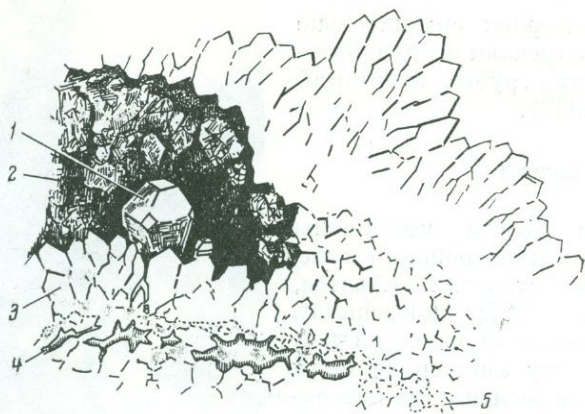
Следует отметить, что в рудах месторождения Муссару в Румынии также обнаружены кристаллики золота меньше 3 мк размерами с треугольными, реже — квадратными сечениями (Vujor, 1948). По-видимому, отмеченные формы свойственны микрокристаллам золота в месторождениях, образованных на малых глубинах. Аналогичная форма частиц наблюдалась при изучении коллоидных растворов золота (Turkevich, Stevenson, Hillier, 1951).

В рудах Балейской группы месторождений наряду с микрокристалликами встречаются довольно крупные (до 0,5 мм, местами до 1 см) хорошо образованные кристаллы золота. Как правило, они приурочены к участкам развития гребенчатого кварца и располагаются на стенках небольших пустоток, нередко на поверхности золото-кварцевых сфероидов, среди головок кварцевых кристаллов. При изучении разрезов сфероидов можно видеть, что пластинчатые золотины, находящиеся в их ядрах, сменяются во внешних гребенчатых каймах ксеноморфными выделениями золота, а последние, достигая поверхности сфероидов, приобретают здесь кристаллографические очертания. Таким образом, кристаллизация золота была длительной и сопровождала весь ход формирования кварцевых сфероидов, завершаясь при благоприятных условиях образованием многогранников.

Облик кристаллов различен, иногда даже в соседних участках одного штуфа. Наблюдаются изометричные, пластинчатые и лентовидные разновидности кристаллов золота. Изометричные кристаллы встречаются ред-



Фиг. 19. Дендриты золота (темные) в кварцевых сфероидах (белые), местами пересекают границы последних. Фото пришлифованного штуфа. Увел. 18

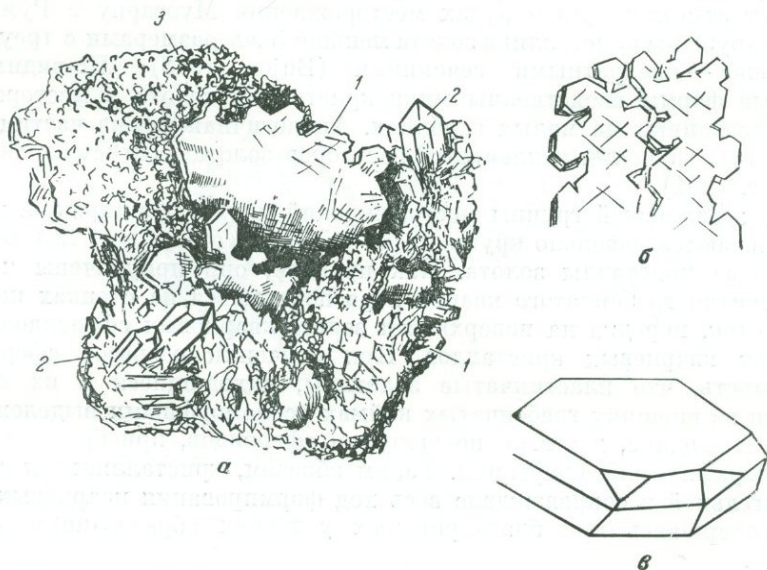


Фиг. 20. Мелкие кубооктаэдры золота 1 в пустотке 2 на кристаллах гребенчатого кварца 3; в последнем — зона ксеноморфных выделений золота 4 и пираргирита 5. Увел. 50

ко, обычно это кубооктаэдры, размерами не более 0,3 мм (фиг. 20). Преобладают кристаллы тонкопластинчатые по (111) или лентовидные. Проволочные формы не характерны.

Пластинчатые кристаллы достигают по ширине 1,2 см при толщине 0,5—1 мм. Наиболее развитые грани (111) имеют шестиугольную форму, поверхность их зеркально гладкая, часто покрыта тригональными пирамидами роста. Края пластинок неровные или с закономерно ориентированными выступами шестиугольных очертаний (фиг. 21); реже на них заметны грани (111), (100) и, по-видимому, (110).

Лентовидные кристаллы золота встречаются почти так же часто, как и пластинчатые. Обычно они расположены на стенках пустот среди гребенчатого кварца (фиг. 22). Длина их в 10 раз и более превышает ширину, а отношение ширины к толщине редко меньше 5:1. Формы кристаллов однообразные. Плоские их поверхности зеркально гладкие или с тонкой ступенчатой скульптурой роста, боковые ограничения плохо выражены. Кон-



Фиг. 21. Пластинчатые выделения золота 1 в пустотке среди кристалликов кварца 2. Вмещающий кварц — мелкозернистый 3. а — общий вид штуфа, увел. 6; б — дендритовидные ответвления пластинки золота, увел. 30; в — одиночный кристаллик золота, увел. 50

цы отдельных лент утолщены, и на них заметны грани (111) и (100). Некоторые ленты образованы цепочковидными сростками вытянутых кристаллов. Местами можно заметить, что мелкие ленты нарастают на более крупные под углами 60° или 90° , что придает сросткам дендритовидный характер (фиг. 23). Наряду с этим наблюдается субпараллельное расположение лент, растущих перпендикулярно к поверхности какой-либо пустотки.

Заслуживает особого описания изумительно красивый самородок, найденный геологами Балеизолото А. Ф. Воросовым и К. И. Буляковым в одной из жил месторождения Тасеевского. Это ажурное образование, величиной $0,3 \times 1,0 \times 2,0$ см, вид которого напоминает «золотое руно»: тончайшие волнисто изогнутые золотые волоски и ленты длиной $0,5$ — 3 мм перпендикулярно нарастают на какую-то поверхность. Размеры лент увеличиваются к одному краю самородка, где их длина достигает 8 мм, при ширине до 1 — $1,5$ мм (фиг. 24). В просветах между «порослью» лентовидных кристаллов можно заметить тонкозернистый агрегат кварца, насыщенный пылевидным золотом. По-видимому, самородок «золотое руно» образован при нарастании волосков и лент золота на обломок, сложенный минералами ранней продуктивной ассоциации. Возможно, что при этом, как и в случае образования дендритовых «бород» на обломках, большую роль играли явления переотложения раннего золота; неравномерное развитие лентовидных кристаллов, вероятно, обусловлено направлением потока растворов, с деятельностью которых связаны эти явления.

Анализ литературных материалов позволяет считать, что описанные формы кристаллов балейского золота в той или



Фиг. 22. Лентовидные кристаллы золота в пустотке среди мелкогребенчатого кварца. Увел. 15



Фиг. 23. Лентовидные кристаллы золота на мелкогребенчатом кварце. Увел. 20

иной мере, типичны и для других месторождений золота убогосульфидных руд формации малых глубин. В месторождениях Румынии в жеодах среди кварцевых агрегатов наблюдались «пластинки и проволочки, дрожащие в воздухе от малейшего сотрясения» (Щербаков, 1960). Пластинки и лентовидные выделения отмечались в «эпитермальных» золотых рудах США (Lindgren, 1928). В месторождениях других формаций подобные образования не известны.

Отдельные близповерхностные месторождения характеризуются обилием мелких изометричных или слегка вытянутых кристалликов золота,



Фиг. 24. Сросток лентовидных и волосовидных кристаллов золота. Увел. 4

гранные формы которых отличаются большой сложностью. Такие кристаллики известны на месторождениях Приамурья, в частности — на Белой Горе, где они, в ассоциации с мелкогребенчатым кварцем, образуют включения в сильно каолинизированных породах жерловых фаций (Преображенский, 1923); кроме граней октаэдра, на них развиты (100), (110) и другие (Воларович и др., 1966).

О КРУПНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЙ ЗОЛОТА

Общее положение о большой роли тонкодисперсного золота в золоторудных месторождениях, формировавшихся на малых глубинах, было подтверждено в последние годы данными гранулометрических измерений.

Результаты ситового анализа и количественных подсчетов в шлифах для золота Балейской группы месторождений приведены в табл. 1.

Широкие пределы колебаний измеряемых величин по данным подсчетов в шлифах отражают неравномерность распределения в рудах золота

Таблица 1

Содержание золота различных классов крупности в рудах Балейской группы месторождений (в % к общему количеству золота в каждой пробе)

Классы крупности, мм	Тасеевское месторождение		Балейское месторождение	
	ситовый анализ	подсчеты в шлифах (пределы колебаний)	ситовый анализ	подсчеты в шлифах (пределы колебаний)
+0,35	11,95	0—15	19,91	0—17
—35, +0,17	20,49	5—17	57,94	1—23
—0,17 +0,08	22,06	20—52	16,09	5—36
—0,08 +0,04	23,96	—	4,27	—
—0,04	21,54	50—95	1,79	45—75

различной крупности. Пониженные содержания тонкодисперсного золота по данным ситового анализа объясняются трудностями сепарации такого золота и слипанием его частиц в более крупные комочки.

Имеющиеся материалы показывают, что главная часть балейского золота представлена частицами не более сотых и тысячных долей миллиметра в поперечнике. Если учесть, что некоторые золотишки невидимы даже под микроскопом, можно заключить, что не менее 75—80% золота относится к категории тонкодисперсного. Аналогичные сведения получены при ситовых анализах чукотского золота (Сидоров, 1966) и золота некоторых узбекистанских месторождений (Моисеева, 1966). Для многих месторождений данной группы указывается отсутствие «видимого» золота в рудах (Lindgren, 1928).

Минимальные размеры вкраплений самородного золота в природных образованиях вообще и в рудах отдельных формаций в частности — не определены. Судя по результатам электронномикроскопических исследований, они могут быть меньше десятой доли микрона (см. статью Н. В. Петровской и К. Е. Фроловой в этом сборнике). Кристаллические индивидуумы золота, выделившегося из коллоидных растворов, имеют размеры 0,03—0,1 мк (Turkevich, Stevenson, Hillier, 1951).

Тонкодисперсное золото известно и в месторождениях других формаций; в колчеданных рудах оно является почти единственной формой нахождения золота. Специфической чертой месторождений убогосульфидной формации являются сочетания различных количеств тонкодисперсных, мелких, а иногда даже сравнительно крупных выделений самородного золота. При ситовом анализе не представляется возможным отделить золото разных генераций. Суммируя результаты микроскопических наблюдений, можно дать их следующие гранулометрические характеристики.

Золото ранней генерации всегда очень тонкое, пылевидное. Средние размеры его частиц колеблются от долей микрона до 10—20 мк. Скопления частиц золота в тонкозернистых агрегатах кварца иногда видимы макроскопически.

Выделения золота поздних генераций значительно более изменчивы по размерам. Среди них встречаются мельчайшие частицы, соизмеримые с вкраплениями раннего золота, поэтому определять генерации золота по размерам вкраплений было бы неправильно. Существенная часть (20—60%) золота поздних генераций представлена частицами, величина которых составляет сотые или десятые доли миллиметра. На долю золотишки величиной 0,5—1,0 мм и крупнее приходится не более нескольких процентов.

Причины, определяющие гранулометрические особенности золота, отложенного на малых глубинах, еще мало выяснены. Множественность центров зарождения может быть следствием быстрого пересыщения растворов и выпадения гелей смешанного состава. Определенную роль могло играть также рассредоточенное осаждение золота из ионных растворов на тонких пылевидных частицах реликтового вещества измененных вмещающих пород в полосчатых агрегатах жильного кварца.

Непостоянство размеров частиц золота поздних генераций, по-видимому, связано с локально менявшимися условиями их образования и разной степенью интенсивности процессов перекристаллизации и переотложения раннего пылевидного золота.

СТРУКТУРЫ ВЫДЕЛЕНИЙ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Внутреннее строение частиц самородного золота из близповерхностных руд мало изучено. При характеристике балейского золота первоначально отмечались лишь зернистые структуры его выделений и «отсутствие следов кристаллизации дендритного типа» (Ивенсен, 1938). Детальное ис-

следование не подтвердило этого заключения; в зернах золота, наряду с различными признаками неоднородности строения, обнаружены реликты дендритовых структур (Фасталович, 1941, Петровская, 1947).

И. Бужор на основании изучения золота из месторождения Брада в Румынии и золота, полученного из хлоридных золото-серебряных растворов, высказал мысль о наличии обособлений серебра в выделениях низкопробного самородного золота (Bujor, 1948). Предположение об ограниченной смесимости золота и серебра в природных условиях почти одновременно с И. Бужором высказано И. С. Вольтским (1949) на основании минерографических наблюдений. Позднее к выводам о неоднородном строении самородного золота низкой пробы, а также о наличии в нем признаков дендритовых структур пришел А. П. Переляев (1953).

Полученные нами данные и анализ немногочисленных опубликованных сведений позволяют отметить следующие черты строения золотых выделений в месторождениях рассматриваемой формации.

Зернистость. Ранее отмечалось, что золото в «эпитермальных» месторождениях отличается мелкозернистым строением (Петровская, Фасталович, 1952; Сидоров, 1966). Наблюдения последних лет показывают, что такое строение характерно в основном для комковидных выделений золота второй генерации. Каждая комковидная частица, за исключением наиболее мелких, состоит из нескольких зерен, измеряемых сотыми и тысячными долями миллиметра. Зерна неодинаковы по размерам (от 0,01 до 0,3 мм). Во многих случаях одно зерно занимает всю центральную часть комковидной золотины, и только мелкие короткие ее ответвления образованы несколькими мелкими зернами. Реже в центральных частях золотины наблюдается несколько зерен. В отдельных крупных зернах золота имеются неправильные включения более мелких, производящих впечатление реликтовых (фиг. 25). Очень мелкие комковидные вкрапления золота первой генерации обычно монокристалльные.

Пластинчатые золотины в большей части не имеют зернистого строения. Лишь в отдельных случаях на края пластинок нарастают два-три мелких кристалла.

Из сказанного явствует, что положение о тонкозернистом строении «эпитермального» золота требует некоторых уточнений; оно справедливо для комковидных выделений золота, но не может распространяться на все морфологические разновидности золотых выделений.

Двойники. Сравнительные исследования двойникового строения зерен самородного золота, насколько нам известно, ранее не проводились. Наблюдения последних лет, с учетом наших старых материалов, показывают, что золото ряда месторождений, сформированных на малых глубинах, отличается от золота месторождений других золоторудных формаций обилием двойниковых зерен. Наиболее часто двойники отмечаются в зернах, слагающих комковидные выделения золота, в которых сдвойничены от 40 до 70% зерен. Обычно двойники представлены одной-двумя сравнительно широкими полосками в центральных частях зерен. Границы их прямолинейные, местами ступенчатые. В сравнительно крупных комковидных выделениях золота второй генерации двойники в зернах менее правильные, тонкие, линзовидно выклинивающиеся (см. фиг. 25).

Двойниковое строение обнаруживает отдельные пластинчатые выделения золота; индивиды двойников в поперечных сечениях пластинок имеют вид тонких продольных полос. Учитывая, что пластинки представляют уплощенные октаэдрические кристаллы, можно заключить, что в балеиском золоте проявлено обычное для самородного золота двойникование по (111). Изгибы двойниковых полос наблюдались только в отдельных тонких пластинчатых выделениях золота.

Приведенные данные позволяют рассматривать двойники в зернах балеиского золота как двойники роста. Для ряда близповерхностных мес-

торождений (Восточный Узбекистан, Приамурье и др.) тонкие двойники золота не характерны, отмечаются лишь простые сростки изометричных кристалликов с двойниковой плоскостью (111).

Зональность. Зональное строение зерен в целом свойственно низкопробному золоту близповерхностных месторождений (Ramdohr, 1932; Петровская, Фасталович, 1952). При содержаниях серебра менее 25% зональность обнаруживается не всегда. В зернах балецкого золота (содержащего около 25% серебра) очень осторожным травлением выявляются отдельные зоны с незначительными различиями состава. В выделениях золота, богатых примесями серебра, зональность наблюдается весьма часто (месторождения Закавказья, Узбекистана, Приамурья).

Характерны непостоянная последовательность в смене зон и изменчивость их конфигурации. Иногда выделяются лишь узкие краевые части зерен, обедненные серебром и потому труднее протравливаемые (фиг. 26а). В других случаях более высокопробными являются центральные части выделений, особенно пластинчатых и комковидных, о чем подробнее сказано ниже. Нередко травление выявляет многократно повторяющиеся зоны, в разной степени обогащенные серебром (фиг. 26б).

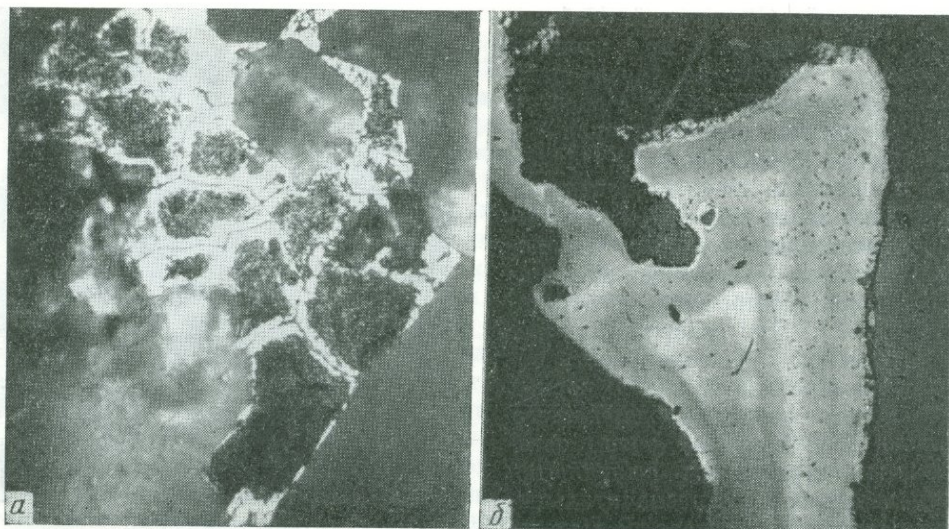
Природа зональности еще не достаточно ясна; она может быть связана как с изменениями состава растворов во время отложения золота, так и с явлениями перегруппировки примесей серебра в процессе эндогенной перекристаллизации золотых выделений. С подобными явлениями, вероятно, связано развитие сложной зональности выделений золота, признаки которой обнаруживаются в образцах из отдельных месторождений Приамурья и других районов. В зернах такого золота травление выявляет разобщенные зональные участки-блоки, разделенные ветвящимися прожилковидными полосами более высокопробного золота, иногда также зональными. Наряду с этими периферические части отдельных зерен оказываются обогащенными серебром.

Дендритовая субмикроскопическая структура. Впервые такая структура была обнаружена А. И. Фасталовичем при изучении довольно крупных дендритов золота из россыпей р. Храм в Закавказье; в дальнейшем нам удалось наблюдать ее признаки в зернах золота из ряда месторождений Урала и Восточного Забайкалья (Фасталович 1941; Петровская и Фасталович, 1952).

В зернах балецкого золота следы дендритовых структур выявляются весьма часто. Наиболее типичны две их разновидности, которые условно можно назвать мозаично-дендритовой и скелетно-дендритовой. Первая структура характерна для пластинчатых и сравнительно крупных комковидных выделений золота. Зерна золота состоят из мозаики субмикроскопических (10—20 мк) блоков, каждый из которых является дендритом со сросшимися ветвями (фиг. 27а). Контуры блоков мелко-неровные. Формы их изометричные или слабо вытянутые, строение — звездчатое или папоротниковидное. Первое определяется наличием нескольких (часто трех)



Фиг. 25. Зернистая структура и двойники самородного золота (серое). Травлено парами царской водки. Темно-серое — кварц, белое — пирит. Поляр. шлиф. Увел. 270



Фиг. 26. Зональное строение зерен золота

a — из БалеЙского месторождения; полир. шлиф, протравленный царской водкой; увел. 80;
б — из Закавказья; полир. шлиф, протравленный $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{HCl}$; увел. 100

радиально расположенных, имеющих общий центр стволов толщиной не более 2 мк и боковых ветвей, образующих со стволом угол 60° . В отдельных блоках дендритовый ствол только один, а боковые ветви отходят от него под углом 90° .

Для объяснения особенностей мозаично-дендритовой субмикроскопической структуры могут быть привлечены следующие соображения.

Как известно, рост кристаллов возможен не только при последовательном нарастании молекулярных слоев на поверхности граней, но и путем присоединения («прилипания») к последним сравнительно крупных кристаллических частиц — зародышевых пластинок, возникающих в слое раствора около поверхности растущей грани. Эта мысль, впервые высказанная Е. С. Федоровым, была затем развита А. В. Шубниковым (1913), О. М. Аншелесом (1943) и другими. Опыты М. П. Шаскольской и А. В. Шубникова (Schaskolsky, Schubnikov, 1933) подтвердили, что мелкие зародышевые кристаллики алюмокалиевых квасцов «прилипают» к граням (111) больших кристаллов, в подавляющей части — в параллельном положении. Возможность подобного роста кристаллов, особенно мозаичных, признается многими исследователями (Buckley, 1951 и др.). Можно допустить, что мозаично-дендритовая микроструктура самородного золота обусловлена «прилипанием» зародышей, уже имевших в растворе дендритовую форму, к поверхности растущей грани, где они могли служить центрами дендритовых блоков. Некоторым подтверждением этому служит наличие автоэпитаксиальных дендритовых наростов на гранях (111) пластинчатых кристаллов золота, обнаруженных при помощи методов электронной микроскопии (см. статью Н. В. Петровской и К. Е. Фроловой в этом сборнике).

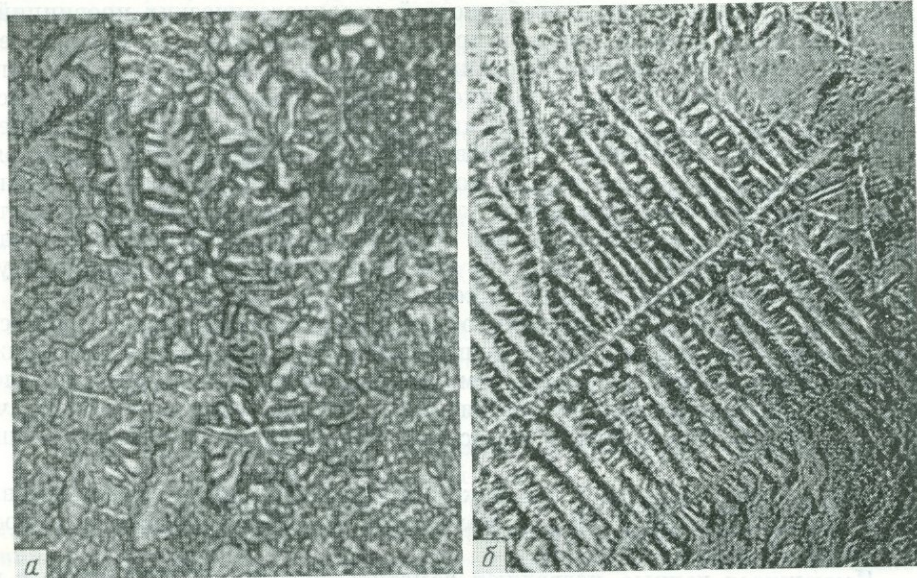
Вторая разновидность дендритовой структуры золота — скелетно-дендритовая, установлена лишь в его мелких комковидных выделениях и их сростках. Тонкий контур дендритового скелета выявляется в центральной части каждого зерна, периферические части зерен образованы сросшимися ветвями дендритов. Изучение подобных структур привело к заключению, что начало отложения золота носило характер дендритной кристал-

лизации; «монолитные» зерна золота во многих случаях образовались при полном срастании ветвей дендритов (Фасталович, 1941; Петровская и Фасталович, 1952).

В настоящее время некоторыми исследователями высказывается мнение, что дендритный рост является «одной из самых обычных форм роста кристаллов всевозможной симметрии и различного химического состава» и что «очень многие кристаллы по существу являются заполненными дендритами» (Buckley, 1951). Отсутствие следов дендритового строения может быть следствием их исчезновения при перегруппировке вещества кристалла. Экспериментальные исследования подтверждают легкость исчезновения неравновесных дендритовых форм в процессе роста кристаллов и в последующий период их существования.

В свете приведенных данных интересно проанализировать степень развития дендритовых микроструктур золота из месторождений различных формаций. Материалы наших наблюдений свидетельствуют о наличии таких структур в зернах золота из ряда месторождений, близких по типу к балейским (фиг. 27 б); вместе с тем выявляется отчетливая тенденция уменьшения их роли по мере перехода от близповерхностных месторождений к глубинным. В месторождениях формации средних глубин следы несовершенных дендритовых скелетов наблюдались редко и лишь в отдельных недеформированных кристаллах золота; в месторождениях больших глубин их обнаружить не удалось.

Отмеченные различия могут интерпретироваться по-разному. Дендритовые структуры могли возникнуть в основном при отложении золота в близповерхностных условиях, поскольку здесь большую роль приобретали гели как благоприятная среда для дендритной кристаллизации. Можно также допустить, что образование дендритовых скелетов характерно для начальной стадии роста зерен золота на различных глубинах; в этом случае золото из руд разных формаций должно отличаться по степени сохран-



Фиг. 27. Дендритовая субмикроскопическая структура зерен золота

а — мозаично-дендритовая структура Балейского золота; полир. шлиф, подвергнутый электролитическому травлению цианистым калием (1,5 в, 1 — минута); увел. 1200; б — папоротнико-видные скелеты в зернах золота из рудопоявления в Апрельковском районе Забайкалья; полир. шлиф, протравленный цианистым калием; увел. 460

ности следов таких скелетов в зернах. Уничтожение их реликтов может быть следствием метаморфизма золота или действия других, еще не выясненных факторов.

Несомненно, что рассмотренные микроструктуры являются типоморфными признаками золота месторождений фации малых глубин.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

В рудах близповерхностного генезиса золото содержит от 22 до 48% серебра. Эта особенность его состава, уже давно отмечавшаяся многими исследователями (Maclaren, 1908; Lindgren, 1928; Обручев, 1934), является одним из выражений тенденции к увеличению золото-серебряного отношения при переходе от малых глубин к относительно большому (Berg, 1929; Щербина, 1956). Наряду с непостоянством форм и размеров выделений «эпитермального» золота характерна изменчивость его пробы. Если коэффициент вариаций содержания серебра в эндогенном самородном золоте, отложенном на средних и больших глубинах, редко превышает 10—15% (проба 820—920), то в «эпитермальном» золоте он почти в два раза больше и достигает 20—25% (проба 500—750). Различия в составе золота отмечаются для групп месторождений, расположенных в разных областях, для разных участков одного месторождения и даже для одного и того же рудного тела.

Наиболее существенны различия состава золота отдельных регионов. Каждый из них характеризуется своими пределами вариаций пробы золота. Например, забайкальские малоглубинные золоторудные месторождения заметно отличаются по этому признаку от чукотских, хотя сходны с последними по многим другим особенностям. Аналогичные по типу месторождения Румынии, Новой Зеландии и других областей содержат золото, для которого характерны свои пределы изменчивости пробы; их сопоставление дано на фиг. 28. Приведенные примеры могут быть умножены. Очевидно, эмпирически установленные различия пробы золота являются одним из выражений геохимических особенностей металлогенических провинций.

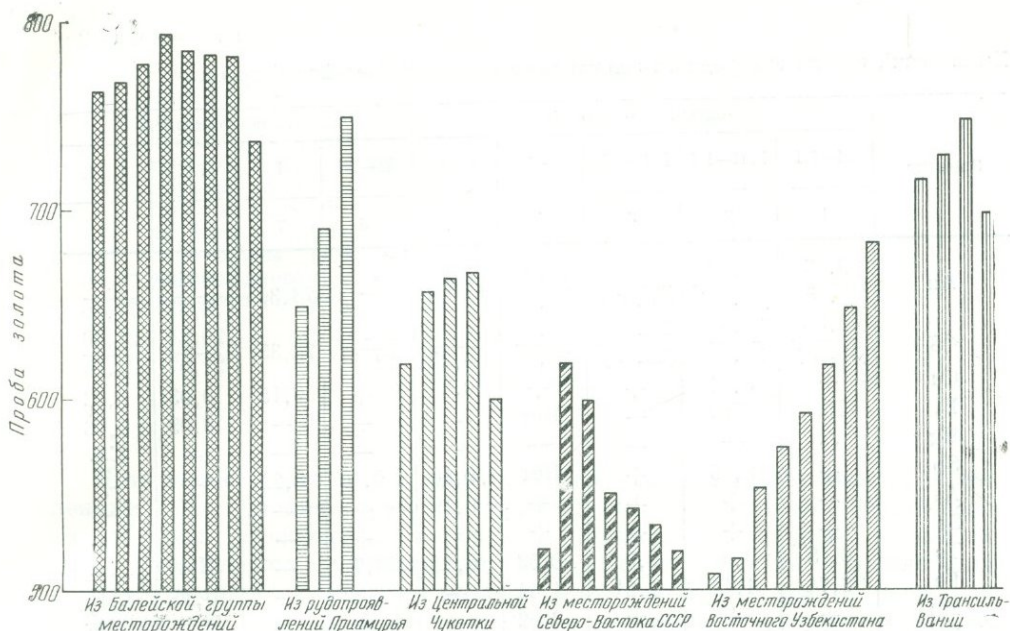
Изменения состава золота в пределах отдельных месторождений еще мало изучены. Химические (пробирные) анализы проводятся лишь при наличии достаточно больших количеств золота, получить которые не всегда легко; поэтому анализируются лишь единичные образцы. Другие методы, в том числе оптические (Островский, 1946; Муратов, 1956) из-за ряда методических трудностей еще не получили широкого применения. Приводимые в литературе результаты химических анализов большей частью характеризуют общие соотношения содержания золота и серебра в рудах, а не состав самородного золота (в месторождениях обычно присутствуют различные серебросодержащие минералы).

Детальное изучение изменчивости состава золота в отдельных месторождениях остается задачей будущего. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют лишь отметить, что эта изменчивость для золота в рудах убогосульфидной фации малых глубин более значительна, чем для золота в месторождениях, относимых к фациям средних и больших глубин.

Содержание серебра в балеysком золоте, судя по немногочисленным химическим анализам (табл. 2), колеблется от 20,93 до 26,28%, т. е. проба золота меняется от 737 до 791.

Имеющиеся данные позволяют заметить некоторую тенденцию к повышению пробы золота с глубиной (фиг. 29).

Выявление различий пробы золота разных генераций пока еще затруднительно. На первом этапе исследований балеysких руд отмечалось, что проба «желтого» более крупного золота выше пробы «зеленого» тонкозернистого; позже эти сведения были опровергнуты (Звягинцев и др.,



Фиг. 28. Результаты определений пробы золота (столбики — данные отдельных анализов) из месторождений формации малых глубин, расположенных в разных металлогенических провинциях. По Балеическому району — по данным автора (табл. 2), по другим районам — литературные данные (Пляшкевич, 1965; Сидоров, 1966; Щербаков, 1960; Lindgren, 1928; Bujor, 1948)

1938). Имеющиеся данные позволяют заключить, что разновидности пластинчатых и более крупных комковидных выделений золота, относимые к продуктам перекристаллизации и переотложения раннего золота, отличаются от последнего большей изменчивостью состава; нередко они несколько обеднены серебром. По-видимому, явления переотложения сопровождались перераспределением и частичным выносом серебра.

Непостоянство состава позднего золота отмечается и в пределах отдельных его выделений, что сказывается на его физических свойствах, например, на микротвердости.

Поскольку минералы с гранецентрированной кубической решеткой не проявляют сколько-нибудь значительной анизотропии твердости (Григорович, 1959), мы сочли возможным проводить измерения на различно ориентированных сечениях золотин¹. Систематические серии таких измерений в разных частях комковидных и пластинчатых выделений балеического золота выявили большой разброс значений микротвердости (от 48,4 до 78,4) и подтвердили вывод о его неоднородности. Мелкие комковидные включения золота в кварце показали меньшие вариации микротвердости и более высокие ее значения (61,4—69,9 в одних выделениях и 69,1—78,4 — в других); у крупных, особенно пластинчатых, золотин микротвердость оказалась весьма изменчивой (фиг. 30).

Участки относительно низкой твердости располагаются в центральных частях золотин, иногда в местах резкого уменьшения толщины пластинчатых выделений, а в дендритах — у приращения ветвей к центральному стволу (61,4—64,7). Более твердыми являются края пластинок и концы ветвей дендритов (до 74,9—76,4). Возможно, что периферические

¹ Определения микротвердости проводились М. И. Новгородовой на приборе ПМТ-3, тарированном по каменной соли, при $P=5$ г, $H_{NaCl} = 21$ кг/мм. Экспозиция — 10 сек, нагрузка $P=20$ г.

Химический состав самородного золота месторождений Балейской группы

Элемент	Верхние горизонты					Нижние горизонты			
	II—III	I (II—III)	I (II—III)	II—III	II (I)	II—III	I	II (I)	I (II)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Au	69,83 (78,15)	73,62 (76,64)	73,06 (76,12)	75,91 (79,07)	73,23 (73,72)	74,71 (78,46)	73,30	75,33 (78,33)	76,89 (77,86)
Ag	19,53 (21,85)	22,48 23,36	22,81 (23,78)	20,10 20,93	26,10 26,28	20,63 21,51	22,35	20,84 21,67	21,86 22,14
Cu	+	0,11	+	+	0,25	+	0,15	0,03	0,02
Bi	Нет	Нет	—	Нет	—	—	—	0,05	0,06
Hg	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.
Sb	+	0,15	+	Нет	0,10	0,10	0,22	+	+
As	+	+	+	+	0,19	+	—	—	—
Se	+	+	+	+	—	+	—	—	Сл.
Te	0,18	0,4	0,3	0,58	0,13	0,7	—	Нет	Сл.
Fe	8,74	1,11	1,21	1,44	—	1,22	—	0,15	0,10
Mn	+	+	+	0,62	—	+	—	Нет	Нет
Pb	0,16	+	0,21	+	—	0,18	—	Сл.	0,04
S	0,34	1,06	—	1,54	—	1,40	—	0,11	0,10
MgO + CaO	1,55	1,29	1,79	1,16	—	—	—	—	—
Нераств. остаток	—	—	—	—	—	1,56	—	1,76	0,19
С у м м а	100,33	100,22	99,38	101,35	100,0	100,50	96,02	98,27	99,26

П р и м е ч а н и я. Анализы 8 и 9 выполнялись в ЦНИГРИ, анализы 5, 6 и 7 — в Гинзолото, анализы 1, 2, 3, 4 заимствованы из статьи О. Е. Звягинцева и др. (1938). Знак + указывает на наличие малых примесей элемента по данным спектрального анализа, знаком — отмечено отсутствие определений.

Те, Pb, Bi, Mn в анализах 1, 2, 3 и 4 определялись количественным спектральным анализом. Остальные определения химические.

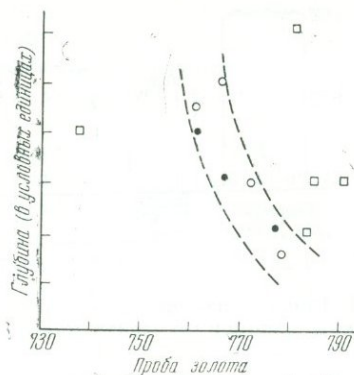
Цифры под чертой — результаты пересчета при Au + Ag = 100%.

Римские цифры — генерации золота, преобладающие и играющие подчиненную роль (последние — в скобках) в анализированных пробах.

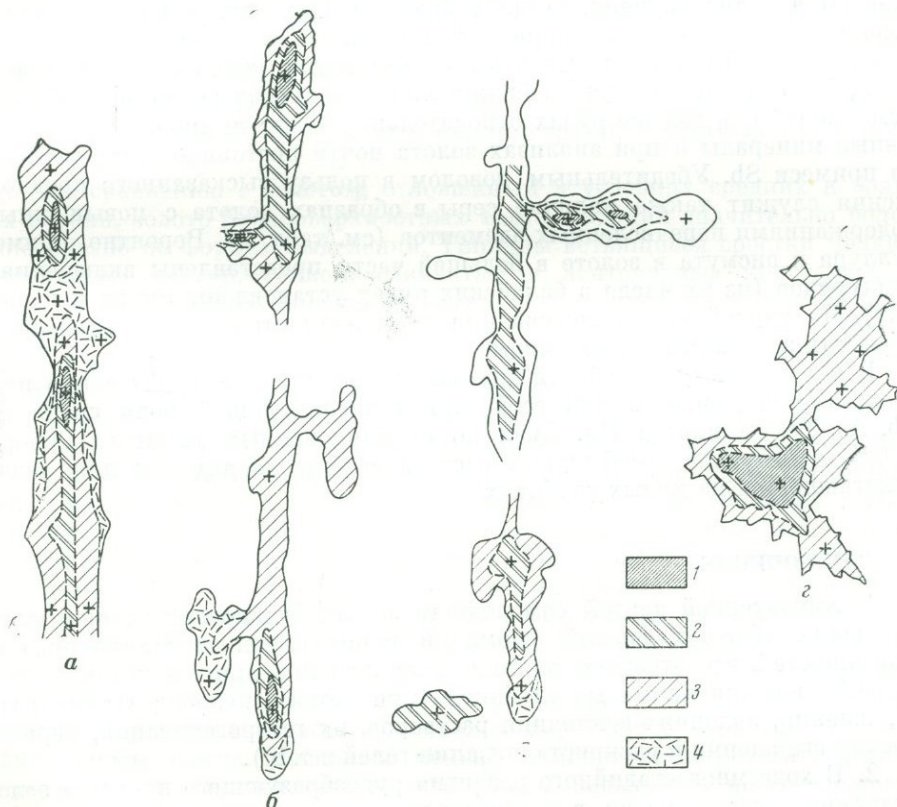
части дендритовых выделений обогащены серебром. Тот факт, что при травлении полированных шлифов растворение начинается в участках между ветвями дендритов, позволяет предполагать, что стержневые части ветвей содержат меньше серебра, чем их периферические зоны. Следует учитывать, что места срастания ветвей дендритов обычно являются зонами сосредоточения дефектов кристаллической постройки (Buckley, 1951); это также может быть причиной их более быстрого растворения. К тому же с такими дефектами нередко связана неравномерность распределения примесей в кристаллическом веществе (Любов, Темкин, 1961). Исследование дефектов кристаллической структуры самородного золота представляет методически сложную задачу и требует постановки специальных работ.

Для изучения химической неоднородности золота мы попытались привлечь методы электронного микросондирования. По нашей просьбе измерения были любезно проведены Н. В. Трениной. При разрешающей способности использованной аппаратуры в 4—5 мк показано неравномерное распределение серебра в участках самородного золота, измеряемых сотыми и тысячными долями миллиметра (фиг. 31).

Фиг. 29. Изменение пробы золота с глубиной в пределах Балейского рудного поля. Точки — пробы пылевидного золота, кружки — пробы тонкозернистого мелкого (в большей части — раннего) золота; квадраты — пробы более крупного комковидного и пластинчатого позднего золота

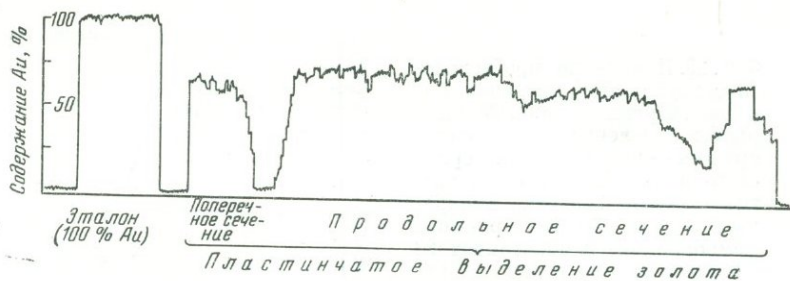


Приведенные сведения в известной мере подтверждают выводы о тенденции к обособлению серебра в пределах выделений низкопробного золота. Формы обособления серебра в золоте, отложенном в разных физико-химических условиях, вероятно, могут быть не одинаковыми. Электронномикроскопические исследования балейского золота позволили предположить, что одной из таких форм является сосредоточенность серебра вдоль плоских дефектов кристаллической решетки золота, наличие



Фиг. 30. Схематическое изображение участков, различающихся по микротвердости в пределах выделений золота разной формы

а — в пластинке; б — в пластинке с зародышевыми дендритовыми формами; в — в дендрите; г — в комковидной золотине. Условные обозначения величин микротвердости (в $\text{кг}/\text{мм}^2$): 1 — 54—60; 2 — 60,1—65; 3 — 65,5—70; 4 — > 70; знак + указывает места, в которых проведены измерения



Фиг. 31. Кривые изменения содержаний серебра в зернах самородного золота, полученные с помощью электронного микрозонда

которых доказано методами рентгеновской топографии (Стидс, 1966); основания для этого вывода изложены в статье Н. В. Петровской и К. Е. Фроловой, помещенной в данном сборнике.

Что касается других элементов примесей, то их содержание обычно изменчиво и зависит от состава сопровождающих золото минералов. Это обстоятельство позволяет предположить, что по крайней мере в главной части примеси входят в состав тонких включений других минералов в самородном золоте. Подтверждением этого служат следующие данные. В золоте из руд формации малых глубин примеси As, Cu, Pb обнаруживаются в тех случаях, когда в золотоносных минеральных агрегатах имеются выделения арсенопирита, халькопирита и галенита. Там, где два последних минерала присутствуют в ничтожных количествах, например, в балейских рудах, золото содержит лишь очень малые примеси Cu и Pb (см. табл. 2); в тех же рудах относительно большую роль играют сурьмяные минералы и при анализах золота почти постоянно обнаруживаются примеси Sb. Убедительным доводом в пользу высказанного предположения служит также наличие серы в образцах золота с повышенными содержаниями перечисленных элементов (см. табл. 2). Вероятно, примеси теллура и висмута в золоте в большей части представлены включениями теллуридов (из их числа в балейских рудах установлены гессит и калаверит). Не случайно, что содержания этих элементов в анализированных образцах золота резко изменчивы.

В целом золоту Балейской группы месторождений свойственно непостоянство содержаний примесей, при главенствующей роли среди них Sb, As, Te, Se иногда Hg. Судя по опубликованным данным (Сидоров, 1966), отмеченные особенности состава вообще характерны для золота, отлагавшегося на малых глубинах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Характерной чертой самородного золота близповерхностных месторождений убогосульфидной формации является непостоянство ряда его особенностей, что отражает влияние локально менявшихся условий минералообразования на малых глубинах (при резких перепадах температур и давления, явлениях вскипания растворов, их гетерогенизации, периодическом выпадении и раскристаллизации гелей и т. д.).

2. В ходе многостадийного развития рудообразующего процесса золото отлагалось неоднократно, в основном при завершении двух главных продуктивных стадий. Таким образом, в убогосульфидных рудах сложного генезиса золото представлено не менее, чем двумя генерациями, участвующими в составе одновременных минеральных сообществ.

3. Продуктивные ассоциации в рудах рассматриваемой формации, в отличие от аналогичных ассоциаций в месторождениях других формаций,

характеризуются существенной ролью минералов серебра (пираргирит, мларгирит, фрейбергит) и сурьмы (блеклые руды). В ходе рудообразования возрастали концентрации этих элементов, а также теллура. Высокие концентрации последнего характерны лишь для месторождений отдельных металлогенических провинций, где главную роль приобретает золото-теллуридовая ассоциация.

Адуляр, минералы из группы каолинита и гидрослюды, являющиеся типоморфными минералами «эпитермальных» руд, в большей части образовывались ранее золота и способствовали его осаждению из растворов.

Тесная связь золота с кварцем и некоторые особенности структур агрегатов этих минералов позволяют предполагать, что наряду с отложением золота из ионных растворов, происходило периодическое выпадение золотосодержащих гелей кремнезема.

4. В процессе рудообразования золото и сопровождающие его минералы подвергались неоднократному переотложению и перекристаллизации. Предполагается, что эти явления могли развиваться в относительно небольших участках локальных скоплений активных растворов, где ранее образованное минеральное вещество разрушалось и растворялось, в результате чего возникали сгустки высококонцентрированных растворов или гелей. В этих случаях золото поздних генераций в большей части могло являться продуктом переотложения раннего пылевидного золота. Для новообразованных золото-кварцевых агрегатов характерны округлые формы, признаки концентрически зонального строения и иногда — приуроченность к зонам, поперечным по отношению к полосчатости рудных тел.

5. Тонкодисперсное золото отлагалось в разные стадии рудного процесса и поэтому участвует в составе разновременных минеральных парагенезисов; особенно характерно оно для ранних продуктивных минеральных ассоциаций. Непостоянство размеров частиц, от очень мелких до сравнительно крупных, измеряемых миллиметрами, свойственно позднему золоту.

6. По сравнению с золотом, отложенным в условиях средних и больших глубин, золото близповерхностных месторождений значительно более разнообразно по формам выделений. Типичны ветвящиеся сростки мелких комковидных частиц, тонкопластинчатые и лентовидные кристаллы, а также плоские папоротниковидные дендриты; в некоторых месторождениях развиты мелкие изометричные кристаллики сложной формы. Намечается общая тенденция к усложнению форм кристаллов золота по мере перехода от глубинных к близповерхностным зонам рудообразования.

7. Внутреннее строение выделений золота мелкозернистое; характерно развитие двойников по (111). Типоморфными признаками являются зональность зерен, наличие в них тонких дендритовых структур. Отсутствие таких структур в зернах золота, отложенного на больших глубинах, может быть следствием условий кристаллизации, неблагоприятных для формирования дендритов (недостаточная степень пересыщения растворов и др.). Не исключается, что следы первичной неоднородности зерен золота могли исчезать под действием последующих преобразований золотых руд.

8. Золото убогосульфидных руд формации малых глубин всегда низкопробное, содержание в нем серебра колеблется в значительно более широких пределах, чем в рудах других формаций. Для каждого района развития близповерхностного оруденения характерны свои пределы вариаций пробы золота. Несколько меньше изменчивость состава золота в одном и том же месторождении. Отчетливо выявляется неоднородность распределения серебра в зернах золота, возникавшая не только в процессе роста, но и при последующей диффузии в них серебра.

Отмеченные типоморфные признаки золота могут использоваться при решении некоторых практических задач, например, при изучении ореолов и потоков рассеяния золота в процессе поисков.

Сравнительное исследование варьирующих черт морфологии, строения и состава золота на разных глубинах или в разных частях рудных полей может быть полезным при выяснении особенностей зональности месторождений и, следовательно, при их перспективной оценке.

Некоторые признаки (наличие локальных скоплений дендритов, кристаллов, пластинчатых золотинок и др.) могут служить показателем богатых руд, формирование которых связано с процессами эндогенного перетолжения золота.

Дальнейшие исследования по типоморфизму золота должны дать новую объективную информацию об условиях его концентрации в рудных месторождениях разного генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдеев И. О кристаллическом золоте. Горн. журн., кн. IV, 1830.
- Аншелес О. М. О происхождении штриховки на гранях кристаллов. Учен. зап. ЛГУ, № 88, сер. естеств. наук, 1943.
- Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. Сб. «Основн. проблемы в учении о магматоген. рудн. месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Богданович К. И. Рудные месторождения, т. I, II, 1913.
- Волярович Г. П., Николаев С. С., Хамидулин Г. А. Необычные формы кристаллов золота. Сб. «Генетич. особенности и общ. закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Волянский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Гос. изд-во геол. лит., 1949.
- Григорович В. И. Анизотропия твердости и форма отпечатков. Завод. лабор., т. XXV, № 5, 1959.
- Григорьев Д. П. О различии минералогических терминов «скелет», «дендрит», «пойкилит». Изв. высш. уч. завед., геол. и разв., № 8, 1955.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов, Изд. Львовск. универс., 1961.
- Дерягин Б. В., Тигиевская А. С. Расклинивающее действие свободных жидких пленок и его роль в устойчивости пен. Докл. АН СССР, т. 89, № 6, 1953.
- Еремеев П. В. О кристаллах золота из россыпей некоторых уездов Оренбургской губернии. Зап. Минер. об-ва, т. 23, 1887.
- Звягинцев О. Е. Геохимия золота. Изд-во АН СССР, 1941.
- Звягинцев О. Е., Волкова В. А., Писаржевская Э. А. Химическое исследование золота Балецкого рудника. Изв. АН СССР, сер. химич., № 2, 1938.
- Ивсенен Ю. П. Опыт изучения морфологии и микроструктуры золота. НИГРИЗолото, вып. 10, 1938.
- Кашкай М. А., Алиев В. И. Минералогия Тухтунской золоторудной полосы. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол., геогр. наук, № 3, 1965.
- Левцкий Д. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. Сб. «Основн. пробл. в учении о магматоген. рудн. месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Лыков А. В. Явления переноса в капиллярно-пористых средах. Гостехиздат. М., 1954.
- Любов Б. Я., Темкин Д. Е. Распределение растворимых примесей при кристаллизации. Сб. «Рост кристаллов». Изд-во АН СССР, 1961.
- Ляхов Ю. В., Мязь Н. И. Температурный режим формирования кварцев Балецкого месторождения (Вост. Забайкалье). Сб. «Исследования прир. и технич. минералообр.». Изд-во «Наука», 1966.
- Моисеева М. И. Минералогические особенности золота Чадака (Кураминский хребет). Сб. «Минералогия и геохимия сульфид. месторожд. Узбекистана». Изд. АН Узб. ССР, 1966.
- Мокиевский В. А., Семенюк С. Н. Скелетный рост кристаллов в вязкой среде. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 81, № 2, 1952.
- Муратов Э. М. Определение прониости золота по показателю отражения в фиолетовой части спектра. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 1, 1966.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. Гостеолиздат, 1934.
- Островский И. А. Оптический метод определения важнейшей особенности химического состава самородного золота в микроскопических препаратах. Кольма, № 6, 1946.
- Переляев А. П. О составе и строении самородного золота. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 82, № 3, 1953.
- Петровская Н. В. Морфологические и структурные особенности самородного золота. Сб. «Матер. по геол. золота и платины», вып. 3, ОНТИ, НИГРИЗолото, 1947.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации зо-

- лотых руд СССР. Доклады сов. геологов на XXI сессии Международного геол. конгресса. Проблема 16: «Генетич. проблемы руд». ГОНТИ, М., 1960.
- Петровская Н. В.* Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях. Сб. «Геология, закономерности размещ. и методы изуч. месторождений золота». Тр. ЦНИГРИ, вып. 76, 1967.
- Петровская Н. В., Фасталович А. И.* Стадии минералообразования и минералогия золотокварцевых жил Балея. Тр. НИГРИЗолото, вып. 15, 1948.
- Петровская Н. В., Фасталович А. И.* Морфологические и структурные особенности самородного золота. Сб. «Матер. по минералогии золота». ОБТИ, М., 1952.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г.* Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля в Восточном Забайкалье. Тр. ЦНИГРИ, вып. 45, 1961.
- Пляшкевич Л. Н.* Золотое и золотосеребряное оруденение эпitherмального типа на Северо-Востоке СССР. Сб. «Рудность вулканогенн. образ. Северо-Востока и Дальнего Востока». Тезисы докладов. Магадан, 1965.
- Поспелов Г. Л.* О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании. Сб. «Физ.-хим. пробл. формирования горн. пород и руд». Изд-во АН СССР, т. II, 1963.
- Преображенский И. А.* Золотоносный район Белой Горы и Коль-Колчана. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 34, Изд. Геолкома Дальнего Востока, Владивосток, 1923.
- Рожков И. С.* Золоторудное месторождение Колар (Южная Индия). Геол. рудн. местор., № 6, 1966.
- Ребиндер П. А.* Свойства и строение поверхностных слоев в растворах. Сб. «Молекулы. силы и их электрич. природа». Изд-во АН СССР, 1928.
- Сараговкин Д. Д.* Дендритная кристаллизация. Гос. научно-техн. изд-во лит. по черн. и цвет. металлургии, 1953.
- Сидоров А. А.* Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 14, Изд-во «Наука», 1966.
- Стидс Д. В.* Определение энергии дефектов упаковки чистых гтк металлов с помощью теории анизотропии упругости. Тезисы докладов на VII конгрессе кристаллографов. Изд-во «Наука», 1966.
- Ункос В. А., Иванова Т. Н.* К минералогии Балейского золоторудного месторождения. Сов. геол., № 7, 1945.
- Тильманс Ю. А.* О дендритной кристаллизации солей из водных растворов. Докл. АН СССР, т. 78, № 1, 1951.
- Тюрин Н. Г.* Роль окислительно-восстановительного потенциала в процессах растворения и осаждения золота. Сб. «Исследов. прир. и технич. минералообр. Изд-во «Наука», 1966.
- Фасталович А. И.* О дендритовой структуре кристаллов самородного золота. Докл. АН СССР, т. 32, № 6, 1941.
- Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Чухров Ф. В.* О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений. Геол. рудн. местор., № 1, 1964.
- Шубников А. В.* Влияние степени пересыщения раствора на внешний вид выпадающих из него кристаллов. Изд-во АН СССР, 0000.
- Шубников А. В.* Как растут кристаллы. Изд-во АН СССР, 1935.
- Щербаков Ю. Г.* О некоторых особенностях золоторудных месторождений Трансильвании. Геол. и геофиз., № 6, 1960.
- Щербина В. В.* О геохимическом значении количественного соотношения золота и серебра. № 3, 1956.
- Berg G.* Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. Leipzig, 1929. Есть перевод: Г. Берг. Геохимия месторождений полезных ископаемых, Гос. науч. техн. горно-геол.-нефт. изд-во, 1933.
- Buckley H. E.* Crystal Growth. New-York — London, 1951. Есть перевод Г. Бакли. Рост кристаллов. Изд-во ИЛ, 1954.
- Vajor J.* Synthetische Versuche über die Bildung der Golder — zlagerstätten zu Brad in Rumänien. Arkiv for Kemi. Miner., Geol., 26, 3, 1948. Перевод в кн.: Вопросы физ. химии в минералогии и петрографии — Бужор И. Синтетические опыты по образованию месторождений золота Брада в Румынии». Изд-во АН СССР, 1950.
- Fronde! C.* Stability of colloidal gold under hydrothermal conditions. Econ. Geol., v. 33, № 1, 1938.
- Goldschmidt V.* Atlas der Krystallformen. Bd. IV, Heidelberg, 1918.
- Lindgren N.* Mineral deposits. (3 Ed.). New-York, 1928.
- Maclaren J. M.* Gold, its geological occurrence and geographical distribution, 1908.
- Ramdohr P.* Die Goldlagerstätte des Eisenbergs bei Corbach in Waldeck. Abh. z. prakt. Geol., Halle, 1932.
- Schaskolsky M., Schubnikovv A.* Über die künstliche Herstellung gesetzmäßiger Kristallverwachungen des Kalialums Zschr. f. Kristallographie, Bd. 85, H. 1, 1933.
- Turkevich J., Stevenson P. C., Hillier J. A.* A study of the nucleation and growth processes in the colloidal gold. Discussion Faraday Soc., № 11, 1951.

ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ МОРФОЛОГИИ ТОНКОДИСПЕРСНОГО ЗОЛОТА И МИКРОРЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ ЗОЛОТЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ (ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ)

Н. В. ПЕТРОВСКАЯ, К. Е. ФРОЛОВА

ВВЕДЕНИЕ

Исследователи самородного золота еще в тридцатых-сороковых годах текущего столетия обратили внимание на характерные тонкие детали форм и строения выделений этого минерала (Педашенко, 1936; Петровская, 1947; Петровская, Фасталович, 1952; Вижог, 1948). Было установлено, что золото, образующее примеси в сульфидных рудах, находится в последних в виде тонкодисперсных вкраплений в пирите (Bürg, 1931, Haусock, 1937; Масленицкий, 1941, 1948 и др.). В дальнейшем эти данные не пополнились сколько-нибудь существенно, главным образом вследствие ограниченных возможностей световой оптики.

Первые попытки применения электронной микроскопии для изучения самородного золота были предприняты в начале пятидесятых годов (Иванов, 1951), но они не получили дальнейшего развития из-за недостаточной разработанности соответствующих методик. Полученные снимки были несовершенными, а их трактовка — не бесспорной.

Начиная свои работы, мы учитывали отсутствие универсального способа, одинаково пригодного для всех испытуемых объектов и рекомендации проверять и отрабатывать каждую используемую методику в применении к конкретным объектам (Грицаенко и др., 1961). Потребовался длительный период специальной отработки приемов отбора и подготовки образцов, изготовления и изучения препаратов, прежде чем стали получаться удовлетворительные результаты.

Хотя исследования в целом еще далеки от завершения, полученные данные, как надеются авторы, представляют определенный интерес и говорят о больших возможностях электронной микроскопии самородного золота.

Работы выполнялись в лаборатории электронной микроскопии и в отделе минералогии ИГЕМ АН СССР. Большую помощь нам оказывали советы и указания Г. С. Грицаенко и Э. М. Куплетской. Ионное травление золота проводилось Р. В. Боярской. При интерпретации некоторых данных мы использовали консультации научных сотрудников Института кристаллографии АН СССР Н. Н. Шефталя, Г. И. Дистлера, Е. И. Геворгизова.

Всем лицам, оказавшим помощь в проведенной работе, авторы глубоко признательны.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследованию было подвергнуто золото из рудных месторождений, образовавшихся на разных глубинах. Главными объектами изучения служили образцы золота из Балецкого и Тасеевского месторождений в Забайкалье (формация убогосульфидных руд малых глубин), Лебединого в Центральном Алдане (умеренноссульфидная формация средних глубин) и Енисейского кряжа (малосульфидная формация относительно больших

глубин)¹. Химические анализы байлейского золота показывают наличие в нем серебра в количестве 24—26% и долей процента Te, Se, Cu, Sb, иногда — Hg. Золото месторождения Лебединого содержит 6,2—8,5% серебра и незначительные примеси Te, Bi, Pb. Енисейское золото наиболее высокопробное (5,5—8% серебра); спектральный анализ устанавливает в нем ничтожно малые примеси As, Cu, Zn, Pb, в основном связанные с микровключениями минералов этих элементов. Все упомянутые месторождения длительное время изучались одним из авторов настоящей статьи. Для сравнения проводилось исследование золота из месторождений Дальнего Востока, Урала и других рудных провинций, а также золота, полученного в лабораторных условиях. Всего изучено несколько десятков образцов и сделано более 150 электронномикроскопических снимков.

В процессе работы авторы столкнулись со следующими трудностями. Обычные исследования поверхностей сколов минеральных зерен и кристаллов для самородного золота исключались вследствие его ковкости и неспособности к хрупким деформациям; на сколах золотосодержащих минеральных агрегатов (кварцевых и др.) обнажались и, следовательно, могли изучаться лишь отпрепарированные поверхности включений золота. Исследования срезов последних в полированных шлифах осложнялись наличием неизбежно возникающего деформированного наполированного слоя. При малых размерах частиц золота их изучение оказалось возможным только при помощи приемов прицельного репликования (Фролова, 1965). Однако даже в этом случае частицы золота не всегда легко распознавались среди зерен других минералов.

Путь методических «проб и ошибок» привел авторов к мысли о возможности увеличения объема информации, получаемой при исследовании сколов золотосодержащих минеральных агрегатов и естественных поверхностей выделений самородного золота, после предварительной обработки препаратов специальными реагентами. Результаты показали, что кратковременное травление золота парами царской водки способствует более четкой фиксации микродеталей рельефа поверхности; длительное травление выявляет элементы внутреннего строения выделений золота.

Ионное травление проводилось в течение двух часов при напряжении 2,5 кВ, силе тока 0,6 мА и давлении $5 \cdot 10^{-2}$ мм рт. ст. Режим обработки химическими реагентами устанавливался эмпирически для золота каждого месторождения. При этом использовались приемы многократного травления, чередующегося с просмотром травленных поверхностей под микроскопом. Травление длилось от 5 до 10 мин; при такой его длительности мелкие выделения сульфидов и сульфосолей растворялись почти полностью, тогда как на поверхности выделений золота появлялись лишь ямки травления. Протравленные зерна золота становились отчетливо заметными в агрегатах кварца и других минералов, не растворяющихся в царской водке. Таким путем мы получали возможность распознавать зерна золота в агрегатах различных минералов. Другие методы диагностики не применялись.

Для выявления и изучения дисперсного золота поверхности сколов золотоносных минеральных агрегатов обрабатывались реагентами, растворяющими минерал, включающий золото, но не действующими на последнее. Так, сколы золотоносных карбонатов подвергались действию слабой соляной кислоты, после чего дисперсные частицы золота оказывались частично отпрепарированными и слегка выступали над поверхностью «минерала-хозяина». Поверхности крупных выделений золота изучались без травления.

¹ Систематика формаций золоторудных образований и их характеристики приведены в работах одного из авторов (Петровская, 1960).

В основном исследовались реплики с поверхности золотин¹ и со сколов минералов, содержащих включения золота. Если последние были очень тонкими и мало выступали над протравленной поверхностью, использовались простые методы приготовления одноступенчатых угольных реплик (Грицаенко, Фролова, 1963). В более сложных случаях, когда поверхности имели грубый рельеф (сколы образцов сульфидов и кварца с включениями золота), угольные реплики оказались неприменимыми, так как они не отделялись от образцов, и поэтому изготавливались целлюлозно-угольные реплики. Эти реплики применялись и для изучения микрорельефа поверхностей плоских кристаллов золота и их сростков дендритового типа.

При интерпретации электромикроскопических данных привлекались материалы микроскопических и макроскопических наблюдений.

ФОРМЫ ТОНКОДИСПЕРСНЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ ЗОЛОТА В РУДАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Субмикроскопическое золото широко распространено в золоторудных месторождениях разных формаций. Общеизвестно, что оно неизменно присутствует в существенносульфидных (колчеданных) рудах, где видимое золото является редкостью. Тонкодисперсное золото характерно для руд убогосульфидной формации малых глубин и сопровождает раннюю сульфидную ассоциацию в золото кварцевых формациях больших и средних глубин, в которых главные концентрации золота представлены его поздними, более крупными выделениями. Исследования последних лет позволяют считать, что золото образует тончайшую вкрапленность не только в сульфидах, но также в кварце, карбонатах и других минералах.

Очевидно, что тонкодисперсное золото, образующееся в разных условиях, должно обладать чертами различия. Выявление их до последнего времени было невозможным, поскольку выводы о наличии субмикроскопического золота в рудах в основном базировались лишь на фактах существования золотоносных минеральных агрегатов, лишенных видимых под микроскопом золотых частиц.

Весьма ограничены сведения о формах золотых вкраплений в работах, посвященных тонкодисперсному золоту в сульфидах (в том числе синтезированных). В большинстве случаев исследователи ограничиваются указаниями на наличие «свободного» золота. Нередко в сульфидных агрегатах отмечаются очень мелкие каплевидные и удлинённые включения золота, распределённые неравномерно; размеры их колеблются от 0,5 до 3—10 мк (Масленицкий, 1941, 1948; Пшеничный, 1962; Турин, 1965).

Принципиально новые возможности для изучения мельчайших выделений золота и сравнения их особенностей в разных минералах и типах руд открываются в связи с применением методов электронной микроскопии, позволяющих непосредственно видеть и изучать частицы, измеряемые долями микрона. Впервые такие методы были применены при экспериментальном исследовании золы золота, в которых обнаружены частицы (3—10 мк), имеющие правильные треугольные, шестиугольные, редко — четырехугольные очертания, т. е. представляющие собой кристаллы, характеризующиеся преимущественным развитием граней октаэдра (Borries, Kausche, 1940; Turkevich et al., 1951, Берестнева и др., 1952; Suito, Uyeda, 1953).

При проведении первых электронномикроскопических исследований тонкодисперсного золота (Иванов, 1951) к его включениям были отнесены

¹ Здесь и в дальнейшем под названием «золотина» подразумеваются отдельные мелкие (от долей миллиметра до первых миллиметров) выделения золота.

многочисленные изометричные «светлые пятнышки», по-видимому, представляющие собой отображения дефектов пленки. Нами принадлежность микровключений к золоту проверялась при помощи упоминавшегося выше травления поверхностей сколов золотосодержащих минералов. Учитывались также аналогии форм субмикроскопических и более крупных частиц золота. Опыт наблюдений позволил в дальнейшем использовать при распознавании субмикроскопических частиц некоторые специфические признаки их форм: округленность ребер и углов микрокристаллов, развитие октаэдрических граней и др.

Полученные результаты позволяют отметить ряд характерных черт тонкодисперсного золота в разных месторождениях.

Месторождение Советское, Енисейский край. Наличие тонкодисперсного золота в микроскопически однородных агрегатах пирита и арсенопирита предполагалось по данным пробирных анализов мономинеральных проб. Для арсенопирита это подтверждено электронномикроскопическим исследованием сколов его кристаллов. Включения золота представлены кристалликами размерами 0,5—0,7 мк. Распределение их неравномерное: местами на площади 10×8 мк встречается по 2—3 кристаллика золота (фиг. 1, а), тогда как соседние участки являются «пустыми».

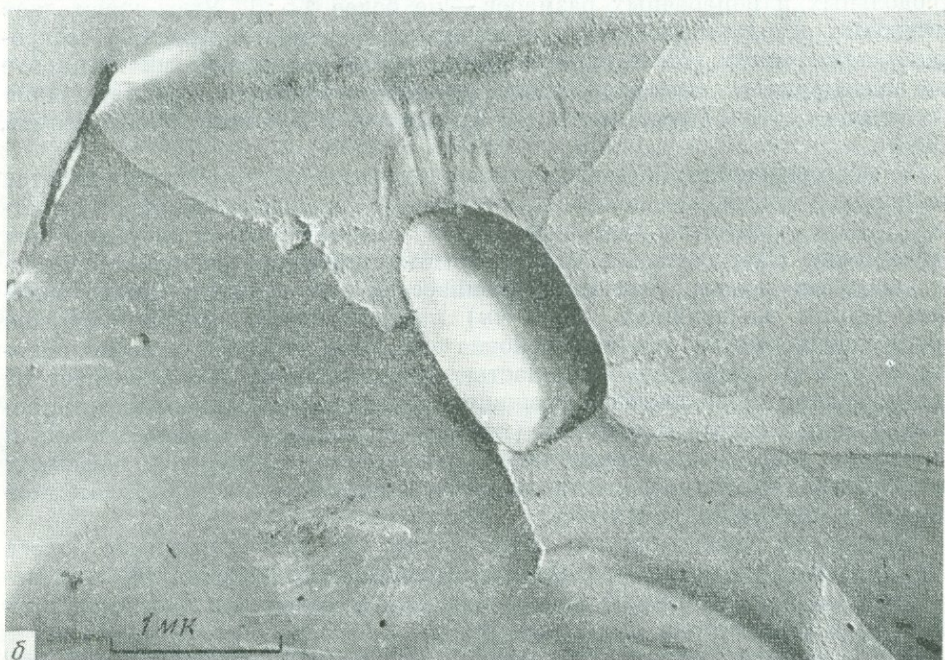
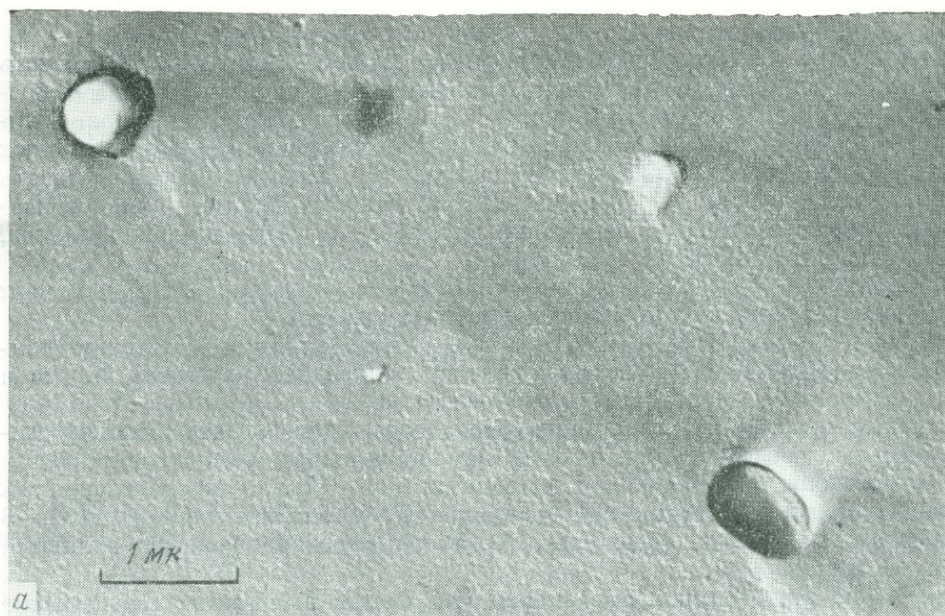
Форма включений изометричная или слегка вытянутая, соотношение продольных и поперечных размеров — не более 1,5:1. Углы кристаллов сглажены. Аналогичный габитус имеет несовершенно развитый микрокристаллик золота с округленными ребрами, обнаруженный в пирите из золоторудного месторождения Говежда в Болгарии; размеры кристаллика — $1,2 \times 0,7$ мк (фиг. 1, б; Грицаенко и Фролова, 1963; Велчев, 1966).

В месторождении Советском тонкодисперсное золото обнаруживается не только в сульфидах, но и непосредственно в жильном кварце, в участках, где агрегаты последнего несут следы наиболее сильной тектонической деформации (Петровская, 1960). Местами такой кварц содержит сравнительно много золота. При микроскопических наблюдениях можно заметить группы мельчайших (3—5 мк) частиц золота, располагающихся преимущественно по границам блоков мозаично угасающих зерен кварца; формы их изометричные, частью полигональные и не зависят от конфигурации межблоковых трещинок. Очевидно в сильно деформированных рудах золото отлагалось (или переотлагалось), замещая кварц и образуя в нем тонкодисперсную вкрашенность несовершенноразвитых кристалликов. Габитус кристалликов, по-видимому, определяется комбинацией граней октаэдра и куба.

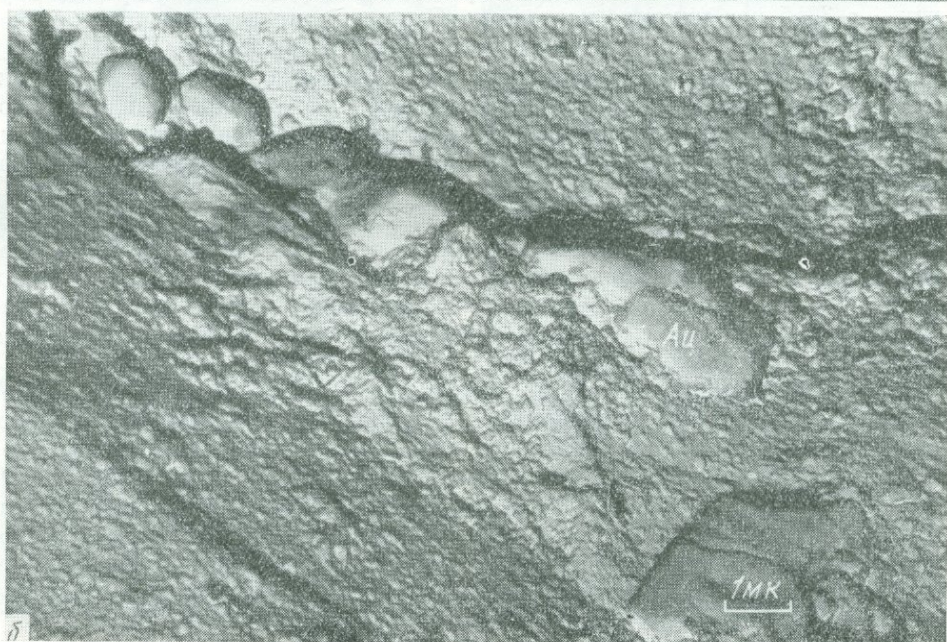
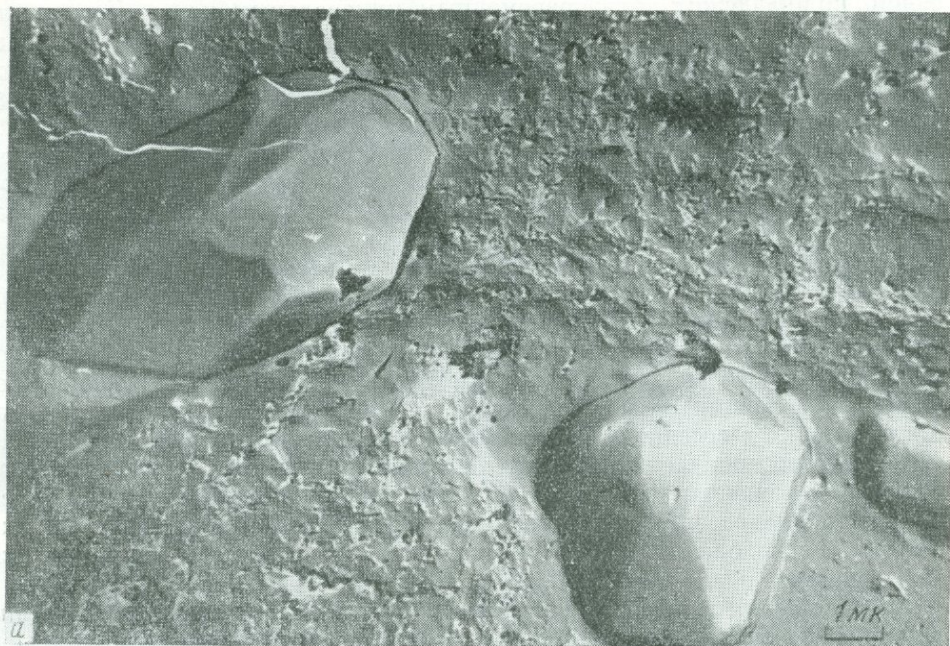
Материалы последних лет показывают, что тонкодисперсное золото присутствует в деформированных агрегатах жильного кварца и других золоторудных месторождений малосульфидной формации, в частности рудных полей Узбекистана (Бадалова, 1962).

Месторождение Лебединое, Якутия. В крупнокристаллическом агрегате анкерита около макроскопически видимого выделения золота на протравленном сколе были обнаружены отдельные мельчайшие кристаллики золота (1—7 мк) и их цепочки. Они развиваются в раннем анкерите вдоль трещин спайности, очевидно, являясь метасоматическими образованиями (фиг. 2). Кристаллы прекрасно оформлены, изометричны или несколько вытянуты, отношение длины к ширине 2:1 до 3:1. Сравнительно отчетливо выражены и легко распознаются комбинации октаэдра и куба, на отдельных кристалликах заметны грани октаэдра и ромбического додекаэдра. Возможно, более крупные кристаллы представлены двойниковыми сростками (местами заметны входящие углы).

Месторождения Балейского рудного поля, Забайкалье. Тонкодисперсное золото, преобладающее в рудах этих месторож-



Фиг. 1. Формы тонкодисперсных вкраплений самородного золота в сульфидах:
 а — в арсенопирите из месторождения Советского; целлюлозно-угольная реплика, увел. 18 000;
 б — в пирите из месторождения Говежда, Болгария, обр. И. Велчева; двухступенчатая цел-
 люлозно-угольная реплика, увел. 23 000



Фиг. 2. Микрoкpисталлы золота (а) и их скопления (б) в анкерите из месторождения Лебединого, Центральный Алдан. Целлюлозно-угольная (а) и угольная (б) реплики со сколов. Увел. 8000

дений, принадлежит к одновременным минеральным парагенезисам, но наиболее часто оно сопровождается ранние тонкозернистые, золото-кварцевые агрегаты. Электронномикроскопические исследования показывают, что в таких агрегатах находятся скопления довольно хорошо образованных короткопризматических кристалликов кварца, нередко двуконечных (фиг. 3). Они расположены беспорядочно, местами с тенденцией к радиальной группировке. Образование их, очевидно, происходило при одновременном зарождении и развитии множества центров кристаллизации.

Вкрапления золота в описываемых агрегатах не всегда хорошо различимы даже при увеличениях в 10 000 раз. При электронномикроскопических исследованиях обнаруживаются мелкие (0,1—0,5 мк) изометричные или слегка вытянутые зерна минерала (фиг. 3, а), который предположительно определен как золото (по сходству формы и расположения зерен с более крупными вкраплениями золота, диагностированного методами травления в соседних участках исследованных образцов).

Субмикроскопические частицы золота в кварцевых агрегатах имеют нечетко выраженные полигональные очертания и, по-видимому, являются несовершенными развитыми монокристалликами с несколько округленными углами. Расположены они преимущественно по границам микрокристаллов кварца.

Соотношения размеров кристаллов кварца и золота различны. В одних участках частицы золота в 10—100 раз мельче кристаллов кварца, в других — в 3—5 раз крупнее последних. Одна из относительно крупных частиц (4 мк) была подвергнута проверочному травлению парами царской водки, подтвердившему правильность диагностики золота (фиг. 3, б). Контуры этой частицы позволяют предполагать, что она представляет несовершенно развитый октаэдрический кристалл. Выделения золота, размеры которых превышают 10—20 мк, обычно резко ксеноморфны по отношению к кварцу (фиг. 3, в).

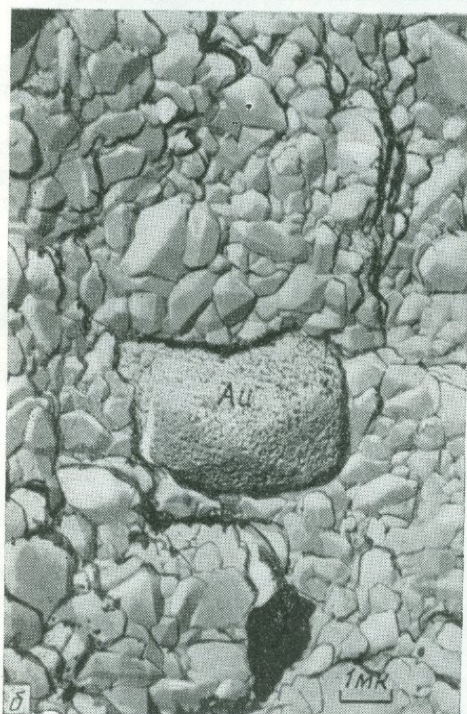
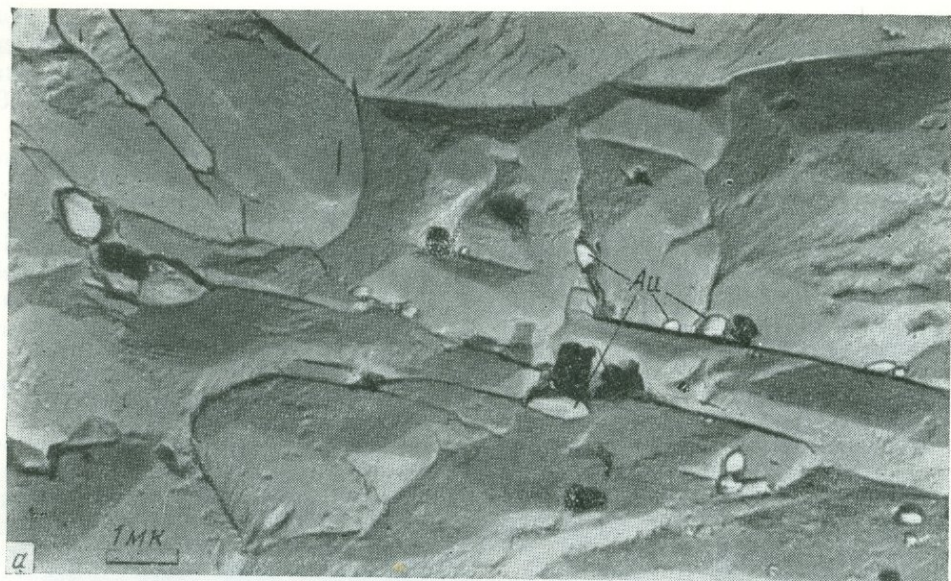
Месторождение Куронахское, Якутия. Для этого месторождения характерны весьма тонкозернистые рыхлые скопления «хрупкого» золота в брекчированных окисленных сульфидно-кварцевых рудах и минерализованных породах (Разин, Рожков, 1966). Золото высокопробное (проба 950 и выше). По заключению ряда исследователей оно является гипергенным (Яблокова, 1965, и др.).

Электронномикроскопический снимок поверхности образца «хрупкого» золота (любезно предоставленного С. В. Яблоковой) показывает, что оно, как и предполагалось ранее, состоит из мельчайших частиц (порядка 5—7 мк). Выявляются весьма своеобразные округлые их формы (фиг. 4, а). Отдельные скопления золота были диспергированы и после обработки раствором соляной кислоты (для удаления гидроокислов железа) исследованы в виде суспензии. Установлено, что большинство частиц золота состоит из еще более мелких отчетливо сферических выделений, реже — из зерен со слабо выраженными полигональными очертаниями (фиг. 4, б).

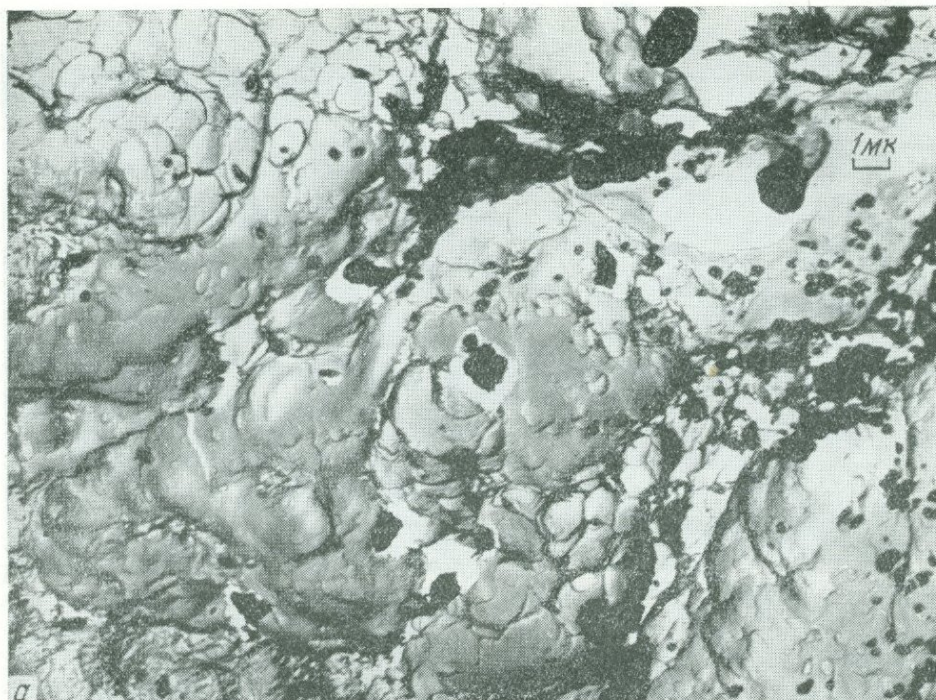
Отмеченные особенности легко объяснимы при допущении, что золото первоначально выпадало в виде геля, с последующей раскристаллизацией коллоидных частиц. Подобный механизм образования скоплений золота изучен экспериментально (Берестнева и др., 1952).

Сопоставление данных электронномикроскопических и общих минералогических исследований позволяет сформулировать следующие выводы.

1. Тонкодисперсное золото в сульфидах и карбонатах месторождений всех формаций в главной массе, если не полностью, представлено мельчайшими монокристалликами (доли микрона или несколько микронов). Есть основания предполагать, что аналогичный характер имеют мельчайшие включения золота в деформированном кварце месторождений малосульфидных руд, сформированных на относительно больших глубинах. Для близ-



Фиг. 3. Золото в мелкозернистом кварце (Балейское рудное поле). Реплики со сколов
 а — двухступенчатая целлюлозно-угольная, увел. 10 000; мелкие светлые зерна по границам
 кристаллов кварца (Au) — предполагаемые субмикроскопические выделения золота (не травле-
 но); б — целлюлозно-угольная, увел. 6000; золото (Au), протравленное парами царской вод-
 ки в мелкозернистом кварце; в — целлюлозно-угольная, увел. 4000; золото (Au) после ионного
 травления



Фиг. 4. Формы и структура выделений золота из Куронахского месторождения в Якутии

а — целлюлозно-угольная реплика с поверхности выделения золота (черное — частицы золота на реплике), увел. 6000; б — реплика с суспензии на угольной подложке, увел. 12 000 (светло-серое — отпечатки частиц золота на реплике, черное — извлеченные частицы золота на реплике)

поверхностных золоторудных месторождений характерна морфологическая изменчивость тонкодисперсного золота и наличие, наряду с субмикроскопическими кристалликами, его ксеноморфных вкраплений (см. статью Н. В. Петровской в настоящем сборнике).

2. Микрористалликам золота в большинстве случаев свойственны признаки округления вершин и ребер. Контуры очень мелких индивидов могут казаться округлыми вследствие искажения их изображений при недостаточно высокой разрешающей способности микроскопа (Borries, Kausche, 1940). Вместе с тем ряд признаков свидетельствует, что отмеченная особенность является действительно существующей и отражает влияние условий минералообразования. Степень совершенства микрористалликов золота отчетливо зависит от характера включающих их минералов: наиболее хорошо оформленные кристаллики обнаружены в карбонатах, наименее совершенные, часто округленные, — в кварце. Обычно эти минералы отлагались ранее золота и их деформированность (под воздействием интерминерализационных подвижек) также сказывается на совершенстве микрористалликов золота. Округленными формами весьма часто обладают тонкодисперсные вкрапления золота в сульфидах. Еще не ясно, представляют ли они собой сложные многогранники, распознавание которых возможно лишь при более высокой разрешающей способности микроскопа, или кристаллы с несовершенным развитием граней.

3. Преобладающей формой тонкодисперсных выделений золота представляются октаэдры с подчиненным развитием граней куба. Эта форма наиболее часто является равновесной для золота, как и для ряда других минералов с гранецентрированной решеткой (Henigman, 1958); она характерна для тончайших частиц золота в золях (Borries, Kausche, 1940) и сравнительно крупных кристаллов (0,1—5 мм и более в поперечнике). Реже встречаются удлиненные субмикроскопические кристаллики, предположительно — ромбические додекаэдры, вытянутые по одной из осей четвертого порядка. Грани ромбического додекаэдра нередко отмечаются и на более крупных проволоковидных выделениях золота (Петровская, Фасталович, 1952).

О типоморфном значении формы микрористаллов золота из месторождений разного генезиса пока еще нельзя судить с достаточной уверенностью. Можно отметить повышенную частоту встречаемости кубооктаэдрических изометричных кристаллов в рудах, сформированных на больших глубинах, и распространенность более сложных кристаллов удлиненного габитуса в месторождениях формаций средних и малых глубин. Эти данные достаточны лишь для постановки вопроса о возможной общей тенденции к усложнению кристаллографических форм субмикроскопического золота по мере перехода от глубинных к малоглубинным месторождениям.

4. Величина выделений тонкодисперсного золота неодинакова в разнотипных месторождениях. Минимальны размеры таких выделений в кварцевых рудах месторождений Балеиской группы, сформированных на малых глубинах, максимальны — в анкеритовых рудах месторождений формации средних глубин на Алдане. При увеличении размеров сверх определенных пределов (вероятно, неодинаковых для золотоносных образований разных типов) выделения самородного золота приобретают ксеноморфный характер; об этом свидетельствуют не только электронномикроскопические данные, пока еще немногочисленные, но и материалы обычных микроскопических наблюдений (Петровская, Фасталович, 1952). Исключениями являются лишь кристаллы золота в пустотках руд.

5. Тонкодисперсное золото в сульфидах, по заключениям некоторых исследователей (Масленицкий, 1948; Тюрин, 1965), сингенетично включающим его минералам. Вместе с тем ряд фактов, в том числе отмеченная выше приуроченность субмикроскопических вкраплений золота к ослабленным направлениям, к интерстициям и деформированным участкам «мине-

рала-хозяина» говорят о более позднем образовании таких вкраплений. Возможность развития субмикроскопической вкрапленности золота в сульфиде, при воздействии на последние золотоносных растворов, доказана экспериментально (Clark, 1960).

По-видимому, тонкодисперсное золото может быть как сингенетичным, так и эпигенетичным по отношению к вмещающим минералам. Распознавание подобных особенностей, важных для понимания генезиса золотых руд, является одной из задач дальнейших электронномикроскопических исследований. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что позднее золото отличается неравномерностью распределения в минералах, тенденцией к образованию цепочек и «облаков» субмикроскопической вкрапленности в деформированных участках руд, наличием переходов к более крупным ксеноморфным выделениям и зависимостью степени совершенства кристаллографических форм от способности «минерала-хозяина» подвергаться замещению.

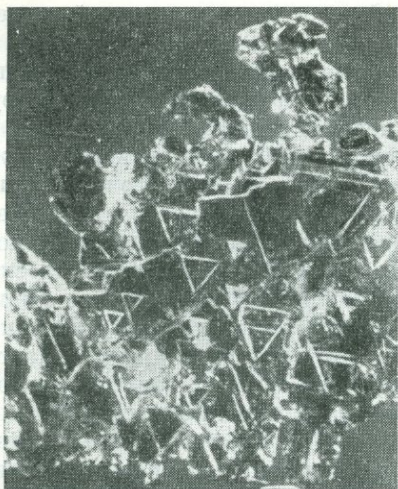
ОСОБЕННОСТИ МИКРОРЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ СРАВНИТЕЛЬНО КРУПНЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Материалы детальных кристалломорфологических исследований с очевидностью показывают, что изучение тонкой скульптуры граней может во многом объяснить генезис кристаллов (Шефталь, 1947). В последние годы такое изучение привлекается для решения задач генетической минералогии (Шафрановский, 1951, 1963; Григорьев, 1961; Фекличев, 1966, и др.). Наш опыт сравнительных исследований самородного золота позволяет считать, что анализ деталей микрорельефа поверхности его выделений может иметь значение для разработки вопросов типоморфизма минералов. При этом интересные данные получаются при изучении не только относительно хорошо образованных кристаллов, но и неправильных выделений. Как указывал Д. П. Григорьев (1961), специальные исследования грануломорфного роста минералов еще не производились. В нашем случае можно лишь отметить, что поверхности неправильных, особенно плоских золотиц нередко являются несовершенно развитыми гранями.

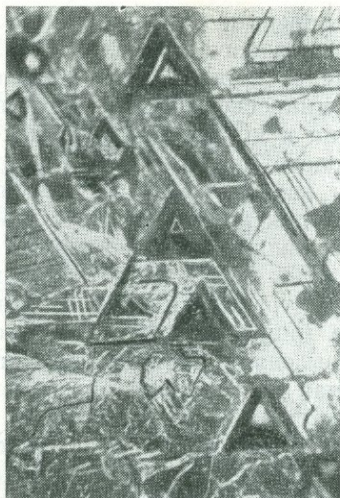
Микроскопические и электронномикроскопические исследования показывают, что поверхности золотых выделений в эндогенных рудах характеризуются сложной и разнообразной микроскульптурой. Приведем характеристики главных ее элементов.

Тригональные пирамидки роста и растворения. Акцессории роста в виде пирамидок (часто усеченных) с треугольным основанием наблюдались нами ранее на поверхности пластинчатых монокристалльных и неправильных выделений золота из различных руд, в том числе из месторождений Забайкалья, Центрального Алдана, Закавказья, Урала (Петровская и Фасталович, 1952). В последние годы мы обнаружили аналогичные образования на плоских поверхностях золотиц из месторождений Узбекистана, Западной Сибири, Дальнего Востока; очевидно, они являются широко распространенными. Реже встречаются тригональные формы растворения золота (ямки).

Известно, что акцессории роста, как правило, развиваются на главных гранях кристаллов и очень редко на второстепенных (в условиях больших пересыщений растворов); их симметрия подчиняется симметрии основной грани (Шефталь, 1947). Формы и расположение наблюдавшихся на золоте пирамидок однозначно свидетельствуют об их развитии на гранях октаэдра и отражают особенности полицентрического роста таких граней. Стороны их определяются плоскими реберными формами (Шафрановский, 1963), параллельными ребрам октаэдра.



Фиг. 5. Поверхность пластинчатого кристалла золота (из месторождения Балейской группы), покрытая фигурами роста треугольных очертаний. Увел. 40



Фиг. 6. Тригональные пирамидки роста на грани (111) плоского кристалла золота из Дарасунского месторождения. Заметны ступенчатые ограничения пирамидальных выступов. Увел. 80

Частое развитие подобных скульптур на поверхностях пластинчатых, в том числе кажущихся ксеноморфными, выделений золота позволяет считать, что даже в условиях стесненного роста золотины нередко уплощены по (111).

В соответствии с существующими представлениями, микроскульптуры поверхности золота должны рассматриваться как центры активного роста граней, связанные с дефектами кристаллической решетки. Очевидно, что такие дефекты, как и особенности аксессуариев роста, могут быть различными в зависимости от генезиса золотых выделений, однако эта зависимость еще не исследована. Результаты наших наблюдений позволяют отметить лишь неодинаковый характер описываемой скульптуры на поверхности выделений золота.

В месторождениях Балейской группы (формация малых глубин) четкие тригональные аксессуары роста наблюдались на плоских гранях тонких пластинчатых кристаллов золота, размерами 0,3—3,0 мм, выросших в пустотках среди мелкогребенчатого кварца. Одинаково ориентированные плоские фигуры треугольных очертаний покрывают всю поверхность золотых пластинок (фиг. 5). Они имеют вид усеченных пирамид, высотой в сотые и тысячные доли миллиметра и шириной до 0,1—0,2 мм. Верхние площадки, параллельные поверхности пластинок, ровные; боковые ограничения ступенчатые. Электронномикроскопические исследования выявляют и более мелкие (до нескольких микронов) тригональные аксессуары роста на тех же гранях; они развиты локально, нередко в связи с дендритовой микроскульптурой и потому будут рассмотрены при характеристике последней.

Аксессуары описываемого типа одним из авторов наблюдались также на зеркально гладкой поверхности очень мелких несовершенно развитых кристалликов золота из Дарасунского месторождения (формация умеренносульфидных руд средних глубин); ширина пирамидок у основания — 0,1—0,15 мм, высота их — не менее 0,03—0,05 мм, верхние площадки очень небольшие или отсутствуют полностью (фиг. 6.). Характерна почковидная их группировка, что может свидетельствовать о линейном

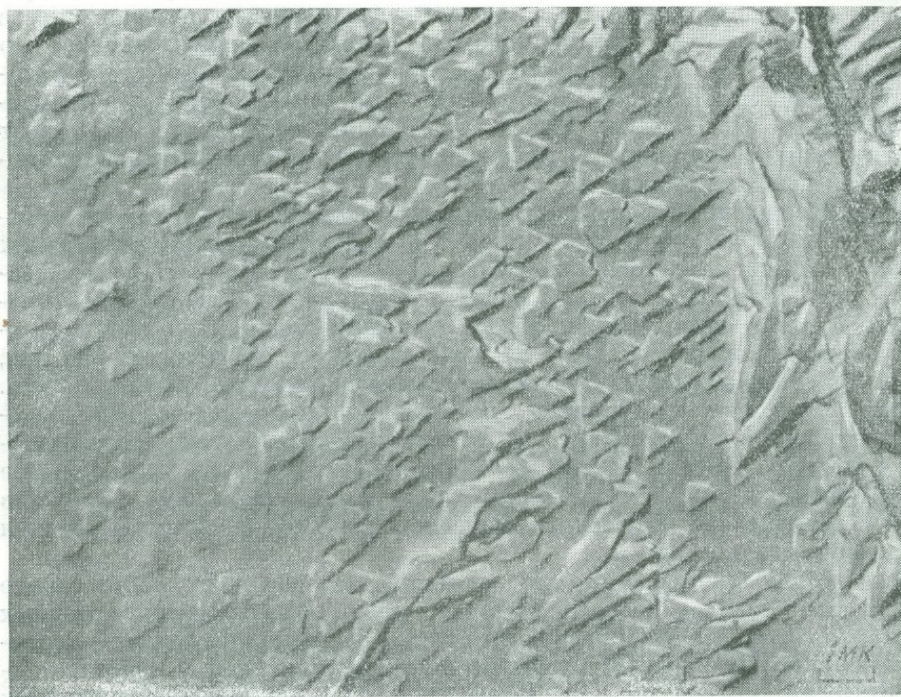
расположении индуцирующих их рост дефектов кристаллической решетки самородного золота.

Менее хорошо выраженные тригональные акцессории наблюдались при микроскопическом изучении золота из умеренносulfидных руд Алдана и других аналогичных по типу месторождений.

Золото древних золоторудных месторождений Енисейского кряжа резко ксеноморфное по отношению к кварцу, не имеет тригональных пирамидок роста. Вместе с тем, электронно-микроскопическое исследование выявляет на поверхности отпрепарированных плоских золотин, подвергнутых воздействию паров царской водки, сходные по форме плоские фигуры травления (фиг. 7). Они значительно мельче охарактеризованных выше микроскульптур (обычно $-0,3-1$ мк). Примечательно, что такие фигуры сплошь покрывают одни участки и отсутствуют в других. Максимальная их концентрация отмечается в краевых, обычно наиболее деформированных (судя по изгибам двойников и развитию линий скольжения) частях золотин. Эта особенность позволяет предположить, что неоднородность золота, устанавливаемая по неравномерному распределению фигур травления, возникала не столько при росте зерен золота, сколько при их деформации.

Характерно, что в исследованных случаях ориентировка фигур травления строго однообразна и не несет следов воздействия деформации, несомненно имевшей место в рудах, переживших сильный динамический метаморфизм. Возможно, это связано с последующей перекристаллизацией золота. Признаки подобной перекристаллизации установлены для золота, деформированного в условиях россыпей (Петровская, Фасталович, 1952).

Влияние пластической деформации на скульптуру граней кристаллов золота еще не изучено. Известно лишь, что искривление его ультратон-



Фиг. 7. Фигуры травления на поверхности плоского выделения золота из месторождения Советского. Целлюлозно-угольная реплика с поверхности золота. Увел. 6000

ких кристаллов в процессе роста сопровождается развитием на (111) систем полос, параллельных ребрам октаэдра и перпендикулярных им (Suito, Uyeda, 1953).

Линейные формы. Все исследованные плоские кристаллы и многие неправильные выделения золота несут на (111) (или на близкой к ней поверхности) тонкую штриховку, по крайней мере, двух типов.

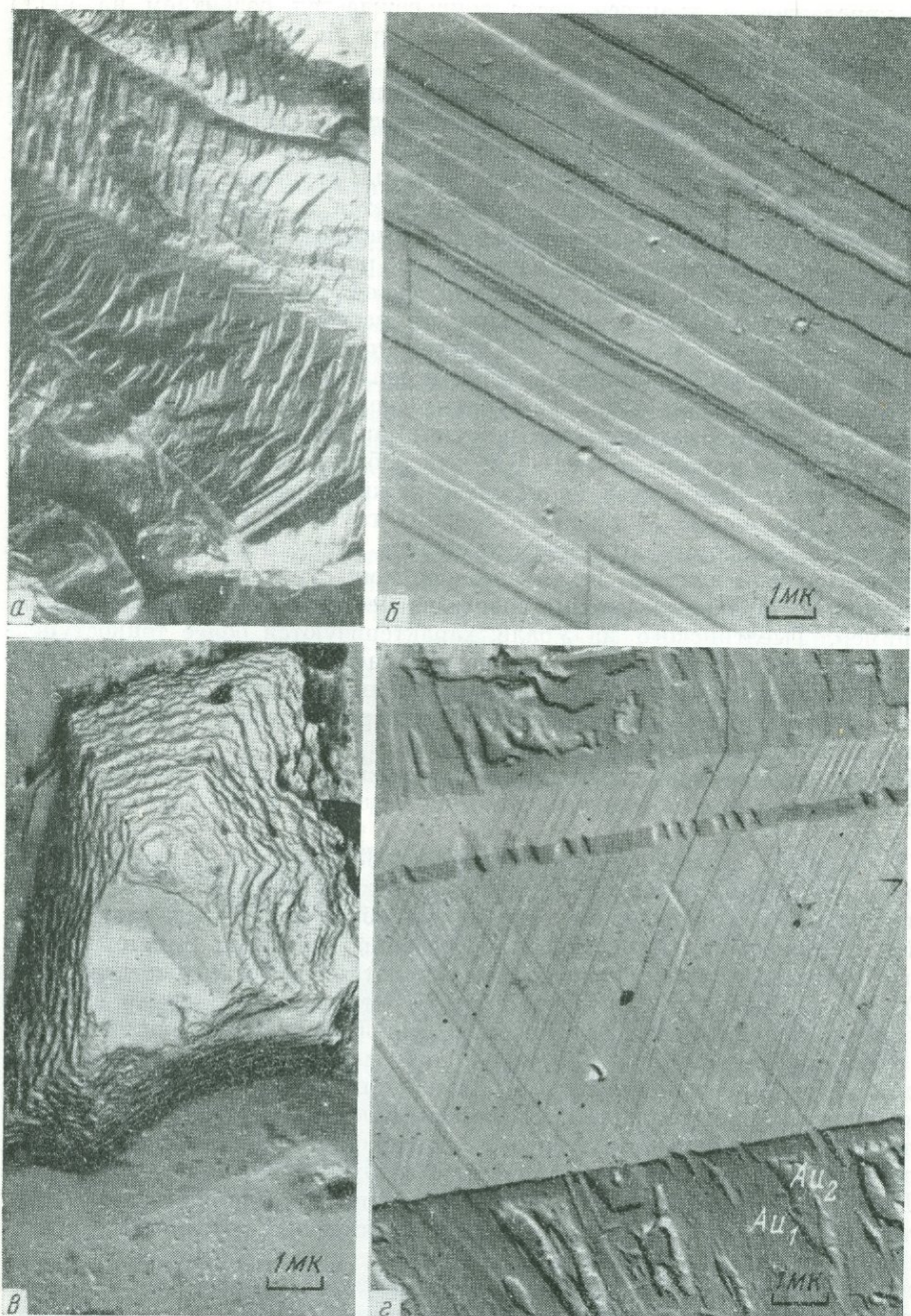
К первому из них принадлежат системы ступеней роста. Генезис подобных образований обычно рассматривается с позиции теории Коссея—Странского—Каишева как результат послойного отложения вещества на поверхности граней, начиная от ребер или от особых мест кристаллической поверхности. Толщина слоев, как известно, является сложной функцией степени пересыщения растворов данным компонентом, примесей, температуры и других факторов (Аншелес, 1943; Шафрановский, 1963; Honigman, 1958, и др.).

Размеры ступеней роста на гранях кристаллов и неправильных выделениях золота варьируют в широких пределах. Наиболее крупные из них (высота и ширина 0,01—0,2 мм) наблюдались одним из авторов на поверхности самородков из кварцевых жил Ленинского месторождения на Урале, образовавшихся на средних глубинах (фиг. 8, а). Характерны зубчатые формы ступенчатого фронта каждого слоя. В зернистых сростках каждый индивид имеет свою систему ступеней, но размеры их сопоставимы. Мелкие выделения золота из месторождений сходного типа, например, Тылгинского на Урале, характеризуются более тонкоступенчатым рельефом поверхности (высота ступеней 0,01—0,002 мм). Иногда мелкие ступени сочетаются с более крупными, являясь их частями. В целом золото из умеренносульфидных руд сравнительно редко обладает крупноступенчатым рельефом поверхности.

В существенно кварцевых рудах Енисейского кряжа, Узбекистана и других районов нам не удалось заметить ступеней роста золота с высотой более 0,01 мм.

Тончайшие ступеньки роста высотой 0,3—0,4 мк и менее (наряду с более крупными) обнаружены электронномикроскопическими методами на поверхности золотин из малоглубинных убогосульфидных руд Тасеевского месторождения в Забайкалье. Особенно отчетливо они выражены на гранях (111) тонких пластинчатых кристаллов и их сростков (фиг. 8, б). В неправильных выделениях золота ступенчатый рельеф выявляется после ионного травления поверхности (фиг. 8, в). Толщина слоев 0,1 мк и менее, очертания их криволинейные. Однообразно ориентированные слои прослеживаются от края до края золотины, очевидно, являющейся монокристалльным выделением. Ямчатые неровности на протравленных поверхностях слоев, возможно, отражают локальные несовершенства кристаллической решетки золота.

На гранях (111) плоских кристаллов ступени роста прямолинейные; местами они слабо изогнуты, видимо, вследствие пластической деформации в процессе роста (Buckley, 1951). Характерно, что линейные формы образованы не одной «лестницей» ступеней, а сериями периодически повторяющихся (с интервалом 4—5 мк) линейных впадин и выступов («штрихи-выступы» и «штрихи-впадины», по В. Г. Фекличеву, 1966); все они соразмерны по ширине (1,5—2 мк) и принадлежат одной системе слоев золота. Признаки роста слоев от осевых линий каждого линейного выступа в обе стороны к впадинам (серии понижающихся ступеней) заставляют предполагать, что такие выступы фиксируют положение зон максимально активного роста. Они могут быть связаны с плоскими дефектами кристаллической решетки золота. Подобные дефекты обнаружены чехословацкими учеными в некоторых минералах методом рентгеновской топографии; полагают, что они возникали при росте кристаллов (Шихава, Содомка, 1966).



Фиг. 8. Линейные формы мигрорельефа поверхности выделений самородного золота
 а — простые ступенчатые — на поверхности крупного вытянутого кристалла золота; увел. 20;
 б — сложные ступенчатые с системами линейных выступов и впадин; угольно-желатиновая реплика с грани (111) плоского кристалла золота; увел. 4000; в — слоистое строение ксеноморфного выделения золота в кварце, выявленное ионным травлением полированного шлифа; угольно-желатиновая реплика, увел. 6000; г — сочетание сравнительно крупных ступеней роста и ультратонкой ромбовидно-сетчатой скульптуры на грани (111) пластинчатого кристалла золота; ступени (Au_1) декорированы неправильными наростами золота (Au_2), угольно-желатиновая реплика, увел. 6000
 а — золотой самородок из Ленинского рудника, Урал; б, в, г — золото из месторождений Балейской группы

Штриховка второго типа местами сходна со штриховкой первого типа. Это очень тонкие (от 0,2 до 0,02 *мк* и менее) прямолинейные штрихи на гранях (111), но, в отличие от ступеней роста первого типа, они ориентируются не в одном, а в двух-трех направлениях и пересекаются под углом 60°, образуя правильную сетку с ромбовидными или треугольными формами ячеек; стороны последних параллельны ребрам октаэдра (фиг. 8, з).

Нередко на (111) отмечается сочетание штриховки обоих типов: на ступенях роста наблюдается сетка более тонких пересекающихся штрихов, однообразно ориентированных под углом 60° к направлению ступеней. Местами проявлена лишь одна из систем тонких штрихов, в этих случаях — коротких и редких. Характерно, что их наличие сказывается на конфигурации линейных впадин и выступов первого типа: рост отдельных ступеней отчетливо ограничивается линиями тонких штрихов второго типа (см. фиг. 8, б).

Можно предположить, что сеть пересекающихся штрихов является внешним выражением сверхтонкой неоднородности внутреннего строения кристаллов золота.

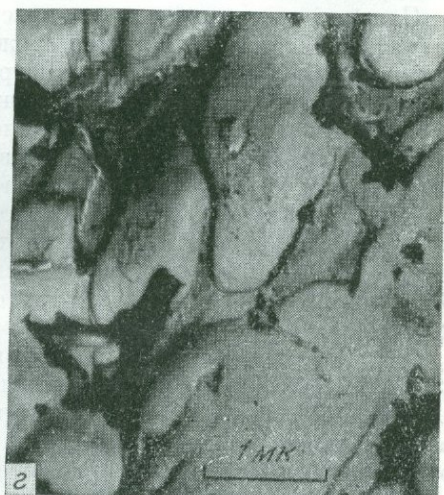
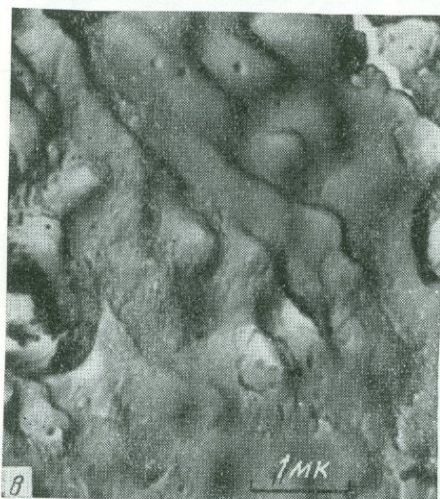
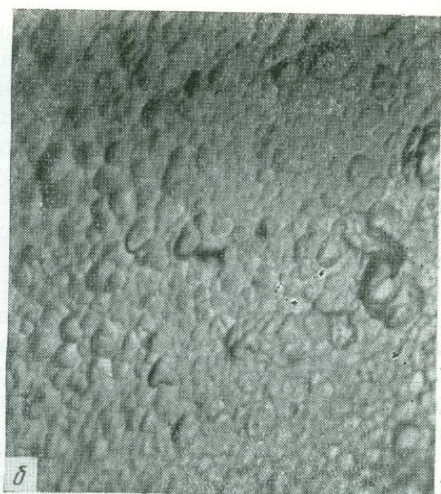
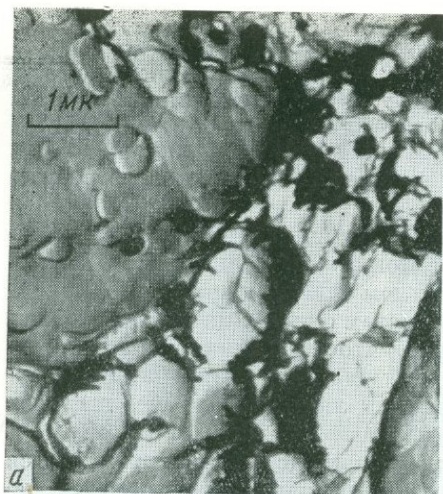
Наличие сетки штрихов на поверхности выделений лишь сравнительно низкопробного золота месторождений, формировавшихся на малых глубинах, дает основание рассматривать ее как типоморфный признак самородного золота, таких месторождений.

Округлые выступы. Такие элементы микроскульптуры наблюдались на поверхности выделений золота из коры выветривания, а также из эндогенных руд формации малых глубин. Особенно характерны они для экзогенного золота Куронахского месторождения на Алдане. Размер выступов 0,2—0,5 *мк* и менее; они располагаются неравномерно, группами, придавая поверхности золотин почковидную форму (фиг. 9, а). Очертания выступов согласуются с представлениями о метакolloидной природе золотых выделений в куронахских рудах.

Более крупные почковидные выступы (0,01 *мм*) одним из авторов наблюдались на золотинах из зоны окисления месторождения Лебединое на Алдане; аналогичная скульптура выявляется при травлении полированных шлифов тех же образцов золота (фиг. 9, б) (при менявшемся режиме травления и при воздействии разных реагентов). Сходство форм роста и фигур травления, как известно, отражает «взаимобратимость» отложения и растворения вещества (Buckley, 1951).

С почковидными округлыми выступами сходны неровности поверхности некоторых частиц золота из эндогенных руд Балейской группы месторождений. Интересно, что они наблюдаются лишь в небольших участках отдельных золотин, в частности — на боковых поверхностях пластинок золота (фиг. 9, в). Размеры выступов несколько более крупные, чем у куронахского золота (до 2—3 *мк*). По-видимому, они являются более поздними наростами. Сходство с почковидными агрегатами экзогенного золота могло бы навести на мысль о возникновении наростов при гипергенных процессах, однако этому противоречит отсутствие признаков окисления сульфидов, которые находятся близ выделений золота. Более вероятно допущение о возникновении почковидных выступов при эндогенном переотложении золота. Это согласуется с представлениями о неоднократной перегруппировке минерального вещества и переотложении золота в ходе процессов формирования золотых руд в условиях малых глубин (см. статью Н. В. Петровской в этом сборнике).

Можно предположить, что почковидный микрорельеф характерен для золота, отложенного или переотложенного при низких температурах, возможно, при участии коллоидных растворов. В пользу этого говорит близость форм такого микрорельефа поверхности природных золотин и



Фиг. 9. Почковидные формы микрорельефа поверхности выделений золота

a — из Куронахского месторождения, целлюлозно-угольная реплика, увел. 10 000; *б* — из зоны окисления месторождения Лебединского, протравлено раствором цианистого калия, увел. 1000; *в* — из месторождения Балейской группы, целлюлозно-угольная реплика, увел. 6000; *г* — на поверхности экспериментально полученных выделений золота, целлюлозно-угольная реплика, увел. 12 000

золота, осажденного из коллоидных растворов, после просушивания осадка при 40° (фиг. 9, *г*).

Дендритовые микроскульптуры. На поверхности (111) пластинок и неправильных выделений золота из месторождений Балейской группы обнаружены очень тонкие плоские дендритовидные наросты золота с наибольшим размером от 2—3 мк до 10 мк, редко до 20 мк; толщина их измеряется долями микрона. Обычно это звездчатые образования, от центра которых отходят многочисленные «лучи» — узкие (шириной 0,2—0,5 мк) валики с неровной зубчатой поверхностью, имеющие закономерно ориентированные боковые ответвления (фиг. 10, *a*). Общее количество главных ветвей редко больше — 6—12, боковых — многие десятки и сотни. Углы между створовыми и боковыми ветвями непостоянны — от 50° до 70° , в среднем они близки к 60° . Иногда

дендриты нарастают на поверхность (111), покрытую правильной сетью пересекающихся тонких штрихов (второго типа); вдоль последних, не всегда строго параллельно их направлениям, вытянуты отдельные длинные лучи дендритов.

В центральных частях дендритовых наростов нередко наблюдаются своеобразные сердцевинки в виде плоских фигур треугольных или неправильных очертаний (фиг. 10, б). Очевидно, такие фигуры играли роль активных центров роста дендритов. Там, где эти центры слабо выражены, дендриты не получают полного развития, их ветви становятся короткими и непосредственно переходят в прямолинейные валики, параллельные тонким штрихам. Дендритовые и линейные формы образуют один плоский, местами прерывистый слой, нарастающий на поверхность золотин (фиг. 10, в). Отдельные наросты иногда располагаются вдоль линейных ступенчатых зон первого типа (фиг. 11, а).

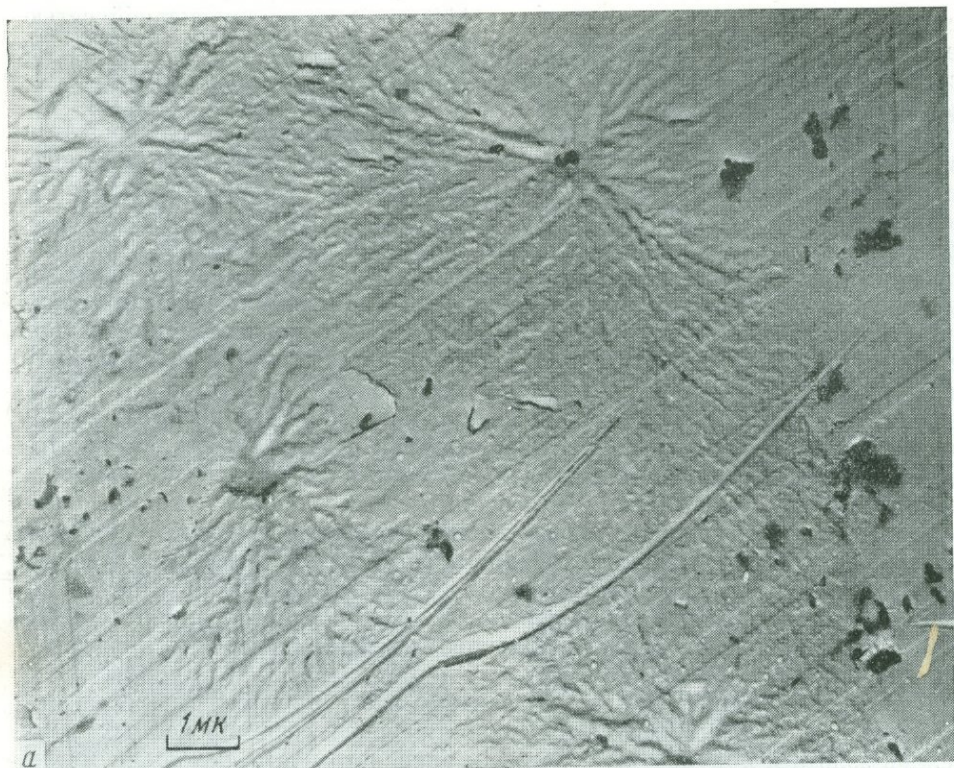
Наиболее отчетливые признаки дендритовой микроскульптуры наблюдаются на (111) плоских кристаллов золота, в центральных частях которых травление выявляет следы дендритовых скелетов (тип «доросших дендритов», см. статью Н. В. Петровский в этом сборнике). Таким образом, намечается определенная связь между формами субмикроскопических наростов золота и внутренним строением золотин, на которых эти наросты образуются. Нередко наросты сосредоточены в отдельных участках, конфигурация которых позволяет предполагать, что они подчинены зонам роста основных кристаллов золота, точнее — ветвей «доросшего дендрита» (фиг. 11, б).

Приведенные данные позволяют считать, что дендритовые наросты являются новообразованиями на поверхности ранее сформированных кристаллов золота и приурочены к центрам активного роста, которыми могли быть дефекты кристаллической решетки золота. Согласно современным представлениям (Дистлер, 1966) они могут рассматриваться как автоэпитаксические образования. Их возникновение может быть связано с эндогенными процессами отложения или переотложения золота; об этом говорят факты наличия сходных, хотя и менее хорошо выраженных, особенностей микрорельефа поверхности золотин из глубоких горизонтов, где следы гипергенных изменений руд отсутствуют. Над поверхностью золота слегка выступают субпараллельные короткие и широкие валики (3—10 мк длиной и 0,3—2 мк шириной) с поперечными выступами, ориентированными под 90° к осям валиков (фиг. 12).

Полное отсутствие дендритовых субмикроскопических наростов на поверхности золота из месторождений, сформированных на относительно больших глубинах, позволяет рассматривать такие образования как типоморфные для золота, отложенного в близповерхностных условиях.

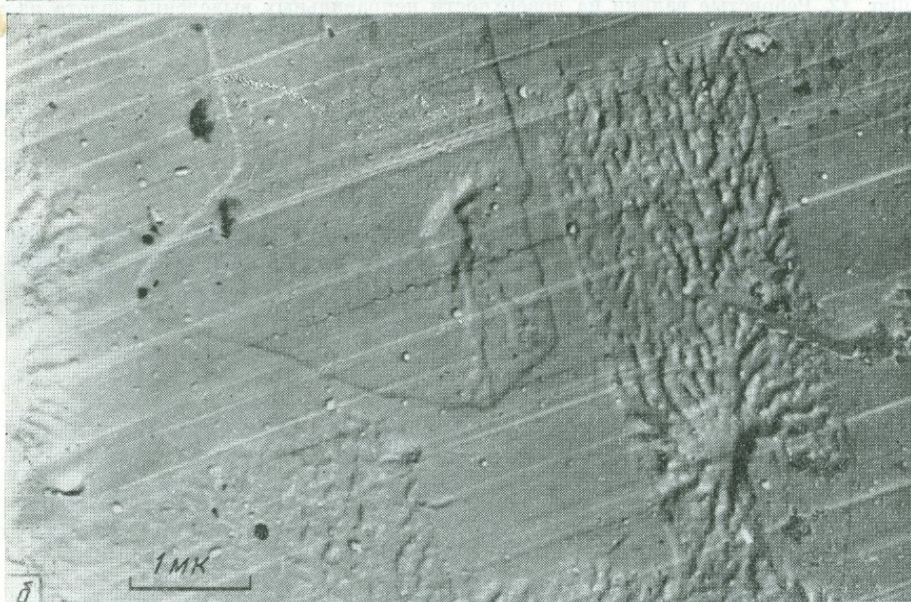
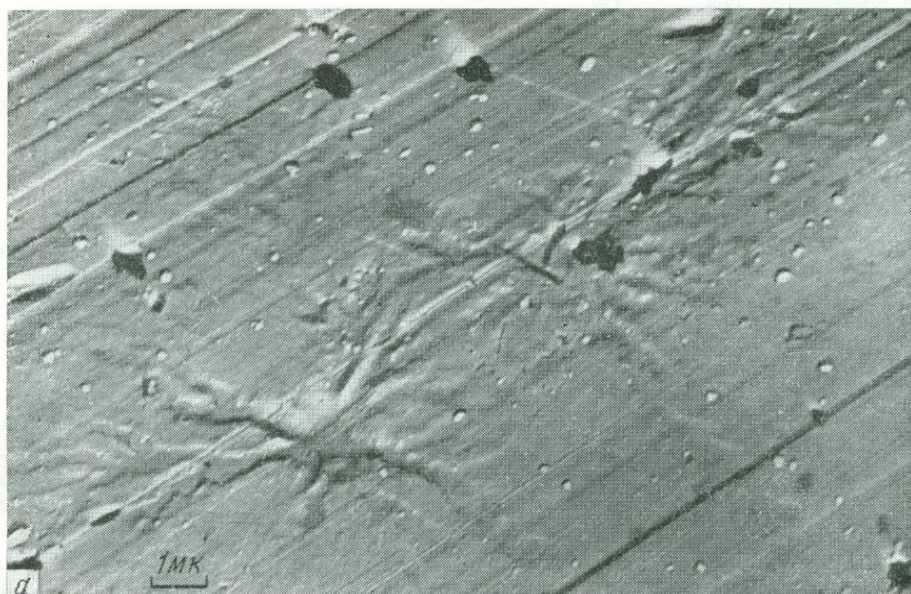
Декорирование линейных форм микрорельефа. В ряде случаев линейные формы микрорельефа, особенно желобки, декорированы цепочками зародышевых кристалликов размерами 0,2 мк и мельче. Такие цепочки вытянуты вдоль тончайших штрихов второго типа (фиг. 13); местами они разрастаются, образуя сплошные валики, которые сливаются с ветвями дендритовых наростов. Эти данные свидетельствуют о принадлежности микрочастиц к золоту.

Более крупные плоские выделения золота неправильной или удлиненной формы декорируют ступени роста крупных кристаллов золота (фиг. 8, з). Четкие границы декорирующих частиц золота, локальность и неравномерность их развития, не всегда правильные формы — все это позволяет предполагать, что они возникали на поверхностях золотин, уже имевших известную неоднородность. С этой точки зрения они могут рассматриваться как новообразования, связанные с новым отложением или переотложением золота в рудах, и служить признаками развития этих явлений.



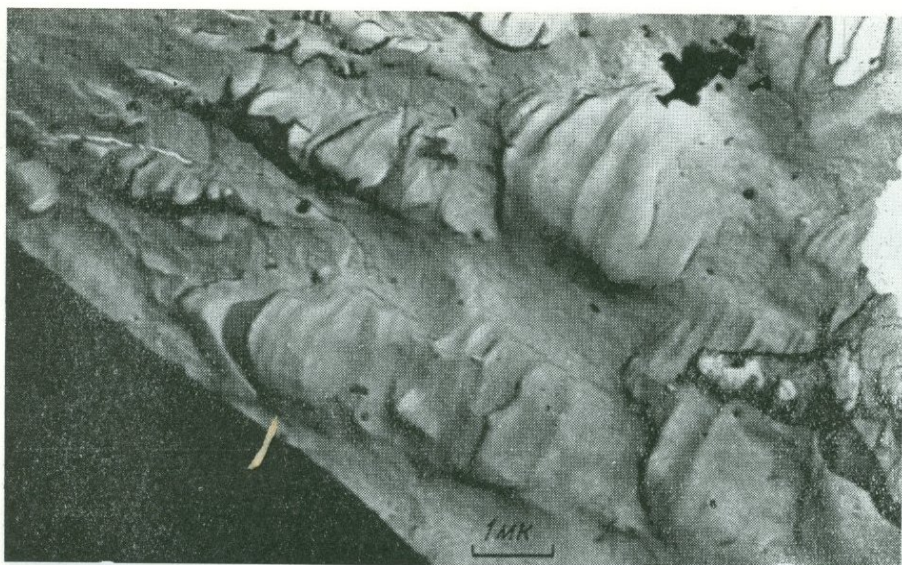
Фиг. 10. Дендритовые наросты золота на грани (111) его кристаллов, покрытых штриховкой 2-го типа; образец из месторождений Балейской группы

а — общий вид; угольно-целлюлозная реплика, увел. 2000; б — фигуры роста треугольных очертаний в «ядрах» дендритов; целлюлозно-угольная реплика, увел. 4000; в — дендритовые и линейные наросты, образующие один слой на ровной поверхности грани, несущей ультратонкую штриховку; угольно-желатиновая реплика, увел. 4000

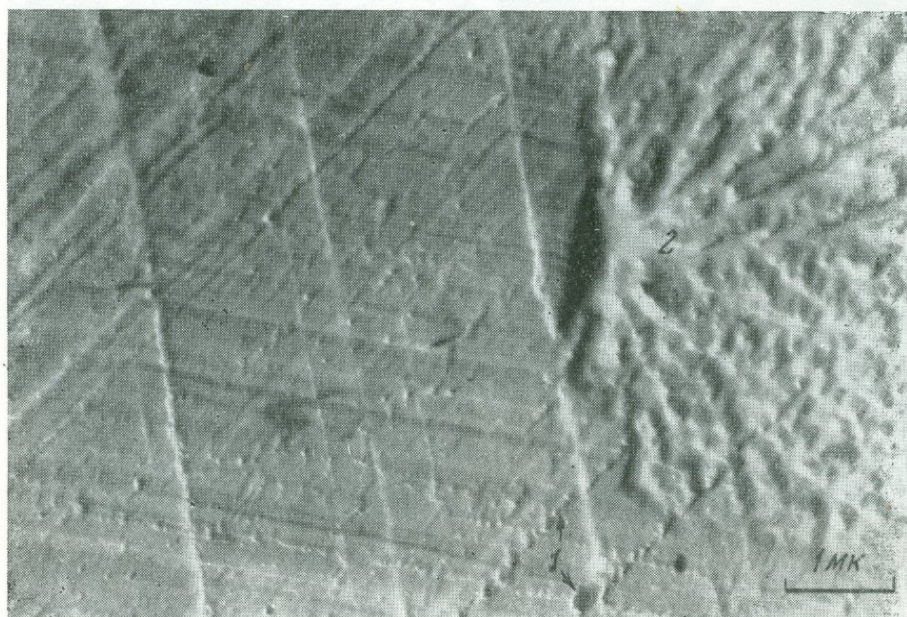


Фиг. 11. Тонкие дендритовые наросты на (111) кристаллов золота из месторождений Балейской группы

a — дендриты, расположенные вдоль предполагаемых плоских дефектов кристаллической решетки золота (белые крапинки — недиагностированные микрочастицы); целлюлозно-угольная реплика, увел. 6000; *б* — дендриты в пределах четко ограниченных участков кристаллов золота; целлюлозно-угольная реплика, увел. 4000



Фиг. 12. Ребристые валики на поверхности неправильных выделений золота из месторождений Балейской группы. Двухступенчатая целлюлозно-угольная реплика с поверхности золота, увел. 41 000



Фиг. 13. Цепочковидные группы зародышевых кристалликов золота 1, декорирующие линейные формы микрорельефа поверхности грани (111), вблизи дендритового нароста. Месторождение Тасеевское. Угольно-желатиновая реплика, увел. 6000

Суждения о полученных данных могут быть суммированы в следующем виде.

1. Микрорельеф поверхности выделений самородного золота зависит как от характера кристаллической решетки этого минерала, так и от условий его отложения. Первая зависимость выражается в преимущественном развитии аксессуаров роста на гранях октаэдра (являющегося, по-видимому, главной равновесной формой кристаллов золота, отложенного в гидротермальных условиях), а также в появлении ступеней и тригональных фигур роста, подчиненных направлениям ребер октаэдра.

Влияние условий кристаллизации сказывается на вариациях размеров, деталях формы и особенностях расположения аксессуаров роста.

2. Более крупные элементы микрорельефа нередко сочетаются с тончайшими, что свидетельствует об отложении золота в изменчивых условиях, при разной степени пересыщения растворов. Для золота из месторождений формации больших глубин отмечается отсутствие четко выраженных тригональных фигур роста, но выявляются аналогичные по форме фигуры травления, размеры и количество которых резко изменчивы в пределах одного выделения золота. Почковидная микроскульптура особенно характерна для золота, отложенного в экзогенных условиях.

3. Наряду с микрорельефом, свойственным поверхности золотин при завершении роста, отмечаются автоэпитаксические образования, связанные с новым отложением или переотложением золота. Их обнаружение и исследование представляется весьма важным для понимания процессов формирования золотых руд. К проявлениям автоэпитаксии относится образование микрочастиц золота, декорирующих ступенчатый рельеф, и возникновение на поверхности золотин дендритовых наростов. Последние являются типоморфной чертой золота, отложенного на малых глубинах. Развитие дендритовых новообразований может индуцироваться элементами внутреннего дендритового строения зерен, характерного для золота бапейских и генетически сходных с ними руд (см. статью Н. В. Петровской в этом сборнике). Вместе с тем небольшие количества примесей, способных концентрироваться у поверхности растущей грани, могут влиять на кристаллизацию и также вызывать развитие ячеистых и дендритовых структур (Любов, Темкин, 1964).

4. Особенности первичного микрорельефа и автоэпитаксических наростов, а также их неоднородное распределение на поверхности золотин позволяют предполагать их связь с локальными несовершенствами кристаллической решетки золота. Развитие дислокаций при росте кристаллов золота доказано специальными исследованиями (Amorós, 1963). Весьма вероятно (если не неизбежно) существование примесных центров и других дефектов. Их влияние — непосредственное или основанное на «дальнейшей» (Дистлер, 1966) — могло быть причиной полицентрического или полосчатого роста граней (111). Таким образом, можно заключить, что процессы формирования поверхности золота были сложными, в большой мере связанными с дислокационным механизмом роста кристаллических его зерен.

5. Среди деталей микрогеометрии поверхности золота особое место занимает тончайшая сетчатая штриховка, обнаруженная при изучении низкопробного золота месторождений формации малых глубин. Очевидно, эта сетчатость отражает внутреннюю неоднородность кристаллов золота. Такая неоднородность могла возникнуть в процессе кристаллизации и после ее завершения в связи с развитием деформаций скольжения. Эксперименты (Стидс, 1966) показывают, что в кристаллах золота, так же как и серебра, вдоль направлений цепей сильных связей (которыми для золота являются направления ребер октаэдра) возникают «де-

фекты упаковки». Естественно допустить, что существование систем таких дефектов по плоскостях (111) будет иметь следствием перегруппировку примесей в золоте. Основанием для этого является экспериментально доказанная тенденция к локальной сегрегации примесей в некоторых сплавах (например, меди в алюминии); в результате образуются участки в несколько молекулярных слоев толщиной, т. е. практически двухмерные, ориентированные по кристаллографическим направлениям и создающие своего рода «каркас» в сплаве (Бокий, 1960).

Если наши предположения правомочны, кристаллы и зерна низкопробного золота, отлагавшегося на малых глубинах, представляют собой сложно построенную систему из субмикроскопических блоков, разделенных зонами «дефектов упаковки», которые могут являться вместе с тем зонами концентрации примеси серебра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о больших возможностях исследований микроформ и микрорельефа поверхностей минеральных выделений для получения новой объективной информации об условиях образования и типоморфных особенностях минералов и их генераций.

Результаты изучения тонкодисперсного золота, его форм, размеров и расположения будут интересны не только для минералогов, но и для технологов. Выявление типоморфных субмикроскопических скульптур на поверхности золота может быть одним из признаков, позволяющих судить о типе золотого оруденения. Такие признаки могут использоваться в тех случаях, когда обнаружены проявления минерализации, принадлежность которой к той или иной рудной формации определить затруднительно, или когда возникает необходимость по характеру золота в россыпях судить о типе коренных источников их питания.

Задачей дальнейших исследований является накопление материалов для выяснения степени типичности описанных микроморфологических признаков.

ЛИТЕРАТУРА

- Аншлес О. М. О происхождении штриховки на гранях кристаллов. Уч. зап. ЛГУ, № 88, серия естеств. наук, Саратов, 1943.
- Бадалова Р. П. К минералого-геохимической характеристике золота гидротермальных рудопроявлений Западного Узбекистана. Зап. Узб. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 14, 1962.
- Берестнева З. Я., Корецкая Т. А., Каргин В. А. О механизме образования коллоидных частиц золя золота. Коллоид. ж., т. XIV, вып. 6, 1952.
- Бокий Г. В. Кристаллохимия. Изд. 2. Изд-во МГУ, 1960.
- Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд-во Львовск. унив., 1961.
- Грицаенко Г. С., Фролова К. Е. Об изучении рудных минералов с помощью электронного микроскопа. Геол. рудн. местор., № 1, 1963.
- Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. Изд-во АН СССР, 1961.
- Дистлер Г. И. Реальное строение и дальное действие кристаллических поверхностей. Тезисы докл. на VII конгрессе кристаллогр., изд-во «Наука», 1966.
- Иванов А. А. Опыт применения электронно-микроскопического метода в исследовании рудных минералов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 80, вып. 3, 1951.
- Любов Б. Я., Темкин Д. Е. Распределение растворимых примесей при кристаллизации. Сб. «Рост кристаллов». Изд-во АН СССР, 1961.
- ✓ Масленицкий И. Н. Методы исследования тонковкрапленного золота в пиритах. Труды Инст. механообр., вып. 1, 1941.
- ✓ Масленицкий И. Н. Дисперсные включения золота в сульфидах железа. Зап. Ленингр. гор. инст., т. 17-18, 1948.
- ✓ Педашенко А. И. О генезисе и парагенезисе руд Утинского золоторудного месторождения. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, серия 1, вып. 9, 1936.

- ✓ *Петровская Н. В.* Морфологические и структурные особенности самородного золота. Сб. «Материалы по геологии золота и платины», ОНТИ, НИГРИЗолото, вып. 3, 1947.
- ✓ *Петровская Н. В.* Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР. Докл. сов. геологов на XXI сессии Международн. геол. конгр. Проблема 16: Генетические проблемы руд. ГОНТИ, М., 1960.
- ✓ *Петровская Н. В., Фасталович А. И.* Морфологические и структурные особенности самородного золота. Матер. по геологии золота, ОБТИ, М., 1952.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г.* Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля в Восточном Забайкалье. Труды ЦНИГРИ, вып. 45, 1961.
- ✓ *Пшеничный Г. Н.* О минералогической форме золота и его ассоциациях в сульфидных рудах Гайского месторождения. Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 3. ГОНТИ по геологии и охр. недр, 1962.
- Разин Л. В., Рожков И. С.* Геохимия золота в коре выветривания и биосфере. Изд-во «Наука», 1966.
- Стидс Д. В.* Определение энергии дефектов упаковки чистых гтк металлов с помощью теории анизотропной упругости. Тезисы докладов на VII конгрессе кристаллографов. Изд-во «Наука», 1966.
- ✓ *Тюрин Н. Г.* О тонкодисперсном золоте в пирите. Геол. рудн. месторожд., № 5, 1965.
- ✓ *Фекличев В. Г.* Микрориспалломорфологический анализ. Изд-во «Наука», 1966.
- ✓ *Фролова К. Е.* Изучение рудных минералов методом прицельных реплик. Геол. рудн. местор., № 3, 1965.
- Шафрановский И. И.* Конусовидные поверхности на кристаллах минералов. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Шафрановский И. И.* Кристаллы минералов. Госгеолтехиздат, 1961.
- Шафрановский И. И.* К методике использования кристаллических форм в качестве минералогенетических индикаторов. Сб. «Теорет. и генетич. вопросы минералогии и геохимии», Изд-во АН УССР, Киев, 1963.
- Шефталъ Н. Н.* Аксессуары роста кристаллов. Тр. Инст. кристаллографии АН СССР, вып. 3, 1947.
- Шихава Х., Содомка Л.* Топография дефектов в кристаллах кварца. VII Междунар. конгр. кристаллографов. Тезисы докл. Изд-во «Наука», 1966.
- Яблокова С. В.* Об образовании золота в некоторых россыпях Южной Якутии. Сб. «Геология россыпей», Изд-во «Наука», 1965.
- Аторбс Т. Н.* Crescimiento, dislocaciones y fracture cristalines. Bul. Acad. nac. cienc. de Espana, 43, № 2-4, 1963.
- Велчев В. Н.* Електронно-микроскопическо изследоване за златоностност на рудите от месторождене «Говежда», Михайловоградско. Сп. на Блг. геологическо д-во, год XXVI, кн. 3, 1966.
- Borries B., Kausche G. A.* Übermikroskopische Bestimmung der Form und Crössenverteilung von Goldkolloiden. Koll. Zeitschrift, Bd. 90, H. 2, 1940.
- Buckley H. E.* Crystal growth. New York — London, 1951.
- Bujor J.* Synthetische Versuche über die Bildung der Golderzlagerstätten zu Brad in Rumänien. Arkiv för Kemi, Miner Geol. 26, 3, 1948. Перевод в кн.: Вопросы физической химии в минералогии и петрографии — Бу ж о р И. Синтетические опыты по образованию месторождений золота Брада в Румынии. Изд-во АН СССР, М., 1950.
- Bürg G.* Die Bildungsbedingungen des in Pyriten nicht sichtbar enthaltenen Goldes. Metall. und Erz, № 24, 28, 1931.
- Clark L. A.* The Fe — As — S system: phase relations and applications. Pt. I and II, Econ. Geol., 55, № 7-8, 1960.
- Goldschmidt V.* Über Wachstumsgebilde. Beitr. Krystal. u. Min., Bd. 2, H. 3, 1924.
- ✓ *Haycock M.* The role of microscope in study of gold ores. Canad. Min. mefallurg. Bull., v. 15, 1937.
- Honigman B.* Gleichgewichte und Wachstumsformen von Kristallen. Darmstadt, 1958. Перевод с нем.: Хонигман Б. Рост и форма кристаллов. Изд-во ИЛ, М., 1961.
- Suito E., Uyeda N.* Study of single microcrystals of gold by a three-stage electron microscope. Proc. Japan Acad, v. 29, № 7, 1953.
- ✓ *Turkevich F., Stevenson P. C., Hillier F.* A study of the nucleation and growth processes in the colloidal gold. Discuss. Faraday Soc, № 11, 1951.

КАССИТЕРИТ И ЕГО ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Е. И. ДОЛОМАНОВА, Р. В. БОЯРСКАЯ, А. Д. РАКЧЕЕВ,
Т. А. ЯКОВЛЕВСКАЯ

ВВЕДЕНИЕ

Касситерит принадлежит к числу минералов с ярко выраженными типоморфными свойствами, зависящими от меняющихся условий формирования оловорудных месторождений. Необходимость изучения этих свойств определяется не только научным интересом, но и требованиями практики. Касситерит пока является единственным промышленным минералом олова. Содержащие его рудные образования не равноценны по промышленному значению, поэтому исследователи уже давно стремились найти характерные признаки, отличающие касситериты месторождений разных формаций. По тем же признакам можно было бы судить о типе коренных источников питания россыпей касситерита и соответственно направлять поиски.

В XIX в. и начале XX в. проводилось только морфологическое изучение кристаллов касситерита. Генетическая классификация, основанная на различиях морфологии кристаллов касситерита, образовавшихся в разных условиях, дана В. Маухером (Maucher, 1914), Ф. Альфельдом (Ahlfeld, 1931), Б. Н. Артемьевым (1933), Ю. А. Шнейдером (1937).

Наиболее полно типоморфные особенности касситерита были изучены Я. Д. Готманом (1938, 1939, 1941), А. М. Болдыревой (1939, 1941), Г. Л. Вазбуцким (1941), Ив. Ф. Григорьевым (1945, 1957), Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1951), Г. Б. Жилинским (1955). В результате этих работ выявилось, что надежным критерием, позволяющим отличать касситериты месторождений разных формаций, являются особенности химического состава. Различные физические свойства касситерита в большей или меньшей степени зависят от его химического состава.

В настоящей статье суммируются результаты изучения типоморфных особенностей касситерита, проводившегося авторами в течение ряда лет. Наряду с этим использованы некоторые опубликованные сведения о характерных свойствах касситерита, а также материалы по геологии и генезису оловоносных образований.

Авторы выражают глубокую признательность за помощь или участие в работе В. А. Франк-Каменецкому, С. К. Филатову, В. М. Винокурову, Е. Н. Беловой, Е. С. Рудницкой, Е. Е. Костылевой, Ф. П. Мельникову, И. Г. Берзиной, Ю. С. Нестеровой, Г. А. Араповой, Ю. Н. Книпович, М. О. Степан, Т. А. Буровой, В. С. Быковой, Р. П. Готтих, С. Г. Цейтлин и сотрудникам спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Впервые генетическую классификацию оловорудных месторождений предложил С. С. Смирнов (1937). На основе этой классификации, не потерявшей до настоящего времени своего значения, создавались все последующие классификации месторождений олова.

В настоящее время большинством исследователей оловорудные месторождения делятся на пять формаций: 1) касситерит-негматитовую,

2) касситерит-полевошпат-кварцевую, 3) касситерит-кварцевую, 4) касситерит-кварц-сульфидную (или касситерит-силикатную), 5) касситерит-сульфидную. Выделяются также формации касситеритсодержащих гранитов и скарнов, но они изучены слабо и в статье не рассматриваются. Изученные нами (Григорьев, Доломанова, 1956) касситериты происходят из месторождений различных формаций (табл. 1).

Таблица 1

Месторождения, из которых изучался касситерит

Касситерит-пегматитовая формация	Касситерит-полевошпат-кварцевая формация	Касситерит-кварцевая формация	Касситерит-кварц-сульфидная формация	Касситерит-сульфидная формация
<p><i>Забайкалье:</i> Адун-Чолог Завитинское Малая Кулинда Нижне-Еловское Гора Луковая</p> <p><i>Восточные Саяны:</i> Бельское</p> <p><i>Казахстан:</i> Ак-Кезень</p> <p><i>Средняя Азия:</i> Ак-Су Кара-Су</p>	<p><i>Забайкалье:</i> Ананда Ималкинское Этыкинское</p>	<p><i>Забайкалье:</i> Алдакачанское Ангатуйское Асаканское Баджираевское Будюмканское Зеренское Зур-Ундурское Молодежное Оновское Приваловское Сальбартуй Увальное Ушмунское Чичиканское Шумиловское</p> <p><i>Дальневосточный край:</i> Верхне-Ишпатынское Средне-Ишпатынское Гора Хрустальная Серегекта Бичинское</p> <p>Бутугычаг Иультинское Красноармейское</p> <p><i>Казахстан:</i> Чальче Кара-Оба</p> <p><i>ГДР:</i> Эренфридерсдорф</p>	<p><i>Забайкалье:</i> Ингодинские (Правое и Левое) Комсомольское Сохондо Тарбальджей Шерловая Гора</p> <p><i>Дальневосточный край:</i> Карадубское Микояновское Таломинское</p>	<p><i>Забайкалье:</i> Хапчеранга Южно-Харатуйское</p> <p><i>Приморье:</i> Лифудзин Рудник Хрустальный</p> <p>Деревянистое олово: Джалиндинское ДВК; р. Нерчуган, Бухгоча, Забайкалье; Рудник Хрустальный, Приморье</p>

Генетически оловянное оруденение связано с гранитными породами малых глубин, характеристика которых дана в ряде работ: Н. К. Морозенко (1937), Ив. Ф. Григорьева (1957), В. С. Коптева-Дворникова и др. (1960), Г. Н. Щербы (1957), С. Г. Шавло (1958) и др. Месторождения располагаются в различных породах: осадочно-метаморфических (сланцы, песчаники, реже карбонатные породы), интрузивных (гранитоиды), редко эффузивных (кислого и среднего состава). Оловорудные месторождения разных формаций образуются на глубинах от 4 до 0,5 км. Из них наиболее глубинными являются пегматитовые, менее глубинными — касситерит-кварц-сульфидные (касситерит-силикатные) и касситерит-сульфидные. Месторождения пегматитовой, полевошпат-кварцевой и кварцевой формаций формируются обычно в течение одной-трех стадий минерализации, а месторождения кварц-сульфидной и сульфидной фор-

мадий — в течение четырех и более стадий (до восьми), обычно в менее спокойной тектонической обстановке.

В пегматитовых жилах касситерит выделяется в метасоматическую (грейзеновую) стадию. В месторождениях полевошпат-кварцевой формации касситерит, образующий промышленные скопления, выделяется в первую стадию минерализации вслед за микроклином, олигоклазом, циннвальдитом, но близко по времени с последним, а также с топазом и кварцем первой генерации. Касситерит второй (редко третьей) генерации имеет резко подчиненное значение (Григорьев, 1957). В месторождениях кварцевой формации касситерит в главной массе кристаллизуется несколько позже мусковита и совместно с последним, а также с топазом и кварцем, раньше вольфрамита и вместе с ним. Вторая и редко отмечающаяся третья генерации касситерита не играют существенной роли в месторождениях этих формаций. В процессе образования руд кварц-сульфидной и сульфидной формации касситерит выделяется в несколько стадий минерализации и ассоциируется с различными минералами: кварцем, мусковитом, сидерофиллитом, турмалином, флюоритом, топазом, хлоритом, сульфидами, вольфрамитом и др. Приводимые ниже данные касаются главным образом касситерита, образующего промышленные концентрации.

О температуре образования месторождений в настоящее время судят не только по минеральным ассоциациям, текстурам и структурам руд, но и по температуре декрепитации и гомогенизации газово-жидких включений в минералах. Температура декрепитации газовой-жидких включений в касситеритах определялась нами в лабораториях ИГЕМ АН СССР и МГУ, что позволило контролировать точность результатов по сходимости получаемых величин. Нагревался касситерит фракции — $1 + 0,5$ мм. Касситерит из Южно-Харатуйского месторождения был представлен более мелкими кристаллами. Вес пробы в лаборатории ИГЕМ — 2 г, в лаборатории МГУ — 1 г.

Температура начала декрепитации (массового разрыва включений) касситеритов из пегматитовых жил составляет $350-380^{\circ}$, лишь у одного касситерита она достигает 620° (месторождение Бельское, Восточные Саяны). Сходимость данных двух лабораторий для этих касситеритов наилучшая (табл. 2).

У касситеритов из месторождений полевошпат-кварцевой формации температура декрепитации на одном приборе $340-345^{\circ}$ (МГУ), на другом приборе $400-460^{\circ}$ (ИГЕМ).

При декрепитации касситеритов из месторождений кварцевой формации на одном приборе (МГУ) температура колебалась от 260 до 440° , а на другом (ИГЕМ) — от 220 до 420° (в одном случае 610°). Только для касситеритов Приваловского месторождения на обоих приборах получена одна и та же температура, равная 320° .

Начало декрепитации касситеритов из месторождений кварц-сульфидной формации на одном приборе (МГУ) составляла от 360 до 480° , на другом (ИГЕМ) — от 380 до 450° . Для касситерита из месторождения Сохондо получена одна и та же температура, равная 400° .

Значительно более высокая температура ($400-560^{\circ}$) начала декрепитации касситеритов из месторождений сульфидной формации, очевидно, обусловлена перегревом касситеритов, содержащих очень мелкие газово-жидкие включения.

Сопоставление температур декрепитации касситеритов из месторождений Забайкалья и из других районов СССР (Рябов, 1962; Иванов, 1964) показывает, что наиболее близки температуры декрепитации касситеритов из месторождений кварцевой формации, тогда как у касситеритов сульфидной формации они широко варьируют. По В. К. Рябову, температура декрепитации у касситеритов месторождений кварцевой формации всегда выше, чем у касситеритов месторождений сульфидной формации. Менее

Формация	Месторождение	№ образца	По данным Ф. П. Мельникова (МГУ)		По данным Е. Е. Костылевой (ИГЕМ АН СССР)		
			начало массовой декрепитации	интенсивная декрепитация	начало массовой декрепитации	интенсивная декрепитация	
Касситерит-пегматитовая	Адун-Чолон	564/ш	380	640	—	—	
	Малая Кулинда	1/мк	380	>420	350	400—500	
	Завитая	18/зг	370	>440	370	430—470	
	Бельское	12/бл	620	>700	—	—	
Касситерит-полевошпатовая кварцевая	Ималкинское	—	340	>480	400	460—580	
	»	—	—	—	400	500—650	
	Этыкинское	1697/э	345	>490	—	—	
	»	125/э	—	—	460	640—750	
»	3343/э	340	>440	—	—		
Касситерит-кварцевая	Зун-Ундурское (слабо катаклазированный)	66/зун	440	680	—	—	
	Зун-Ундурское (сильно катаклазированный)	567/зун	—	—	610	770	
	Молодежное	1051/м	360	>500	420	600—740	
	Шумиловское	—	340	>500	390	650—710	
	Асаканское	—	—	—	340	500—590	
	Алдакачанское	3371/а	370	520	—	—	
	Ушмунское	1015/уш	340	440—460	280	510	
	Будюмканское	402/бд	—	—	290	410	
	Ононское	12/он	340	>440	—	—	
	Приваловское	102/пр	320	400	320	350	
	Баджираевское	288/б	260	360	220	—	
	Увальное	1/у	—	—	310	—	
	Ангатуйское	—	—	—	340	610	
	Касситерит-кварц-сульфидная	Шерловая Гора	1185/ш, II стадия	460	>560	—	—
		То же	2/ш } IV стадия	460	>660	—	—
»		23/ш }	—	—	450	—	
»		100/ш, V стадия	480	680	—	—	
Ингодинское		1584/ин	400	>580	—	—	
Сохондо		900/сх	400	>480	400	530	
Гарбальджей		1/тр	360	>480	—	—	
Касситерит-сульфидная	Микояновское	—	—	—	400	630	
	Карадубское	—	—	—	380	470	
	Хапчеранга	53/х	400	660	—	—	
	Южно-Харатуйское	101/юх	560	660	—	—	
Лифудзин	—	—	—	400	630—690		

многочисленные данные В. В. Иванова показали, что существенной разницы в температуре декрепитации касситеритов из месторождений кварцевой и сульфидной формации не наблюдается.

Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в касситеритах, по Литтлу (Little, 1960) и температуры декрепитации газовой-жидких включений в касситеритах, определенные нами (табл. 2), характеризуются цифрами того же порядка (300—420°). Сходство результатов показывает, что методом декрепитации можно ориентировочно пользоваться для определения температуры образования касситерита в тех случаях, когда нельзя основываться на более точных данных. Об этом же свидетельствуют и данные, полученные при исследовании других минералов, кристаллизовавшихся одновременно с касситеритом. При этом следует иметь в виду, что на температуру декрепитации влияет степень катаклазированнойности исследуемого минерала, так как при тектонических деформациях часть газовой-жидких включений, особенно крупных, разрушается, а оставшиеся мелкие (доли микрона) взрываются при значительном перегреве минерала и, следовательно, дают искаженные результаты (см. табл. 2, месторождение Зун-Ундур). Если учесть еще, что в настоящее время искусственный касситерит получают при температуре около 400°, то можно заключить, что приведенные выше температуры декрепитации газовой-жидких включений в касситерите, по-видимому, очень близки к реальной температуре его образования. Более точные результаты получились бы при введении поправок на давление, но их определение пока затруднено.

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ И НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КАССИТЕРИТОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

Как было показано ранее, по форме кристаллов, наиболее резко отличаются касситериты из месторождений пегматитовой формации, кристаллы касситеритов из месторождений других формаций очень сходны. Для более полного освещения вопроса о зависимости формы кристаллов от условий их образования Е. Е. Флинтон (1958) и позже Т. Я. Яковлевской было проведено изучение кристаллов касситеритов, собранных Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой в генетически разнотипных месторождениях и в их пределах — из разновременных минеральных ассоциаций. Установлено, что не только в месторождениях разных формаций, но даже в пределах одного месторождения, в разнотипных минеральных комплексах, кристаллы касситерита разнообразны по форме. Выявлено различие в развитии граней касситерита, кристаллизовавшегося свободно (в полостях и трещинах) и в условиях стесненного роста (метасоматическим путем).

Для метасоматического касситерита пегматитовых жил и грейзенов наиболее характерны дипирамидальные кристаллы с гранями s (111), по-видимому, характеризующимися наиболее сильными связями между слагающими их атомами (фиг. 1, а). Впервые преобладание дипирамидальных кристаллов касситерита в грейзенах было установлено Ю. А. Шнейдером (1937), позже оно отмечалось Я. Д. Готманом (1941), А. М. Болдыревой (1941), Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1951), Г. Б. Жилинским (1955), Н. Варламовым (Varlamoff, 1961), Л. Ф. Сырицо и Л. Н. Черник (1965), И. Е. Максимюк (1966, устное сообщение). Следовательно, это явление не случайное, как полагает В. И. Кузьмин (1966), а закономерное.

В жилах и прожилках месторождений полевошпат-кварцевой формации (Этыкинское, Ималкинское — фиг. 1, б, в) обычны сравнительно простые короткопризматические кристаллы касситерита, образованные гранями s (111), e (101), c (001), m (110), a (100). Значительно большее разнообразие кристаллов касситерита наблюдается в жилах и прожилках

кварцевой формации (фиг. 1, *г* — *к*). Кристаллы также короткопризматические; габитусные грани: *s* (111), *m* (110), *e* (101), *a* (100), *r* (320); более редки — *k* (430), *z* (321), *h* (210), *γ* (310), *n* (421), *c* (001).

Не менее разнообразны по форме касситериты месторождений кварц-сульфидной формации. В месторождении Шерловая Гора прослежено изменение формы кристаллов касситерита различных генераций: от гранитов (акцессорный касситерит) до низкотемпературных гидротермальных руд (Доломанова, 1963). В лепидомелановых порфиридных гранитах встречены призматически кристаллы с гранями *s* (111), *e* (101), *m* (110) (фиг. 1, *л*); в метасоматических породах на стенках мелких пустот наблюдаются призматические кристаллы с сильно развитыми гранями пинакоида (фиг. 1, *м*).

В кварцевых прожилках первой стадии минерализации, залегающих в роговиках, окружающих гранитный массив, распространены боченковидные кристаллы касситерита с гранями *s* (111), *m* (110), *a* (100), *q* (224), *z* (321), *o* (112) (фиг. 1, *н*); в молибденит-кварцевых прожилках второй стадии обнаружены кристаллы с гранями *s* (111), *m* (110), *r* (320) (фиг. 1, *о*). Своеобразны по форме кристаллы из прожилков четвертой стадии минерализации, залегающих в порфиритах (фиг. 1, *п*), кварц-турмалиновой породе (фиг. 1, *р*), плагиограните (фиг. 1, *с*), кварцевом порфире (фиг. 1, *т*). Касситериты пятой стадии минерализации из карбонат-флюорит-сфалеритовой зоны (фиг. 1, *у*, *ф*) и из кварц-флюорит-турмалиновых зон с сульфидами (фиг. 1, *х*, *ц*) отличаются игольчатым габитусом кристаллов; нередко их «звездчатые» агрегаты и сферолиты. Кристаллы касситерита из других месторождений той же формации показаны на фиг. 1, *ч* — *щ*. На касситерите из Таломинского месторождения (Хабаровский край) Е. Е. Флинтон (1958) была обнаружена не известная ранее грань *p* (113).

Кристаллы касситерита из месторождений касситерит-сульфидной формации также неодинаковы; один из типов их представлен на фиг. 1, *ю*. В этих месторождениях часто наблюдается колломорфный скрытокристаллический касситерит.

Размеры кристаллов касситерита широко варьируют. Наиболее крупные кристаллы (до $10 \times 7 \times 5$ см) наблюдались в месторождениях полевошпат-кварцевой и кварцевой формаций (Ималкинском, Иультинском, Ононском, Верхне- и Средне-Иппатинском, Ушмунском и др.), наиболее мелкие (доли миллиметра) — в месторождениях сульфидной формации. В пределах одного месторождения, как правило, более крупными бывают касситериты ранней стадии минерализации.

Большинство исследователей справедливо подчеркивает, что высокотемпературные касситериты короткопризматические, а низкотемпературные — длиннопризматические. Это же иногда можно заметить при сравнении касситеритов разных стадий минерализации одного и того же месторождения. Например, на Шерловой Горе, в более ранние стадии минерализации образовались короткопризматические и даже дипирамидальные кристаллы, а в предпоследнюю стадию кристаллизовались «звездчатые» агрегаты тонкоигольчатых кристаллов касситерита (наряду с колломорфным касситеритом).

Двойники. Широко распространены в касситеритах месторождений разных формаций двойники по *e* (101). Во многих месторождениях полевошпатовой, кварцевой и кварц-сульфидной формаций наблюдаются полисинтетические двойники по *m* (110). Нередко они срastаются в колеччатые двойники, по *e* (101). Н. Н. Стулов (1953) наблюдал двойники по γ (310). Более сложные срastания касситеритов — тройники, четверники, шестерники (Стулов, 1953) и сложные комплексные двойники (Рундквист, 1959) пока встречены только в месторождениях кварц-сульфидной и сульфидной формаций, т. е. в месторождениях, образующихся в менее глубин-

ных условиях, чем месторождения пегматитовой, полевошпат-кварцевой и кварцевой формаций. Очевидно, образованию подобных двойников и сростков способствует быстрое понижение температуры и давления.

Окраска касситеритов. Наиболее часто окраска черная, темно- и светло-коричневая, сравнительно редко красная, желтая, оранжевая, грязно-зеленая, белая. В тонких срезах темноокрашенных кристаллов видно, что интенсивно окрашенными являются внутренние или наружные части кристаллов (фиг. 2, *a, б, в, г*); встречаются кристаллы, у которых внешние и внутренние части не окрашены, а промежуточная зона между ними густо окрашена в коричневый цвет (фиг. 2, *д*). Нередки также кристаллы, у которых грани пирамиды s (111) окрашены, а грани e (101) бесцветны (фиг. 2, *е*) или более интенсивно окрашены грани пирамиды и менее — грани призмы (фиг. 2, *ж, з*).

Особенно большое богатство цветов и оттенков наблюдается при микроскопических исследованиях (фиг. 3). Касситериты из пегматитовых тел в шлифах окрашены в вишнево-красный цвет, редко — в зеленый, а касситериты из полевошпат-кварцевых жил в шлифах чаще коричневые и реже розовые или вишнево-бурые. Наиболее разнообразна окраска у касситеритов из месторождений кварцевой формации — коричневая, бурая, вишневая, розовая, лиловая, оранжевая, желтая и др. (фиг. 3, *a — г*). В черный цвет окрашены зоны, содержащие много включений рудных минералов (фиг. 3, *б*). Для касситеритов из месторождений кварц-сульфидной и сульфидной формаций наиболее типичны шоколадно-коричневые, желтые, оранжевые и красно-бурые цвета.

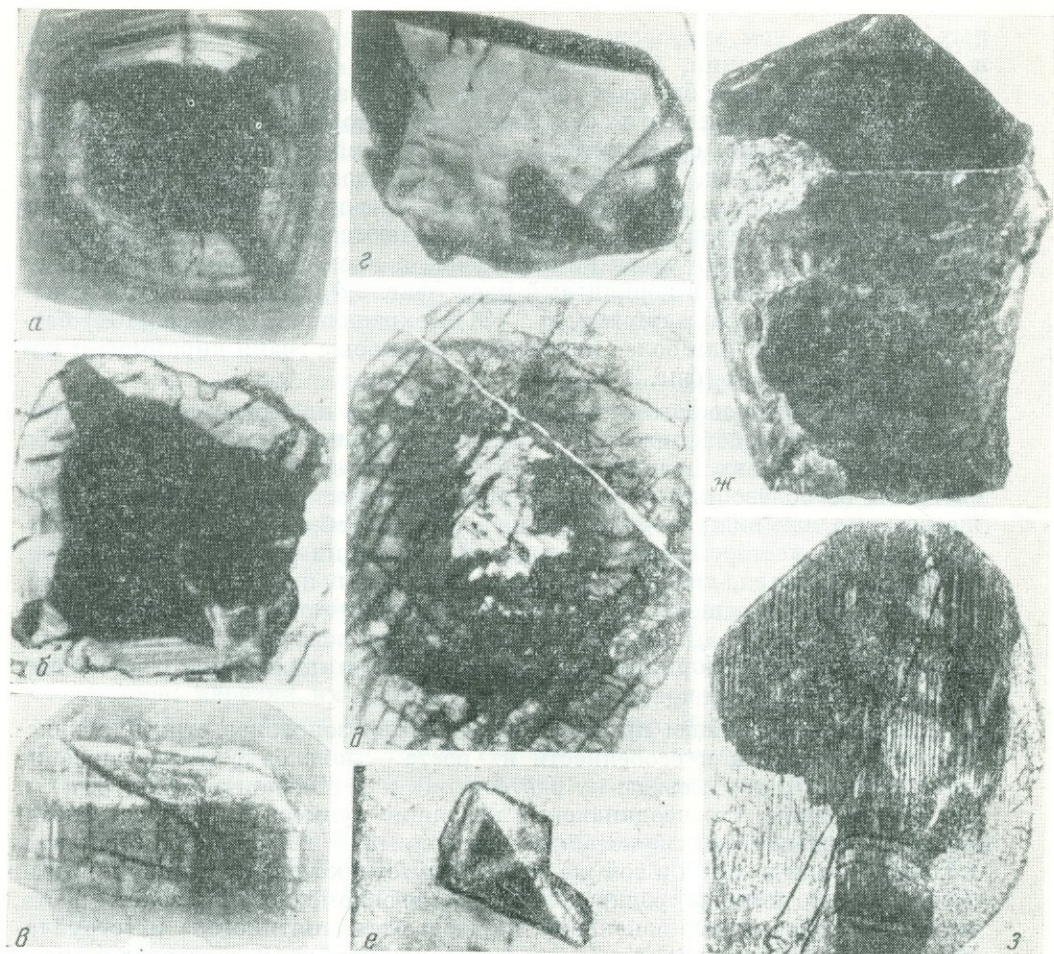
Благодаря красящим примесям выявляются зональное строение кристаллов касситерита и особенности их роста — появление и исчезновение граней (фиг. 3, *a, г*), следы их растворения и регенерации (фиг. 3, *a*) и др. Видно также, что неодинаковые красящие примеси бывают сосредоточены на разных гранях кристаллов касситерита (фиг. 3, *к*), или на одной и той же грани в одной и той же зоне присутствуют две красящие примеси (фиг. 3, *a*), которые распределяются неравномерно по зонам роста, благодаря чему, кроме зональной, наблюдаются «пятнистая» и «струйчатая» окраски. В отдельных случаях видно, что окраска касситерита и включенных в нем минералов-примесей одна и та же; поэтому можно было предположить, что окраска касситеритов обусловлена мельчайшими включениями минералов-примесей (Григорьев, Доломанова, 1951).

Можно видеть также, что в одних местах вокруг минералов-включений касситерит не окрашен, а на некотором расстоянии от них окраска интенсивная, в других, наоборот, окраска гуще около сравнительно крупных минералов-включений. Особенно густо окрашены вицинальные грани. Степень просвечивания окрашенного касситерита возрастает с уменьшением количества красящих примесей. Кроме того, наблюдаются цветные ореолы вокруг включений радиоактивных минералов.

Выявленное различие окрасок касситерита из месторождений разных формаций показывает, что окраска является типоморфным свойством касситерита.

Оптические свойства. Сведения о светопреломлении касситеритов имеются в работах Я. Д. Готмана (1941), А. Н. Винчелла и Г. Винчелла (1953), П. В. Бабкина (1960), Е. Ларсена и Г. Бермана (1965). Наиболее полные данные приводятся в справочнике А. Н. Винчелла и Г. Винчелла (1953), где дается дисперсия светопреломления касситеритов в пределах видимой части спектра.

По мнению Я. Д. Готмана, величины показателей преломления касситеритов, так же как и их двупреломление, изменяются весьма незакономерно. П. В. Бабкин отметил, что величина меньшего показателя преломления постоянна в различных кристаллах касситерита, тогда как величина наи-



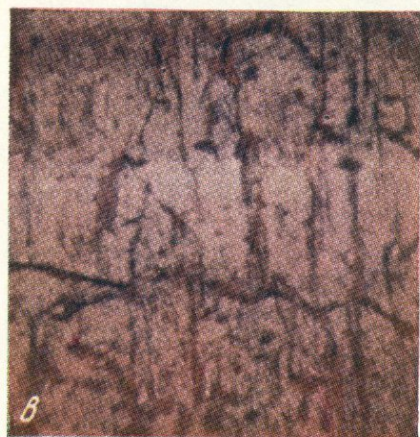
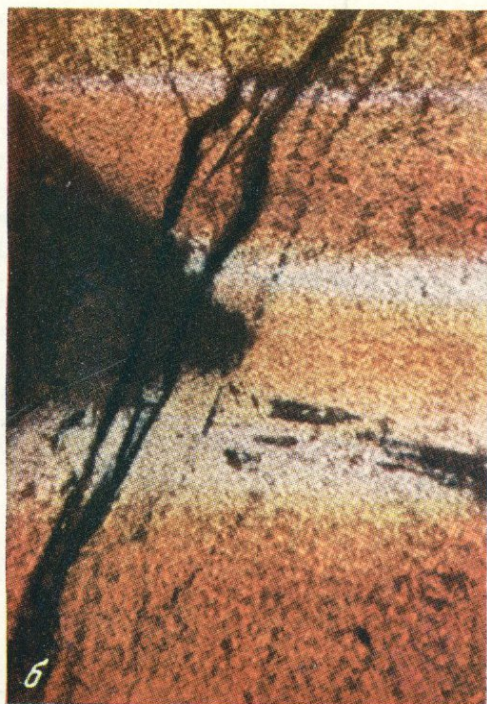
Фиг. 2. Распределение окраски в кристаллах касситерита

a, б, е — интенсивно окрашены внутренние части кристаллов, разрезы \perp оси L_4 , увел. 4 (месторождения Верхне-Иппатинское, Алдакачанское, Средне-Иппатинское); *г* — внутренняя зона бесцветная, а внешняя окрашена, разрез $\parallel L_4$, ув. 4 (Алдакачанское месторождение); *д* — внутренняя и внешняя зоны не окрашены, а промежуточная зона окрашена, разрез \perp оси L_4 , ув. 4 (Ималкинское месторождение); *е* — грани s (111) окрашены, а грани e (101) бесцветные, ув. 60, без анализатора (Шумиловское месторождение); *ж* — грани пирамиды темно-окрашенные, грани призмы белые, ув. 1,5 (Средне-Иппатинское месторождение); *з* — тонкозональное строение пирамиды роста кристалла, разрез \parallel оси L_4 , ув. 6,5 (Чичиканское месторождение)

большого показателя преломления и вместе с ней двупреломление испытывают значительные колебания.

Для изученных нами касситеритов была определена дисперсия показателей преломления (n_e , n_o) в пределах видимой части спектра. Измерения показателей преломления касситеритов проводились в обычных полированных шлифах на специальной гониометрической установке конструкции А. Д. Ракчеева (1960₁) по углу Брюстера. Измерения велись в монохроматическом свете, источником которого служил монохроматор ЗМР-2. Монохроматичность светового пучка по всему спектру составляла не более 4 нм. Результаты измерений приведены в табл. 3.

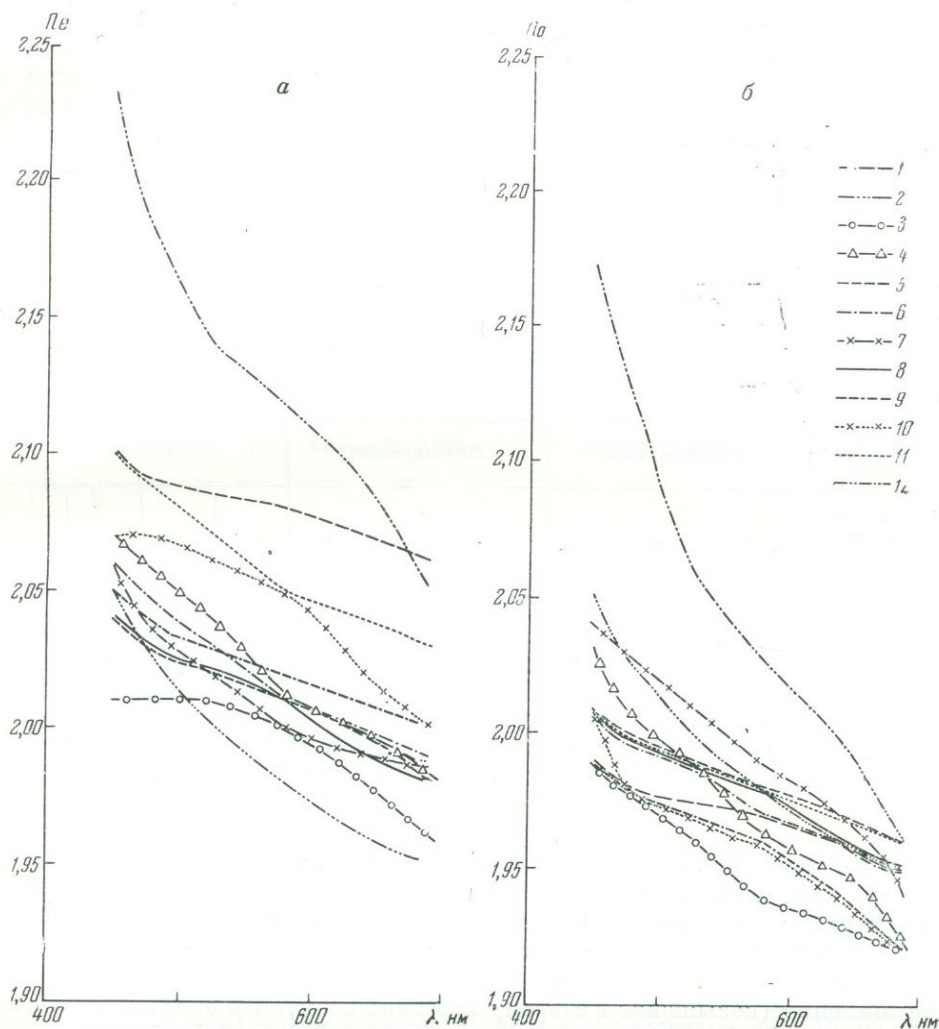
Методом зеркального отражения при двух углах падения (20 и 75°) для $\lambda = 579$ нм были определены также показатели поглощения кассите-



Фиг. 3. Типы некоторых окрасок касситерита под оптическим микроскопом, без анализатора.

- a* — срез кристалла касситерита со сложным распределением окраски; ув. 1,2, месторождение Ононское, кварцевая формация;
- б* — чередование оранжевых, желтых, бесцветных зон в касситерите; шлиф, ув. 60, месторождение Шумиловское, кварцевая формация;
- в* — лиловый касситерит; шлиф, ув. 40, месторождение Байн-Мод, кварцевая формация;
- г* — вишнево-бурая окраска на грани *a* (100), желтая — на грани *m* (110) чередуются с бесцветными зонами; шлиф, ув. 20, месторождение Шумиловское, кварцевая формация

ритов. Этот метод применялся ранее Дж. Шимоном (Simon, 1951), Дж. Шимоном и А. Макмагоном (Simon, McMahon, 1953), Дж. Рейтзелом (Reitzel, 1955), Н. Нейротом (Neuroth, 1956) и др. Результаты наших измерений приведены в табл. 4. При вычислении показателей поглощения использовались специальные номограммы (Ракчеев, 1966). Из табл. 4 можно видеть, что поглощение касситеритов весьма мало. По-видимому, оно связано с примесными или дефектными центрами, о чем более подробно будет сказано ниже при разборе причин окраски касситеритов. Основное поглощение, связанное с межзонными переходами, наблюдается у искусственного касситерита в ультрафиолетовой части спектра (Бьюб, 1962; Ляшенко, Милославский, 1965). Ширина запрещенной зоны для искусственного касситерита, по данным Р. Бьюба (1962), соответствует положению длинноволнового края основного поглощения в области около



Фиг. 4. Дисперсия показателей преломления касситеритов из месторождений разных формаций

Пегматитовые: 1 — г. Луковая. Полевошпат-кварцевые: 2 — Этыкинское, 3 — Ималкинское, (коричневый), 4 — Ималкинское (розовый). Кварцевые: 5 — Шумиловское, 6 — Баджираевское, 7 — Приваловское, 8 — Ушмунское, 9 — Будюмканское, 10 — Средне-Иппатинское. Кварц-сульфидные: 11 — Шерловая гора. Сульфидные: 12 — Хапчеранга

Показатели преломления (n_o , n_e) и зеркального отражения (R_o , R_e) касситеритов

Формация	касситерит-пегматитовая				касситерит-полево			
	черная				черная			
Окраска касситерита								
Месторождения	Гора Луковая				Этыкинское			
Оптические константы для разных $\lambda_{нм}$	n_o	n_e	R_o	R_e	n_o	n_e	R_o	R_e
691	1,95	2,06	10,6	12,2	1,95	2,03	10,5	11,8
640	1,96	2,07	10,7	12,3	1,96	2,03	10,6	11,9
579	1,97	2,08	10,9	12,5	1,98	2,04	11,0	12,0
527	1,98	2,09	11,1	12,6	2,00	2,06	11,3	12,3
472	1,98	2,09	11,3	12,8	2,03	2,08	11,8	12,7
450	1,99	2,10	11,4	12,9	2,05	2,10	12,2	13,2

Формация	касситерит											
	темно-коричневая				темно-коричневая				темно-коричневая			
Окраска касситерита												
Месторождения	Баджираевское				Приваловское				Ушмунское			
Оптические константы для разных $\lambda_{нм}$	n_o	n_e	R_o	R_e	n_o	n_e	R_o	R_e	n_o	n_e	R_o	R_e
691	1,95	1,99	10,6	11,2	1,94	1,99	10,3	11,2	1,95	1,98	10,5	11,0
640	1,96	2,00	10,7	11,3	1,97	1,99	10,9	11,3	1,96	1,99	10,6	11,2
579	1,97	2,01	10,9	11,6	1,99	2,00	11,2	11,4	1,98	2,01	10,9	11,5
527	1,99	2,03	11,2	11,9	2,01	2,02	11,5	11,7	1,99	2,02	11,2	11,6
472	2,00	2,05	11,4	12,3	2,03	2,04	11,8	12,0	2,00	2,03	11,3	11,8
450	2,01	2,06	11,6	12,04	2,05	2,06	12,0	12,2	2,01	2,04	11,5	12,0

300 нм и составляет 4,3 эв. Весьма малое поглощение в видимой части спектра позволяло вести определение показателей преломления по углу Брюстера с учетом поправки на анизотропию при определении n_e .

Полученные данные по светопреломлению показывают, что у всех касситеритов наблюдается нормальный характер дисперсии показателей преломления (повышение в сторону коротких волн), что обусловлено положением основной полосы поглощения в ультрафиолетовой области.

По значениям показателей преломления касситериты наиболее четко различаются в коротковолновой части спектра (фиг. 4). При этом образцы, обладающие большим светопреломлением, имеют, как правило, и более ярко выраженную дисперсию как n_e , так и n_o .

Наибольшие значения показателей преломления оказались у касситеритов сульфидной ($n_{e 450 нм} = 2,23$), кварц-сульфидной ($n_{e 450 нм} = 2,10$) и пегматитовой ($n_{e 450 нм} = 2,10$) формаций. Касситериты кварц-полевошпа-

В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ДЛИНЫ ВОЛНЫ

шпат-кварцевая											
коричневая				розовая				темно-коричневая			
Ималкинское				Ималкинское				Шумиловское			
n_o	n_e	R_o	R_e	n_o	n_e	R_o	R_e	n_o	n_e	R_o	R_e
1,92	1,96	9,9	10,6	1,92	1,98	10,2	10,8	1,95	1,98	10,6	10,9
1,93	1,98	10,1	11,0	1,95	2,00	10,7	11,4	1,97	2,00	10,8	11,2
1,94	2,00	10,3	11,3	1,96	2,01	10,9	11,7	1,98	2,01	10,9	11,4
1,96	2,01	10,6	11,5	1,99	2,04	11,3	12,0	1,99	2,02	11,3	11,6
1,98	2,01	11,0	11,8	2,01	2,06	11,6	12,3	2,00	2,03	11,4	11,8
1,99	2,01	11,92	11,9	2,03	2,07	12,0	12,6	2,01	2,04	11,5	12,0

Таблица 3 (окончание)

-кварцевая								касситерит-кварц-сульфидная				касситерит-сульфидная			
темно-коричневая				белая				виново-коричневая				коричневая и медово-желтая			
Будюмканское				Средне-Иппатинское				Шерловая Гора				Хапчеранга			
n_o	n_e	R_o	R_e	n_o	n_e	R_o	R_e	n_o	n_e	R_o	R_e	n_o	n_e	R_o	R_e
1,92	2,00	10,0	11,2	1,92	2,00	10,1	11,4	1,96	2,03	10,7	11,9	1,96	2,05	10,7	12,0
1,94	2,01	10,3	11,4	1,94	2,00	10,4	11,7	1,97	2,04	10,9	12,2	2,00	2,09	11,0	12,6
1,96	2,02	10,6	11,6	1,96	2,05	10,7	12,3	1,98	2,05	11,0	12,4	2,03	2,12	11,7	13,2
1,97	2,03	10,8	11,8	1,97	2,06	11,0	12,5	1,99	2,07	11,4	12,7	2,06	2,14	12,3	13,7
1,98	2,04	10,9	11,9	1,98	2,07	11,2	12,5	2,00	2,09	11,5	13,0	2,13	2,19	13,3	14,4
1,99	2,05	11,2	12,1	2,01	2,07	11,6	12,8	2,01	2,10	11,7	13,2	2,17	2,23	14,1	15,2

товой и кварцевой формаций имеют более низкое светопреломление ($n_{e 450 \text{ нм}} = 2,07 \div 2,01$); исключение составляет черный касситерит из Этыкинского месторождения ($n_{e 450 \text{ нм}} = 2,10$). По-видимому, колебания показателей преломления касситеритов обусловлены химическим составом примесей в нем.

Двупреломление у большинства образцов увеличивается в длинноволновой (красной) части спектра, тогда как у касситеритов с Шерловой Горы и из Баджираевского месторождения оно, наоборот, увеличивается в коротковолновой части. У некоторых образцов (месторождения Ушмунское, Гора Луковая) двупреломление с изменением длины волны не меняется.

Что касается поглощения, то оно так же, как и светопреломление, зависит от химического состава касситеритов и является наибольшим у его образцов из месторождений сульфидной ($\chi_e = 0,09$, $\chi_o = 0,05$), пегматитовой ($\chi_e = 0,07$, $\chi_o = 0,05$) и кварц-сульфидной ($\chi_e = 0,07$, $\chi_o = 0,04$) фор-

Показатели поглощения (χ_o , χ_e) касситеритов из месторождений разных формаций

Формация	пегматитовая				касситерит-полевошпат-кварцевая				касситерит-	
	Гора Луковая		Этыкинское		Ималкинское				Шумиловское	
Месторожде-ние	черная, в шлифе вишнево-бурая		черная		коричневая		розовая		темно-корич	
Окраска касситерита										
Показатели поглощения	χ_o	χ_e	χ_o	χ_e	χ_o	χ_e	χ_o	χ_e	χ_o	χ_e
—	0,05	0,07	0,03	0,04	0,02	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04

мадий. Касситериты кварц-полевошпатовой и кварцевой формаций имеют более низкие показатели поглощения ($\chi_e = 0,06 \div 0,03$, а $\chi_o = 0,05 \div 0,01$).

Спектры зеркального отражения измерялись в области видимой части спектра на установке, описанной ранее (Ракчеев 1960₂). Измерялась R_s — компонента отраженного света при апертуре объектива, равной 0,20. В качестве эталона использовался монокристалл железистого сфалерита, для которого были получены абсолютные значения по спектру (Ракчеев, 1964) при угле падения светового луча в $5^\circ 30'$. Источником монохроматического света служил монохроматор УМ-2.

Из рассмотрения полученных данных можно сделать вывод, что оба показателя отражения (R_e , R_o) у всех образцов обладают нормальной дисперсией, что, как и для показателей преломления, объясняется положением основного поглощения касситеритов в ультрафиолетовой области спектра (см. табл. 3). Наиболее высокие значения отражательной способности имеют касситериты сульфидной, кварц-сульфидной и пегматитовой формаций. Более низкие значения R_e и R_o свойственны касситеритам кварцевой и кварц-полевошпатовой формаций (фиг. 5).

Для ряда образцов были измерены также спектры диффузного отражения на автоматическом двухлучевом спектрофотометре СФ-10. Спектры снимались с порошковых проб. Спектральные кривые, охватывающие весь интервал видимого спектра, показаны на фиг. 6. Для всех касситеритов характерен общий подъем спектральных кривых от фиолетового конца спектра к красному. Это находится в соответствии с поведением других оптических констант, так как диффузное отражение можно рассматривать как величину, обратную поглощению.

По абсолютной величине диффузного отражения касситериты разных формаций заметно отличаются друг от друга. Наиболее низкими значениями отражения обладают касситериты из грейзенов, месторождений кварц-сульфидной и пегматитовой формаций, а наиболее высокими — касситериты кварцевой и кварц-полевошпатовой формаций.

Касситерит из месторождения Хапчеранга (сульфидная формация) отличается от остальных по характеру дисперсии диффузного отражения и более низкими значениями последнего в красной части спектра.

Оптические аномалии касситеритов установлены Я. Д. Готманом, по данным которого угол $2V$ у неокрашенных касситеритов достигает 38° , а у окрашенных — 9° . Я. Д. Готман полагает, что аномальные свойства касситерита вызываются изменением его кристаллической решетки, связанным с зональным ростом, и подчеркивает, что «окраска касситерита объясняется не красящими свойствами примесей, а теми изменениями в кристаллической решетке касситерита, которые возникают при внедрении

для $\lambda = 579$ нм

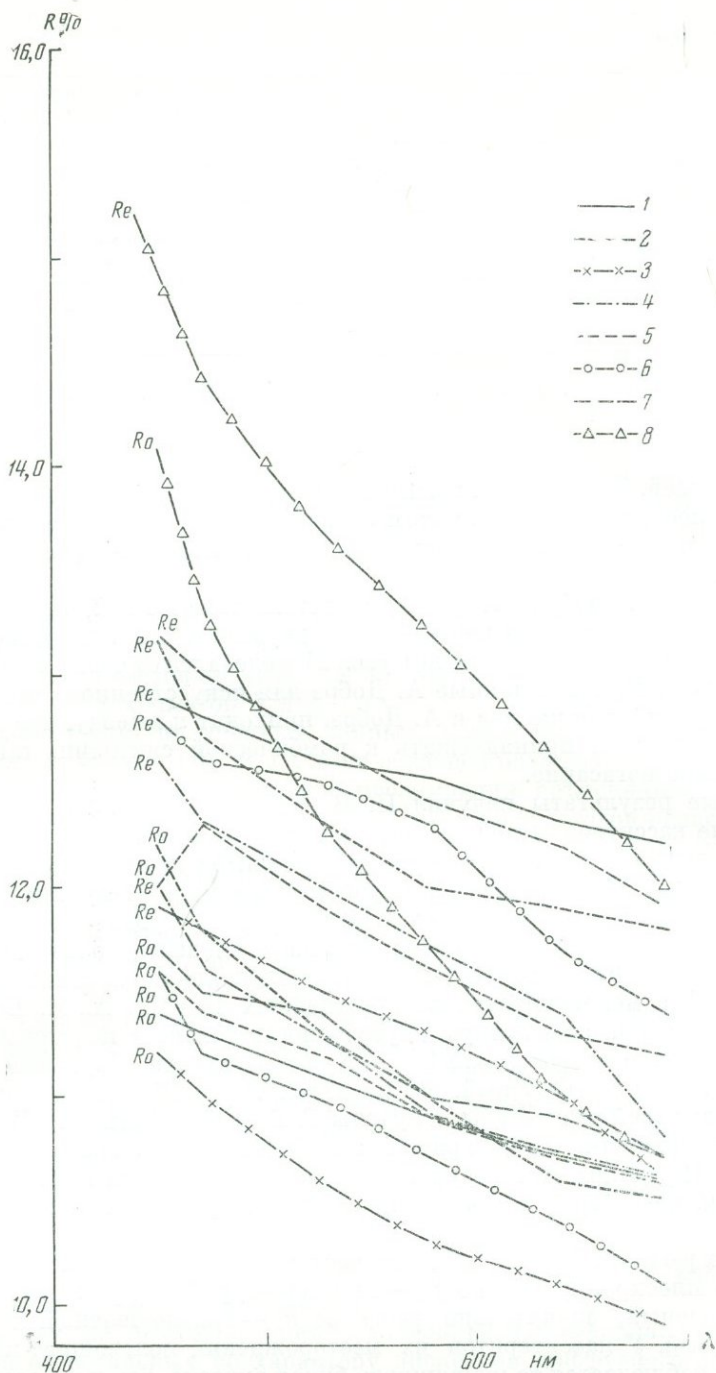
кварцевая								касситерит-кварц-сульфидная		касситерит-сульфидная			
Баджи-раевское		Приваловское		Ушмунское		Будомканское		Средне-Иппатинское		Шерловая Гора		Халчеранга	
невая разных оттенков								белая		винно-коричневая		коричневая и медово-желтая	
χ_o	χ_e	χ_o	χ_e	χ_o	χ_e	χ_o	χ_e	χ_o	χ_e	χ_o	χ_e	χ_o	χ_e
0,05	0,06	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01	0,03	0,04	0,06	0,04	0,07	0,05	0,09

в нее примесей. С этой точки зрения касситерит может содержать примеси, оставаясь неокрашенным, при этом обладать измененной кристаллической решеткой и аномальными оптическими свойствами» (Готман, 1939, стр. 471).

Данные Г. Л. Вазбуцкого (1941) свидетельствуют о том, что бесцветные зоны обычно одноосные и реже — слабо двуосные, а окрашенные бывают одноосными и двуосными, причем угол $2V$ колебался от очень малых величин до $19^\circ 30'$. Приводя данные А. Добрэ для искусственного касситерита, Г. Л. Вазбуцкий, так же как и А. Добрэ, приходит к выводу, что двуосный касситерит должен принадлежать к ромбической сингонии, так как он имеет прямое погасание.

Сходные результаты получил П. В. Бабкин (1960). По его данным, бесцветные касситериты почти всегда одноосные, а окрашенные — одноосные и двуосные, причем двуосность касситеритов не связана с интенсивностью окраски. Тот же автор в изученном им месторождении установил два типа кристаллов касситерита: у одних — по мере удаления от центральной интенсивно окрашенной части окраска становится более светлой, $2V$ уменьшается; у других, более редких, в темноокрашенных зонах $2V$ составляет $8-10^\circ$, в менее интенсивно окрашенных $14-18^\circ$. А. М. Болдырева (1941) установила аномальную двуосность только в некоторых зернах касситерита из месторождений Эге — Хая и Бургавли. Двуосный касситерит, так же как и одноосный, всегда положительный. Близкие к данным А. М. Болдыревой результаты получены Г. Б. Жилинским и Е. И. Доломановой для окрашенных и неокрашенных образцов касситерита из 20 месторождений. Изученные касситериты оказались одноосными и только светло-коричневый касситерит из месторождения Салбартуй слабо двуосный ($2V$ не более 5°).

Плеохроизм. Касситериты из месторождений пегматитовой формации резко плеохроируют: по n_e — вишнево-бурый (красный), по n_o — серовато-зеленый, значительно реже по n_e — грязно-зеленый и по n_o — более светлый. У касситеритов из месторождений полевошпат-кварцевой формации наблюдается та же вишнево-бурая окраска, что и у касситеритов из пегматитовых жил, и участки, имеющие эту окраску, также резко плеохроируют. Плеохроизм участков, окрашенных в другие цвета, более слабый и выражается в изменении интенсивности окраски. То же можно сказать и о касситеритах из месторождений кварцевой формации. Заметный и иногда довольно сильный плеохроизм у касситеритов из месторождений кварц-сульфидной (силикатной) и сульфидной формаций наблюдается только в тех зонах монокристалльных зерен, которые окрашены в шоколадно-коричневый цвет. В зонах, окрашенных в оранжевый, бурый, ярко-красный и

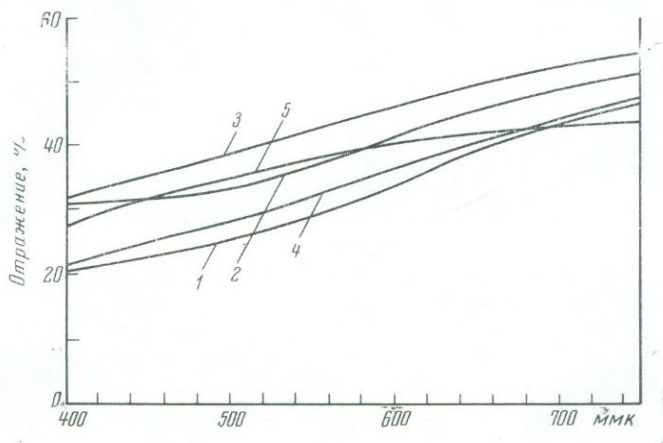


Фиг. 5. Спектральные кривые зеркального отражения касситеритов из месторождений разных формаций

1 — касситерит черный, месторождение г. Луковой (пегматитовая формация); 2 — касситерит черный, месторождение Этыкинское; 3 — касситерит коричневый, месторождение Ималкинское; 4 — касситерит розовый, месторождение Ималкинское (2, 3, 4 — полевошпат-кварцевая формация); 5 — касситерит темно-коричневый, месторождение Ваджираевское; 6 — касситерит белый, месторождение Средне-Ишпатынское (5, 6 — кварцевая формация); 7 — касситерит винно-коричневый, месторождение Шерловая гора (кварц-сульфидная формация); 8 — касситерит коричневый и медово-желтый, месторождение Хапчеранга (сульфидная формация)

желтый цвета, плеохроизм, как правило, очень слабый, меняется лишь интенсивность окраски.

К а т о д о л ю м и н е с ц е н ц и я. Исследование отдельных разноокрашенных зон кристаллов касситерита показало, что все бесцветные и белые зоны ярко люминесцируют зеленовато-желтым цветом, за исключением образцов с горы Хрустальной (хр. Эзоп). В серых, розовых, зеленых зонах



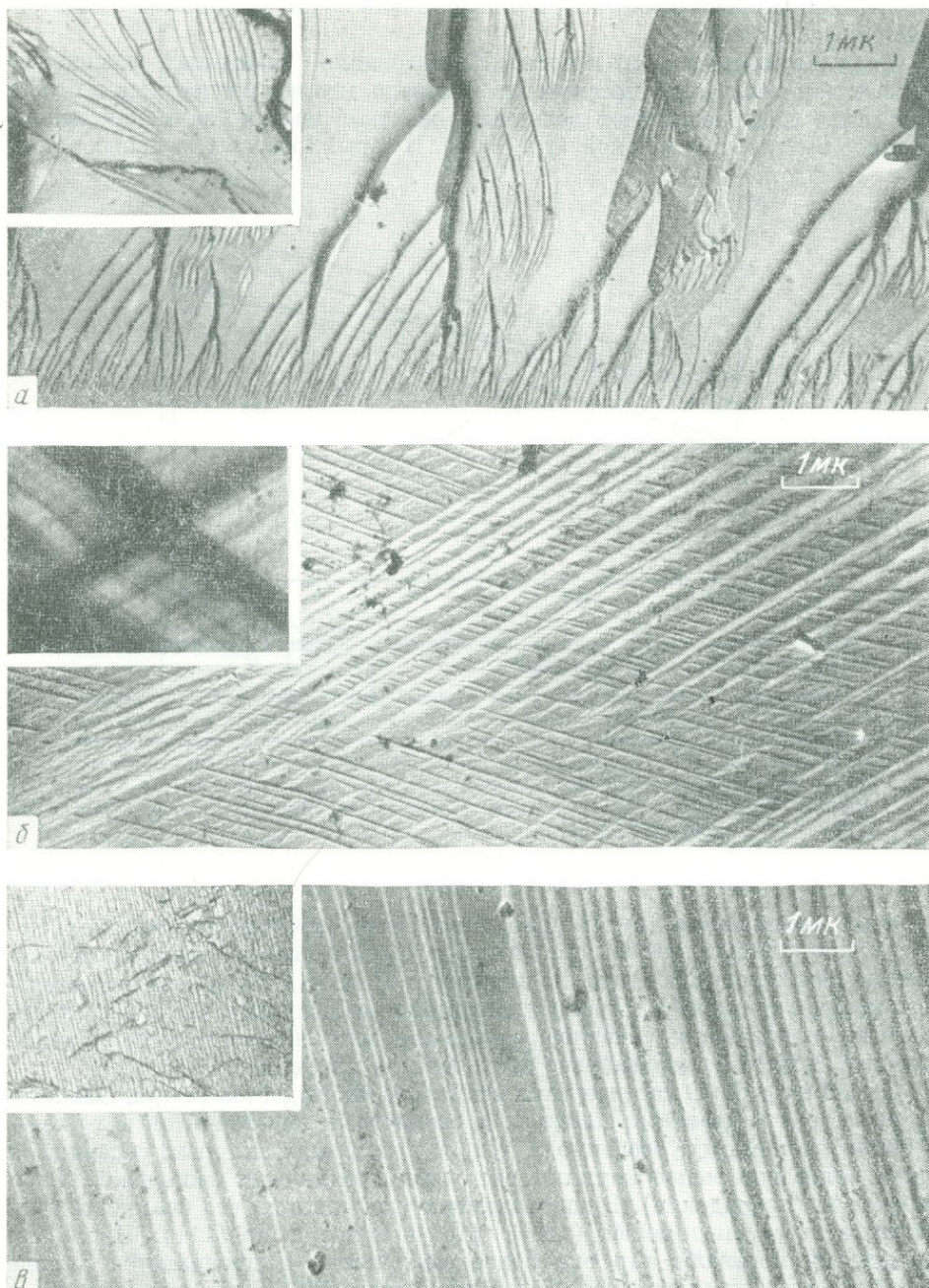
Фиг. 6. Спектральные кривые диффузного отражения касситеритов из месторождений разных формаций

1 — касситерит черный, месторождение Малая Кулинда, обр. 1 МК (пегматитовые жилы); 2 — касситерит черный, месторождение (Этыкинское, обр. 50/Э (полевошпат-кварцевые жилы); 3 — касситерит темно-коричневый, месторождение Ушмунское, обр. 1015/УШ (кварцевые жилы); 4 — касситерит красновато-коричневый, темный, месторождение Шерловая гора, обр. 3062/Ш (грейзен); 5 — касситерит коричневый и медово-желтый, месторождение Хапчеранга, обр. 3478/Х (кварц-хлорит-сульфидные жилы)

свечение наблюдалось лишь в менее интенсивно окрашенных участках. Бурые, темно-красные, темно-коричневые и черные зоны в большинстве случаев не люминесцируют, что, по-видимому, связано с наличием значительного количества железа в них. Одновременно выяснилось, что в касситеритах часто наблюдается точечное голубое свечение, напоминающее свечение шеелита, и желтое, характерное для кварца и циркона.

С п а й н о с т ь. В касситеритах спайность наблюдается всегда. Она лучше выражена у светлоокрашенных и бесцветных касситеритов и хуже — у темноокрашенных, особенно у тех, в кристаллах которых содержится много более или менее крупных включений различных минералов (Этыкинское месторождение). В справочниках указывается, что спайность касситерита несовершенная по (100), (110) и неясная по (111). Наши исследования показали, что она более совершенна и проявляется в виде почти параллельных полуизогнутых коротких (фиг. 7, а) или ровных и протяженных трещинок (фиг. 7, б, в). Как под лупой (врезка к фиг. 7, а, б) и оптическим микроскопом (врезка к фиг. 7, в), так и под электронным микроскопом (фиг. 7, а, б, в) наблюдается одна и та же картина спайности и излома касситерита.

Т в е р д о с т ь. По данным И. Е. Максимюк и С. И. Лебедевой (1968), твердость окрашенных касситеритов тем выше, чем меньше в нем примесей. В случае увеличения содержания $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$ от 0,001 до 0,06% твердость уменьшается в среднем от 1417 до 1104 кг/мм² при нагрузке 150—200 Г. При содержании тех же окислов от 0,06 до 7,62% твердость касситеритов практически не меняется и составляет 1124—1173 кг/мм².



Фиг. 7. Угльно-желатиновые реплики с изломах касситерита

a — белый касситерит из Средне-Испатинского месторождения; на врезке — вид участка скола того же образца под лупой (увел. 180); *б* — темно-коричневый касситерит из Ононского месторождения; на врезке — вид участка скола того же образца под лупой (увел. 180); *в* — светло-коричневый касситерит из Ононского месторождения; на врезке — участок прозрачного шлифа того же образца (увел. 10)

Термоэлектродвижущая сила и диэлектрическая проницаемость касситеритов из месторождений разных формаций

№ обр.	Формация	Месторождение	Окраска	Термоэлектродвижущая сила	Диэлектрическая проницаемость
1/Мк	Касситерит-пегматитовая	Малая Кулинда	Черная	—19	Искрение между иглами
1-Ба	То же	Барун-Угжигье	»	—14	То же
3-Ки	» »	Кангинское	Темно-бурая, почти черная	—17	» »
2-Ч	» »	Чальче	Бутылочно-зеленая	Не проводники	6,1
1-Ак	» »	Ак-Кезень	Черная	То же	7,2
1-П	Касситерит-полевошпатовая кварцевая	Ималкинское	Светло-коричневая	—36	Искрение между иглами
2-Ко	То же	Костречихинское	Светло-коричневая с желтым оттенком	—24	То же
1-Ар	» »	Арашентуйское	Черная	—18	» »
—	» »	»	Светло-коричневая с красным оттенком	Не проводники	9,5
—	Касситерит-кварцевая	Ононское	Темно-коричневая	—18	Искрение между иглами
—	То же	»	Пепельно-серая	—19	То же
—	» »	»	Светло-розовая	—60	» »
—	» »	»	Бесцветная	—90	» »
—	» »	Зун-Ундур	Черная	—16	» »
2-Зу	» »	»	Коричневато-желтая	—28	» »
333/Ан	» »	Ангатуйское	Черная	—24	» »
—	» »	»	Розовато-коричневая	—24	» »
1-Б	» »	Баджираевское	Черная	—24	» »
—	» »	»	Красно-бурая	Не проводники	12,5
—	» »	»	Оранжевая	То же	10,2
—	» »	Таинта	Черная, просвечивает бурым	—23	Искрение между иглами
—	» »	»	Медово-желтая	—65	То же
9-Хр	» »	Гора Хрустальная	Темно-коричневая	—80	» »
—	» »	То же	Розовато-коричневая	—18	» »
—	» »	» »	Бесцветная	—45	» »
1-С	» »	Серегекта	Бузовато-коричневая	—12	» »
—	» »	»	Светло-коричневая	—36	» »
—	» »	»	Светло-желтая	—65	» »
—	» »	Бичинское	Черная	—15	» »

Таблица 5 (окончание)

№ обр.	Формация	Месторождение	Окраска	Термо-электродвижущая сила	Диэлектрическая проницаемость
1-ВМ	Касситерит-кварцевая	Бичинское	Светло-коричневая	-28	Искрение между иглами То же
	» »	Верхне-Мерекское	Белая	-16	
	» »	То же	Вишне-коричневая	-56	» »
	» »	Иультинское	Черная	-28	» »
1-Ип	Касситерит-кварц-сульфидная	Игодинское	Черная, просвечивает красным	-30	» »
1-Сх	То же	Сохондинское	Черная	-27	» »
3-Крд	» »	Микояновское	»	-25	» »
	» »	Карадубское	Черная, просвечивает красным	-26	» »
1-Ал	Из россыпей	Река Фарково	Черная	-20	» »
	То же	» »	Белая	-25	» »
	» »	» Аленгуй	Темно-серая	-30	» »
	» »	» Зерен	Черная	-22	» »
1-Зе	» »	» »	Желтая	-30	» »
	» »	» »	Белая	-35	» »
615-Мд	» »	Река Меджега	Черная	-15	» »
	» »	» »	Светло-коричневая	-28	» »

Микротвердость белого касситерита из Средне-Иппатинского месторождения колеблется от 1085 до 1204 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$, в среднем — 1148 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$.

Х р у п к о с т ь. У касситерита хрупкость повышается при увеличении содержания микроминералов-примесей, особенно когда величина их достигает тысячных долей миллиметра и более (Этыкинское месторождение). Очевидно, это обусловлено менее прочным срастанием касситерита с некоторыми включенными в нем минералами, особенно резко отличающимся от него по структуре.

Б л е с к. На поверхности граней блеск часто алмазный, реже стеклянный, матовый, полужирный или полуметаллический. Последний характерен для касситеритов, содержащих много включений минералов из группы танталато-ниобатов, вольфрамита и других рудных минералов (Этыкинское месторождение).

У д е л ь н ы й в е с. У касситерита удельный вес колеблется от 6,04 до 7,12. Наиболее низок он у бесцветного и белого касситеритов, наиболее высок — у касситеритов с большим количеством очень тонких включений минералов-примесей. Если же минералов-примесей много и они разнообразны и относительно крупны, то в кристалле образуется много пор и трещинок, вследствие чего удельный вес касситерита несколько снижается. Очевидно, удельный вес касситерита зависит также от состава минералов-примесей, но этот вопрос не изучен. Удельные веса касситеритов приведены ниже в табл. 6—10.

Э л е к т р и ч е с к и е с в о й с т в а. Эти свойства касситеритов из месторождений разных формаций изучались Г. А. Горбатовым (1961). Результаты исследований приведены в табл. 5. Диэлектрическая проницаемость касситерита определялась в переменном электрическом поле, в жидкой

среде, с помощью электродов-игл по методике Е. В. Рожковой и Л. В. Прокуровского (1957). Касситерит обычно относят к минералам-диэлектрикам [ширина запрещенной зоны у касситерита, по данным Р. Бьюба (1962), равна 4,3 эв], но исследования показали, что большая часть касситерита, независимо от его окраски и типа месторождения, обладает электропроводностью, вследствие чего между иглами, зажимающими осколки касситеритов, наблюдалось искрение. Элементы — примеси играют очевидно роль доноров и делают касситериты полупроводниками. Величина термоэлектродвижущей силы наиболее резко колеблется у касситеритов кварцевой формации (от -12 до -90 мв), тогда как у касситеритов других формаций она довольно постоянна. Наименьшая величина термоэлектродвижущей силы — у касситеритов пегматитовой формации (от -14 до -19 мв); наибольшая — у касситерита из Ононского месторождения (бесцветные и светло-розовые зоны), у касситерита из месторождения Серегекта (светло-желтые зоны), у касситерита из месторождения Таинта (медово-желтые зоны) и у темно-коричневого касситерита с горы Хрустальной.

Как правило, термоэлектродвижущая сила у темноокрашенных и особенно черных касситеритов меньше, чем у светлоокрашенных, но у некоторых белых касситеритов она столь же мала, как и у черных (месторождения Верхне-Мерекское и Фарково).

Поскольку полупроводниками являются не только окрашенные, но и белые или бесцветные касситериты, то, очевидно, нет зависимости между термоэлектродвижущей силой, диэлектрической проницаемостью и химическим составом касситеритов. Можно предположить, что высокое содержание минералов-примесей в черных и темноокрашенных касситеритах создает в них много дислокаций, которые, по-видимому, препятствуют прохождению тока. Кроме того, термоэлектродвижущая сила может быть обусловлена и присутствием захваченных в ловушки электронов, образующихся при радиоактивном распаде урана, содержащегося в касситеритах. Значительно реже встречаются касситериты-диэлектрики. Диэлектрическая проницаемость их в исследованных образцах составляет от 6,1 до 12,5.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КАССИТЕРИТОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

Химический состав касситеритов наиболее полно изучен Я. Д. Готманом (1941), А. М. Болдыревой (1941), Г. Л. Вазбуцким (1941) и в 1945 и 1954 гг. Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Долмановой. Для выводов об особенностях химического состава касситеритов мы использовали свои и литературные данные.

В касситеритах в виде примесей обнаружено 49 элементов. Из них Fe, Nb, Mn, Ti, Si, Al, Ca, Mg, U, Th присутствуют почти во всех касситеритах; часто встречаются W, Zr, V, Ga, Be; более редки Ta, Sc, In, Cu, Pb, Bi, As, Zn, Sb, Ba; очень редки Hf, Cd, Ge, Co, Cr, Ni, Mo, Ag, K, Na, Y, Yb, Rh, Rt, Ru, Pd, Re, Te, Os, Ir, As, S, P, B.

Спектральные и химические анализы (табл. 6—10) показали, что наибольшее количество примесей содержится в колломорфных касситеритах (от 1 до 16%) и в касситеритах из пегматитовых жил (от 2,5 до 7,5%). Как правило, независимо от типа месторождения, в темноокрашенных касситеритах примесей больше, чем в светлоокрашенных, а в бесцветных и белых — не более 1%. Ниже будет показано, что многие из элементов-примесей касситеритов содержатся в газовой-жидких включениях. Наличие некоторых из этих элементов отражает металлогенические особенности оловорудных провинций. Например, примесь вольфрама обычна в касситеритах оловорудных месторождений Забайкалья, индия — в касситеритах месторождений Якутии, свинца и цинка — в касситеритах месторождений Приморья.

Таблица 6

Химические анализы касситеритов из месторождений касситерит-пегматитовой (1—4) и касситерит-полевошпат-кварцевой формаций (5—10), в вес. %

Месторождение	Малая Кулинда		Нижне-Еловское	Адун-Чолонское	Этыка	Ималкинское				
	песчанико-сланцевые		песчанико-сланцевые и гранитоиды	гранитоиды	песчанико-сланцевые	гранитоиды				
Окраска	черная		черная	черная	черная	темно-коричневая, просвечивает бурым и коричневым	розовая	темно-бурая	розовая	коричневая
	1	2	3	4	5			один кристалл		
SnO ₂	95,27	93,69	97,72	92,88	93,52	98,57	99,22	98,06	93,24	98,59
(Nb, Ta) ₂ O ₅	3,31	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,04	Не опр.	Не опр.	0,25	0,18	Не опр.
Ta ₂ O ₅	не опр.	2,17	0,81	1,99	Не опр.	0,27	<0,007	Не опр.	Не опр.	0,12
Nb ₂ O ₅	»	1,75	0,51	1,39	»	0,12	Не обн.	»	»	0,09
WO ₃	»	0,32	0,08	Не опр.	0,60	Не обн.	»	Нет	Не опр.	Не обн.
Fe ₂ O ₃	0,88	0,87	0,19	1,13	0,38	0,24	0,15	0,14	0,14	0,45
MnO	0,05	0,04	Сл.	0,75	0,84	Не обн.	Не обн.	Сл.	0,02	0,007
TiO ₂	0,24	0,14	0,47	1,31	0,87	0,65	0,29	0,35	0,46	0,32
ZrO ₂	Нет ¹	0,12	0,08	0,08	0,54	0,09	0,08	0,03	0,16	Не обн.
SiO ₂	1,51	0,84	0,18	Нет	0,92	Не обн.	Не обн.	0,43	0,14	»
Al ₂ O ₃	1,10	0,00	0,24	»	1,07	»	»	0,36	0,38	»
CaO	Нет	0,31	0,09	»	0,06	»	»	Нет	Нет	»
MgO	Нет	0,16	Не обн.	»	0,02	»	»	»	»	»
Сумма	100,20	100,41	100,37	99,53	99,89	99,94	99,74	99,62	99,72	99,57
Уд. вес.	7,12	7,12	6,883	—	6,89	—	—	—	7,08	6,88
Аналитики	С. Хованский		Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова	М. С. Степан	Ю. С. Нестерова и Г. Арапова	С. Хованский		Ю. С. Нестерова		

¹ В шлифах обнаружен циркон.

Повышенное содержание титана, ванадия, присутствие хрома, никеля и кобальта установлено в касситеритах рудных тел различных формаций, залегающих в песчанико-сланцевых породах и порфиридах. Очевидно, упомянутые элементы частично заимствуются из этих пород (Доломанова, 1963).

Следует отметить также, что чем больше в касситерите ниобия, тантала или вольфрама, тем больше в нем железа и марганца или одного из них.

Из всех элементов, обнаруженных в касситеритах, типоморфными являются Nb, Ta, Zr, Sc, W, In, Pb, Zn, As, Sb, Ag, U. Из них главное генетическое значение имеют ниобий и тантал. Содержание ниобия и тантала (табл. 11) в касситеритах определялось специально двумя методами,

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ КАССИТЕРИТОВ КАССИТЕРИТ-ФОРМАЦИИ

Месторождение	Шумиловское	Молодежное	Зун-Ундурское	Будюмканское						Ушмунокое			Алдакчанское					Ононское	Приваловское				Увальное	Баджираевское	
	граниты			граниты, доломиты, известняки, сланцы, песчаники						граниты, песчанико-сланцевые породы					песчанико-сланцевые породы				песчанико-сланцевые породы						
Вещающие породы	темно-коричневая	темно- и светло-коричневая	темная и светлая буровато-коричневая	темно- и светло-коричневая	черная, просвечивает желтым, бурым и красным	черная внутри и белая, и серая во внешних зонах	зеленовато-желтая с серыми пятнами	розовато-коричневая	розовато-коричневая	темно-коричневая	Один кристалл		винно-коричневая	светло-коричневая	черная	черная (из большого зонального кристалла)	Один кристалл		темно-коричневая, просвечивает бурым (много микро-включений минералов)	светло-коричневая (видны микро-включения минералов рутила)	темно-коричневая	темно-коричневая	темно- и светло-коричневая		
											черная внутренняя зона	светло-коричневая внешняя зона					темно-коричневые зоны	светло-коричневые зоны							
№ образца	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33		
Компоненты																									
SnO ₂	94,42	96,30	97,31	96,23	99,27	99,89	99,69	99,95	97,50	97,85	94,81	97,50	99,20	99,43	96,40	99,68	98,32	98,29	98,65	99,67	97,41	97,01	98,90		
(Nb, Ta) ₂ O ₅	0,14	0,04	0,36	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,12	0,13	0,01	Нет	Нет	0,24	Не опр.	0,05	0,06	Не опр.	Не опр.	0,11	0,06	Не опр.		
Ta ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	<0,006	0,007	Не обн.	Не обн.	Не обн.		
Nb ₂ O ₅	»	»	»	0,05	0,008	0,017	Не обн.	Не обн.	»	»	»	»	»	»	»	0,05	»	»	»	»	»	»	0,03		
WO ₃	0,01	0,08	»	0,05	0,19	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,03	0,02	0,51	Сл.	Нет	Нет	Не опр.	Не обн.	0,90	0,07	0,10	»	0,16	0,04	Не обн.		
Fe ₂ O ₃	3,05	2,87	0,44	0,25	0,06	0,02	0,12	0,05	0,28	0,19	0,86	0,36	0,19	0,33	0,46	0,20	0,40	0,44	0,34	0,05	1,03	0,96	0,26		
MnO	Не обн.	0,02	0,03	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	1,34	Сл.	0,01	0,02	0,003	Не обн.	0,04	Сл.	0,01	»	0,02	Сл.	Не обн.		
TiO ₂	0,63	0,08	0,74	0,04	0,04	0,03	0,14	0,04	0,01	Следы	0,75	0,27	0,47	0,35	1,02	0,05	0,17	0,61	0,65	0,34	0,45	1,09	0,50		
ZrO ₂	0,05	Не обн.	Нет	0,05	0,009	Не обн.	0,005	0,007	0,05	0,03	0,05	0,25	0,02	Нет	0,09	Не обн.	0,01	0,01	Не обн.	0,008	Не обн.	0,09	Не обн.		
SiO ₂	1,05	1,05	0,52	2,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,26	0,98	1,43	0,45	0,13	0,07	1,12	»	0,15	0,48	»	Не обн.	0,88	0,64	»		
Al ₂ O ₃	0,39	Не обн.	0,25	0,04	»	»	»	»	0,04	0,11	0,05	0,81	0,06	0,04	0,32	»	0,04	0,09	»	»	0,23	0,26	»		
CaO	Сл.	Сл.	Нет	0,19	»	»	»	»	0,30	Не обн.	0,12	0,03	Нет	Нет	0,08	»	Сл.	0,10	»	»	0,13	0,22	»		
MgO	Не обн.	Не обн.	»	0,50	»	»	»	»	0,25	0,21	0,01	0,05	»	»	Нет	»	»	0,05	»	»	0,10	0,03	»		
Ag ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.		
V ₂ O ₅	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	Не опр.	Не опр.	»	»	0,01	Сл.	»	»	»	»	»		
Sb	»	»	»	»	0,12	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	Не опр.	Не опр.	»	»	»	»	»		
S	»	»	»	»	Не опр.	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0,04	Нет	»	»	»	»	»		
П. п. п.	»	»	Нет	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	Нет	0,01	»	»	»	»	»		
Сумма . . .	99,74	100,44	99,65	99,58	99,79	99,96	99,95	100,05	99,74	99,51	99,28	99,73	100,08	100,24	99,74	99,98	100,12	100,31	99,75	100,07	100,42	100,40	99,69		
Уд. вес	6,50	5,84	7,00	6,69	—	—	—	—	6,98	6,850	—	—	7,11	7,00	—	6,86	6,89	6,84	—	—	6,76	6,67	6,79		
Аналитик	М. О. Степан		С. Хованский	М. О. Степан	Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова				М. О. Степан	Л. В. Букасова	М. О. Степан	Ю. С. Нестерова	Т. Л. Покровская	Ю. С. Нестерова, Г. А. Арапова	Ю. Н. Книпович	Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова		М. О. Степан	Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова						

Таблица 7

Верхне-Иппатинское		Средне-Иппатинское					
гранитоиды		гранитоиды					
темно- и светло-коричневая		Один кристалл		бурая, внутренняя зона	светло-коричневая внешняя зона	белая	белая с желтыми зонами
		темно-коричневая, внешняя зона	светло-коричневая внутренняя зона				
34	35	36	37	38	39	40	41
98,72	96,88	97,44	98,05	97,80	98,45	99,74	99,0
0,09	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	Нет	Нет
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
»	»	»	»	»	»	»	»
»	»	0,06	Сл.	0,04	0,01	Нет	Сл.
0,06	0,34	0,31	0,35	0,55	0,20	0,07	0,14
Сл.	0,03	0,12	Нет	Сл.	Нет	Не обн.	Нет
0,05	0,43	0,05	0,21	0,35	0,12	0,21	0,17
Нет	0,14	0,10	0,12	0,07	0,09	Не обн.	Сл.
0,65	1,30	0,56	0,41	0,51	0,61	»	0,24
0,07	0,04	0,45	0,02	0,09	0,04	»	0,08
0,02	0,15	0,07	0,04	0,12	0,14	»	Нет
0,01	0,18	0,05	0,02	0,03	0,05	»	0,01
0,04	Нет	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Не опр.	Не опр.	»	»	»	»	»	»
0,04	Нет	»	»	»	»	»	»
Не опр.	Не опр.	»	»	»	»	»	»
0,20	Нет	»	»	»	»	»	»
99,95	99,54	99,27	99,28	99,62	99,75	100,02	99,69
7,02	—	—	—	—	—	—	6,04
С. Хованский	М. О. Степан			Ю. Н. Книпович		Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова	Ю. Н. Книпович

Химические анализы касситеритов из месторождений касситерит-кварц-сульфидной формации

Месторожде- ние	Берин- ское	Ингодинское		Тарба- льджей	Сохоп- до	Шерловая гора			
	граниты	Песчанико-сланцевые породы				граниты, кварцевые порфиры, порфириды, песчанико-сланце- вые породы			
Вещающие породы		неодно- родная (тонкие зоны раз- личной окраски)	черная, просвечивает оранжевым и крас- но-бурым цветом		черная	темно- корич- невая	темно-и светло-ко- ричневая	—	—
	электро- магнитный		неэлектро- магнитный						
Компоненты	42	43	44	45 *	46 *	47	48 *	49 *	50
SnO ₂	96,20	98,05	97,97	97,28	98,86	94,70	95,24	92,58	97,12
(Nb, Ta) ₂ O ₅	He опр.	Сл.	Сл.	0,05	0,01	He опр.	0,11	0,09	0,43
Ta ₂ O ₅	0,00	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He обн.	He опр.	He опр.	He опр.
Nb ₂ O ₅	0,02	»	»	»	»	» **	»	»	»
WO ₃	0,03	0,18	0,23	Нет	»	0,05	0,25	1,92	Нет
Fe ₂ O ₃	0,51	0,92	0,90	0,92	0,20	0,48	1,56	3,10	0,58
MnO	Сл.	Сл.	He обн.	Сл.	Сл.	Сл.	Нет	Нет	0,03
TiO ₂	0,21	0,32	0,30	0,84	0,38	0,89	»	»	0,05
ZrO ₂	0,11	0,03	0,06	Нет	He опр.	0,08	He опр.	He опр.	0,31
SiO ₂	1,99	0,42	0,42	0,38	0,22	2,14	0,97	0,95	0,14
Al ₂ O ₃	0,58	0,08	0,10	Нет	0,07	0,11	Нет	Нет	0,40
CaO	0,12	He обн.	He обн.	0,28	0,10	0,63	»	»	He опр.
MgO	0,05	»	»	0,07	He обн.	0,32	»	»	Нет
П. п. п.	He опр.	0,12	0,12	Нет	He опр.	He опр.	»	»	»
С у м м а	99,82	100,12	100,10	99,82	99,84	99,40	93,13	93,64	99,51
Уд. вес	6,77	7,05	6,81	6,89	6,81	6,84	He опр.	He опр.	6,99
Аналитик	Л.В. Бу- касова	Ю.С. Нестерова		М.М. Стука- лова	М.Н. Смир- нов	М.С. Степ- пан	—	—	С. Хо- ван- ский

* По А.М. Болдыревой (1941)

** По спектральному анализу — 0,07 — 0,09%

разработанными в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР Т. А. Буровой и В. С. Быковой. Новые, более чувствительные и точные методы позволили определить тантал и ниобий даже в тех касситеритах, в которых они ранее не обнаруживались ни химическими, ни спектральными анализами. В касситеритах из пегматитовых жил тантала и ниобия всегда больше 1%; обычны в таких касситеритах цирконий, скандий, крайне редок вольфрам.

В касситеритах из месторождений полевошпат-кварцевой формации содержится около 1% тантала и ниобия, присутствуют также цирконий и скандий; вольфрам и мышьяк отмечаются анализами не всегда.

Количество ниобия и тантала в касситеритах из месторождений кварцевой формации не превышает десятых долей процента, иногда оно снижается до сотых долей процента в светлоокрашенных касситеритах; цирконий, скандий, вольфрам, мышьяк обнаруживаются в очень малых количествах.

Химические анализы касситеритов из месторождений сульфидной формации

Месторождение	Хапчеранга			Южно-Харатуйское
	песчанико-сланцевые			кварцевые порфиры
Вмещающие породы				
Окраска	темно-коричневая		медово-желтая	неоднородная (тонкие зоны различной окраски)
Компоненты	№ анализа			
	51 ¹	52 ¹	53 ¹	54
SnO ₂	98,60	97,63	98,12	95,20
(Nb, Ta) ₂ O ₅	сл.	0,02	0,00	не опр.
Ta ₂ O ₅	не опр.	не опр.	не опр.	не обн.
Nb ₂ O ₅	»	»	»	»
WO ₃	не обн.	0,09	0,06	0,06
Fe ₂ O ₃	0,43	0,64	0,62	1,00
MnO	сл.	сл.	сл.	не обн.
TiO ₂	0,03	0,12	0,07	0,06
ZrO ₂	не опр.	0,003	0,02	0,07
SiO ₂	0,45	1,07	0,52	1,79
Al ₂ O ₃	0,14	0,18	0,16	1,37
CaO	0,10	0,05	0,38	0,19
MgO	0,01	0,003	0,007	0,07
As ₂ O ₃	не обн.	0,007	0,14	не опр.
Na ₂ O + K ₂ O	»	0,069	0,02	»
S	»	0,007	0,006	»
+ H ₂ O	не опр.	нет	не опр.	»
П. п. п.	0,12	0,21	0,24	»
Pb	не опр.	нет	не опр.	»
Bi	»	»	»	»
Zn	»	»	»	»
Cu	»	»	»	»
Сумма	99,88	100,099	100,02	99,81
Уд. вес	6,99	6,93	6,95	6,89
Аналитик	М. Н. Смирнов	Р. О. Бомштейн	М. Х. Понемунская	Л. В. Букасова

¹ По А. М. Болдыревой (1941).

В касситеритах месторождений кварц-сульфидной (силикатной) формации ниобия, как правило, не более 0,1%, а тантала — сотые доли процента, мышьяка — десятые доли процента; редки вольфрам, цирконий, скандий, обычны индий, сурьма, свинец.

В касситеритах месторождений сульфидной формации содержание ниобия и тантала не превышает первых сотых долей процента; скандий не обнаружен, цирконий и вольфрам очень редки и количество их незначительно. Обычен мышьяк (десятые доли процента); часто присутствуют индий, свинец, цинк, сурьма, серебро; количество последних возрастает

Химические анализы колломорфного касситерита

Месторождение	Нерчуган		Джалинда ¹		Хрустальное		
	темно-шоколадная	бурая	желто-серая	серая	темно-шоколадная	светло-шоколадная	светло-коричневая
Компоненты	№ анализа						
	55	56	57	58	59	60	61
SnO ₂	92,86	93,84	92,2	94,6	94,38	96,17	94,25
(Ta, Nb) ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Нет	Нет	Нет
WO ₃	»	»	»	»	»	»	»
Fe ₂ O ₃	3,52	2,37	0,65	0,48	3,39	1,64	0,16
MnO	0,07	0,07	1,24	1,02	Сл.	Сл.	Сл.
TiO ₂	0,05	Сл.	Не опр.	Не опр.	0,02	0,01	0,01
ZrO ₂	Не опр.	Не опр.	»	»	Не опр.	Не опр.	Нет
Sb	0,12	0,04	»	»	»	»	Не опр.
As	Не обн.	Не обн.	0,12	0,54	»	»	»
Pb	»	»	Сл.	Сл.	»	»	»
Zn	0,05	0,02	0,24	0,19	»	»	»
In ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	1,35	0,58	»	»	»
Cu	Не опр.	»	Сл.	Сл.	»	»	»
S	Не обн.	»	0,21	0,02	»	»	»
V ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Нет	Нет	»
SiO ₂	2,25	2,42	1,39	1,54	0,84	0,21	3,95
Al ₂ O ₃	0,56	0,79	1,38	1,24	1,34	0,78	0,40
CaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Нет	Нет	Нет
MgO	»	»	»	»	0,07	0,10	0,12
H ₂ O ±	0,38	0,60	0,44	0,17	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»	0,47
Растворимость SnO ₂ в H ₂ SO ₄ (1 : 3)	0,18	»	»	»	»	»	Не опр.
Растворимость SnO ₂ в H ₂ SO ₄ конц.	5,48	»	»	»	»	»	»
Сумма	99,86	100,15	100,22	100,38	100,04	99,91	100,36
Уд. вес	6,276	6,28	—	—	—	—	6,34
Аналитики	Ю. С. Нестерова, Г. А. Арапова		Л. Е. Новороссова		Ю. С. Нестерова		Ю. Н. Книпович

¹ По Г. Н. Комаровой (1959_{1,2})

по сравнению с касситеритами месторождений кварц-сульфидной формации.

Отмеченное ранее наличие в касситеритах включений радиоактивных минералов (Григорьев, Долманова, 1951) побудило провести специальное изучение содержания и распределения в них урана и тория. Работа проводилась в лаборатории ВНИИЯГГ по методике, разработанной И. Г. Берзиной и др. Содержание урана в касситеритах определялось по следам от осколков деления урана (Берзина, Долманова, 1967) и радиохимическим методом (Р. П. Готтих, С. Г. Цейтлин).

Содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 в касситеритах месторождений разных формаций

Формация	Месторождение	Окраска	Содержание, вес. %	
			Nb_2O_5	Ta_2O_5
Касситерит-пегматитовая	Завитинское	Черная	1,29	1,94
	» Бельское	»	1,30	1,87
	» Гора Луковая	»	0,73	1,52
Касситерит-полевошпат-кварцевая	Этыкинское	Черная	1,69	0,19
	»	Коричневая	0,80	0,13
Касситерит-кварцевая	Ононское	Черная	0,28	0,36
	Баджираевское	Темно-коричневая	0,09	0,004
	» Молодежное	» »	0,08	0,018
	» Чичиканское	» »	0,017	0,004
	» Алдакачанское	смешанная	0,02	0,003
	»	» »	0,014	0,003
	»	» »	0,004	<0,002
	» Ушмунское	» »	0,03	0,004
	»	» »	0,002	0,002
	» Средне-Иппатинское	» »	0,06	0,02
	» Иультинское	Темно-коричневая	0,021	0,002
	»	Светло-коричневая	0,016	0,009
	» Красноармейское	Темно-коричневая	0,04	0,002
Касситерит-кварц-сульфидная	Шерловогорское	Черная	0,10	0,02
	»	Винно-коричневая	0,03	0,01
	»	Светло-коричневая	0,02	0,006
	» Тарбальджейское	Черная	0,101	<0,002
	» Ингодинское	Темно-коричневая	0,019	0,004
Касситерит-сульфидная	Комсомольское	Коричневая	0,07	0,004
	Хапчерангинское	Коричневая	0,033	0,035
	»	Медово-желтая	0,002	0,002
	» Южно-Харатуйское	—	0,01	0,003

Аналитики Т. А. Бутова и В. С. Быкова

В образцах из месторождений разных формаций изучалась связь содержания урана и тория с окраской касситерита и наличием в нем включений других минералов. Аншлифы касситеритов с прилегающим к их поверхности детектором (лавсаном) облучались в потоке тепловых нейтронов (интегральная доза тепловых нейтронов составляла $8,4 \cdot 10^{15}$ н/см²).

В результате деления ядра урана обычно распадаются на два соизмеримых по массам осколка, при этом выделяется энергия. Осколки деления, проходя через вещество, создают вдоль пути своего пробега область повышенной дефектности, которую можно обнаружить при взаимодействии исследуемого вещества с химическим реагентом. Если подвергать химическому травлению поверхность вещества, на которую под разными углами выходят следы от осколков деления, то реагент, быстро проникая в дефектную область, произведет избирательное химическое травление, оставляя практически нетронутой недефектную поверхность кристалла.

В результате травления следы от осколков деления (треки) стано-

вятся полыми трубками, которые хорошо видимы в оптическом микроскопе при увеличении 100—300. Треки обладают специфическими свойствами, которые легко позволяют отличать их от других дефектов структуры: 1) они не обнаруживают ориентировки, 2) имеют ограниченную длину, 3) прямолинейны. Большая часть осколков от вынужденного деления урана в касситерите, попадая на лавсан, оставляет в нем след — трек, который в зависимости от направления и угла наклона траектории осколка к поверхности лавсана выглядит либо в виде «черты» разной длины, либо в виде «точки» при вхождении осколка в лавсан под прямым углом к поверхности.

Эффективность регистрации треков принималась равной 76% (Абдулаев, Горбачев, Перелыгин, Третьякова, 1966). После облучения лавсан обрабатывался, для выявления следов от осколков деления, 40%-ным раствором КОН (1,5 часа при температуре 60°). При этом выявилось почти полное повторение рисунка окрашенных зон исследуемых касситеритов на лавсане (фиг. 8), что указывает на присутствие примеси урана в окрашенных зонах.

На лавсановой пленке с белого касситерита, почти не содержащего микровключений, следы от осколков деления урана после облучения тепловыми нейтронами очень редки (фиг. 9, а), лишь местами они образуют небольшие скопления в виде коротких полос и «звездочек», свидетельствующих о наличии, очевидно, очень небольших по размеру включений урановых минералов в касситерите. На лавсановой пленке со светло-коричневого касситерита (фиг. 9, б) видна большая плотность треков в окрашенных зонах и почти полное их отсутствие — в бесцветной зоне (светлая полоса). На пленках с темно-коричневого (фиг. 9, в) и черного (фиг. 9, г) касситеритов количество треков значительно больше, но так же неодинаково в отдельных зонах, как и распределение в касситерите минерала-примеси, содержащего уран.

На фиг. 10 показана поверхность полированного шлифа темно-коричневого касситерита (фиг. 10, з) и отображение ее на лавсане (фиг. 10, д), на котором различие в почернении свидетельствует о неравномерном содержании урана в зонах роста касситерита. На фиг. 10, в при значительно большем увеличении показан один из участков изображения на лавсане (черные точки и штрихи соответствуют трекам). Более плотное распределение треков соответствует темноокрашенным, менее плотное — светлоокрашенным зонам касситерита. В темноокрашенных касситеритах, как показало их изучение под электронным микроскопом, имеется большое количество микровключений тапшолита, располагающихся по зонам роста касситерита. Оказалось, что они содержат уран и от количества этих включений зависит фоновое содержание урана в касситеритах.

Включения урановых минералов, которые в шлифах (фиг. 10, а) непрозрачны и окружены одним или двумя цветными ореолами в виде правильного круга, на лавсановой пленке отображаются в виде темных точек (фиг. 8, 1а, 4а, 8а), а при больших увеличениях — в виде густых скоплений радиально расположенных треков (фиг. 10, б). При сравнении фиг. 10, з и 10, д видно также, что некоторые зоны роста касситерита на лавсане заметны слабо или отсутствуют. Очевидно, в них меньше урана и выбранная доза облучения оказалась недостаточной.

Е. И. Долмановой на микроскопе МБИ-8, при увеличении 140, подсчитывалась плотность треков ρ на всей площади детектора, покрывавшей аншлиф касситерита, и определялась та «эффективная» площадь образца, которая повторяла характерное для данного касситерита распределение урана. Затем строились кривые распределения плотностей треков на образце по определенным «эффективным» площадям (фиг. 11). Первый максимум на кривых соответствует фоновой плотности урана в касситерите



1



1a



2



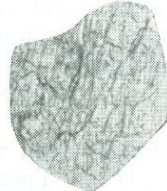
2a



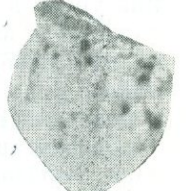
3



3a



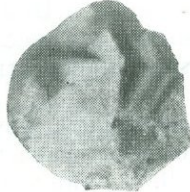
4



4a



5



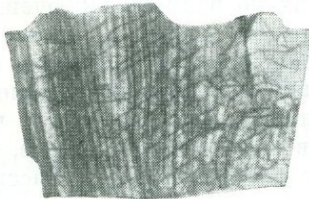
5a



6



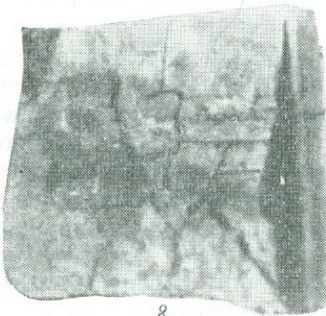
6a



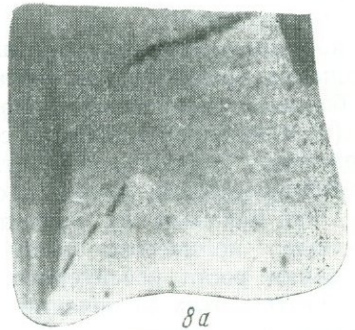
7



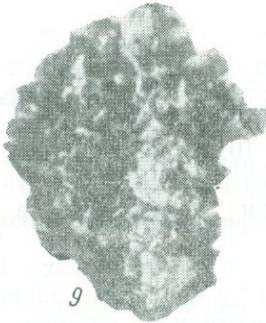
7a



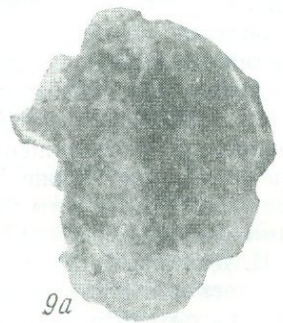
8



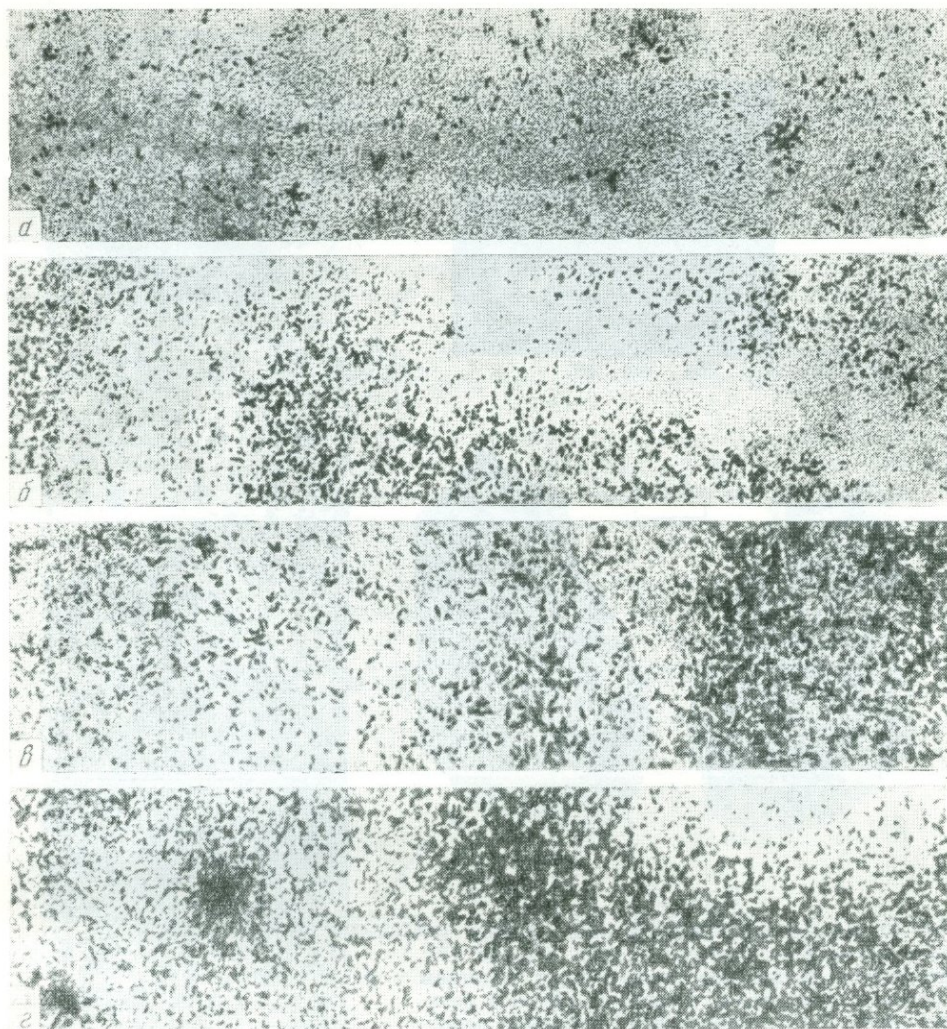
8a



9



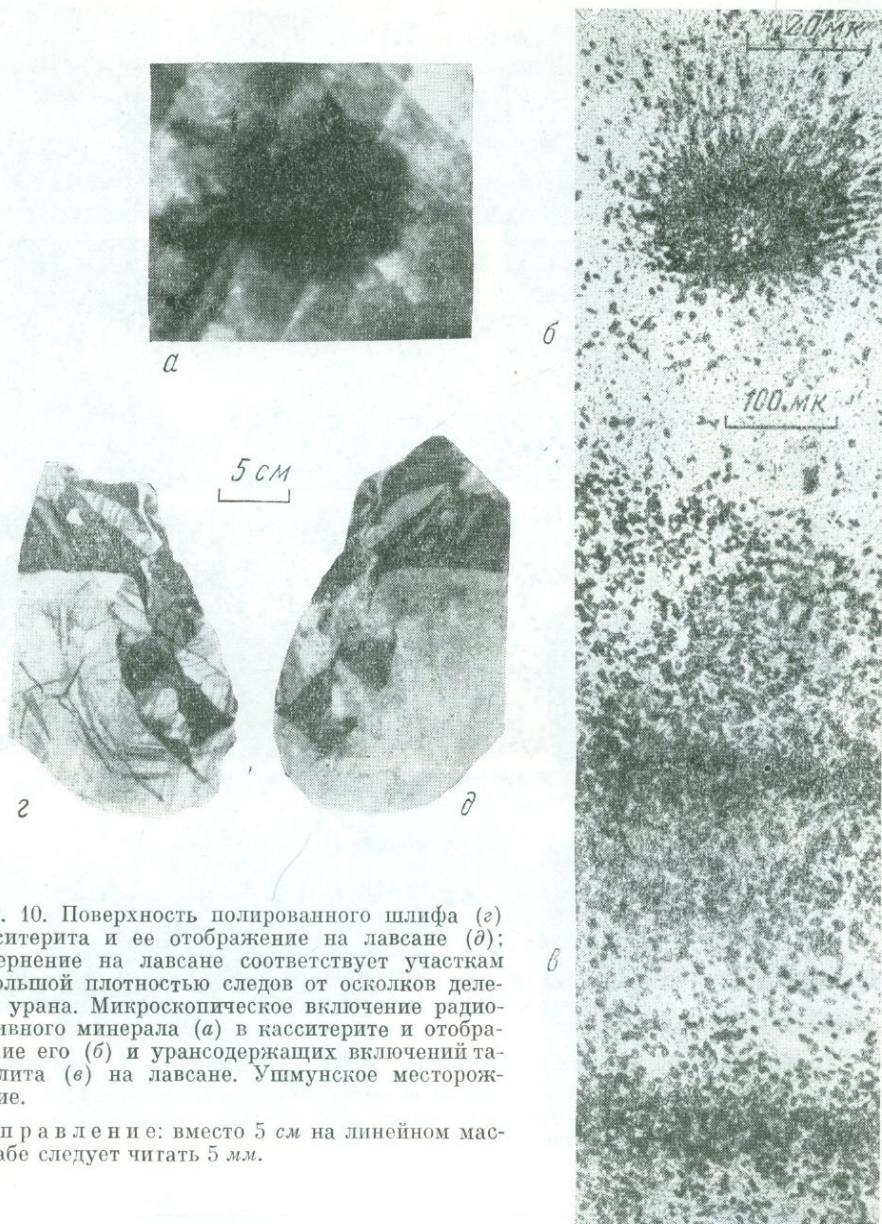
9a



Фиг. 9. Отображение на лавсане распределения урана в касситеритах разной окраски
a — белый, увел. 90, месторождение Средне-Иппатинское; *б* — светло-коричневый, увел. 90, месторождение Ималкинское; *в* — темно-коричневый, увел. 90, месторождение Баджираевка; *г* — черный, увел. 60, месторождение Этыка

Фиг. 8. Поверхность шлифов касситерита и ее отображение на лавсане после облучения тепловыми нейтронами

1 — черный касситерит, увел. 3, месторождение Малая Кулинда; 1*a* — его отображение на лавсане, темные точки — следы от включений минералов урана; 2 — черный касситерит, увел. 3, месторождение Этыка; 2*a* — на лавсане отображены зоны, содержащие уран; 3 — темно-коричневый касситерит, увел. 3, месторождение Ималка; 3*a* — зональное строение касситерита на лавсане отображено слабо из-за низкого, но более или менее равномерного содержания урана в зонах; 4 — светло-коричневый касситерит, увел. 3, месторождение Ималка; 4*a* — на лавсане видны следы от крупных включений урановых минералов; 5 — темно- и светло-коричневый касситерит, увел. 3, месторождение Баджираевка; 5*a* — следы от осколков урана на лавсане показывают, что он в зонах роста касситерита распределен неравномерно; 6 — темно-коричневый касситерит, увел. 3, месторождение Ононское; 6*a* — на лавсане видно, что уран сосредоточен в темноокрашенных зонах; 7 — темно- и светло-коричневый касситерит, увел. 3, месторождение Средне-Иппатинское; 7*a* — на лавсане видно неравномерное распределение урана в зонах роста; 8 — светло-коричневый касситерит с темными зонами, увел. 3, месторождение Ононское; 8*a* — на лавсане видно, что уран сосредоточен в окрашенных зонах и в виде включений урановых минералов (черные точки) в светлой зоне; 9 — зернистый агрегат коричневого касситерита, увел. 3, месторождение Будюмканское; 9*a* — на лавсане отображены зерна, содержащие примесь урана; видны неравномерное распределение его в зернах и включения урановых минералов (черные точки)



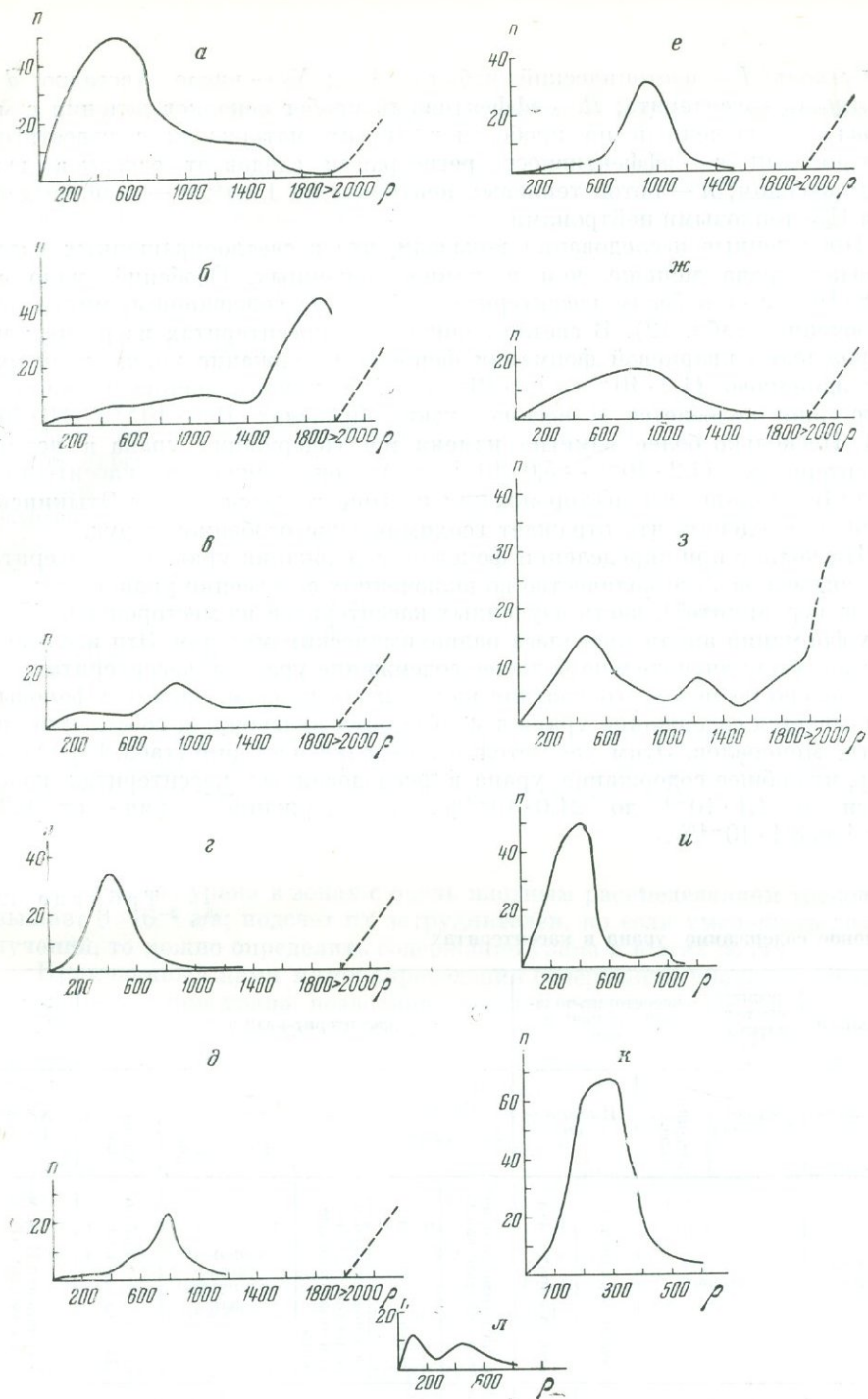
Фиг. 10. Поверхность полированного шлифа (с) касситерита и ее отображение на лавсане (д); почернение на лавсане соответствует участкам с большой плотностью следов от осколков деления урана. Микроскопическое включение радиоактивного минерала (а) в касситерите и отображение его (б) и урансодержащих включений титнолита (е) на лавсане. Ушмунское месторождение.

Исправление: вместо 5 см на линейном масштабе следует читать 5 мм.

ρ , следующие — плотности микровключений минералов, содержащих уран, и минералов урана. В том случае, когда микровключения упомянутых минералов в касситеритах очень редки, на кривой распределения плотности треков на детекторе имеется всего один пик, соответствующий фоновому содержанию урана (фиг. 11, обр. 6). Такая обработка результатов, в отличие от других методов, в которых дается среднее содержание урана в минералах, позволяет отделить фоновое содержание от среднего по образцу. Фоновое содержание урана (g/g) в касситеритах подсчитывалось по формуле:

$$c = \frac{2\rho\mu}{IN_0d \cdot R \cdot \epsilon \cdot n \cdot \sigma}$$

где ρ — плотность треков на детекторе; μ — молекулярный вес урана



Фиг. 11. Распределение плотностей (ρ) следов от осколков деления урана в касситеритах месторождений разных формаций

а — обр. 11, касситерит черный, месторождение Малая Кулинда; б — обр. 11, касситерит черный, Этыкинское месторождение; в — обр. 2, касситерит темно-коричневый, Имамкинское месторождение; г — обр. 2, касситерит светло-коричневый, Имамкинское месторождение; д — обр. 3, касситерит темно-коричневый, Средне-Ипсатинское месторождение; е — обр. 9, касситерит темно- и светло-коричневый, Баджираевское месторождение; ж — обр. 9, касситерит темно- и светло-коричневый, Приваловское месторождение; з — обр. 6а, касситерит темно- и светло-коричневый, Ушмунское месторождение; и — обр. 8, касситерит светло-коричневый с редкими темно-коричневыми зонами, Ононское месторождение; к — обр. 6, касситерит белый, Средне-Ипсатинское месторождение; л — обр. 1, касситерит темно- и светло-коричневый, Хапчарангинское месторождение

238 *г-моль*; I — изотопический избыток U_{235} ; N_0 — число Авогадро; d — плотность касситерита; R — эффективный пробег осколков деления в минерале, вычисленный по пробегаем в других материалах с известными плотностями; ϵ — эффективность регистрации следов от осколков деления лавсаном; n — поток тепловых нейтронов на 1 см^2 ; σ — сечение деления U_{235} тепловыми нейтронами.

Проведенные исследования показали, что в светлоокрашенных касситеритах урана меньше, чем в темноокрашенных. Особенно мало его ($0,8 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$) в белом касситерите, почти не содержащем минералов-включений (табл. 12). В светло-коричневых касситеритах из разных месторождений кварцевой формации фоновое содержание урана практически одинаково ($1,2 \cdot 10^{-6} - 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$), в темно-коричневом касситерите оно колеблется в весьма узких пределах ($3,6 \cdot 10^{-6} - 2,0 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$). Несколько более заметно изменяется содержание урана в черных касситеритах ($1,2 \cdot 10^{-6} - 5,0 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$); оно ниже в касситеритах Мало-Кулиндинского месторождения и выше в касситеритах Этыкинско-го месторождения, что отражает геохимические особенности руд.

Поскольку при определении фонового содержания урана в касситеритах не учитывалось его количество во включениях собственно урановых минералов (уранините?), часть изученных касситеритов из месторождений разных формаций анализировалась радиохимическим методом. Эти исследования показали значительно большее содержание урана в касситеритах, чем определено по методу треков, так как радиохимически, наряду с фоновым, учитывается содержание урана в мельчайших включениях собственно урановых минералов. Этим же методом определялся и торий (табл. 13). Оказалось, что общее содержание урана в исследованных касситеритах колеблется от $1,1 \cdot 10^{-4}$ до $21,0 \cdot 10^{-4}\%$, а содержание тория — от $0,28 \cdot 10^{-4}$ до $8,1 \cdot 10^{-4}\%$.

Таблица 12

Фоновое содержание урана в касситеритах

Формация	касситерит-пегматитовая	касситерит-полевошпат-кварцевая		касситерит-кварцевая						касситерит-сульфидная
	Малая Кулиндя	Этыкинское	Ималкинское	Средне-Иппатинское	Ононокое	Бадки-раевское	Приваловское	Ушмунское	Халчэ-ранга	
Окраска касситерита	черная		темно-коричневая светло-коричневая	белая (имеются редкие желтые зоны) темно-коричневая	светло-коричневая (имеются редкие темно-коричневые зоны)	темно- и светло-коричневая		темно (I) и светло- (II)-коричневая	коричневая (I) и медово-желтая (II)	
Содержание урана 10^{-6} г/г	1,2	5,0	2,7 1,2	0,8 2,2	1,3	2,4	2,0	3,6 (I) 1,3 (II)	1,3 (I) 0,3 (II)	

Примечание. Ошибка в определении концентрации при равномерном распределении урана в неокрашенных и светлоокрашенных касситеритах составляла ~8%, в темноокрашенных при неравномерном распределении урана — ~20%.

Общее содержание урана и тория в касситеритах по данным радиохимического метода

Месторождение	Окраска касситерита	Содержание				
		$U \cdot 10^{-4}\%$	$Th \cdot 10^{-4}\%$	$\frac{Th_x}{Th} \cdot 10^{-4}\%$ в ед.	$Ra \cdot 10^{-10}\%$	равно-весный $U \cdot 10^{-4}\%$
1	2	3	4	5	6	7
Малая Кулинда	Черная	6,6	4,0	8,10	0,8	2,3
Этыкинское	»	21,0	2,0	—	—	—
Ималкинское	»	18,0	2,0	<3,10	3,5	10,3
Приваловское	Темно-коричневая	4,8	0,28	—	—	—
Шерловогорское	Вино-коричневая	6,1	4,0	—	—	—
Бельское	Черная	—	—	7,5	0,4	1,2
Завитинское	»	—	—	<3,0	0,6	1,7
Гора Луковая	»	—	—	<3,0	2,2	6,4
Увальное	»	—	—	<3,0	5,6	16,4
Зеренское	Темно-коричневая	—	—	1,4	2,5	7,3
»	Светло-коричневая	—	—	7,0	0,4	1,1
Хапчерангинское	Медово-желтая	—	—	7,0	0,6	1,7

Аналитики : (3,4) Р. П. Готтих (ВНИИЯГГ) и (5—7) С. Г. Цейтлин (ИГЕМ АН СССР).

Примечание. При сплавлении образцов (3—4) не удалось добиться полного разложения касситерита, поэтому данные анализов могут быть несколько занижены

$$\text{Равновесный } \frac{Ro}{U} = 3,4 \cdot 10^{-7}$$

Количество урана в зонах с очень плотным распределением треков превышает $6 \cdot 10^{-6}$ з/г; подсчет их затруднителен, но если уменьшить дозу облучения, то можно определить содержание урана и в этих зонах.

Примененный нами метод определения содержания урана по следам от осколков деления урана позволяет выявить количество и распределение урана как в крупнозернистых, так и в тонкозернистых агрегатах касситерита. Содержание урана в касситеритах находится в прямой зависимости от содержания в них тантала и ниобия (тапиолита). Следовательно, уран, так же как тантал и ниобий является типоморфным элементом и по его содержанию можно отличать касситериты различного генезиса.

Исследования касситерита методом треков проведены впервые. Они выявили в касситеритах ранее не известные включения собственно урановых минералов и примесь урана и тория в минералах, расположенных в отдельных зонах роста касситерита. Можно думать, что разработка соответствующей методики позволит по следам от осколков деления урана в касситеритах определять возраст оловянных руд.

МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В КАССИТЕРИТАХ

По мнению большинства исследователей (Готман, 1941; Болдырева, 1941; Идиксон и Русанов, 1946, и др.), многие элементы-примеси, обнаруживаемые в касситерите, входят изоморфно в решетку этого минерала, замещая олово. Основанием к такому выводу служила близость величин радиусов ионов олова и Ta, Nb, Ti, W, Fe.

Наряду с этим отмечается и присутствие в касситеритах включений кварца, анатаза (Болдырева, 1941), магнетита, гематита и пирита (Вазбуцкий, 1941), однако никаких доказательств присутствия в касситеритах именно этих минералов не приводится. П. Рамдор (Ramdohr, 1961), изучав-

ший касситериты, обладающие магнитными свойствами, пришел к заключению, что эти свойства связаны не с содержанием магнетита, а с наличием в касситерите колумбита. По его данным, в магнитных касситеритах количество колумбита хотя и меняется, но оно всегда выше, чем количество тапиолита; отмечается также, что колумбит часто принимается исследователями за магнетит.

Наши данные показали, что магнитные свойства касситерита не всегда обусловлены включениями колумбита. Например, в Ингодинском месторождении присутствуют как магнитные, так и немагнитные касситериты. И в тех, и в других минералы, содержащие тантал и ниобий, практически отсутствуют (Доломанова, 1959); всегда отмечается вольфрамит. Не исключена возможность, что магнитные свойства касситеритов связаны не только с присутствием включений железосодержащих минералов, но и с их определенной ориентировкой в кристалле касситерита.

Магнитные свойства касситеритов из сульфидных месторождений Малаи детально исследованы П. Л. Грабб и П. Ханнафорд (Grabbe, Hannaford, 1966). По их мнению, они определяются включениями парамагнитного соединения $\text{FeSn}(\text{OH})_6$, лепидокрокита ($\gamma\text{-FeOOH}$) и соединений типа $\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$.

А. Ньюхаус и В. Нолл (Neuhaus, Noll, 1949) в результате изучения кристаллохимии и причин окраски касситерита из африканских, австралийских и европейских месторождений пришли к выводу, что выделенный ими из касситерита осадок представляет собой смесь минералов изоморфного ряда моссита — тапиолита — ильменорутила и стрюверита, которые также изоморфны и с касситеритом; примесь этих минералов, по мнению авторов, и обуславливает различную окраску касситеритов.

Микровключения в касситеритах, выявленные с помощью оптического микроскопа

Изучая оловорудные месторождения (с 1937 г. по 1966 г.), Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова обнаружили во всех касситеритах, кроме бесцветных, независимо от типа месторождения, то или иное количество включений различных минералов, располагающихся в отдельных зонах роста кристаллов.

При сопоставлении данных, полученных при микроскопических исследованиях, с данными спектральных и химических анализов возникло предположение, что в касситеритах в виде включений присутствуют вольфрамит и минерал из группы колумбита — танталита. Для проверки этого предположения Е. И. Доломанова воспользовалась методиками, разработанными И. П. Алимариным в ВИМСе и Г. Ф. Комовским, С. М. Солодовник, О. Н. Ложниковой в Гиредмете.

Исходя из того, что тапиолит более тугоплавок, чем касситерит, было решено выделить его из касситерита, восстановив последний до металлического олова, которое растворялось в HCl . Отфильтрованный осадок, содержащий тапиолит, после просушивания представлял собой серовато-белую порошокатую массу с мельчайшими кристалликами черного минерала; эти минералы, а также весь осадок и фильтр были подвергнуты спектральному анализу. Оказалось, что фильтр не содержит ни Nb, ни Ta (табл. 14). Рентгенометрический анализ выделенного черного минерала (табл. 15), проведенный в лаборатории академика Н. В. Белова, подтвердил принадлежность его к тапиолиту (Корнетова, 1961). Отсутствие в фильтрате тантала и ниобия указывает на то, что оба эти элемента, с частью железа и марганца, входят в состав тапиолита.

Направления удлинения кристаллов тапиолита, заключенных в зернах касситерита, образуют угол, близкий к 90° (фиг. 12, а), так как на разных гранях кристаллов касситерита кристаллы тапиолита имеют различную

Спектральные анализы касситерита и выделенных из него осадка и фильтрата

Интенсивность линий	Черный касситерит из месторождения Малая Кулинда, обр. 1217	Осадок после отделения олова	Черный минерал из осадка	Фильтрат
Очень сильные	Sn	—	Nb, Mn, Fe	Sn, Fe, Ca, Si
Сильные	—	Nb, Mn, Fe	—	—
Выше средних	—	Sn, Zr	—	Mg, Al, As
Средние	Nb, Mn, Fe	Be, Al, Si	Si	Mn, Cu
Слабые	Zr, Al	As, Ta, Ca, Mg, Ti	Sn, Be, Zr, Ta, Al	Ag, Ga, Be, Zr, Ti
Очень слабые	Be, Si	Cu	Cu, Mg, Ti	—
Следы	Cu, Ta, Ca, Mg, Ti	W	As, Ca	—
Ничтожные следы	Ga	—	—	—

Таблица 15

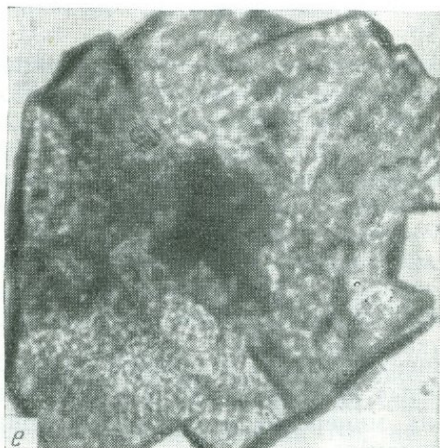
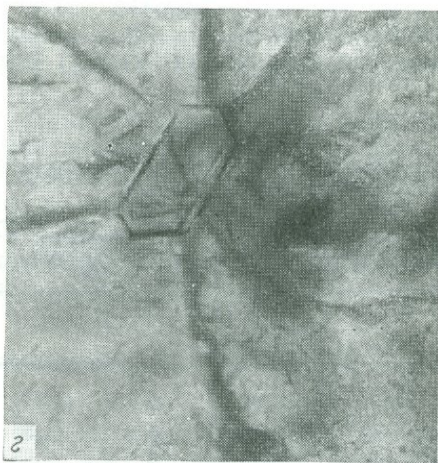
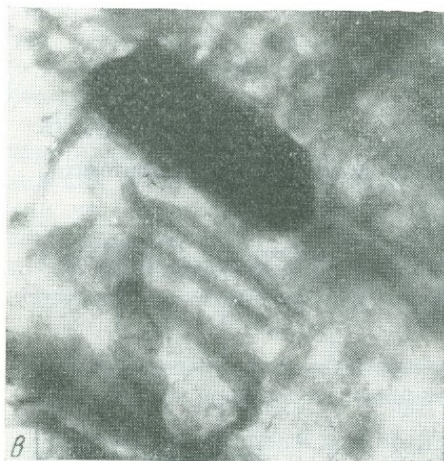
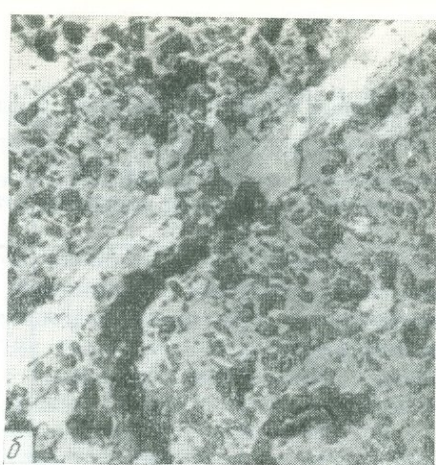
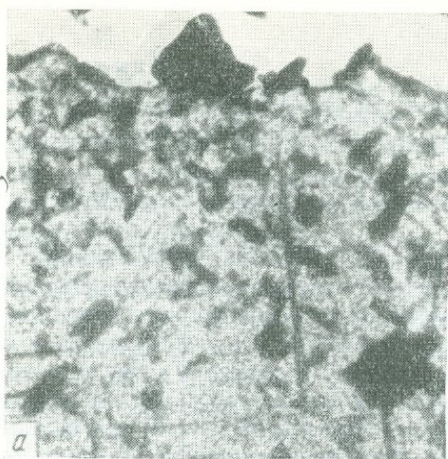
Рентгеноструктурный анализ тапиолита (обр. 1217), выделенного из касситерита месторождения Малая Кулинда

Обр. 1217, из месторождения Малая Кулинда		Тапиолит по В. И. Михееву (1957)		Обр. 1217, из месторождения Малая Кулинда		Тапиолит по В. И. Михееву (1957)	
I	d _α	I	d _α	I	d _α	I	d _α
Сл.	3,733	4	(3,67)	Ср.	1,537	6	1,543
Ср.	3,310	8	3,33	Оч. сл.	1,489	6	1,502
Ср. сил.	2,971	4	2,85	Сл.	1,463	4	1,429
Ср.	2,535	8	2,57	Сл.	1,453	—	—
Ср.	2,360	6	2,37	Оч. сл.	1,400	7	1,405
Оч. сл.	2,180	2	2,11	Оч. оч. сл.	1,381	2	1,344
		6	(1,94)	Сл.	1,240	4	1,293
Ср.	1,895	2	1,86	Сл.	1,221	6	1,214
Сл.	1,837	—	—	Ср.	1,194	4	(1,200)
Сл.	1,766	—	—			4	1,190
Оч. сил.	1,734	10	1,75	Сл.	1,134	6	1,138
Сл. ср.	1,664	6	1,68	Сл.	1,117	—	—
Оч. сил.	1,596	4	(1,552)	Сл.	1,000	—	—

Примечание: Анализ произведен в лаборатории Института кристаллографии АН СССР Е. Н. Беловой.

ориентировку. В отдельных случаях в шлифах касситерита наблюдались тесные срастания тапиолита и вольфрамита (фиг. 12, б); содержание этих минералов в различных зонах роста кристаллов касситерита не одинаково.

Для диагностики вольфрамита (фиг. 12, в) полированный шлиф касситерита обрабатывался концентрированной HCl с прибавлением 5—10 кристалликов чистого SnCl₂ при нагревании в фарфоровой чашечке. Раствор выпаривался досуха, и операция повторялась. После такой обработки вольфрамит (или гюбнерит) окрашивается в синий цвет: 2WO₃ + SnCl₂ + 2HCl = W₂O₅ + SnCl₄ + H₂O. Заметить синюю окраску ввиду малого



Фиг. 12. Микровключения в касситеритах

a — тапиолит (черное) в касситерите, увел. 100, без анализатора, месторождение Малая Кулинда; *б* — срастание тапиолита (белое) с вольфрамитом (светло-серое) в касситерите (серое), полированный шлиф, увел. 450, месторождение Этыка; *в* — вольфрамит (черное) в касситерите, увел. 1000, без анализатора, Ингодинское месторождение; *г* — циркон в касситерите, шлиф, увел. 1500, без анализатора, месторождение Малая Кулинда; *д* — радиоактивный минерал (черное с темным ореолом) в касситерите, шлиф, увел. 600, Ималкинское месторождение; *е* — рутил в касситерите, шлиф, увел. 76, без анализатора, Ингодинское месторождение

размера включений не удалось. Затем полированный шлиф промывался дистиллированной водой, к которой приливался раствор CaCl_2 (40%), выпаривался досуха, вновь аншлиф промывался дистиллированной водой, высушивался и прокаливался 15 минут при температуре 900—1000° в муфельной печи. В результате такой обработки вольфрамит покрывался пленкой шеелита: $\text{W}_2\text{O}_5 + 2\text{CaCl}_2 + \frac{1}{2}\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{CaWO}_4 + 4\text{HCl}$, который люминесцировал в катодных лучах ярким голубым цветом.

Микровключения циркона (фиг. 12, з) в касситерите удалось наблюдать под микроскопом при сильных увеличениях; они ориентированы, как и тапиодит, но встречаются значительно реже. Включения радиоактивных минералов в касситеритах преимущественно имеют неправильную форму, иногда в сечении ромбовидную (фиг. 12, д); они черные, непрозрачные, с одним или двумя коричнево-бурыми ореолами, из которых внутренний окрашен интенсивнее внешнего. Эти ореолы возникают вследствие нарушения решетки касситерита, под действием α -частиц (Пипибрам, 1959). Радиоактивные включения (уранинит?) встречаются в касситеритах месторождений всех формаций, но, как показали исследования методом треков, распределены в них неравномерно. Радиоактивные включения крупнее и чаще встречаются в касситеритах месторождений пегматитовой и полёвошпат-кварцевой формаций.

При изучении шлифов в касситеритах обнаружены также включения рутила (фиг. 12, е) и арсенопирита (см. фиг. 3, и). Рутил наиболее часто встречается в касситеритах месторождений, рудные тела которых залегают в песчанико-сланцевых породах, независимо от принадлежности их к той или иной формации (Приваловское, Баджираевское, Ононское, Ингодинское и др.), присутствуют иногда кварц и турмалин.

Обнаруженные в касситеритах микровключения разнообразны по размерам, количество их в различных участках зерен касситерита варьирует в широких пределах, прочность срастания минералов-примесей с касситеритом также не одинакова; все это отражается на различных физических свойствах касситерита.

Микровключения в касситеритах, выявленные при электронномикроскопическом исследовании

Заметные различия химического состава и окраски касситеритов из месторождений разных формаций, разнообразие обнаруженных в них минералов микровключений, сходство окрасок некоторых из этих минералов с окраской касситерита, в котором эти минералы под оптическим микроскопом не обнаруживались, неравномерное распределение окраски в зернах касситерита и в отдельных зонах — все это привело к мысли, что одной из причин различной окраски касситерита являются тонкие включения различных минералов. Проверить это предположение оказалось возможным с помощью электронной микроскопии.

Исследованию подвергались образцы окрашенного, белого и бесцветного касситерита из месторождений всех формаций. Работа проводилась на отечественном электронном микроскопе УЭМ-100, для решения же некоторых специальных вопросов использовались приборы JEM-6A и электронный микроскоп-микроанализатор (ЭММА) конструкции Б. Н. Васичева.

В процессе электронномикроскопических исследований касситеритов применялись различные методики: методы реплик со сколов и реплик с извлечением в сочетании с микродифракцией (Грицаенко и др., 1964; Грицаенко, Фролова, 1963; Грицаенко, Боярская, 1965); одновременный электронномикроскопический и микрорентгеноспектральный анализы извлеченных из касситеритов микровключений (Боярская, Васичев, 1967).

В результате изучения реплик со сколов выяснилось, что в темных зонах касситеритов из месторождений пегматитовой, полевошпат-кварцевой и кварцевой формаций преобладают включения призматических кристаллов длиной 0,3—0,1 *мк* при ширине 0,1—0,05 *мк*. Кристаллы определенным образом ориентированы друг относительно друга и распределены в образце закономерно: иногда они имеют зональное распределение (фиг. 13, *а, б*), в других случаях — пятнистое (фиг. 14, *а*).

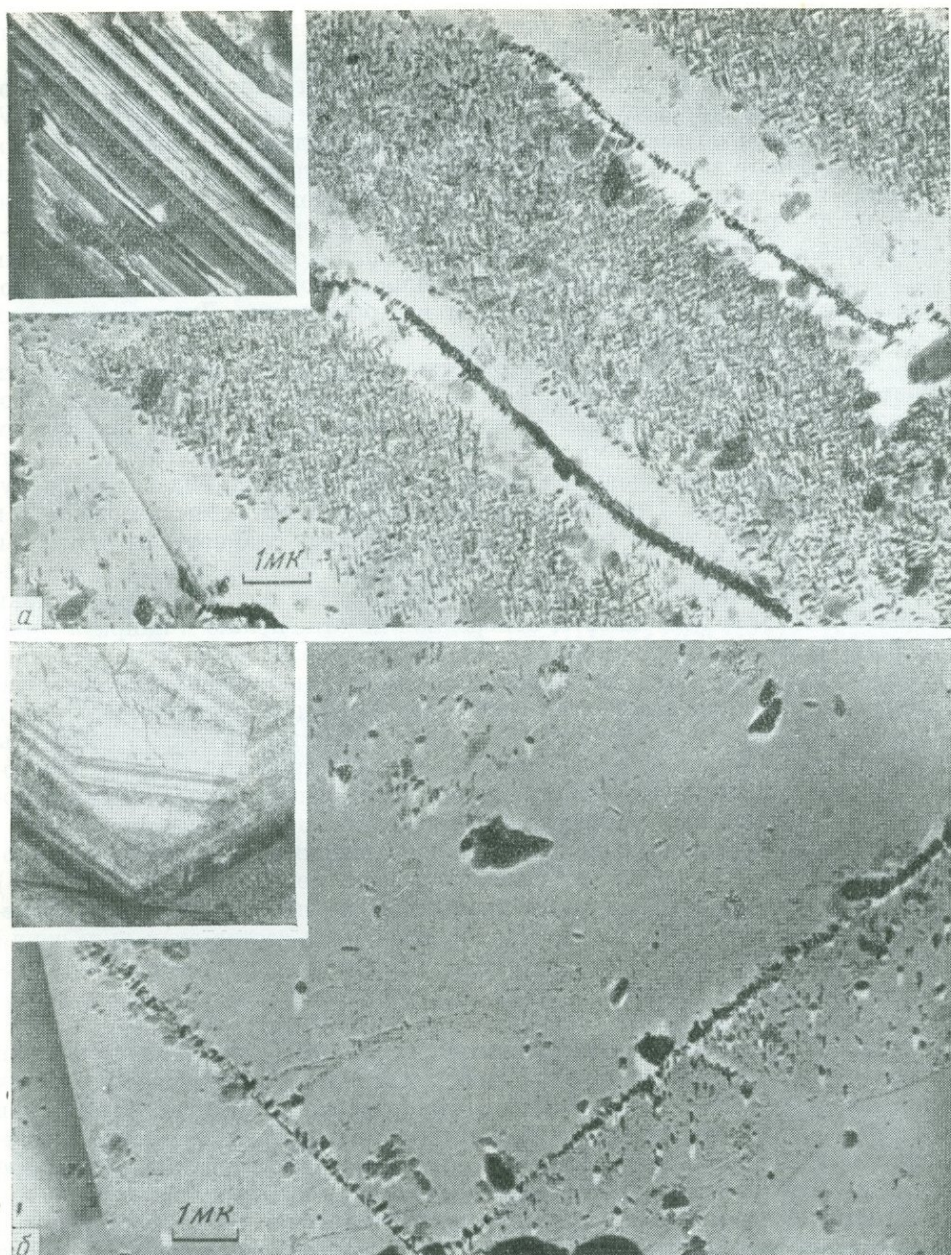
В прозрачных шлифах тех же образцов под оптическим микроскопом видно, что микрокристаллы аналогичной формы нарастают разными гранями на различные грани касситерита (фиг. 14, *а* — врезка), а зональное и пятнистое распределение микровключений полностью соответствует характеру окраски, встречаемой в касситеритах. Соответствие распределения микровключений минералов и окраски в кристалле касситерита иллюстрируется фиг. 13, *а, б*, на которых даны врезки микрофотографий прозрачных шлифов того же образца при небольших увеличениях.

Аналогичные включения обнаружены и в касситеритах из других месторождений тех же формаций. Например, в касситерите из Баджираевского месторождения присутствуют микрокристаллы призматического облика, ориентированные под углом 90° друг к другу, т. е. расположенные по пирамидам роста граней призмы (фиг. 14, *б*). Взаимная ориентировка включений подчинена определенному закону и соответствует распределению окраски в касситеритах, которая наблюдается в прозрачных шлифах (врезка к фиг. 14, *б*). По поверхности сколов включения распределены неравномерно: неправильные светлые участки с малым количеством включений чередуются с темными областями, обогащенными включениями. В местах наибольшего скопления последних эти области напоминают рисунок ткани. Подобное расположение включений наблюдается на больших площадях поверхностей сколов, поэтому можно предположить, что сколы проходят вдоль зон, содержащих значительное количество минералов-примесей. При сравнении включений из касситеритов Баджираевского и Этыкинских месторождений отмечалось некоторое различие по размерам и форме: у первых микрокристаллы имеют несколько большее отношение длины к ширине. Наряду с достаточно крупными кристаллами ($\sim 0,3 \times 0,05$ *мк*) встречались и более мелкие ($\sim 0,1 \times 0,01$ *мк*), которые на электронномикроскопических снимках выглядят светлыми, почти прозрачными для пучка электронов.

Очень важно отметить, что подобные микровключения были найдены только в образцах касситерита, для которых, по данным химического анализа, отмечалось достаточно высокое содержание пятиоксида тантала и ниобия (см. табл. 6, 7 и 11). Наиболее распространены они в темноокрашенных зонах касситеритов из месторождений пегматитовой, полевошпат-кварцевой и кварцевой формаций.

Кроме описанных, в касситеритах месторождений тех же формаций довольно часто обнаруживаются включения с квадратными, прямоугольными или округлыми сечениями (фиг. 14, *в, г*). Их средний размер от ~ 1 *мк* до 0,05 *мк*. Они располагаются вдоль линий спайности или направлений излома, как бы декорируя их. В отличие от рассмотренных выше призматических включений, связь их с касситеритом прочнее и извлечение их на реплику затруднено. Микровключения рутила (?) подобной формы наблюдались и при обычных микроскопических исследованиях указанных образцов (см. врезку на фиг. 14, *г*). По-видимому, и выявленные в электронном микроскопе включения принадлежат рутилу, имеющему очень сходную с касситеритом структуру. Последним и объясняется трудность извлечения их из касситерита.

Особо следует остановиться на включениях в касситерите из Ононского месторождения. В отличие от всех других касситеритов из месторождений указанных выше формаций он почти не содержит включений призматических



Фиг. 13. Характер распределения микровключений в касситеритах, выявленный в электронном микроскопе

а — зональное распределение микровключений минералов в черном касситерите Эттыкинского месторождения (реплика с извлечением); на врезке показан участок прозрачного шлифа того же образца (увел. 10) с аналогичным характером чередования окрашенных зон; *б* — ориентированное нарастание (по граням призмы) микровключений тапиолита в черном касситерите Эттыкинского месторождения (реплика с извлечением); аналогичное распределение окраски в том же образце, видимое в прозрачном шлифе (увел. 30)

ческого габитуса, зато в нем много микровключений с сечением квадратной округлой формы (см. фиг. 14, *в*). Особенно они распространены в темных зонах, где, по данным микроспектрального анализа (Н. В. Королев), присутствуют следующие элементы-примеси: Ti, Nb, Ta, Nn, Fe, V.

Касситериты из месторождений кварц-сульфидной и сульфидной формаций содержат включения иного типа. В касситерите из месторождений Сохондо и Тарбальджей они имеют округлую форму и очень малую величину ($0,0n - 0,0n$ мк) (фиг. 15, *а, б*). Расположение их было кучное — «пятнистое», реже намечалась некоторая зональность в их распределении на поверхности скола. Такие же включения имеются и в окрашенных зонах касситерита из Халчерангинского месторождения. Диагностика этих включений пока не проводилась.

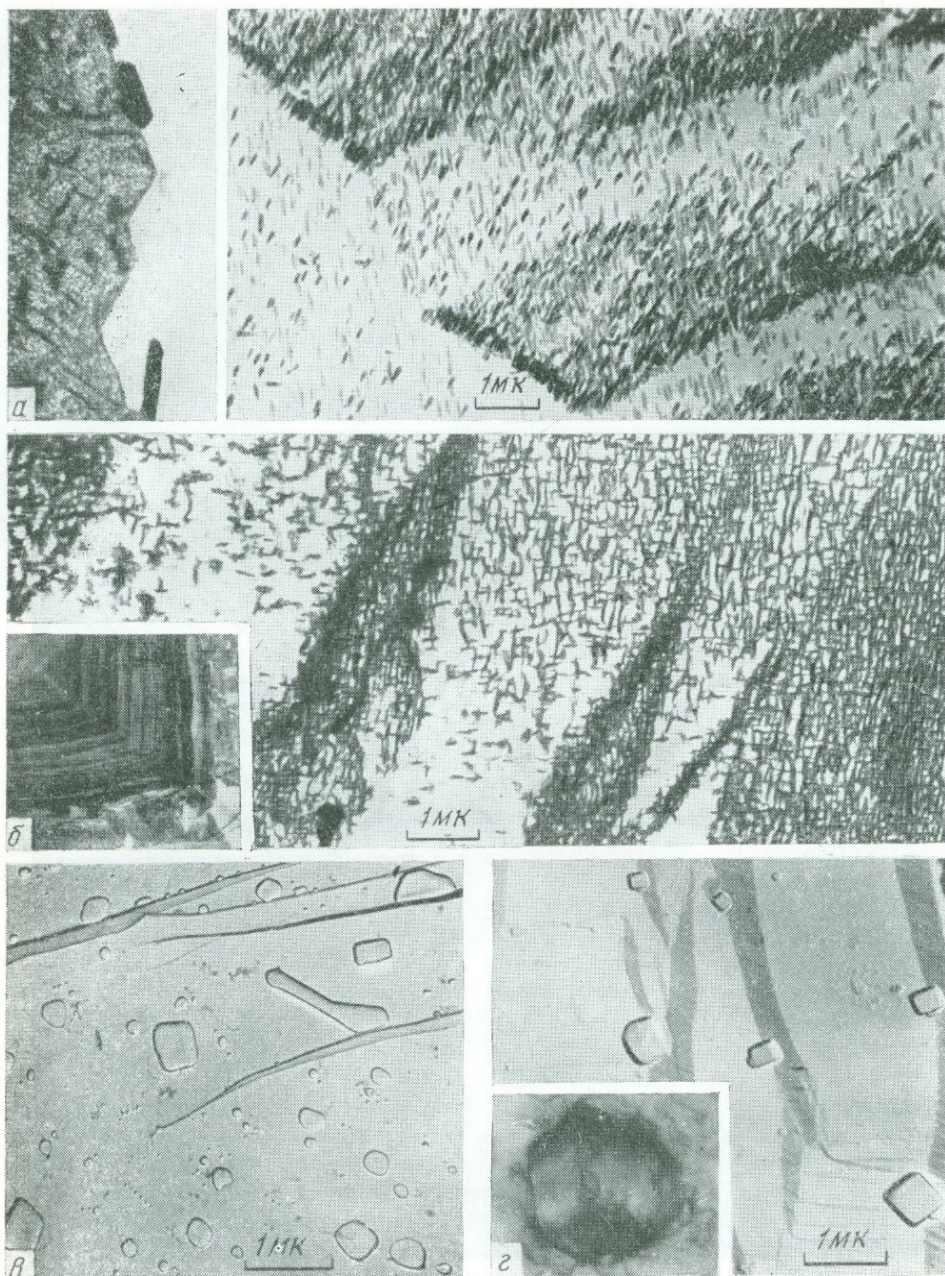
Светлоокрашенные, белые и бесцветные зоны зерен касситерита, почти лишенные элементов-примесей, по данным электронной микроскопии, содержат лишь очень редкие включения или не содержат их совсем (фиг. 15, *в*). Рисунок излома таких касситеритов, наблюдаемый под электронным микроскопом, очень сходен с рисунком излома, видимым под лупой (см. фиг. 7, *а*). При электронномикроскопических исследованиях в светлоокрашенных зонах очень часто наблюдалась спайность по призме и пирамиде (см. фиг. 7, *а — в*). Похожие картины были встречены Е. И. Долмановой при изучении касситеритов в шлифах и под лупой (см. врезки к фиг. 7). Иногда поверхность, поперечная по отношению к направлениям спайных плоскостей касситерита, — неровная, шероховатая, и на ней видны контуры слоев роста. Это можно объяснить присутствием в таких участках образца микровключений минералов, нарушающих его прочность и влияющих на характер излома. Сколы, показанные на фиг. 7, типичны для светлых зон большинства кристаллов касситеритов. В темных же зонах, в которых находится значительное количество микровключений, подобный ступенчатый характер рельефа часто маскируется ими.

Микродифракционное изучение призматических включений в темноокрашенных касситеритах из Баджираевского месторождения (фиг. 16) показало, что они принадлежат тапиолиту; в электронном микроскопическом микроанализаторе было также установлено, что в состав этих включений входят тантал, ниобий и железо. Присутствие тех же элементов обнаружено и в составе микровключений, извлеченных из касситеритов месторождений Этыка и Малая Кулинда.

Данные локального микрорентгеноспектрального анализа подтвердили также наличие связи между окраской касситеритов и присутствием в них минералов-примесей. Так, на кривой распределения тантала (фиг. 16) в образце зонально окрашенного касситерита из Баджираевского месторождения чередование максимумов и минимумов соответствует чередованию темных (содержащих много микровключений) и светлых зон.

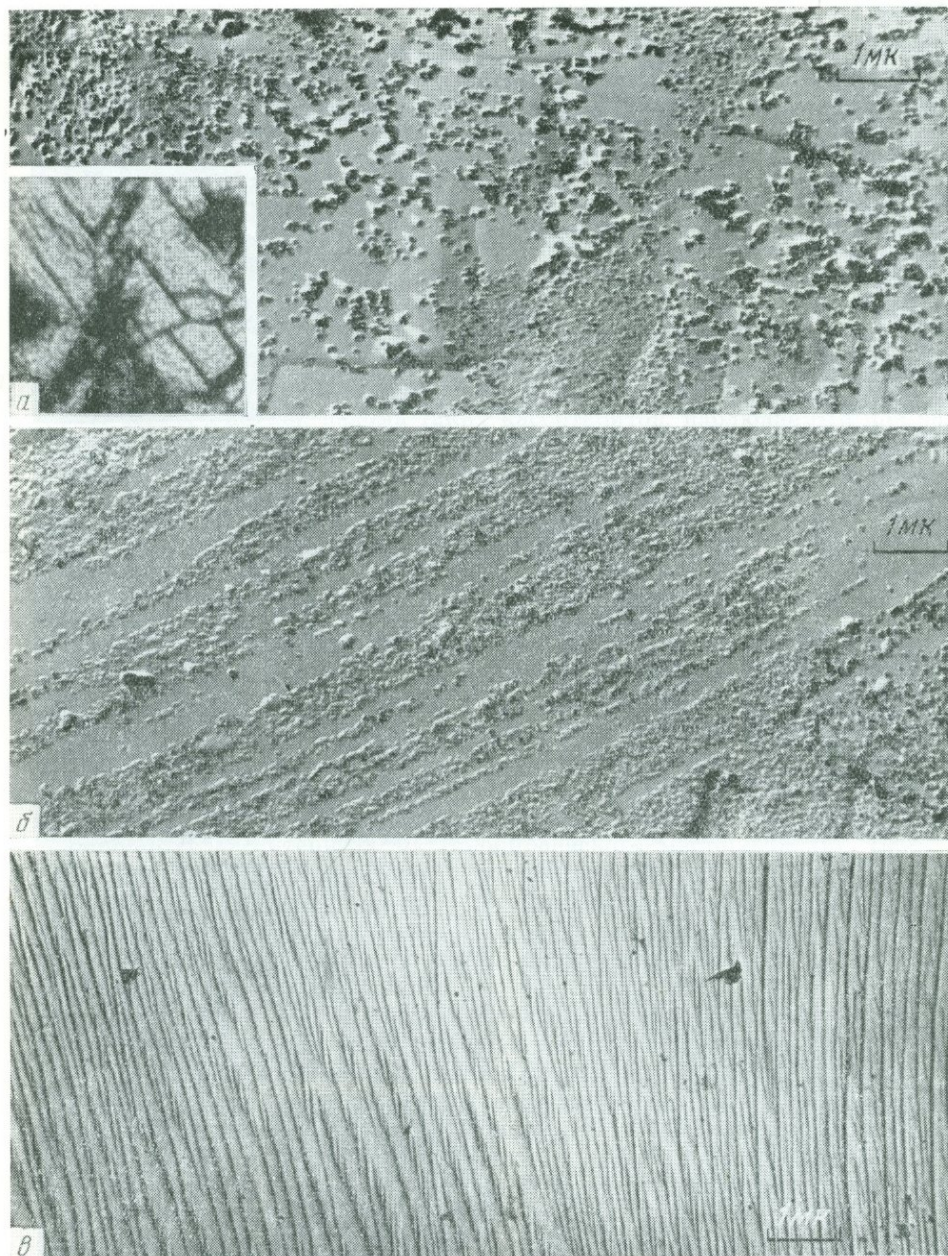
Таким образом, электронномикроскопическое изучение касситеритов комплексом различных методик подтверждает высказанное ранее Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Долмановой (1951) предположение о наличии микровключений минералов в окрашенных касситеритах. Большая часть микровключений сосредоточена в темноокрашенных зонах, в то время как светлые зоны почти однородны. В окрашенных зонах микровключения располагаются закономерно. Пятнистая окраска касситеритов обусловлена неравномерным распределением в них окрашенных микровключений.

Постоянное присутствие в касситеритах микровключений минералов вносит существенные изменения в наши представления об изоморфных примесях в касситеритах. Методом ЭПР В. М. Винокуров установил в касситеритах Баджираевского, Средне-Ишпатинского и других месторождений присутствие пока только изоморфной примеси Fe^{3+} в количестве не более $0,0n - 0,00n$ %; Fe^{2+} не найдено. Возможно, что при температуре



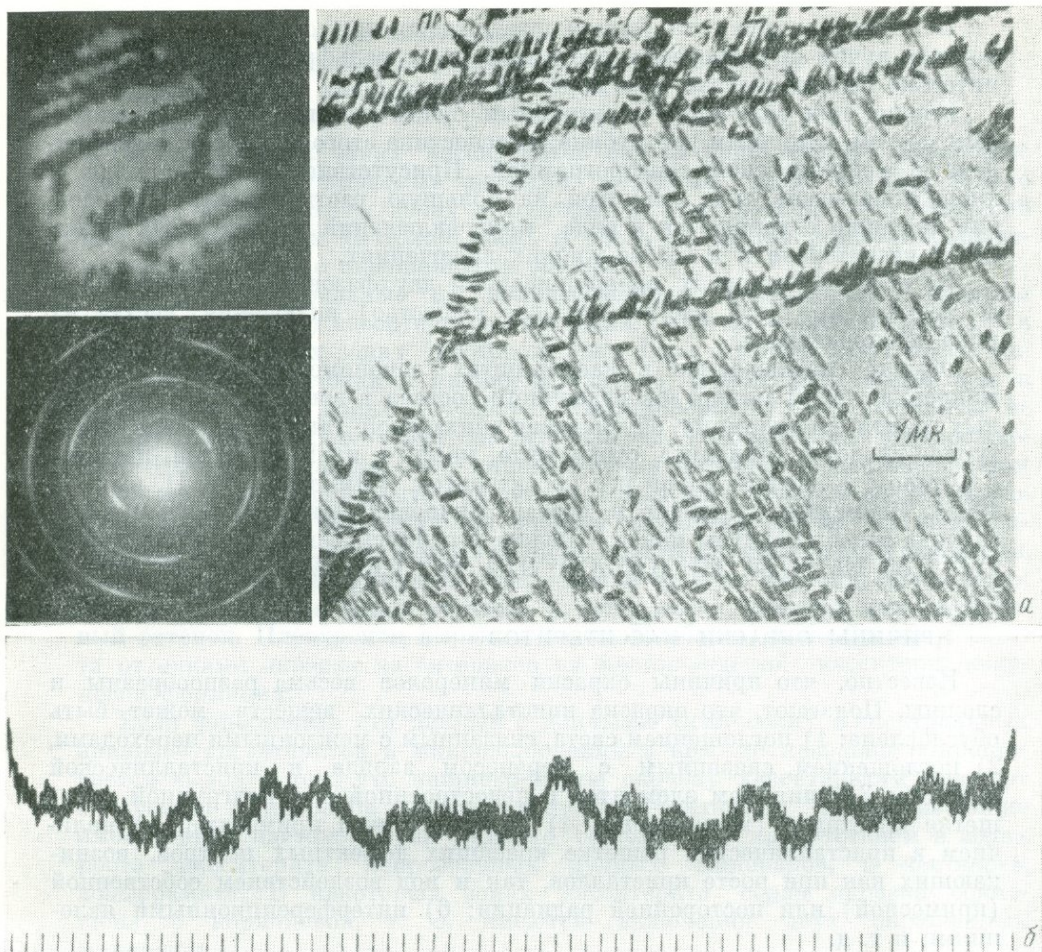
Фиг. 14. Характер распределения микровключений в касситеритах, выявленный в электронном микроскопе

а — неравномерное «пятнистое» и зональное распределение микровключений в черном касситерите Этыкинского месторождения (реплика с извлечением); ориентация микрокристаллов аналогична той, которая наблюдалась в прозрачных шлифах для включений тапиолита (см. врезку, увел. 30); б — ориентированные микровключения, извлеченные на реплику со скола темноокрашенного касситерита Баджираевского месторождения; на врезке — участок прозрачного шлифа того же образца с зональным распределением окраски (увел. 4); в — микровключения минералов изометрической формы в касситерите Баджираевского месторождения, выявленные методом реплик; на врезке — микрофотография прозрачного шлифа того же образца с включением рутила (?) аналогичной формы (увел. 900)



Фиг. 15. Характер микровключений в касситеритах, выявленных в электронном микроскопе

а, б — микровключения минералов, выявленные методами реплик и реплик с извлечением в касситеритах из месторождений кварц-сульфидной формации; виден зональный и «пятнистый» характер распределения включений (а); на врезке (а) приводится микрофотография прозрачного шлифа того же образца с аналогичным распределением окраски (увел. 30); в — угольно-желатиновая реплика со скола бесцветного касситерита из месторождения Серегекта



Фиг. 16. *a* — реплика с извлеченными микрокристаллами тапфиолита; на врезке вверху — вид микрокристаллов в микросенде, внизу — микродифракционная картина с них; *б* — кривая распределения тантала в зональном касситерите

4,2° К обнаружатся и другие изоморфные примеси. Из микровключений тапфиолит и рутил (?) характерны для касситеритов месторождений пегматитовой, полевошпат-кварцевой и кварцевой формаций; микроминералы, образующие включения в касситеритах месторождений кварц-сульфидной и сульфидной формаций, пока не определены.

Несомненно подобие картин, наблюдаемых с помощью оптического и электронного микроскопов, по зональному строению, двойникованию и распределению минералов — примесей.

Микровключения, обнаруженные в касситеритах с помощью электронного микронзонда

Изучение касситеритов из Этыкинского месторождения методом рентгеноспектрального точечного анализа с помощью электронного зонда (Доломанова, Лидер, Рожанский, 1966) позволило не только подтвердить присутствие в них некоторых из минералов, установленных ранее другими методами (вольфрамит, рутила), но и впервые обнаружить включения гематита, ильменита с примесью ниобия, корунда и минерала, состоящего из меди и хлора.

Наличие вольфрамита было подтверждено при сканировании электронным лучом по включению этого минерала; вольфрамит содержит значительно больше железа, чем марганца.

Корунд при облучении электронным лучом люминесцировал малиновым цветом, типичным для рубина; диагностика этого минерала подтверждена и рентгеновской спектрограммой. Присутствие минерала меди и хлора показывает, что, несмотря на большую растворимость хлоридов, они частично сохраняются в виде микровключений в отдельных зонах роста касситерита и в газовой-жидких включениях.

Во всех касситеритах обнаруживаются двухфазовые (газово-жидкие) и трехфазовые (газ, раствор, твердое вещество) включения; состав их пока не определялся.

Обычно наблюдаемое в касситеритах закономерное расположение микровключений минералов различного состава в зонах роста определенных граней, по-видимому, обусловлено эпитаксией, так как доказано структурное сходство тапиолита, стрюверита, моссита, ильменорутила, циркона с рутилом, а следовательно и с касситеритом (Минералы, т. II, вып. 2, 1965). Элементы, входящие в состав микровключений, в большинстве случаев имеют радиусы ионов, близкие к радиусу ионов олова: Sn^{4+} 0,67, Ta^{5+} 0,66, Nb^{5+} 0,66, Ti^{4+} 0,65, Cr^{3+} 0,64, Fe^{3+} 0,67, W^{6+} 0,65, As^{3+} 0,69 Å.

ПРИЧИНЫ ОКРАСКИ КАССИТЕРИТОВ

Известно, что причины окраски минералов весьма разнообразны и сложны. Полагают, что окраска кристаллических веществ может быть обусловлена: 1) поглощением света, связанным с межзонными переходами, 2) поглощением, связанным с переносом заряда в кристаллической решетке; 3) влиянием элементов с недостроенной $3d$ подгруппой в решетке кристалла (хромофоры); 4) механическими примесями; 5) наличием в кристаллической решетке красящих дефектных центров, возникающих как при росте кристаллов, так и под воздействием собственной (примесной) или посторонней радиации; 6) интерференционными явлениями и т. д.

Я. Д. Готман (1941) и А. М. Болдырева (1941) пытались найти зависимость между изменением параметров решетки и окраской касситерита; их попытки связать изменение окраски касситеритов различных генетических групп с изменением параметров их элементарной ячейки (a и c) не имели успеха.

По мнению П. Л. Грабб и П. Ханнафорд (Grabbe, Hannaford, 1966), существует связь между окраской и магнитными свойствами касситерита из сульфидных месторождений Малаи.

Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Долманова (1951) высказали предположение, что окраска касситеритов обусловлена окрашенными микровключениями. По Г. Б. Жилинскому (1955), пятнистая окраска касситерита также является следствием неравномерного распределения примесей при росте кристаллов и зависит от изменения физико-химических условий кристаллизации. К тому же выводу пришел и П. В. Бабкин (1960).

Г. Л. Вазбуцкий (1941) утверждал, что для касситерита характерна темная окраска. Он предполагал, что вследствие выноса красящих веществ при эндо- и экзогенных процессах касситериты становятся бесцветными; этим же объясняется пятнистое распределение окраски в касситеритах и присутствие светлых зон в центральных и краевых частях кристаллов (см. фиг. 2). Однако имеется ряд факторов, не позволяющих согласиться с этим выводом.

Ниже приведены результаты комплексного исследования касситеритов, которое дает возможность уточнить представления о природе их окраски.

Исследование окрашенных касситеритов методами рентгеноспектрального и количественного спектрального анализов

В окрашенных зонах касситеритов всегда присутствуют различные элементы, обнаруживаемые разными методами (табл. 6—16); только в белых и бесцветных зонах касситеритов практически нет примесей или количество их ничтожно мало, а число элементов резко сокращается по сравнению с окрашенными зонами.

Рентгеноспектральные и количественные спектральные анализы (ИГЕМ АН СССР) касситеритов показали, что в вишнево-красных и бутылочно-зеленых зонах (месторождения Гора Луковая, Ак-Кезень, Кара-Су и др.) содержание ниобия и тантала значительно выше, чем в темно-коричневых зонах (Ононское, Баджираевское). Эти элементы не обнаружены в серых зонах касситерита из Таломинского месторождения. Выше отмечалось, что вишнево-бурая окраска под микроскопом характерна для касситеритов из пегматитовых жил. В касситеритах месторождений других формаций эта окраска выражена слабее. Не наблюдается она в касситеритах месторождений касситерит-сульфидной формации, для которых более типичны оранжевая и желтая окраски; коричневая окраска отмечается лишь местами и часто имеет лиловый или фиолетовый оттенок. Плеохроизм выражен слабо. Наиболее разнообразна и богата оттенками окраска касситеритов из месторождений касситерит-кварцевой формации.

Если сопоставить эти данные с данными химических и спектральных анализов касситеритов и микровключений в них, то невольно напрашивается вывод о том, что вишнево-бурую окраску касситеритам придают включения минералов группы колумбита-танталита, просвечивающие именно этим цветом. Серая окраска обусловлена присутствием в зонах роста касситерита непрозрачных рудных минералов, в частности, вольфрамита. В некоторых зонах касситерита серая окраска совмещена с коричневой, т. е. имеются включения двух окрашенных минералов.

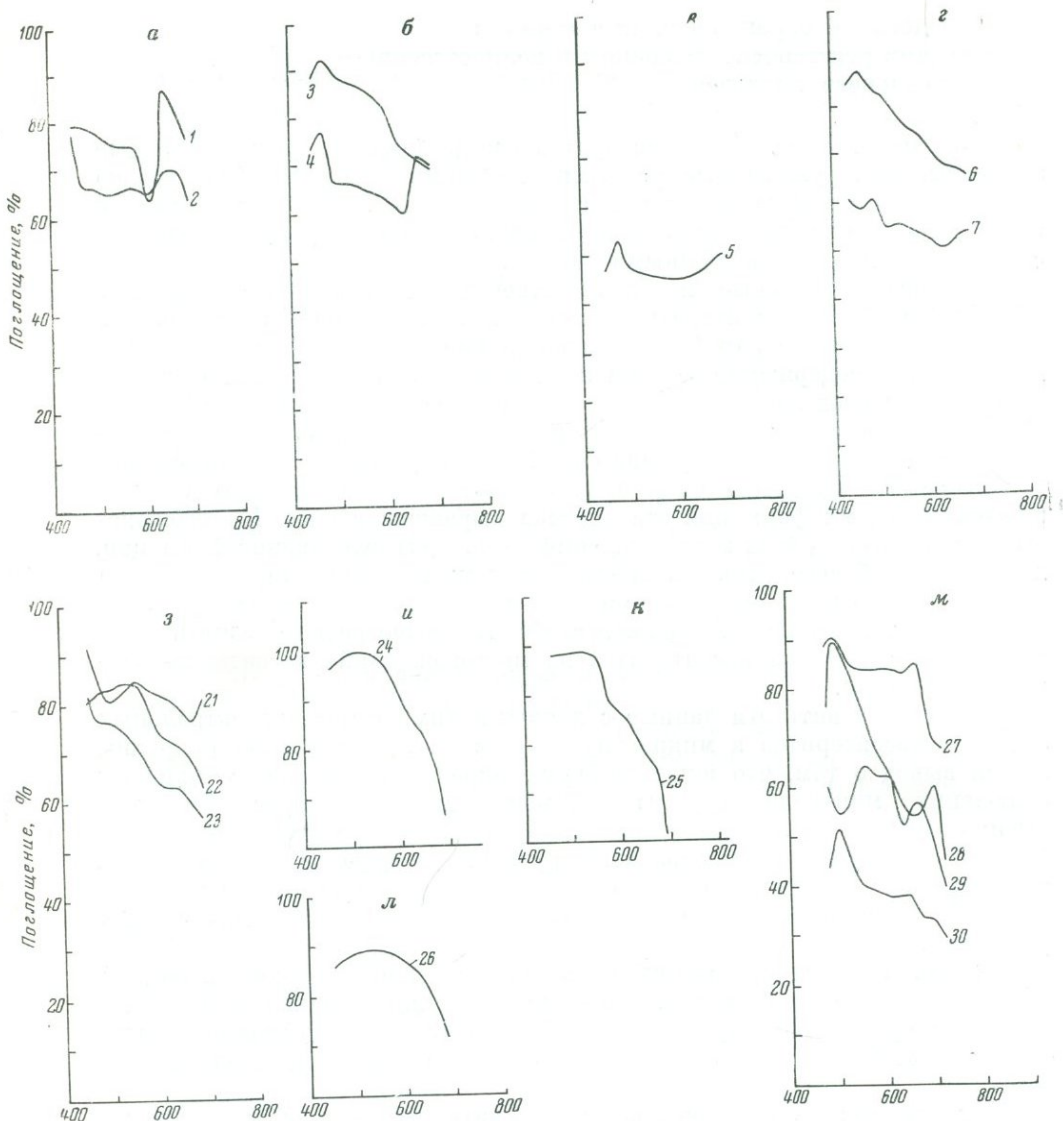
Розовая окраска касситеритов вызывается меньшей концентрацией тех же минералов-примесей, которые присущи вишнево-бурым зонам (минералы из группы колумбита-танталита). Лимонно-желтую окраску касситериту придают, по-видимому, соединения железа (см. табл. 16).

Существенную роль в окраске касситерита играет содержание железа и марганца в минералах-примесях (тапиолите и др.) и их валентность (различные оттенки вишневой и коричневой окрасок).

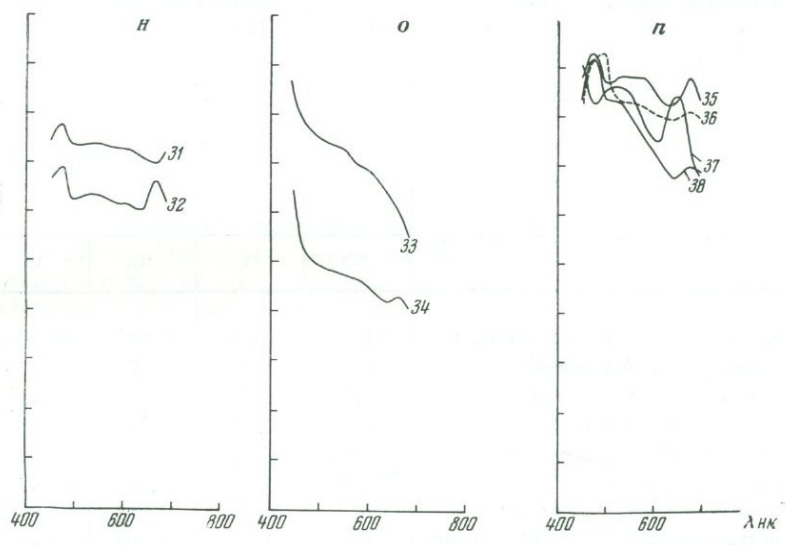
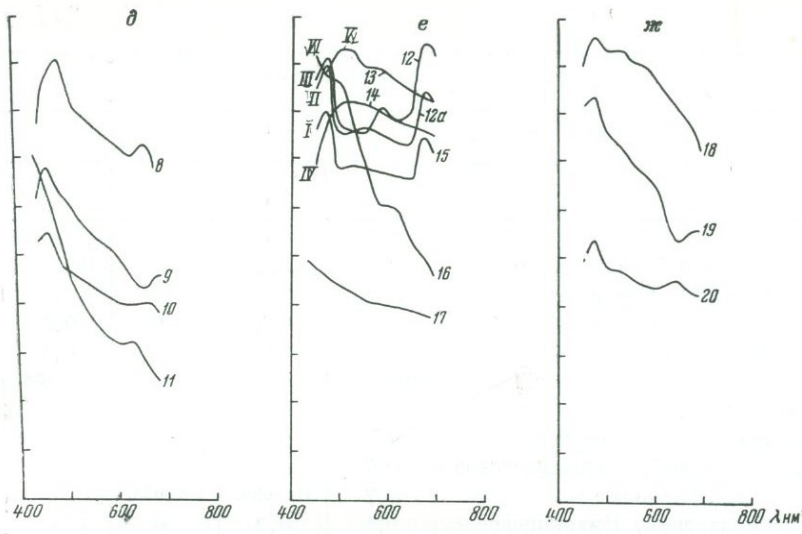
Влияние титана на окраску касситеритов четко не проявляется. Он входит в состав разных минералов-примесей, содержащихся в неодинаковых количествах в окрашенных касситеритах; в отдельных случаях присутствие его придает их окраске фиолетовый оттенок.

В зеленовато-серых и темно-коричневых с грязно-зеленым оттенком зонах микроспектральным анализом Н. В. Королев обнаружил повышенное количество ванадия (V^{3+} ?); очень типичны эти окраски для касситерита из Ононского месторождения.

К. Баэвр и др. (Baehre, Capitant et Phan Kiev Duong, 1961) с помощью электронного микронзонда показали, что светлые зоны в зернах касситерита почти лишены посторонних примесей, а в окрашенных зонах обнаружены титан, железо, тантал; ниобий не был установлен, возможно, из-за малой чувствительности микронзонда. В темноокрашенных зонах содержание железа и особенно тантала заметно возрастает. Изменение содержания титана обнаруживается труднее, что, вероятно, связано с



Фиг. 17. Спектральные кривые поглощения касситеритов из месторождений разных а, б — пегматитовая формация: 1 — темно-оливковый цвет по n_e , 2 — светло-оливковый цвет по n_o , месторождение Кара-Сү, 3 — красновато-бурый цвет по n_e , 4 — серый цвет по n_o , месторождение горы Луковой. в, г, д, е, ж — касситерит-кварцевая формация: 5 — белый цвет, месторождение Средне-Иппатинское; 6 — оранжево-бурый цвет по n_e , 7 — серый цвет по n_o , месторождение Молодежное, 8 — темно-бурая зона, 9 — розовая зона, 10 — бледно-желтая зона, 11 — слегка желтоватая зона, месторождение Баджираевское. Разрез параллельный L_4 , I—VII — зоны кристалла от периферии к центру: 12 — темно-фиолетовая зона, 12a — светло-фиолетовая зона, 13 — темно-вишневая зона с фиолетовым оттенком, 14 — светло-вишневая (розовая) зона, 15 — серая (бесцветная) внешняя зона, 16 — оранжевая зона, 17 — светлая



Формаций:

зона с желтовато-зеленым оттенком (центр кристалла), месторождение Байн-Мод. Разрез перпендикулярный L_4 : 18 — темно-коричневая зона (центр кристалла), 19 — светло-коричневая зона, 20 — кремовая зона, месторождение Зуруханское.

а, и, к, л, м — касситерит-кварц-сульфидная формация: 21 — темно-буряя зона, 22 — оранжевая зона; 23 — желтая зона, 24 — ярко-красная зона, 25 — пурпурная зона, 26 — темная зона (не просвечивает), месторождение Ингодинское; 27 — шоколадно-коричневая зона, 28 — оранжевая зона, 29 — кремовая зона, 30 — слегка желтоватая зона, месторождение Таломинское.

н, о — касситерит-сульфидная формация: 31 — серый с буроватым оттенком по n_e , 32 — серый по n месторождение Халчерангинское; 33 — коричневая (центр кристалла), 34 — светло-коричневая (внешняя зона кристалла), месторождение Южно-Харатуйское.

п — деревянистое олово: 35 — темно-коричневая внешняя зона, 36 — темно-коричневая внутренняя зона, 37 — буряя зона, 38 — буряя с зеленоватым оттенком внешняя зона, река Нерчуган.

Содержание элементов-примесей (в %) в различно окрашенных зонах касситерита по данным рентгеноспектрального (I) и количественного спектрального (II) анализов

Окраска и местонахождение касситерита	I				
	Nb	Zr	Ta	Th ¹	U ¹
Вишнево-красный, Гора Луковая	1	0,2	2	Не обн.	Не обн.
Вишнево-бурый, Ак-Кезень	1	Не обн.	2	»	»
Вишнево-бурый, Кара-Оба	0,40	0,2	Не обн.	0,2	0,1
Розовый, Эренфридерсдорф	0,1	Не обн.	»	0,1	Не обн.
Светло-розовый, Ушмунское	Не обн.	»	»	Не обн.	»
Серый, Таломинское	»	»	»	»	»
Темно-коричневый, Ононское	1	0,1	0,4	»	»
Темно-коричневый, Баджираевское	0,7	0,3	0,2	»	»
Коричневый, Ононское	0,2	Не обн.	Не обн.	»	»
Светло-коричневый, Ималкинское	0,1	0,2	»	»	»
Лимонно-желтый, Таломинское	Не обн.	Не обн.	»	»	»
Бутылочно-зеленый, Кара-Су		Не определялись			
Белый с редкими желтыми зонами, Средне-Иппатинское	Нет	Нет	Нет	0,1	Нет

Таблица 16 (окончание)

Окраска и местонахождение касситерита	II				
	Nb	Fe	Mn	W	Ti
Вишнево-красный, Гора Луковая	1	1,30	0,025	Не обн.	0,1
Вишнево-бурый, Ак-Кезень	1	0,73	0,036	»	0,034
Вишнево-бурый, Кара-Оба	0,5	1,32	0,011	0,11	0,11
Розовый, Эренфридерсдорф	0,03	0,52	Сл.	Не обн.	0,75
Светло-розовый, Ушмунское	Н. сл.	0,05	»	»	0,015
Серый, Таломинское	Не обн.	0,1	0,005	0,1	Сл.
Темно-коричневый, Ононское	1	1,11	0,007	Не обн.	0,1
Темно-коричневый, Баджираевское	1	0,5	0,007	0,045	0,11
Коричневый, Ононское	0,5	0,40	0,001	Не обн.	0,12
Светло-коричневый, Ималкинское	Сл.	0,046	0,001	»	0,126
Лимонно-желтый, Таломинское	Не обн.	1,12	Н. сл.	»	0,08
Бутылочно-зеленый, Кара-Су	>2	~0,1	1—2	»	~0,5
Белый с редкими желтыми зонами, Средне-Иппатинское	Сл.	0,062	Сл.	Нет	0,085

¹ Определения производили радиохимическим анализом и методом треков (см. выше).
Аналитик Л. Н. Индиченко.

положением линий K_{α} в спектре. В десяти разных точках одной из наиболее темноокрашенных зон в среднем содержится: Ta — 0,72%, Fe — 0,34%, Ti — 0,35%. К. Баэзр и его соавторы пришли к выводу, что изменение окраски зависит от изменения химического состава касситерита. Формы вхождения в касситерит обнаруженных элементов не определены.

Результаты изучения спектров поглощения окрашенных касситеритов в области 400—700 нм

Изучение спектров поглощения отдельных окрашенных микрозон проводилось на специальной микроспектрофотометрической установке, описанной ранее (Ракчеев, 1960). Кривые поглощения, измеренные в поляризованном свете, приведены на фиг. 17.

Анализ полученных результатов показывает, что кривые поглощения касситеритов или отдельных зон их кристаллов, окрашенных в бурый, коричневый, оранжевый и желтый цвета, характеризуются наличием одного четкого максимума в синей части спектра. У большинства образцов этот максимум находится в области 470 нм. В некоторых кристаллах или их зонах указанный максимум смещен в более коротковолновую область спектра.

Касситериты, окрашенные в серые или кремовые тона, также часто обнаруживают на кривых максимум в синей части спектра, хотя он и менее ярко выражен. Кривые поглощения в этом случае имеют более пологий характер и не обнаруживают отчетливой дисперсии, особенно в центральной части видимого спектра; в длинноволновом крае спектра наблюдается иногда также небольшой максимум. Для отдельных касситеритов характер кривых дисперсии поглощения весьма сложен. Таковы касситериты из месторождений Кара-Су, р. Нерчуган (древянистое олово) и др.

Поглощение касситеритов в видимой области спектра не обусловлено межзонными переходами. Об этом свидетельствуют низкие значения показателей поглощения, о которых говорилось выше. Поглощение, связанное с переводом валентных электронов в зону проводимости, наблюдается у касситеритов в ультрафиолетовой области, о чем было уже сказано.

Можно допустить, что максимум около 470 нм обусловлен влиянием Mn^{3+} тапиолита (включения в касситерите). Максимум в наиболее коротковолновой области обусловлен, по-видимому, переносом заряда, хотя для окончательного решения этого вопроса требуется изучение поглощения в ультрафиолетовой области.

Причиной максимума около 530 нм, возможно, является титан рутила. В целом можно сказать, что форма кривых поглощения касситерита обусловлена не одной, а многими причинами.

Данные исследований разноокрашенных касситеритов в ИК-области спектра

Целью исследования касситеритов методом ИК-спектроскопии было проверить наличие в них изоморфных примесей. Химический состав изученных касситеритов, по данным спектрального анализа, приведен в табл. 17. Работа проводилась в ИГЕМ АН СССР Е. С. Рудницкой на приборе UR-10 методом осаждения из суспензии в бутиловом спирте на пластинки KBr.

Характерная полоса поглощения черного касситерита из месторождения Малая Кулинда (пегматитовая формация) лежит у 635 см^{-1} ; две размытые полосы имеют максимумы $500\text{—}510\text{ см}^{-1}$ и 1100 см^{-1} (фиг. 18).

У черного касситерита из Этыкинского месторождения (полевошпатовая кварцевая формация) характерная полоса поглощения та же (635 см^{-1}), максимум второй полосы — 510 см^{-1} ; имеется также слабая полоса поглощения с максимумом 1110 см^{-1} . ИК-спектры черного касситерита характеризуются сильным фоном поглощения в рассматриваемой области спектра ($1800\text{—}700\text{ см}^{-1}$), второй максимум ($500\text{—}510\text{ см}^{-1}$) обычно размытый.

Розовый касситерит из Ималкинского месторождения (полевошпатовая кварцевая формация) характеризуется более интенсивной главной полосой поглощения, чем черные касситериты, с двумя четкими максимумами —

Данные качественного спектрального анализа окрашенных зон касситерита

Месторожде- ние	Окраска касситерита	Обнаруженные элементы	Интенсивность линий	Примечание		
Серегекта	Бесцветный, прозрачный	Fe, Ti, Zr, Si Al Mg	Очень слабая Следы линий Ничт. следы	Хим. анализы в табл. 7		
Ушмунское	Светло-розовая (внешняя зона кристалла)	Fe Si, Al, Mg Mn, Ti, Ca Nb Cu	Средняя Слабая Оч. слабая Следы Ничт. следы ли- ний			
Ималкин- ское	Розовая	Ti, Zr V Si, Al Fe Ca, Mg, Cr Nb, Mn	Оч. сильная Средняя Слабая Оч. слабая Следы Ничт. следы		Хим. анализы в табл. 6	
Этыгинское	Черная	Nb W, Fe Mn, Ti Zr, V Si, Al, Ca Ta, Mg Zn, Ga Be Nb	Оч. сильная Сильная Выше средней Средняя Слабая Оч. слабая Следы Ничт. следы Выше средней			
Малая Кулинда	Черная	Fe, Mn Zr, Al Be, Si	Средняя Слабая Оч. слабая Следы			Хим. анализы в табл. 6
Будюмкан- ское	Желтая	Ta, Ti, Cu, Ca, Mg Pb, Cu, Nb, Ta, Be, Zr, Fe, Ba, Ca, Al, Mg, Si, Sc Be, V Mn, Ti	} 0,0n%			
Будюмкан- ское	Коричневая	Ca, Si, Ti Zr, Al, Mg, Fe, Sc Cu, V Mn		} 0,00n% 0,00n% 0,000n%		
Шерловая Гора	Винно-коричневая	Fe, Cu, Al Ca, Mg, W, Nb, Mn, Sb, Pb Be, V, Ti, In, Ga, Ca	} 0,0n% } 0,000n%			
Хапчеранга	Шоколадно-ко- ричневая и медово-желтая	Ti, Fe, Si, Al V, W, Ca Zr, Mg, As Mg, Nb		} 0,n% 0,0n% 0,00n% 0,000n%	Хим. анализы в табл. 9	

Месторожде- ние	Окраска касситерита	Обнаруженные элементы	Интенсивность линий	Примечание
Джалинда	Серая (зона из «почки»)	Si, Al As, In, Zn Sb, Mn, Pb, W, Bi Ti, Zr, Mg, Ca Be, Nb, Mo, Cu, Fe Sr, Y Ga, V	$n-$ $n \cdot 10^{-1}$ $n \cdot 10^{-2}$ $n \cdot 10^{-3}$ $n \cdot 10^{-4}$ $n \cdot 10^{-1}$	Хим. анализы в табл. 10
»	Бурая (зона из «почки»)	In, Fe, Si, Al As, Sb, Mn, Pb, W, Bi, Zn, Ti, Zr, Mg, Ca Be, Nb, Cu, Sr, Y Ga, Mo, V	$n \cdot 10^{-2}$ $n \cdot 10^{-3}$ $n \cdot 10^{-4}$ $n \cdot 10^{-1}$	
»	Белая (зона из «почки»)	In, Fe, Si, Al As, Sb, Mn, Pb, W, Bi, Zn, Ti, Zr, Mg, Ca, Be, Nb, Cu, Sr, Y, Ga, Mo, V	$n \cdot 10^{-2}$ $n \cdot 10^{-3}$ $n \cdot 10^{-4}$	
Нерчуган	Темно-бурая	Fe, Al Si Be Mn, Mo W, Ti, In, Ca, Pb Ga, Mg, Cu, Sb Be	Оч. сильные Сильные Выше средних Средние Слабые Оч. слабые Следы линий	

630 $см^{-1}$ и 540 $см^{-1}$; имеется также слабая полоса поглощения с четким максимумом около 1100 $см^{-1}$.

Разноокрашенные касситериты из месторождений Ушмунское, Будюмканское, Серегекта (кварцевая формация) характеризуются интенсивной полосой поглощения с двумя максимумами — 625 $см^{-1}$ и 530 $см^{-1}$; максимум 1100 $см^{-1}$ выражен более четко, чем у касситеритов из месторождений пегматитовой формации.

Касситериты Шерловогорского (кварц-сульфидная формация) и Халччангинского месторождений (сульфидная формация) характеризуются максимумами поглощения 620—625 $см^{-1}$ и 530 $см^{-1}$, которые типичны для касситеритов месторождений других формаций. По соотношению интенсивностей указанных полос поглощения они также не отличаются от других касситеритов.

Исследованные касситериты, независимо от их окраски (за исключением черных) и происхождения, дают ИК-спектры, практически одинаковые по интенсивности, форме и положению максимумов главной полосы поглощения (630—625 $см^{-1}$ и 535—545 $см^{-1}$).

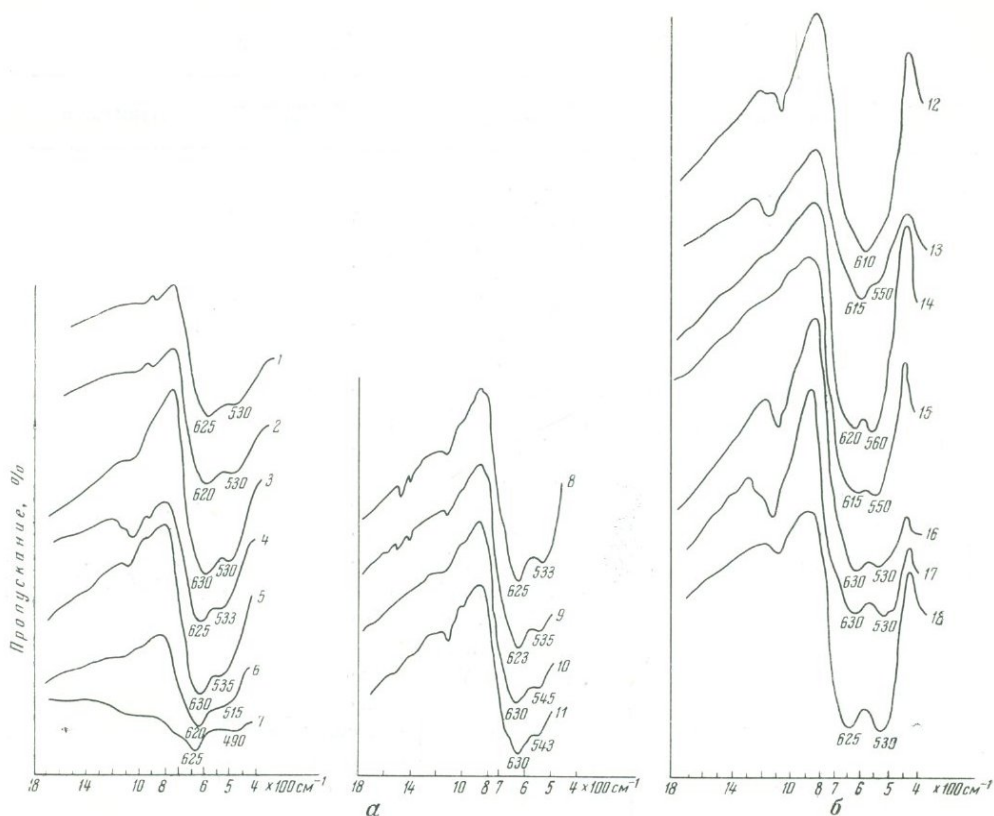
Поскольку у касситеритов различной окраски (содержащих примеси), а также у бесцветного и белого (почти не содержащих примесей) не наблюдается заметных различий в ИК-спектрах, то можно предполагать, что окрашивающие примеси либо не входят изоморфно в решетку касситерита, либо этот метод не обнаруживает их.

Колломорфные касситериты (деревянистое олово) из месторождений реки Нерчуган (Забайкалье), Хрустальное (Приморье) и Джалинда (Ма-

СВОЙСТВА КАССИТЕРИТОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

Формация	Содержание типоморфных элементов-примесей	Содержание урана и тория			Типичный облик кристаллов или агрегатов	Габитусные грани	Размер кристаллов	Двойники		Блеск на гранях	Прозрачность	Окраска		
		по методу треков	по радиохимическому методу					коленчатые	сложные			зерен и кристаллов	тонких срезов (под микроскопом)	порошка
			фоновое содержание урана, 10 ⁻⁴ %	общее содержание, 10 ⁻⁴ %										
U	Th													
Касситерит-пегматитовая	Nb ₂ O ₅ + Ta ₂ O ₅ от 1 до 6%. W — редко, следы. Zr, Sc — обычные. In — нет.	1,2	6,6	3,0—8,0	Дипирамидальный	<i>s</i> (111), реже <i>e</i> (101)	Несколько см или мм	Редки	Не обнаружены	Алмазный, матовый	Непрозрачный, просвечивает	Черная, бурая, темно-коричневая	Вишнево-красная, бурая, грязно-зеленая, редко бесцветная	Шоколадно-коричневая разных оттенков (зависит от состава примесей)
Касситерит-полевошпатовая кварцевая	Nb ₂ O ₅ + Ta ₂ O ₅ около 1%. W — доли % или отсутствует. Zr, Sc — обычные. As — редко, следы. In — нет.	1,2—5,0	10,0—21,0	2,0—3,0	Короткопризматический	<i>s</i> (111), <i>m</i> (110), <i>a</i> (100), <i>e</i> (101)	От 10 см до нескольких мм	Часты	Часты (полисинтетические)	Алмазный, подуметаллический, матовый	То же	То же, коричневая разных оттенков, розовая	То же; кроме того, розовая, коричневая, бесцветная	Бурая, шоколадно-коричневая светлых оттенков, серая
Касситерит-кварцевая	Nb ₂ O ₅ + Ta ₂ O ₅ от нескольких десятых долей % до нескольких тысячных долей %. Zr, W — доли %. Sc, As — следы. In — редко, следы.	0,8—3,6	1,4—16,4	0,3—7,0	То же	<i>s</i> (111), <i>m</i> (110), <i>a</i> (100), <i>e</i> (101), <i>r</i> (320), редко <i>h</i> (210)	То же	Часты	То же	Алмазный, матовый, стеклянный	Просвечивает, полупрозрачный	Черная, бурая, коричневая разных оттенков, розовая, красная, серая, белая, зеленая	То же; кроме того, оранжевая, желтая, лиловая, серая, бесцветная и др.	То же
Касситерит-кварц-сульфидная	Nb ₂ O ₅ + Ta ₂ O ₅ не более 0,1%. W — доли %, редко. Zr, Sc — редко, следы. As — десятые доли %. In, Sb, Pb — обычные.	—	~6,1 (единичные данные)	~4,0 (единичные данные)	Коротко- и длиннопризматический (часты звездчатые сростки)	<i>s</i> (111), <i>m</i> (110), <i>a</i> (100), <i>e</i> (101), <i>r</i> (320), <i>z</i> (321), <i>k</i> (430)	Несколько мм и меньше	Часты	Четверники, шестерники, сложные двойники	Алмазный, стеклянный, матовый	То же	Темно-коричневая, винно-коричневая, медово-желтая, красная, светло-желтая, редко бесцветная	Красно-бурая, бурая, оранжевая, шоколадно-коричневая, бесцветная	Серая, коричневая с красноватым оттенком
Касситерит-сульфидная	Nb ₂ O ₅ + Ta ₂ O ₅ от сотых до тысячных долей %. Zr, W — редко, следы. Sc — нет. As — десятые доли %. In, Sb, Pb, Zn, Ag — обычные.	0,3—1,3	1,7 (единичные данные)	7,0 (единичные данные)	Длиннопризматический, игольчатый; колломорфные агрегаты (почки); звездчатые агрегаты, сферолиты	<i>s</i> (111), <i>m</i> (110), <i>a</i> (100), <i>e</i> (101), <i>r</i> (320), <i>z</i> (321), <i>h</i> (210)	То же	Часты	Мало изучены	Алмазный, стеклянный	Часто прозрачный, просвечивает	То же	То же	Светло-коричневая, коричневая, серая

Формация	Зональность	Признаки коллоидного строения агрегатов	Оптические свойства				Спектры поглощения в видимой области (400—700 нм)	Спектры поглощения в инфракрасной области 700—1800 см ⁻¹	Минералы-примеси		Термоэлектродвижущая сила (мв)	Электромагнитность	
			показатели преломления n_e, n_o	зеркальное отражение R_e, R_o	диффузионное отражение χ_e, χ_o	аномальная двуосность			плеохроизм	определены с помощью оптического микроскопа и электронного микровзвда			определены с помощью электронного микроскопа
Касситерит-пегматитовая	Слабо выражена	Нет	Существенных отличий нет	Существенных отличий нет	0,07—0,05	Не характерная константа	Сильный с изменением окраски	Характерный максимум поглощения при λ -470 нм	Характерна полоса поглощения с максимумом 635 см ⁻¹ ; менее интенсивно поглощение при 500—510 см ⁻¹ и 1110 см ⁻¹	Минералы группы тантало-ниобатов, радиоактивные минералы, циркон	Много тапиолита	—14 —19	Бывают электромагнитными
Касситерит-полевошпат-кварцевая	От неясной до четкой	То же	То же	То же	$\chi_e = 0,04—0,06$, $\chi_o = 0,02—0,05$	То же	От сильного до слабого	Менее типичный максимум поглощения около λ -530 нм	У черного — то же. У розового — интенсивная полоса поглощения с четкими максимумами: 630 см ⁻¹ и 540 см ⁻¹ ; поглощение меньшей интенсивности — при 1110 см ⁻¹	Те же, но в меньшем количестве; также вольфрамит, CuCl (?), рубин, ильменорутил, гематит	То же	—18 —36	То же
Касситерит-кварцевая	Хорошо выражена	То же	То же	То же	$\chi_e = 0,03—0,06$, $\chi_o = 0,01—0,05$	То же	То же	То же	Интенсивная полоса поглощения с двумя максимумами — 626 см ⁻¹ и 530 см ⁻¹ . Максимум 1110 см ⁻¹ выражен более четко, чем у касситеритов пегматитовой формации	Рутил, ильменит, гематит, вольфрамит, тапиолит (мало), минералы, содержащие радиоактивные элементы, кварц	Меньше тапиолита, рутил (?)	—12 —90	То же
Касситерит-кварц-сульфидная	То же	Редки	То же	Больше, чем у касситеритов из месторождений других формаций	0,07—0,04	То же	Слабый, меняется интенсивность окраски; сильнее у шоколадно-коричневых зон	То же	Интенсивная полоса поглощения с двумя максимумами: 620—625 см ⁻¹ и 530 см ⁻¹	Рутил, гематит, вольфрамит, арсенопирит, минералы, содержащие радиоактивные элементы (мало)	Мельчайшие минералы иного типа, чем в месторождениях других формаций	—25 —30	То же
Касситерит-сульфидная	Менее четкая, нередко кристаллическая	Часты	Больше, чем у касситеритов из месторождений других формаций	То же	0,09—0,05	То же	То же	То же	То же	Не изучены	—	Не изучена	То же



Фиг. 18.

а — инфракрасные спектры поглощения касситеритов разной окраски: 1 — коричнево-желтый, месторождение Хапчеранга; 2 — вишне-коричневый, месторождение Шерловая гора; 3 — бесцветный, месторождение Серегекта; 4 — розовый, месторождение Ушмунское; 5 — розовый, месторождение Ималкинское, 6 — черный, месторождение Этыкинское, 7 — черный, месторождение Малая Кулинда; 8 — молочно-белый, 9 — коричневый, 10 — зеленый, 11 — желтый, месторождение Будюмканское;

б — инфракрасные спектры поглощения деревянистого олова: 12 — серое, месторождение Джалинда; 13 — темно-бурое, река Нерчуган; 14 — белое, месторождение Джалинда; 15 — красно-бурое тонкозональное, месторождение Джалинда; 16 — темно-серое тонкозональное, река Нерчуган; 17 — светло-коричневое, месторождение Хрустальное; 18 — красно-бурое, река Нерчуган

лый Хинган) дают одну широкую достаточно интенсивную полосу поглощения с двумя максимумами (фиг. 18,б). Кривые поглощения касситеритов из месторождений Нерчуган и Хрустальное (см. хим. состав в табл. 10) имеют максимумы соответственно при $625\text{--}635\text{ см}^{-1}$ и $525\text{--}530\text{ см}^{-1}$. Интенсивность максимумов почти одинакова. Разноокрашенные зоны колломорфного касситерита Джалиндинского месторождения имеют полосы поглощения в той же области, но второй максимум несколько сдвинут ($550\text{--}560\text{ см}^{-1}$); касситерит, слагающий зоны серой окраски, дает один широкий максимум при 610 см^{-1} .

Особенностью колломорфных касситеритов является иное соотношение интенсивности максимумов и более значительное пропускание в области 450 см^{-1} .

Рентгенометрическое исследование касситеритов

По данным Я. Д. Готмана (1941), А. М. Болдыревой (1941), Ив. Ф. Григорьева и Е. И. Долмановой (1951), Г. Б. Жилинского (1955), рентгенограммы различных касситеритов, независимо от окраски и содержания примесей (не более 6 %) сходны. Я. Д. Готман и А. М. Болдырева при-

ли к заключению, что тантал, ниобий, титан, железо, марганец и вольфрам изоморфно замещают олово без заметного изменения параметров кристаллической решетки, так как радиусы их ионов и иона четырехвалентного олова близки. Г. Б. Жилинский, учитывая свои данные и результаты исследований Я. Д. Готмана и А. М. Болдыревой, пришел к заключению, что рентгенометрический метод пока не может быть полезным при изучении типоморфных свойств касситеритов. Микровключения других минералов в касситеритах рентгенометрически не были обнаружены, может быть, лишь потому, что использованные методы не были достаточно чувствительными.

Для разноокрашенных касситеритов, преимущественно из месторождений Забайкалья, параметры элементарной ячейки были прецизионно определены в ЛГУ В. А. Франк-Каменецким и С. К. Филатовым (табл. 18). Если принять изученный нами белый касситерит за эталон чистого SnO_2 (см. табл. 7) и считать, что размеры его элементарной ячейки характеризуют не нарушенную примесями стандартную ячейку, то, сравнивая с ними параметры ячеек окрашенных касситеритов, можно прийти к выводу, что в отдельных случаях элементы-примеси изменяют параметры решетки касситерита. Особенно сильны эти изменения в черных касситеритах, которые обогащены различными элементами и микровключениями тапиолита, вольфрамита, колумбита, гематита и др., располагающимися ориентированно по зонам роста. Если же разнообразие элементов меньше и включения в касситеритах представлены главным образом рутилом (?), то изменения в параметрах решетки невелики (обр. 2 и 8 в табл. 18). При высоком содер-

Таблица 18

Размеры элементарной ячейки касситеритов из месторождений разных формаций

№ обр.	Месторождение	Окраска	Параметры, Å ¹		Формация
			a	c	
1	Средне-Иппатинское	Белая	4,7359	3,1850	Касситерит-кварцевая
2	Ононское	Светлая, розовато-коричневая	4,7359	3,1851	
3	Шерловая Гора	Винно-коричневая	4,7367	3,1856	Касситерит-кварц-сульфидная
4	Ималкинское	Коричневая	4,7355	3,1846	Касситерит-полевшпат-кварцевая
5	Приваловское	Темно-коричневая	4,7341	3,1832	Касситерит-кварцевая
6	Баджираевское	То же	4,7341	3,1815	
7	»	Буровато-коричневая	4,7340	3,1821	
8	Ононское	Коричневато-серая	4,7358	3,1850	Касситерит-сульфидная
9	Хапчеранга	Коричневая и медово-желтая	4,7364	3,1852	
10	Малая Кулинда	Черная	4,7365	3,1804	Касситерит-пегматитовая
11	Этыкинское	»	4,7347	3,1805	Касситерит-полевшпат-кварцевая

¹ Точность определения ± 0,0003 Å.

жании Ta, Nb, Ti изменения параметров более значительны (обр. 5 и 6 в табл. 18). Следует отметить также, что в сравнении с стандартным образцом у одних касситеритов параметры решетки выше, у других — ниже. Может быть, это свидетельствует о содержании в касситеритах в виде изоморфной примеси не только Fe^{3+} , но и других элементов, отличающихся размерами ионного радиуса от Sn^{4+} .

Роль радиоактивных минералов-примесей и дефектов решетки в окраске касситерита

В 1947 г. Я. Д. Готман высказал предположение, что окраска касситерита обусловлена деформациями его решетки, вызванными внедрением различных элементов-примесей. Хотя это предположение теоретически и возможно, но с ним не согласуются результаты изучения аномальных оптических свойств кристаллов касситерита, которые привлекались в подтверждение этого предположения, в частности, двуосности окрашенных и неокрашенных зон: в пределах бесцветных зон аномалии выражены сильнее ($2v = 38^\circ$), чем в окрашенных, а в последних касситерит часто одноосен (Готман, 1939, 1941; Бабкин, 1960).

Дефекты в решетке касситерита создаются вокруг включений радиоактивных минералов. Следовательно, окраска касситерита может быть обусловлена не только наличием пигментирующих микровключений минералов в касситерите, но и радиоактивным излучением, обусловливающим появление в решетке кристаллов дефектных красящих центров.

Для того чтобы выяснить, имеется ли в касситеритах окраска, связанная с дефектами решетки, касситериты различных месторождений нагревались при температуре $700^\circ C$ в течение четырех часов и при $1000^\circ C$ в течение двух часов. При этом черные касситериты не изменили своей окраски. Коричневые касситериты, окрашенные с разной степенью интенсивности, при нагревании в одних случаях не меняли окраски, в других — становились сталью-серыми, лимонно-желтыми, оранжево-бурыми или оранжево-желтыми. Оранжевые и желтые окраски, появившиеся в касситеритах после нагревания, соответствуют окраске касситеритов месторождений кварц-сульфидной и сульфидной формаций, не подвергавшихся нагреванию.

Почти у всех касситеритов (за исключением черного) из месторождений Малая Кулинда и Этыка, после нагревания до 700° окраска стала заметно светлее, но полного обесцвечивания не наблюдалось.

Из этого можно заключить, что дефектные центры влияют на окраску касситеритов, но никак не являются ее единственной причиной. Нет сомнения, что причин окрашивания касситеритов несколько. Проведенные нами исследования свидетельствуют, что главной из них является присутствие в зернах касситерита окрашенных микровключений других минералов. По-видимому, второстепенную роль играют «дефектные» окраски и окраски, связанные с вхождением в решетку касситерита изоморфных элементов-хромофоров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение данных о типоморфных особенностях касситеритов (табл. 19) позволяет сделать следующие выводы.

1. Химический состав является главным признаком, по которому можно отличать касситериты разного генезиса.

В касситеритах пегматитовой формации содержание Ta_2O_5 и Nb_2O_5 превышает 1% и достигает 6%. Тантал нередко преобладает над ниобием. Обычно присутствуют цирконий, скандий (сотые доли процента), содержа-

ние урана — от 1,2 до $6,6 \cdot 10^{-4}\%$ и тория $3-8,1 \cdot 10^{-4}\%$. В касситеритах месторождений полевошпат-кварцевой формации содержание $Ta_2O_5 + Nb_2O_5$ около 1%, циркония и скандия — от 0,0 *n* до 0,00*n*, урана — от 10,3 до $18-21 \cdot 10^{-4}\%$, тория $2-3 \cdot 10^{-4}\%$. В касситеритах месторождений кварцевой формации в зависимости от окраски содержится 0, *n* — 0,00 *n*% Nb_2O_5 , роль тантала невелика. Содержание урана — от 1,1 до $16,4 \cdot 10^{-4}\%$, тория $0,3-7,0 \cdot 10^{-4}\%$, циркония и вольфрама 0,0 *n* — 0,00*n*%; отмечаются следы скандия, мышьяка.

В касситеритах кварц-сульфидной формации содержится менее 0,1% Nb_2O_5 , тантала 0,0*n*—0,00*n*%; вольфрам отмечается редко (доли процента). Содержание урана — до $6 \cdot 10^{-4}\%$ и тория до $4 \cdot 10^{-4}\%$; цирконий и скандий обнаруживаются очень редко (следы). Индий, сурьма и свинец устанавливаются часто, но в малых количествах.

В касситеритах сульфидной формации ниобия 0,0*n*—0,00*n*%; тантала 0,00*n*%, скандий не отмечен, редко обнаруживаются цирконий и вольфрам (следы), обычны индий, сурьма, свинец, цинк, мышьяк (доли процента). Содержание урана составляет от 0,3 до $1,7 \cdot 10^{-4}\%$ и тория до $7 \cdot 10^{-4}\%$.

2. Большая часть элементов-примесей в касситеритах входит в состав микровключений минералов (тапиолит, вольфрамит, рутил, рубин, ильменорутит, гематит, циркон, арсенипирит, уранинит и др.). Многие из них сингенетичны и изоструктурны с касситеритом. Меньшая часть элементов-примесей в касситеритах изоморфно замещает олово.

Установлено, что носителем урана является также тапиолит.

3. Состав микровключений минералов и их количественные соотношения могут служить отличительными признаками касситеритов из месторождений разных формаций. Содержание микровключений минералов из группы тантало-ниобатов закономерно снижается от касситеритов месторождений пегматитовой формации к касситеритам месторождений сульфидной формации. В касситеритах пегматитовой формации среди микровключений резко преобладает тапиолит (колумбит?); часто встречаются циркон и радиоактивные минералы. В касситеритах полевошпат-кварцевой и кварцевой формаций включений минералов из группы тантало-ниобатов меньше, и распределение их в зонах роста крайне неравномерно; кроме них, присутствуют циркон, вольфрамит, простые и сложные окислы железа и титана. В касситеритах кварц-сульфидной формации включения минералов из группы колумбита-танталита очень редки; в касситеритах месторождений сульфидной формации они пока не обнаружены.

4. Установлены также подобию наблюдаемых картин зонального строения, проявления спайности, двойникования под оптическим и электронным микроскопом и зависимость интенсивности окраски касситерита и характера ее расположения от количества и распределения минералов-примесей.

5. Различие оптических свойств (*n*, χ , *R*) касситеритов разного генезиса обусловлено, по-видимому, положением длинноволнового края основной полосы поглощения, что связано, главным образом, с дефектностью кристаллической решетки и температурными условиями образования касситеритов. В значительно меньшей мере это зависит от элементов-примесей.

6. В качестве дополнительных типоморфных признаков можно использовать форму кристаллов касситерита и их двойникование.

У касситеритов из месторождений пегматитовой формации коленчатые двойники встречаются редко. Широко распространены двойники у касситеритов из месторождений полевошпат-кварцевой и кварцевой формаций; встречаются как коленчатые, так и полисинтетические.

У касситеритов из месторождений кварц-сульфидной формации часты коленчатые и более сложные двойники, тройники, четверники, шестерни-

ки и т. д. «Звездчатые» агрегаты или сферолиты присущи касситеритам этой, а также сульфидной формации.

7. Довольно отчетливым типоморфным признаком касситеритов является их окраска под микроскопом. У касситеритов из месторождений пегматитовой формации окраска вишнево-бурая, редко зеленая, у касситеритов из месторождений сульфидной формации — шоколадно-коричневая, оранжевая и лимонно-желтая. Для касситеритов кварцевой формации характерна коричневая окраска разных оттенков. Подчиненное значение имеют другие окраски, присущие касситеритам как пегматитовой, так и сульфидной формации; характерна также серая, последняя не наблюдалась нами в касситеритах из месторождений других формаций. Окраска касситеритов имеет сложную природу и обусловлена рядом причин.

8. Параметры элементарной ячейки, особенно c , у касситеритов разного цвета заметно отличаются, но еще неясно, можно ли использовать эту особенность как типоморфный признак.

9. Касситериты из месторождений разных формаций несколько отличаются по величине термоэлектродвижущей силы, светопреломлению и поглощению света, а также по отражательной способности.

10. Температуры декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в касситеритах из месторождений пегматитовой и кварцевой формаций близки. Очевидно, причиной этого является то, что в обоих случаях главная масса касситерита отлагается в стадию грейзенизации. Имеется мало данных для суждения о температуре декрепитации (и гомогенизации) касситеритов из месторождений сульфидной формации; судя по литературе, температура бывает выше и ниже, чем у касситеритов из месторождений пегматитовой и кварцевой формаций. Причины этого явления необходимо исследовать.

11. Изучение типоморфных особенностей касситеритов месторождений разных формаций нельзя считать завершенным. Новые методы исследования позволят в будущем уточнить характерные отличия касситеритов разного генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулаев Х., Горбачев С. К., Перельгин В. П., Третьякова С. П. Определение геологического возраста слюд: мусковита, флогопита, биотита по следам от осколков деления ядер урана. Препринт. Дубна, ОИЯИ, 1966, Р. 3-2961.
- Артемов Б. И. Материалы по минералогии касситерита и некоторых других пегматитовых и пневматолитовых минералов. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, № 8, 1933.
- Бабкин П. В. Об аномалиях оптических свойств касситерита. Материалы по геологии и полезным ископ. Северо-Востока СССР, № 14, 1960.
- Берзина И. Г., Доломанова Е. И. Ураноносность касситеритов, определенная по следам от осколков деления урана. Докл. АН СССР, т. 175, № 3, 1967.
- Болдырева А. М. К вопросу о зависимости морфологии и химических свойств касситерита от его генезиса. Зап. Всерос. минерал. об-ва, ч. 68, вып. 3, 1939.
- Болдырева А. М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. Тр. ИГН АН СССР, серия минерал.-геох., вып. 54, № 12, 1941.
- Боярская Р. В., Васичев Б. Н. Изучение химического состава микровключений в минералах с помощью электронного микроскопа-микроанализатора. Геол. рудн. местор., № 3, 1967.
- Бьюб Р. Фотопроводимость твердых тел. Изд-во ИЛ, 1962.
- Вазбуцкий Г. Л. Природное изменение окраски и некоторых других свойств касситерита. Зап. Всес. минерал. об-ва, сер. 2, ч. 70, вып. 2, 1941.
- Васичев Б. Н., Дер-Шварц Г. В., Фетисов Д. В., Широков В. К. Микроанализатор для анализа тонких объектов. Приборы и техн. эксперим., № 1, 1965.
- Вилчелл А. Н., Вилчелл Г. Оптическая минералогия. Изд-во ИЛ, 1953.
- Горбатов Г. А. К вопросу об изменчивости термоэлектродвижущих сил природных минералов-полупроводников. Минеральное сырье, вып. 3, 1961.
- Готман Я. Д. К вопросу о свойствах касситерита в связи с условиями его образования. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, т. 46 (2), 1938.

- Готман Я. Д. Некоторые аномалии свойств касситерита. Докл. АН СССР, т. 23, № 5, 1939.
- Готман Я. Д. Типоморфные особенности касситерита оловорудных месторождений СССР. Тр. ИГН АН СССР, минерал. серия, вып. 46, № 9, 1941.
- Григорьев Ив. Ф. О типоморфных признаках касситерита Ононской группы оловорудных месторождений Восточного Забайкалья. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 72, № 2, 1945.
- Григорьев Ив. Ф. Геология, минералогия и генезис оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. Автореф. докт. диссерт. М., 1957.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 3, 1951.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Генетические типы оловорудных месторождений Забайкалья. Тр. МГРИ, т. 29, 1956.
- Грицаенко Г. С., Боярская Р. В. Применение реплик с извлечением к изучению микрогетерогенности рудных минералов. Геол. рудн. местор., № 6, 1965.
- Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. Изд-во АН СССР, 1961.
- Грицаенко Г. С., Фролова К. Е. Об изучении рудных минералов с помощью электронного микроскопа. Геол. рудн. местор., № 1, 1963.
- Грицаенко Г. С., Зяезин Б. Б., Боярская Р. В., Горшков А. И., Самогоин Н. Д., Фролова К. Е. Методы электронной микроскопии минералов. Изд-во «Наука», 1968.
- Дистлер Г. И., Боярская Р. В., Борисова Н. М. Применение ультратонких срезов для электронномикроскопических исследований минералов. Кристаллография, № 2, 1967.
- Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 23, 1959.
- Доломанова Е. И. Свинцово-цинковая минерализация на некоторых касситерито-кварцево-сульфидных месторождениях Восточного Забайкалья. Сб. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья», Изд-во АН СССР, 1963.
- Доломанова Е. И., Лидер В. В., Рожанский В. Н. Состав микроминералов, включенных в касситерите, по данным точечного рентгеноспектрального анализа. Зап. Всес. минер. об-ва, сер. 2, ч. 95, 1966.
- Жилинский Г. Б. Типоморфные особенности касситеритов Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1955.
- Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. Изд-во «Наука», 1964.
- Ицковский М. И., Русанов А. К. Элементы-примеси в касситеритах месторождений Дальнего Востока (по данным спектрального анализа). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.
- Комарова Г. И. О морфологических особенностях выделений колломорфного касситерита из Джалиндинского месторождения на Малом Хингане. Геол. рудн. местор. № 2, 1959.
- Комарова Г. И. О поведении олова и индия в колломорфных агрегатах касситерита из Джалиндинского месторождения на Малом Хингане. Геохимия, № 8, 1959.
- Коптев-Дворников В. С., Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И., Дмитриев Л. В., Негрей Е. В., Поляковой О. С., Руб М. Г., Сморгков И. Е., Шипулин Ф. К. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В. кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.
- Корнетова В. А. Об особенностях касситерита из пегматитовой жилы Восточного Забайкалья. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 12, 1961.
- Крохина А. И., Спивак Г. В. Изучение структурных изменений диэлектриков, подвергнутых воздействию температуры, химического травления и ионной бомбардировки. Изв. АН СССР, сер. физ., т. 23, № 6, 1959.
- Крохина А. И., Спивак Г. В., Решетников А. М., Желминская Р. И. Электронномикроскопическое изучение структуры керамических материалов, выявленной при помощи ионного травления. Изв. АН СССР, сер. физ., т. 27, № 9, 1963.
- Кузьмин В. И. О некоторых типоморфных особенностях касситерита касситерит-турмалиновых месторождений Центрального Сихота-Алия. Минеральное сырье, вып. 11, 1966.
- Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Изд-во «Недра», 1965.
- Ляшенко С. П., Милославский В. К. Исследование оптических свойств тонких слоев двуокиси олова в видимой и ультрафиолетовой областях. Оптика и спектроскопия, т. 19, вып. 1, 1965.
- Максимюк И. Е., Лебедева С. И. Изучение физических свойств касситеритов с целью выяснения форм нахождения в них тантала и ниобия. Сб. «Физические свойства редкометаллических минералов и методы их исследования». Изд-во «Наука», 1968. Минералы, т. II, вып. 2. Изд-во «Наука», 1965.

- Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Морозенко Н. К.* Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама. Тр. ЦНИГРИ, вып. 91, 1937.
- Пшибрам К.* Окраска и люминесценция минералов. Изд-во ИЛ, 1959.
- Ракчеев А. Д.* Новая спектрофотометрическая установка для исследования микрокристаллов. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 130, № 4, 1960.
- Ракчеев А. Д.* Измерение дисперсии отражательной способности рудных минералов. Геол. рудн. месторожд., № 3, 1960.
- Ракчеев А. Д.* К методике получения эталонных значений отражательной способности рудных минералов. Геол. рудн. местор., № 1, 1964.
- Ракчеев А. Д.* Номограммы для определения показателей преломления и поглощения аксессуарных и рудных минералов. Бюлл. МОИП, нов. серия, т. LXXI, отд. геол., т. LI, вып. 2, 1966.
- Рождова Е. В., Проскуровский Л. В.* Определение диэлектрической проницаемости минералов и их сепарация. Сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород и минералов». Госгеолтехиздат, 1957.
- Рундквист Д. В.* О комплексных двойниках касситерита. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 88, вып. 3, 1959.
- Рябов В. К.* Опыт применения термовзвучкового метода исследования касситеритов для определения генетических типов оловорудных месторождений. Сообщения ДВ филиала СО АН СССР им. Л. В. Комарова, вып. 15, 1962.
- Сиротенко И. Г., Списаг Г. В.* Травящее разрушение полупроводников ионной бомбардировкой. Изв. АН СССР, сер. физ., т. 24, № 6, 1960.
- Смирнов С. С.* Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1937.
- Списаг Г. В., Крозина А. И., Лазарева Л. В.* О травящем разрушении стекол ионной бомбардировкой. Докл. АН СССР, т. 104, № 4, 1955.
- Списаг Г. В., Юрасова В. Е., Прилежаева И. Н., Правдина Е. К.* О процессах на поверхности металла при катодном распылении. Изв. АН СССР, сер. физ., т. 20, № 10, 1956.
- Списаг Г. В., Юрасова В. Е., Кушнир Ф. Ф., Прилежаева И. Н.* Установка для травления металлов ионной бомбардировкой (УИП-1). Приборы и техн. эксперим., № 2, 1957.
- Стулов Н. Н.* О двойниковых сростаниях касситерита. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 82, № 1, 1953.
- Сырицо Л. Ф., Черник Л. Н.* Эволюция парагенезиса аксессуарных в процессе метасоматического изменения гранитов одного из массивов Восточного Забайкалья. Зап. Всес. минер. об-ва, сер. 2, ч. 94, вып. 4, 1965.
- Флинт Е. Е.* Облик кристаллов касситерита из некоторых месторождений СССР. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 87, вып. 2, 1958.
- Шавло С. Г.* Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Изд-во АН Каз.ССР, 1958.
- Щерба Г. Н.* Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Изд-во АН Каз. ССР, 1957.
- Шкнейдер Ю. А.* Морфолого-генетическая схема габитусов оловянного камня. Проблемы сов. геологии, т. 7, № 3, 1937.
- Ahlfeld F.* Über Tracht und Genesis des Zinnsteins. Fortschr. Min., K. P. Bd. XVI, 47, Teil 1, 1931.
- Bahezre C., Capitant M. et Phan Kiev Duong.* Analyse ponctuelle d'une cassitérite zonée. Bull. Soc. française de Mineralogie et de Cristallographie, t. LXXXIV, № 3, 1961.
- Grabb P. L. C., Hannaford P.*— Magnetism in Cassiterite. Mineralium Deposita, v. 1, № 2, 1966.
- Little W. M.* Inclusions in cassiterite and associated minerals. Econ. Geol., v. 55, № 3, 1960.
- Maucher W.* Die Bildungsreihe der Mineralien als Unterlage für die Einleitung der Erzlagergestalten, 1914.
- Neuhaus A., Noll W.* Zur Kristallchemie des Zinnsteins. Die Naturwissenschaften, 1, 1949.
- Neuroth N.* Über die Bestimmung der optischen Konstanten n , κ aus Reflexionsmessungen. Zs. f. Phys., Bd. 144, 85—90, 1956.
- Ramdohr P.* Magnetische Cassiterite. Bull. Commis. géol. Finlande, № 196, 1961.
- Reitzel J.* Infrared Spectra of SiO_2 from 400 to 600 cm^{-1} . J. Chem. Phys., 23, 1955.
- Simon J.* Spectroscopy in infrared by reflection and its use for highly absorbing substances. J. Opt. Soc. Am., v. 41, 336, 1951.
- Simon J., McMahon A. O.* Study of structure of quartz, cristobalite and vitreous silica by reflection in infrared. J. Chem. Phys., 1953, 21, 23.
- Varlamoff N.* Matériaux pour l'étude des pegmatites du Congo et du Ruanda-Urundi. Ann. Soc. Géol. de Belg., t. LXXXIV, 1961.

О НЕКОТОРЫХ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ АНТИМОНИТА

Н. Н. МОЗГОВА, А. С. ДУДЫКИНА

ВВЕДЕНИЕ

Антимонит встречается в месторождениях разных генетических типов и образуется в различных физико-химических условиях. Выявление его типоморфных особенностей было задачей авторов.

Обычно антимонит связан с проявлениями низкотемпературной гидротермальной минерализации. В наибольших количествах он встречается в месторождениях монометалльных руд, формировавшихся в одну стадию. В полиметалльных месторождениях с более сложной историей формирования выделения антимонита чаще всего связаны с наиболее поздними ассоциациями минералов. Широкое распространение крупнокристаллических обособлений антимонита позволяет получать его в количествах, необходимых для всесторонних исследований.

Авторами в основном использованы образцы антимонита из месторождений Средней Азии и Забайкалья, для сравнения был изучен ряд образцов из месторождений других областей. Для удобства сопоставления полученных результатов все месторождения условно разделены по ведущим элементам руд на следующие группы: месторождения существенно сурьмяные, в рудах которых антимонит резко преобладает над остальными минералами (Кадамджай и др.); месторождения комплексные, где наряду с антимонитом, а иногда и в гораздо большей степени, развиты другие сульфиды (Терексай, Балей, Дарасун); сурьмяно-вольфрамовые месторождения, в которых, помимо антимонита, наблюдаются киноварь, шеелит или вольфрамит (Воси, Барун-Шивия и др.); существенно-ртутные месторождения, в которых антимонит находится в подчиненном количестве по сравнению с киноварью (Хайдаркан и др.)

Минеральный состав руд месторождений перечисленных типов указан на фиг. 1. Антимонит во всех месторождениях наиболее тесно ассоциируется с кварцем и карбонатами, реже — с флюоритом и баритом. В существенно-сурьмяных месторождениях антимонит иногда является практически единственным рудным минералом (Кадамджай). В месторождениях того же типа, в которых в подчиненном количестве наблюдаются другие сульфиды, антимонит обычно обособлен пространственно (Гур-Дара, Кара-Камар и др.). В комплексных месторождениях соотношения антимонита с рудными минералами различны. В золоторудных месторождениях (Балей, Дарасун) он образовался позже золотоносных кварц-сульфидных руд. В свинцово-цинковом месторождении Терексай, по данным К. Т. Мустафина (1956), антимонит выделялся раньше цинкениита. В сурьмяно-вольфрамовых рудах месторождений Забайкалья (Барун-Шивия и др.) антимонит является самым ранним минералом: он сечется прожилками ферберита и содержится в виде корродированных реликтов в его выделениях (Щеглов, 1959). В сходных кавказских месторождениях (Зопхито, Сагеби), по данным М. С. Сахаровой (1959), антимонитовая стадия сближена во времени с ферберитовой. В месторождении Зопхито антимонит является более ранним минералом по сравнению с бертьеритом и частично замещается последним. В существенно ртутных месторождениях антимонит подвергался интенсивному замещению киноварью.

Для месторождений всех типов характерны длиннопризматические кристаллы антимонита, которые часто образуют радиальнолучистые агрегаты или незакономерные сростания. Величина кристаллов нередко широко варьирует даже в пределах одного месторождения. Так, например, в месторождении Джижикрут наблюдались все переходы от мелкокристаллических разностей до кристаллов размером 0,5 м. Каких-либо типоморфных различий в морфологии антимонитовых кристаллов и агрегатов нам установить не удалось. Поэтому основное внимание было уделено типоморфному значению элементов-примесей и вариаций некоторых физических свойств антимонита.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В АНТИМОНИТЕ

В капитальной работе П. Рамдора (1962) указывается, что для антимонита «отклонения химического состава неизвестны и появление твердых растворов, таким образом, исключено». В справочнике «Минералы» (т. I, 1960) отмечено, что антимонит содержит небольшие количества As, Bi, Pb, Fe, Cu, Zn, иногда также Au и Ag; наличие этих элементов предположительно связывается с механическими включениями соответствующих минералов. В том же справочнике приведены следующие примеси для антимонита из отдельных месторождений: из Никитовки (УССР) — Cu, Pb, Ag, Тургайского и Успенского (Казахская ССР) — Mn, Мелик-Су (Киргизская ССР) — Ni, V, Ga, Re, Mn, Sr, из испанских месторождений — Mg, из Вальдхаузена (ГДР) — Re. Судя по этим данным, можно было предполагать, что различия в сочетаниях элементов-примесей являются типоморфными признаками антимонита.

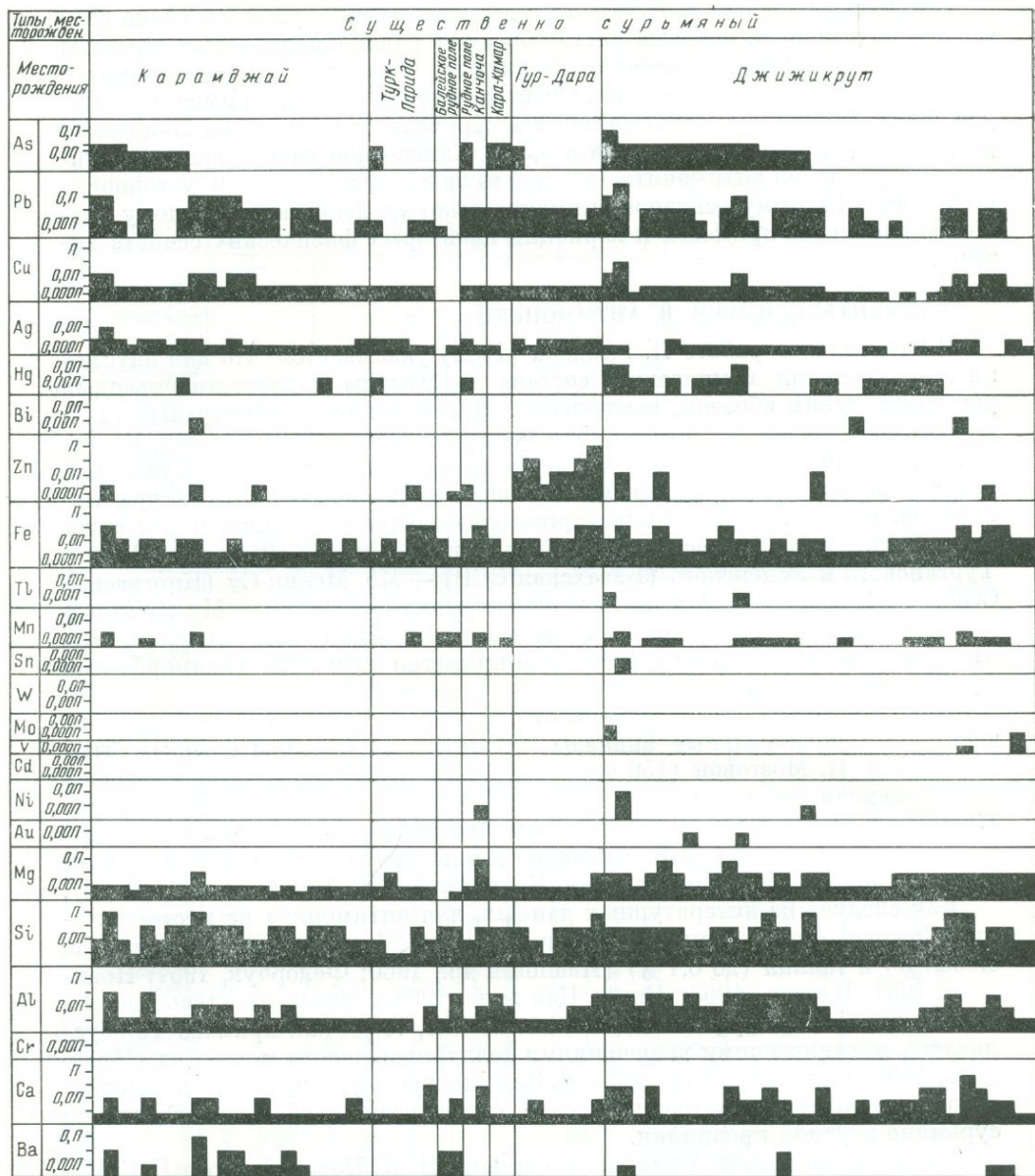
Для проверки этого предположения прежде всего послужили полуквантитативные спектральные анализы антимонитов, образцы которых были собраны Н. Н. Мозговой (150 анализов) и Н. А. Озеровой¹ (50 анализов) (спектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик А. С. Дудыкина). Кроме того, были использованы данные спектральных анализов антимонита из месторождений СССР, имеющиеся в литературе (Захаров, Королев, 1940; Новикова, 1962; Новохатский, Калинин, 1937; Озерова 1962) (фиг. 2).

Как следует из литературных данных, для антимонита из месторождений Средней Азии характерно наличие селена (до 0,09%), теллура (до 0,0038%) и таллия (до 0,1%) (Иванов и др., 1960; Федорчук, 1961; Новикова, 1961; Плеско, 1963; Чжун Цзя-жун, 1962). Высказывались соображения, что Se изоморфно входит в антимонит, тогда как примесь Te обусловлена механическими включениями теллуридов золота и серебра (Новикова, 1961; Чжун Цзя-жун, 1962_{1,2}). Зараженность руд примесями селена и теллура характеризует геохимическое своеобразие всей среднеазиатской сурьмяно-ртутной провинции.

Сопоставление наших данных с данными И. П. Новохатского и С. К. Калинина (1937) показывает, что постоянное наличие молибдена характерно лишь для антимонита казахстанских месторождений. Повышенные концентрации молибдена отмечались также в минералах и рудах казахстанских месторождений другого вещественного состава; это позволило И. П. Новохатскому и С. К. Калинину высказать предположение о связи зараженности молибденом с металлогенической специализацией данной провинции.

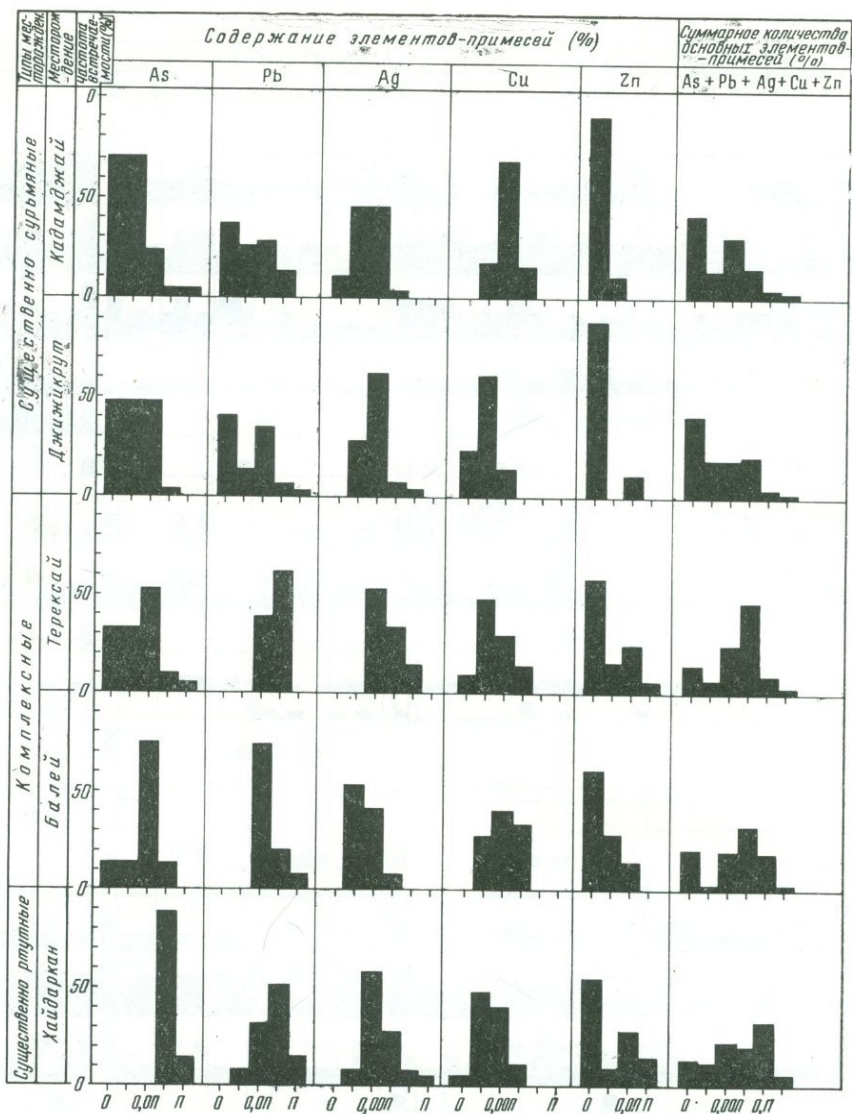
Что касается таких элементов, как Pb, Cu, Ag, Zn, Fe, As, а также Mg, Mn и ряда других элементов, то они обычно отмечаются в том или ином количестве в антимонитах всех месторождений. В частности, уже неоднократно обращалось внимание на постоянное присутствие свинца, цинка и меди в сурьмяных рудах Южно-Ферганского пояса. Этот факт привлекался для

¹ Авторы приносят глубокую благодарность Н. А. Озеровой за предоставленный материал.



Фиг. 2. Элементы-примеси в антимонитах из разных месторождений (по данным по

обоснования вывода о существовании генетической связи сурьмяно-ртутных и свинцово-цинковых месторождений (Федорчук, 1961; Озерова, 1962). Таким образом, сочетание определенных элементов-примесей в антимоните разных месторождений само по себе не является типоморфным признаком. Что касается содержания этих примесей, то, к сожалению, имеющиеся в литературе довольно многочисленные данные спектральных определений не поддаются статистической обработке. Например, в работе Т. И. Новиковой (1962), содержащей данные 250 полуколичественных спектральных анализов антимонита из Таджикистана, приведены лишь общие колебания содержания элементов и не сообщается частота их встречаемости. В связи с этим мы вынуждены ограничиться анализом результатов собственных исследований.



Фиг. 3. Частота встречаемости основных элементов-примесей в антимонитах из месторождений разных типов

занимают промежуточное положение: в Терексае 52% проб антимонита характеризуются содержанием 0,0n% As, в Балее то же содержание установлено в 74% проб. Аналогичная, но менее ярко выраженная зависимость от типа месторождений намечается для примесей свинца и серебра; изменение содержаний меди и цинка не носит законченного характера. Таким образом, наибольшее количество примесей содержится в антимоните существенно-ртутных и сурьмяно-вольфрамовых месторождений, хотя по частоте встречаемости и максимальным содержаниям свинца антимониты месторождений этих типов одинаковы с таковыми из полиметаллических комплексных месторождений, а по содержанию и встречаемости серебра — с антимонитами золоторудных месторождений.

Изложенные факты показывают, что основной типоморфной особенностью антимонитов можно считать общее содержание примесей, которое максимально в существенно-ртутных и сурьмяно-вольфрамовых месторождениях, имеет несколько меньшую величину в полиметаллических и золоторудных месторождениях и минимально — в монометаллических месторождениях.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОТВЕРДОСТИ АНТИМОНИТА

Влияние незначительных количеств примесей, содержащихся в антимоните, на его физические свойства настолько слабое, что не каждый метод в состоянии его обнаружить. Нами для этих целей применен метод микротвердости, который нередко называется «структурно-чувствительным» и используется металловедом для выявления даже сотых долей процента примесей в сплавах (Глазов, Вигдорович, 1962).

В связи с принадлежностью антимонита к низкой сингонии следовало определить разброс значения микротвердости H , обусловленный собственной анизотропией минерала. Наиболее полные данные о микротвердости антимонита и ее анизотропии опубликованы Б. Б. Янгом и А. П. Милмэном (Young, Millman, 1964). Согласно этим авторам (см. таблицу), для

Таблица

Микротвердость антимонита по Б. Б. Янгу и А. П. Милмэну (Yung, Millman, 1964) в $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$

Сечение	Нагрузка, Г		
	25	50	100 ¹
(001)	72—112	72—117	69—92
(010)	81—116	75—103	82—122
(100)	119—151	101—138	112—129

¹ Для антимонита, принимая во внимание его хрупкость и незначительную твердость, нагрузка $P = 100$ г слишком велика, чем, видимо, и обусловлены несколько меньшие значения H при данной нагрузке.

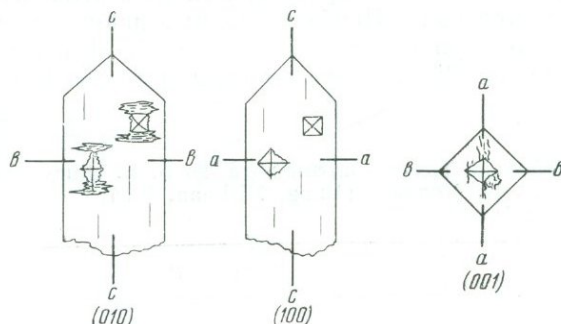
антимонита характерен довольно значительный разброс величины микротвердости. Наибольших значений она достигает на плоскостях (100), на плоскостях (001) и (010) микротвердость приблизительно одинакова. Элементы-примеси и месторождение, из которого происходит изученный образец антимонита, авторами не указаны.

Мы провели специальное исследование анизотропии микротвердости антимонита с известным составом примесей, причем особое внимание уделялось форме отпечатка и характеру деформаций вокруг него. Были изготовлены ориентированные шлифы по сечениям (100), (010) и (001) из крупных кристаллов антимонита месторождения Кадамджай (обр. 109), характеризующихся довольно низким содержанием примесей. На каждом срезе проводились испытания при трех положениях кристалла: ось c параллельна горизонтальной диагонали пирамиды, перпендикулярна ей и образует с ней угол 45° . Условия эксперимента: нагрузка — 20 Г, экспозиция — 10 сек, прибор ПМТ-3 тарирован по каменной соли (при $P = 5$ Г, $H_{\text{NaCl}} = 21 \kappa\Gamma/\text{мм}^2$).

Испытания показали, что на плоскости (100) при параллельном и перпендикулярном положениях кристалла относительно пирамиды возникает слегка вытянутый ромбический отпечаток, расщепленный в направлении совершенной спайности (010) (фиг. 4). В связи с этим значения микротвердости, замеренные по двум диагоналям на одном и том же отпечатке, несколько различаются: $H_{\text{min}} = 118 \kappa\Gamma/\text{мм}^2$ перпендикулярно удлинению кристалла и $H_{\text{max}} = 128 \kappa\Gamma/\text{мм}^2$ параллельно его удлинению; это соответствует незначительному коэффициенту анизотропии $K_H = 1,1$. При диагональном положении кристалла отпечаток получается практически не искаженным, квадратным и испытания показывают наиболее постоян-

ные значения микротвердости $H = 118 \text{ кг/мм}^2$. Средняя микротвердость по 15 отпечаткам для рассматриваемого сечения при трех его положениях $H_{\text{ср}} = 116 \text{ кг/мм}^2$ (при разбросе значений $H = 94 \div 137 \text{ кг/мм}^2$).

В сечении, параллельном плоскости спайности (010), возникает весьма характерный, резко вытянутый параллельно удлинению кристалла ромбический отпечаток (см. фиг. 4). У концов его длинной диагонали имеются поперечные штрихи, которые как бы растягивают отпечаток в длину. Наблюдение при скрещенных николях показало, что эти штрихи обусловлены вторичным механическим двойникованием, направление которого



Фиг. 4. Характерные отпечатки на главных сечениях антимонита (010), (100) и (001)

перпендикулярно удлинению кристалла и параллельно плоскостям полисинтетического двойникования, обычного для антимонита. Это согласуется также с данными Мюгге («Минералы», 1960), указывавшего для антимонита плоскость скольжения (010) и направление скольжения $t - [001]$. Подобный характер деформации обуславливает очень значительный разброс чисел микротвердости в сечении (010): $H_{\text{min}} = 76 - 83 \text{ кг/мм}^2$ (параллельно удлинению) и $H_{\text{max}} = 143 - 150 \text{ кг/мм}^2$ (перпендикулярно удлинению). При диагональном положении кристалла относительно индентора благодаря штрихам двойникования, примыкающим к концам диагоналей, отпечаток получается вообще трудноизмеримым.

В сечении антимонита (001) также образуется ромбический отпечаток, но в этом случае искажение его формы обусловлено развитием трещинок, параллельных плоскости спайности, а направление удлинения отпечатка параллельно оси b ; $H_{\text{min}} = 66 - 75 \text{ кг/мм}^2$; $H_{\text{max}} = 135 - 144 \text{ кг/мм}^2$. Часто трещины секут и полностью разрушают отпечаток, что делает его непригодным для измерений.

Исследование анизотропии микротвердости антимонита показало, что интенсивное развитие деформаций скольжения и трещин, параллельных плоскостям спайности, в сечениях (010) и (001) порождает большой разброс значений H , в связи с чем эти сечения мало пригодны для сравнительного изучения микротвердости. Наиболее подходящими для этой цели оказались отпечатки на сечении (100) при диагональном положении кристалла относительно индентора. Именно они и принимались во внимание в дальнейшем для определения различий значений микротвердости разных образцов антимонита.

Было выполнено более ста испытаний на шлифах антимонита с различным содержанием примесей из месторождений разных типов. Установлено, что микротвердость антимонита закономерно изменяется в связи с вариациями содержания примесей. Максимальную микротвердость — $H_{\text{ср}} = 138 \text{ кг/мм}^2$ — имеет антимонит с наибольшей концентрацией примесей (все образцы из Хайдаркана и сурьмяно-вольфрамовых месторождений, ряд образцов из золоторудных и сурьмяно-свинцово-цинковых месторожде-

ний). Минимальная микротвердость ($H_{\text{ср}} = 116 \text{ кг/мм}^2$) свойственна антимониту, содержащему наименьшее количество примесей (образцы из месторождений Кадамджай, Турк-Парида, Гур-Дара, ряд образцов из Джижикрута, Терекса и Балея.)

Помимо изменения величины микротвердости, с повышением концентрации примесей уменьшается хрупкость антимонита и увеличивается его прочность. Об этом говорит микроструктура отпечатков: в «чистом» антимоните вокруг отпечатков гораздо более интенсивно развиваются сколы и трещины, затрудняющие измерения, чем в антимоните с наибольшим содержанием примесей. В последнем почти на всех отпечатках можно проводить измерения, тогда как в антимоните с наименьшим содержанием примесей около 50% отпечатков оказываются разрушенными.

На плоскостях спайности (010) у антимонита с небольшим количеством примесей ромбический отпечаток получается более вытянутый, чем у антимонита с максимальным количеством примесей. Другими словами, анизотропия микротвердости в первом случае более значительна ($K_H = 2$), чем во втором ($K_H = 1,3$). Таким образом, микротвердость антимонита находится в определенной зависимости от количества содержащихся в нем примесей, и поскольку содержания примесей неодинаковы в антимоните из месторождений разных типов, постольку микротвердость антимонита может служить типоморфной особенностью этого минерала.

О ФОРМЕ НАХОЖДЕНИЯ И ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ ПОЯВЛЕНИЯ РАЗНЫХ КОЛИЧЕСТВ ПРИМЕСЕЙ В АНТИМОНИТЕ

Вопрос о форме нахождения примесей халькофильных элементов в антимоните уже обсуждался в литературе, причем высказывалось соображение об их изоморфном вхождении в решетку минерала (Новикова, 1962). Эти примеси нельзя объяснить присутствием в антимоните тонких включений других минералов, так как изучение шлифов под микроскопом при максимальных увеличениях световой оптики (до $2400\times$) указывает на мономинеральный состав большинства анализированных проб.

По размерам ионных радиусов элементов-примесей в антимоните ($\text{Pb}^{2+} - 1,32$, $\text{Ag}^+ - 1,13$, $\text{Hg}^{2+} - 1,12$, $\text{Cu}^+ - 0,96$, $\text{Zn}^{2+} - 0,83$, $\text{Fe}^{2+} - 0,82$, $\text{As}^{3+} - 0,69 \text{ \AA}^1$) больше всего от сурьмы ($R_{\text{Sb}^{3+}} = 0,90$) отличаются мышьяк и свинец. Тем не менее даже для них изоморфизм с сурьмой не исключен. Изоморфизм мышьяка и сурьмы широко проявляется, например, в группе блеклых руд. Изоморфное вхождение свинца в антимонит можно допустить, исходя из сходства структур бурнонита и антимонита. Так, согласно И. Н. Пенькову и И. А. Сафину (1965, 1966), исследовавшим эти минералы с помощью квадрупольного резонанса, структура бурнонита легко выводится из антимонитовой при замещении каждого второго атома сурьмы в структуре антимонита на свинец; компенсация зарядов осуществляется атомами меди, которые заполняют тетраэдрические пустоты. Вполне возможно, что незначительные количества свинца и меди, как и некоторых других элементов, наблюдающихся в антимонитах, могут войти таким же путем в структуру антимонитов, существенно не изменяя ее типа.

Для проверки высказанных предположений были получены дебаграммы (в камерах РКУ; $2R = 114,6 \text{ мм}$) трех образцов антимонита, содержащего соответственно наибольшие количества мышьяка, свинца или цинка. Однако существенных различий в межплоскостных расстояниях для этих образцов установить не удалось. По данным Т. И. Новиковой (1962), порошкограммы цинкосодежащего антимонита из Джижикрута (без включений каких-либо минералов, несмотря на содержание 1,5% Zn)

¹ Размеры всех ионных радиусов, кроме Cu^+ , указаны по В. Гольдшмиту. Для Cu^+ радиус приведен по Аренсу.

также не отличались от стандартной. Вероятно, рентгеновский метод недостаточно чувствителен для определения влияния малых количеств примесей на решетку данного минерала. Возможно также, что часть примесей размещается в пустотах структуры антимонита и поэтому существенно не сказывается на размерах элементарной ячейки.

Для косвенного подтверждения предположений об изоморфных примесях в антимоните имеет значение то, что, согласно И. Н. Пенькову и И. А. Сафину (1965, 1966), при переходе от структуры антимонита к структуре бурнонита происходит увеличение ионных связей и упрочение структуры в целом. Это, в частности, сказывается в возрастании твердости ($H_{ср}$ бурнонита 180 кг/мм², тогда как $H_{ср}$ антимонита 120 кг/мм) и в уменьшении микрохрупкости. Как было показано выше, с увеличением количества примесей в антимоните твердость его также возрастает, а крупность уменьшается; кроме того, уменьшается и анизотропия механических свойств (возможно, вследствие частичного замещения пустот в решетке антимонита).

Антимониты из существенно ртутных и вольфрам-сурьмяных месторождений содержат максимальное количество изоморфных примесей, а антимониты из существенно-сурьмяных — минимальное. Причины этого еще не ясны. Количества изоморфных примесей в минерале, как известно, зависят от ряда факторов и прежде всего от состава и щелочности-кислотности растворов, от температуры и давления. Предположению о зависимости состава примесей в антимонитах в основном от концентрации соответствующих элементов в рудообразующих растворах противоречит тот факт, что в наиболее сложных по составу полиметаллических месторождениях содержание примесей в антимоните не является максимальным. Что же касается давления и кислотности-щелочности растворов, то при формировании, например, собственно сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений они вряд ли были существенно различными: эти месторождения, согласно В. Э. Пояркову (1962), не отличаются по глубинности образования, характеризуются значительным сходством комплекса главных жильных минералов и располагаются в толщах сходных известково-терригенных пород, подвергшихся однотипным гидротермальным изменениям (окварцевание, серицитизация).

Остается предположить, что основным фактором, определявшим концентрацию изоморфных примесей в антимонитах, была температура минералообразования. Так как при прочих равных условиях «изоморфная емкость» одного и того же минерала увеличивается при более высоких температурах, можно считать, что антимониты из ртутных месторождений и месторождений вольфрам-сурьмяной формации являются относительно более высокотемпературными образованиями, чем антимониты из монометаллических месторождений. Этот вывод довольно хорошо согласуется с соотношениями минералов. Так, если в монометаллических сурьмяных рудах после выделения антимонита происходило образование лишь наиболее низкотемпературных минералов (кварц, карбонат и др.), то в ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях после отложения антимонита образовались ферберит, бертерит и киноварь.

ВЫВОДЫ

1. Основной типоморфной особенностью антимонита можно считать суммарное содержание таких элементов-примесей, как As, Pb, и Ag; их концентрация максимальна в антимоните из существенно-ртутных и сурьмяно-вольфрамовых руд и минимальна в антимоните из собственно сурьмяных месторождений; промежуточное положение занимают антимониты из золоторудных и свинцово-цинковых месторождений.

2. В качестве типоморфной особенности антимонита могут быть использованы также его механические свойства: антимонит существенно-ртутных и сурьмяно-вольфрамовых месторождений характеризуется наибольшей твердостью, пониженной хрупкостью и меньшей анизотропией механических свойств.

3. Можно предполагать, что антимонит из ртутных и сурьмяно-вольфрамовых месторождений является несколько более высокотемпературным, чем антимонит из месторождений других типов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурзылин И. В.* Геологический очерк и некоторые особенности руд месторождения Кадамджай. Тр. Инст. геологии АН Кирг.ССР, вып. 10, 1958.
- Глазов В. М., Вяздорович В. Н.* Микротвердость металлов. Metallurgizdat, 1962.
- Иванов В. В., Волгин В. Ю., Краснов А. А., Лизунов Н. В.* Таллий. Изд-во АН СССР, 1960.
- Лебедева С. И.* Микротвердость минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
- «Минералы». Справочник, т. I. Изд-во АН СССР, 1960.
- Мустафин К. Т.* Минералогические и некоторые генетические особенности одного из сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шаня. Тр. Инст. геологии АН Кирг.ССР, вып. VIII, 1956.
- Новикова Т. И.* Минералогия и некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут. Тр. Инст. геологии АН Тадж. ССР, вып. 3, 1959.
- Новикова Т. И.* Селен и теллур в рудах и минералах Центрального Таджикистана. Докл. АН Тадж. ССР, т. 4, № 5, 1961.
- Новикова Т. И.* Некоторые данные об антимонитах из месторождений Центрального Таджикистана. Тр. Инст. геологии АН Тадж. ССР, т. 6, 1962.
- Носохатский И. П., Калинин С. К.* О химическом составе некоторых сурьмяных минералов. Мин. сырье, № 9, 1937.
- Озерова Н. А.* Первичные ореолы рассеяния ртути. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 72, 1962.
- Пеньков И. Н., Сафин И. А.* Ядерный квадрупольный резонанс в бурноните. Докл. АН СССР, т. 161, № 6, 1965.
- Пеньков И. Н., Сафин И. А.* Применение ядерного квадрупольного резонанса в исследовании минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1966.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г.* Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 45, 1961.
- Плеско А. В.* Таллийсодержащие антимониты и киноварь. Тр. Воронежского ун-та, вып. 62, 1963.
- Поярков В. Э.* Ртуть и сурьма. Госгеолтехиздат, 1955.
- Поярков В. Э.* Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений. Разв. и охрана недр, № 11, 1962.
- Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. Изд-во ИЛ, 1962.
- Сазарова М. С.* Минеральный состав и особенности рудообразования ферберит-антимонитовых месторождений Горной Рачи. Геол. рудн. местор., № 2, 1959.
- Сазарова М. С.* Основные вопросы изоморфизма и генезиса блеклых руд. Геол. рудн. местор., т. 8, № 1, 1966.
- Смирнов В. И.* Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолоиздат, 1967.
- Федорчук В. П.* Главнейшие типы структур рудных полей и месторождений Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса. Тр. ИГЕМ, вып. 41, 1961.
- Чжун Цзя-жун.* О селенсодержащей сурьмяно-ртутной формации. Геохимия, № 8, 1962₁.
- Чжун Цзя-жун.* К вопросу о распределении селена в киновари из сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы. Геохимия, № 12, 1962₂.
- Щеглов А. Д.* О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 88, вып. 1, 1959.
- Young В. В., Millman А. P.* Ore minerals microhardness and deformation characteristics.— Bull. Inst. Mining and Metallurgy. № 689, 1964.

НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНОГО МОНАЦИТА ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ГРАНИТНОГО МАССИВА КУУ (Центральный Казахстан)

М. М. ПОВИЛАЙТИС, Г. М. ВАРШАЛ

ВВЕДЕНИЕ

В обширной литературе, посвященной монациту, почти отсутствуют сведения о закономерном изменении его состава и свойств в ходе становления интрузивов. Это побудило авторов рассмотреть с указанной точки зрения имеющийся материал по гранитному массиву Куу (в Центральном Казахстане), где монацит известен (Ежов, 1964) как акцессорная примесь в интрузивных и метасоматических породах, а также в жильном кварце.

В статье приведены результаты изучения монацита, отобранного из искусственных шлихов, полученных при обработке проб (весом 10—20 кг) пород и минеральных агрегатов, слагающих жильные тела. Разработанный одним из авторов (Варшал, 1966) вариант хроматографического метода химического анализа и применение рентгено-химического метода исследования позволили проследить эволюцию соотношений редкоземельных элементов в монацитах разных генераций. Эти данные представляют существенный интерес для познания истории указанных элементов в ходе сложного процесса образования интрузивного магматического комплекса, а также для выявления типоморфных особенностей монацита различного генезиса. Другие данные — о составе, форме кристаллов, окраске и оптических свойствах монацита — приводятся лишь как дополнительная характеристика типоморфных особенностей минерала.

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА КУУ:

Описываемый массив относится к группе пермских интрузивов, с которыми в Центральном Казахстане пространственно и генетически связано молибден-вольфрамовое оруденение. Массив образовался во время замыкания остаточной герцинской геосинклинали, консолидации складчатой области и воздымания соответствующего участка земной коры (Маркова, 1961); расположен в ядре антиклинали и вытянут вдоль оси последней. Площадь выхода массива на дневную поверхность составляет около 300 км². По результатам гравиметрической и магнитометрической съемок граниты образуют лакколитообразную межпластовую залежь, внедряющуюся между покровом девонских эффузивов и толщей предположительно протерозойских пород (Юнаковская, Дистанова, 1956); глубина ее формирования не более 1500 м. Граниты прорывают кембрийские гипербазиты, туфы Д₁₋₂, эффузивно-осадочные породы Д₂₋₃ и тела гранитов каледонского возраста. В экзоконтактовом ореоле получили развитие ороговикование и фельдшпатизация пород (Дистанова, 1959).

¹ По результатам личных исследований (Повилайтис, 1961^{1,2}, 1964, 1966) и литературным данным (Гокоев, 1949; Ежов, 1964; Павлов, 1964; Шевченко, 1951, Щерба, 1956).

Абсолютный возраст преобладающей части гранитов, установленный калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами по биотиту, составляет 270 млн. лет (Повилайтис, 1967). Как и многие другие интрузивы пермского возраста, описываемый массив имеет сложное строение. Его образуют лейкократовые аляскитовые граниты, очень сходные по минеральному и химическому составу, но различающиеся по структурам: крупнозернистые порфировидные, среднезернистые равномернозернистые, гранит-порфиры (перечислены в порядке, соответствующем последовательности образования). Две последние разновидности гранитов, слагающие интрузивные тела, пересекают одни рудные жилы и секутся другими¹. Жильные породы (мелкозернистые аплитовидные граниты и аплиты, слагающие дорудные и внутрирудные дайки) относятся к первому этапу дайкообразования.

Некоторые дорудные дайки аплитовидных гранитов имеют своеобразное ритмично-зональное строение: местами в их осевых частях параллельно контактам прослеживаются цепочки линз пегматоидного состава: вокруг последних концентрические зоны аплитовидных гранитов чередуются с зонами, в которых количественные соотношения породообразующих минералов иные, чем в гранитах, и рост кристаллов происходил от неровных концентрических поверхностей к пегматоидным телам. По мнению одного из авторов (Повилайтис, 1961₂, 1966), ритмично-зональные участки даек следует считать фациальными гранитными пегматитами, формирующимися на малых глубинах, а своеобразное зональное строение даек — результатом фракционной ритмичной кристаллизации магмы.

Представления об истории формирования массива Куу отражают различные общие взгляды на происхождение пермских интрузивов Казахстана. Одни исследователи (Гокоев, 1949, и др.) предполагают формирование массива путем неоднократного внедрения магмы; другие (Шевченко, 1951) допускают, что массив был сформирован из единой порции магмы, а резкие границы между гранитами с разной структурой считают следствием изменения условий кристаллизации во времени. Последней точки зрения придерживается один из авторов настоящей статьи, считающий также возможными местные явления полного или частичного переплавления гранитов (Повилайтис, 1964).

К главнейшим постмагматическим процессам можно отнести последовательно проявившиеся альбитизацию, амозонитизацию и грейзенизацию гранитов (с образованием карцевых жил и прожилков), а также фельдшпатизацию. При максимальном развитии последней гранит, грейзен и комплекс минералов жильного заполнения были замещены полевошпатовыми породами (Повилайтис, 1961₁). Позже формировались жилы гребчатого кварца с флюоритом и гематитом, без сколько-нибудь существенного изменения боковых пород.

Среди кварцевых жил, около которых боковые породы грейзенизированы, различаются кварцевые жилы, содержащие непромышленное молибденовое, молибден-вольфрамовое, молибден-вольфрам-оловянное или вольфрам-оловянное оруденение, и безрудные. Оруденение рассредоточено в разных участках массива и изредка наблюдается в экзоконтактной зоне. Грейзены и кварцевые жилы каждого обособленного жильного поля различны по минеральному составу. Около жил с молибден-вольфрамовым оруденением, залегающих в экзоконтактной зоне среди серпентинитов,

¹ Согласно представлениям А. И. Ежова (1964) и В. А. Павлова (1964), несколько отличающимся от наших и от взглядов других исследователей (Шевченко, 1951; Гокоев, 1949), малораспространенные крупнозернистые неравномернозернистые (иногда порфировидные) граниты, не отмеченные другими исследователями, относятся к наиболее ранней «главной» фазе, крупнозернистые порфировидные и среднезернистые граниты — к двум фазам дополнительных интрузий; гранит-порфиры рассматриваются как эндоконтактная фация среднезернистых гранитов.

возникли флогопитовые грейзены. Около близких к ним по времени образования, но залегающих среди гранитов, жил с вольфрамитом, касситеритом и молибденитом наиболее развиты биотит-кварцевые грейзены с топазом; имеются небольшие (до 0,5 м) гнездовидные метасоматические скопления позднего биотита, развившегося по жильному кварцу, грейzenам и гранитам. К этим жилам также близки по времени образования некоторые безрудные кварцевые жилы, залегающие в гранитах и сопровождающиеся зонами биотит-кварцевых грейzenов. Более поздние, залегающие в гранитах, жилы с молибденитом или вольфрамитом и касситеритом сопровождаются мусковит-кварцевыми грейzenами.

Последовательность формирования жил различного состава определена условно по редко наблюдаемым пересечениям прожилков, сходных с жилами по составу, и по соотношениям жил с разновременными гранитами, в том числе с гранитами, слагающими дайки.

Распространенность в кварцевом жильном заполнении и грейzenах топаза, признаки интенсивного выноса из боковых пород щелочей, образование граната и топаза вместо вторичных слюд и относительно низкие рН газовой-жидких включений в жильном кварце (6,8—7,0)¹ свидетельствуют о кислой реакции рудообразующих растворов. Это особенно справедливо для ранних стадий постмагматического процесса, которым соответствует образование жил, сопровождаемых биотит-кварцевыми грейzenами. При формировании жил с мусковит-кварцевыми околожильными грейzenами кислотность минералообразующей среды несколько снижалась, о чем можно судить по уменьшению интенсивности выноса из боковых пород щелочей, исчезновению в грейzenах и в жильном заполнении топаза и граната и др. Образование рудных жил сменялось формированием продуктов щелочного метасоматоза — скоплений и прожилков калиевого полевого шпата и слюд, а также полевошпатовых пород в зонах фельдшпатизации.

МИНЕРАЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА И ФОРМА КРИСТАЛЛОВ МОНАЦИТА В ГРАНИТАХ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЯХ

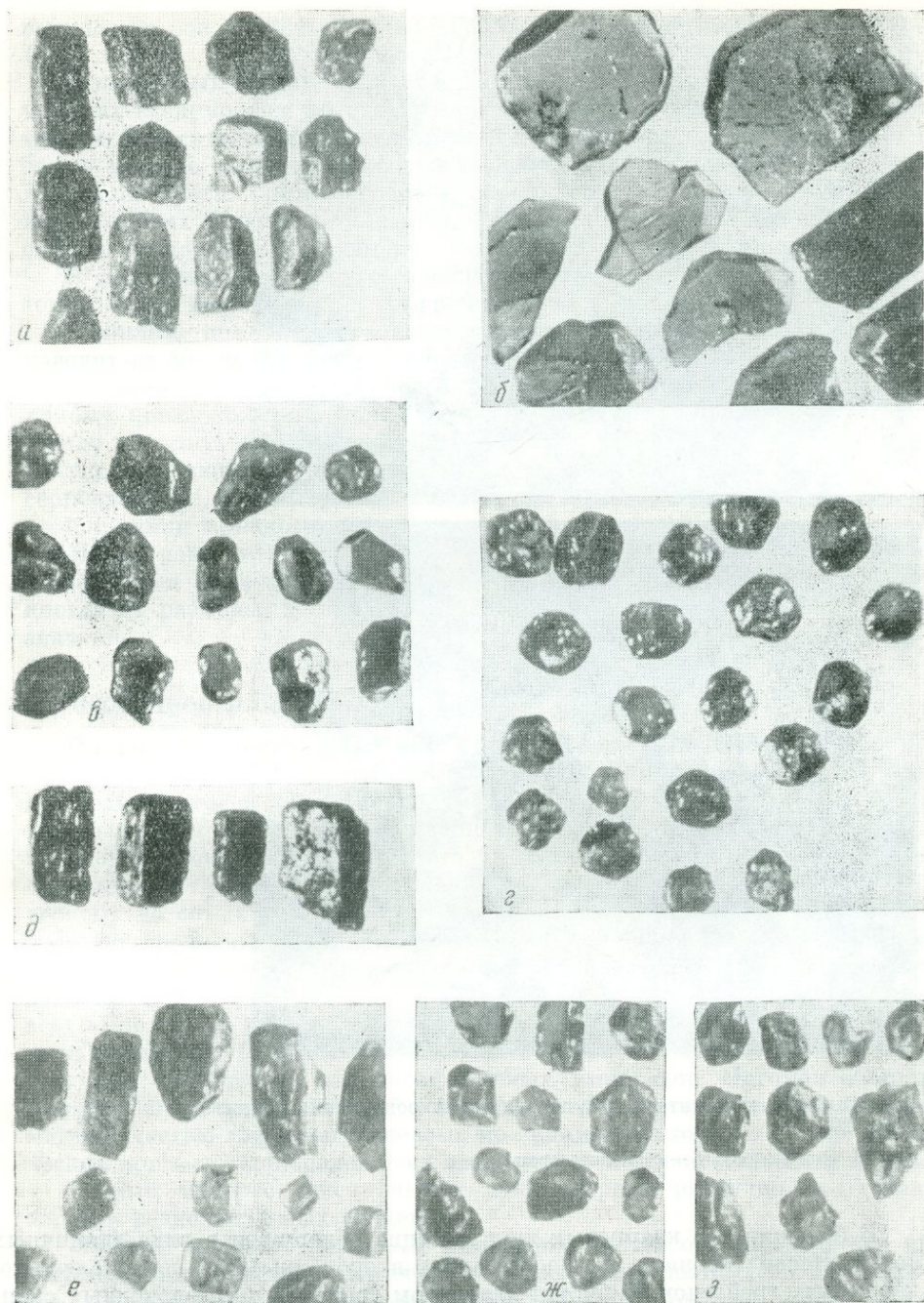
Монацит встречается в различных структурных разновидностях гранитов, грейzenах и кварцевых жилах, сопровождаемых околожильными грейzenовыми зонами, а также в фельдшпатизированных породах. В гранитах и метасоматических породах монацит обычно резко преобладает над другим фосфорсодержащим минералом — апатитом, а в жильном кварце он единственный минерал, в состав которого входит фосфор. Содержание монацита увеличивается от ранних гранитов к поздним, несколько чаще этот минерал встречается в метасоматических образованиях и в некоторых кварцевых жилах.

В крупнозернистых ранних гранитах монацит присутствует в виде бурых полупрозрачных кристаллов призматической формы (фиг. 1, а), с тончайшими включениями непрозрачных минералов. В более поздних среднезернистых гранитах и гранит-порфирах кристаллы монацита более мелкие, изометричные, слегка уплощенные (фиг. 1, б) желтого цвета, прозрачные.

В дайках с ритмично-зональным строением зерна монацита значительно крупнее, чем в других ассоциациях; они сильно уплощены (фиг. 1, в), идиоморфны по отношению к кварцу, имеют неровные границы с минералами гранитных зон (фиг. 2). В последних зерна монацита отличаются меньшими размерами, цвет их оранжевый или желтый. В ритмично-зональных телах установлен также другой редкоземельный минерал — фергусонит.

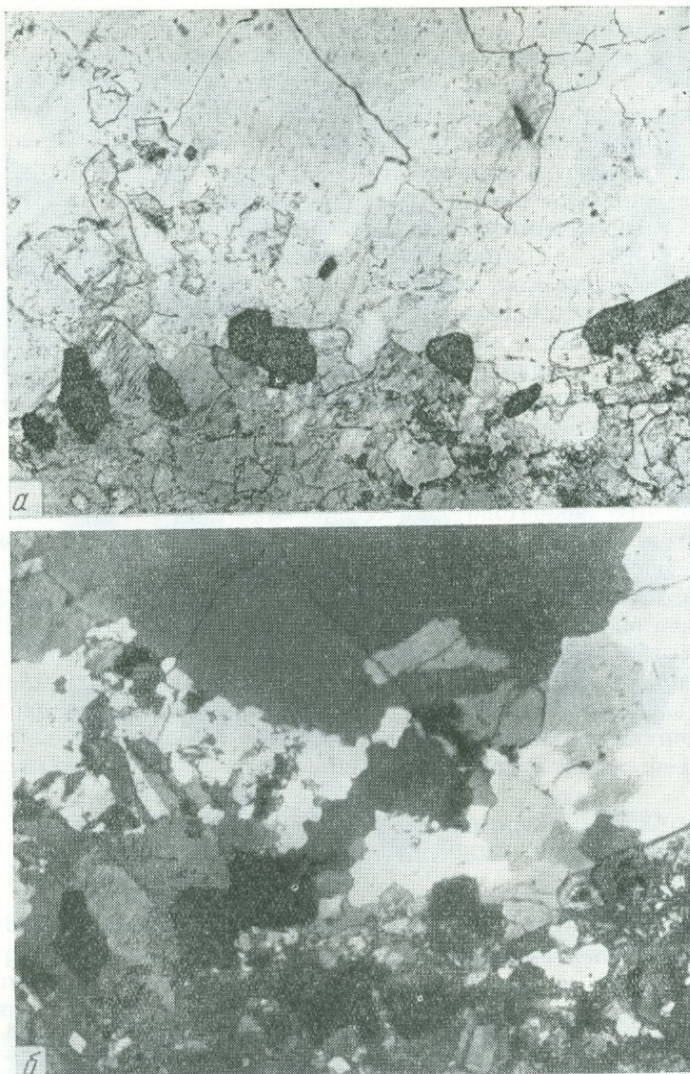
В альбито-кварцевой породе по крупнозернистым гранитам монацит желтый, прозрачный, образует изометричные кристаллы (фиг. 1, г).

¹ Определения проведены в ВИМСе С. Г. Соломкиной.



Фиг. 1. Кристаллы монацита из интрузивных и постмагматических образований

а — из крупнозернистых порфиroidных гранитов; б — из жильных гранитов (из участка дайки с ритмично-зональным строением); в — из гранит-порфиров; г — из альбит-кварцевой метасоматической породы, возникшей по крупнозернистым гранитам; д — из биотит-кварцевых грейзенов, по крупнозернистым гранитам; е — из мусковит-кварцевых грейзенов, по крупнозернистым гранитам (призматические — реликтовые, с квадратными очертаниями — новообразованные); ж — из метасоматического скопления биотита, образовавшегося по биотит-кварцевому грейзену и жильному кварцу; з — из жильного кварца. Увел. 20



Фиг. 2. Зерна монацита в кварце ритмично-зональной дайки.
Увел. 20

a — без анализатора; *б* — с анализатором

В большинстве кварцевых жил монацит обнаружен в виде единичных зерен. Несколько чаще он наблюдается в околожилных зонах слюдяно-кварцевых грейзенов. В биотит-кварцевом грейзене и гнездовидных скоплениях биотита монацит в виде идиоморфных зерен ассоциируется с флюоритом и цирконом.

В грейзенах, судя по величине и форме кристаллов, монацит может быть реликтовым (из исходных крупнозернистых гранитов; фиг. 1, *д*) и новообразованным (фиг. 1, *е*). О наличии новообразованного монацита можно судить по увеличению его содержания в грейзенах и большому разнообразию форм кристаллов в этих породах по сравнению с гранитами.

В скоплениях биотита, возникших по биотит-кварцевому грейзену и жильному кварцу, монацит такой же, как во вмещающих крупнозернистых гранитах, — бурый, непрозрачный, образует призматические, упло-

ценные по оси *a* кристаллы, по-видимому, преимущественно реликтовый (фиг. 1, *ж*).

В кварцевых жилах, сопровождаемых биотит-кварцевыми грейзенами, монацит ксеноморфен по отношению к циркону и вольфраму, но идиоморфен относительно кварца, слюды и ильменорутила; вокруг его зерен в слюде заметны слабо выраженные плеохроичные дворики. В жиле, расположенной среди ультраосновных пород, монацит наблюдается в виде идиоморфных включений в кварце, флогопите и шеелите, а также в акцессорном изумруде, с которым имеет одинаковую степень идиоморфизма.

В фельдшпатизированных породах монацит сохранился в виде реликтовых зерен, не затронутых замещением.

В жилах, не сопровождаемых грейзенами, монацит отсутствует. Это наводит на мысль о связи его образования в жильном заполнении с перетолжением фосфора вмещающих пород при их интенсивном изменении. Такому предположению противоречит, однако, несколько большее содержание монацита в грейзенах, чем в гранитах, а также наличие монацита в жилах, залегающих среди различных боковых пород, в том числе и среди серпентинитов, не содержащих этого минерала. По-видимому, фосфор и редкие земли привносились гидротермальными растворами.

Можно заключить, что в массиве Куу имеются монациты как магматического, так и гидротермального генезиса. Форма кристаллов монацита, иногда их размеры, а также окраска и прозрачность имеют типоморфное значение.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МОНАЦИТОВ

По данным спектральных анализов¹, монацит относительно богат примесями, концентрация которых в разных генерациях минерала неодинакова. Роль примесей закономерно уменьшается от монацитов ритмично-зональных даек к монацитам кварцевых жил, залегающих в экзо- и эндоконтактных зонах гранитного интрузива. Так, содержание марганца снижается от сотых долей процента до 0,0001% и менее, железа — от десятых до сотых долей процента. В монацитах из ритмично-зональных даек по сравнению с гидротермальными монацитами из кварцевых жил несколько повышается содержание свинца, кальция и кремния (десятые доли процента против сотых). Приблизительно в равных количествах во всех выделениях монацита содержатся алюминий, цирконий, титан (сотые доли процента). Вольфрам появляется в монацитах только из тех кварцевых жил, в которых нет вольфрамовых минералов. Магнием обогащен монацит из жилы, залегающей в серпентините. Бериллий, медь, алюминий, магний, частью марганец и железо, по-видимому, входят в состав механических примесей минералов этих элементов в анализированном материале.

Особый интерес представляют закономерные различия содержаний тория и редкоземельных элементов.

Монацит является цериевым минералом, состав его определяется преимущественно кристаллохимическими факторами, поэтому он является не столь четким индикатором геохимических процессов, как многие другие минералы, содержащие редкие земли. Тем не менее монацит содержит различные редкоземельные элементы в переменных количественных соотношениях и может быть использован при расшифровке некоторых условий рудоотложения.

Определение редкоземельных элементов проводилось методом распределительной хроматографии на бумаге. Чувствительность определения каждого из редкоземельных элементов 0,05—0,1%. Точность анализа

¹ Анализы произведены в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР А. Ф. Мартыновой.

зависит от относительного содержания элемента; в среднем она составляет 2—7, 5—15, 10—30, 25—50% от определяемой величины соответственно при содержании редкоземельного элемента 20—50, 10—20, 5—10% и ниже 5%.

Содержание тория (табл. 1) наиболее высокое (около 8%) в некоторых образцах монацита из гранитов, слюдяно-кварцевых грейзенов и жильного кварца. В монацитах из других постмагматических образований (исключая мусковит-кварцевые жилы), а также в монацитах из пострудных гранит-порфиров содержание тория резко снижается.

Соотношения содержаний редкоземельных элементов в монацитах гранитов, независимо от того, принадлежат ли они к гранитам одной фазы (обр. 549 и 868) или разных фаз (те же образцы и обр. 550), сходны и отличаются от таковых в монацитах гидротермальных жил большим содержанием элементов цериевой группы (La, Ce, Pr, Nd, Sm). Последние, как известно (Гинзбург, Журавлева, Иванов, Щербина, 1959), содержатся в редкоземельных минералах протокристаллизации. Частично это явление может быть обусловлено наличием в гранитах другого редкоземельного (иттриевого) акцессорного минерала — ксенотима.

Для монацитов из ритмично-зональных даек, так же как и для монацитов из гранитов различных структурных разновидностей, слагающих массив, характерно преобладание легких редкоземельных элементов, что подтверждает представления о магматическом происхождении зональности этих тел (Повилайтис, 1961₂, 1966). Сходство состава и количественных соотношений редких земель (табл. 2) в монацитах из зон ориентированного роста и зон мелкозернистых гранитов в пределах одной зональной дайки может служить одним из доказательств одинаковых термодинамических условий выделения минералов в различных зонах. В то же время отмечается резко выраженное непостоянство состава монацитов из разных ритмично-зональных даек (см. табл. 1, обр. 555, 1112 и 800), что, по-видимому, характеризует различие условий, в которых в данном случае протекал магматический процесс. Химическим и спектральным анализами установлено, что монацит из некоторых зональных даек отличается от монацита других геологических образований повышенным содержанием кальция, тория и свинца, что позволяет предполагать наличие в составе минерала чералитового компонента.

В акцессорном фергюсоните, встречающемся в зональных дайках в меньших, чем монацит, количествах, соотношение редких земель иное: сумма окислов элементов цериевой группы составляет около 80%, Y_2O_3 — около 9% и ThO_2 — около 11% (аналитик Д. Н. Князева). Таким образом, содержание редких земель цериевой группы в этом минерале ниже, чем в близком по времени выделения монаците, а содержание редких земель иттриевой группы и тория — выше.

При сравнении состава редкоземельных элементов в монацитах из интрузивных пород и из постмагматических образований заметна тенденция к обогащению монацитов последних неодимом и более тяжелыми элементами группы редких земель; соответственно уменьшается относительное содержание самых легких редкоземельных элементов, особенно церия.

В гидротермальных образованиях можно различать монациты, выделившиеся в ранние стадии процесса из кислых растворов, и монациты, отложенные из более поздних растворов меньшей кислотности. Монациты более поздних метасоматических полевошпатовых пород и кварцевых жил, сопровождаемых мусковит-кварцевыми грейзенами, характеризуются более низкими величинами отношения $\frac{Ib}{Gd+Eu}$; это согласуется с данными об уменьшении указанного отношения при увеличении щелочности растворов во флюоритах месторождений различных генетических типов (Василькова и др., 1966).

Таблица 1

Содержание окислов редкоземельных элементов (в % по отношению к их сумме) и двуокиси тория (в вес. %) в монацитах

Геологические образования, из которых выделен монацит	Граниты							Постмагматические образования								
	крупнозернистые порфиридные	среднезернистые	гранитпорфиры	жильный мелкозернистый гранит без зонального строения	зона ориентированного роста	зона мелкозернистого гранита	метасоматическая альбит-кварцевая порода по крупнозернистому граниту	кварцевая жила с вольфрамитом, сопровождаемая биотит-кварцевым грейзеном		безрудная кварцевая жила Безымлянная, залегающая в гранитах и сопровождаемая биотит-кварцевыми грейзенами	рудная кварцевая жила Шеелитовая, залегающая в серпентинитах и сопровождаемая флогопитовыми грейзенами	полевошпатовая метасоматическая порода по крупнозернистому граниту	кварцевая жила с вольфрамитом и сиситеритом, залегающая в гранитах и сопровождаемая мусковит-кварцевым грейзеном			
								околожильный биотит-кварцевый грейзен по крупнозернистому граниту	скопление биотита, замещающего грейзен и жильный кварц				грейзены	жильные заполненные.		
Компоненты	№ п р о б ы															
	549	868	473	550	555	1112	800	552	472	558	1002	141	686	543	566	
La ₂ O ₃	24,7	25,2	24,7	23,8	25,0	24,7	17,1	22,3	21,0	22,4	22,5	19,5	21,4	18,2	14,8	
CeO ₂	53,2	49,6	57,8	59,0	53,4	61,8	58,2	51,5	51,2	55,5	50,2	48,8	52,3	47,5	47,0	
Pr ₆ O ₁₁	4,0	6,0	4,7	4,7	3,8	2,2	6,0	5,2	4,1	4,7	5,1	4,9	6,1	5,1	4,0	
Nd ₂ O ₃	15,9	16,2	11,9	10,5	13,6	9,1	14,3	18,0	20,0	13,0	18,6	18,4	14,0	17,8	16,2	
Sm ₂ O ₃	2,0	1,5	0,5	0,8	1,5	1,2	1,5	1,4	2,0	2,6	2,2	2,5	2,1	3,9	3,3	
Eu ₂ O ₃	} 1,1	} 0,7	} 0,3	} 0,4	} 0,7	} 0,5	} 0,6	} 0,7	} 0,8	} 0,5	} 1,0	} 1,9	} 0,8	} 2,4	} 2,7	
Gd ₂ O ₃																
Tb ₂ O ₃	} 1,9	} 0,7	} 0,3	} 0,4	} 1,9	} 0,5	} 2,3	} 0,7	} 0,6	} 0,6	} 0,4	} 3,9	} 2,7	} 4,1	} 8,8	
Y ₂ O ₃																
Dy ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	1,8	
Ho ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	0,1	
Er ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	0,1	0,2	0,2	0,7	
Tu ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	0,1	
Yd ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	} 0,4	} 0,6	
Lu ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
С у м м а	99,8	99,9	100,2	99,6	99,9	100,0	100,0	99,8	99,9	99,8	100,0	100,3	99,9	100,1	100,1	
ΣTR ₂ O ₃ + + ThO ₂	59,00	62,00	Не опр.	60,50	59,00	69,00	68,0	69,00	68,2	65,00	70,20	67,75	68,5	68,3	63,56	
ΣTR ₂ O ₃	53,45	60,53	То же	55,30	56,22	63,93	60,05	63,65	60,97	60,85	64,60	63,75	63,04	59,8	55,56	
ThO ₂	5,55	1,47	»	5,20	2,78	5,07	7,95	5,35	7,23	4,15	5,60	4,00	5,46	8,50	8,0	

Аналитики В. И. Павлуцкая и Г. М. Варшал.

Отношение содержаний редкоземельных элементов в монацитах по данным рентгенохимического анализа¹

Геологические образования, из которых выделен монацит, и номера проб		$\frac{\text{La}}{\text{Nd}}$	$\frac{\text{Ce}}{\text{Nd}}$	$\frac{\text{Pr}}{\text{Nd}}$	$\frac{\text{Sm}}{\text{Nd}}$	$\frac{\text{Gd}}{\text{Nd}}$	$\frac{\text{Dy}}{\text{Nd}}$	$\frac{\text{Er}}{\text{Nd}}$	$\frac{\text{Yb}}{\text{Nd}}$
Дайка зонального строения	концентрическая зона ориентированного роста (№ 800)	1,6	4,0	0,38	0,10	—	—	—	—
	промежуточная зона гранита (№ 811)	1,6	4,3	0,35	0,10	—	—	—	—
	осевая зона ориентированного роста (№ 836)	1,85	4,6	0,37	0,10	—	—	—	—
Кварцевые жилы	с шеелитом № 140	1,5	2,5	0,3	0,2	0,1	0,05	—	—
	» № 141	1,3	2,4	0,26	0,16	0,11	0,07	0,04	0,065
	безрудная (№ 1002)	0,6	1,2	0,12	0,12	0,06	—	—	—

¹ Анализы выполнены в рентгенохимических лабораториях ИГЕМ АН СССР и ГЕОХИ АН СССР. Аналитики Н. В. Туранская, Л. А. Воронова, Г. Н. Муравичкина.

Монацит из рудной жилы, залегающей среди серпентинитов, по количественному соотношению редкоземельных элементов мало отличается от монацита из других постмагматических образований, близких по времени формирования, но в нем несколько понижено содержание церия и повышено содержание гадолиния и иттрия, что, возможно, сопряжено с повышением щелочности рудообразующих растворов вследствие их взаимодействия с боковыми породами, обогащенными магнием. С этим согласуется и наличие в жиле шеелита вместо вольфрамита.

Соотношение содержаний редкоземельных элементов в монаците и шеелите этой жилы оказалось различным (табл. 3). Шеелит по сравнению с монацитом обеднен церием, празеодимом, неодимом, но относительно обогащен элементами иттриевой группы. Такое различие состава позволяет предположить, основываясь на общих закономерностях геохимии редких земель, что выделение шеелита происходило позже монацита; это подтверждается микроскопическими наблюдениями.

Особенно сильно отличаются от всех других монациты из жил, сопровождаемых зонами мусковит-кварцевых грейзенов. Они значительно обогащены элементами иттриевой группы и содержат практически отсутствующие в других монацитах гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций, характерные для поздних генераций редкоземельных минералов, в то же время в монацитах из этих жил содержание лантана и церия значительно снижено.

Отметим, что количественное соотношение редкоземельных элементов в монаците из грейзенов не соответствует таковому в монацитах из неизмененных гранитов и кварцевых жил. Для грейзенов характерно сонахождение реликтового и новообразованного монацитов. Редкие земли в каждом из них отдельно не определялись; аналитические данные отражают лишь суммарное соотношение редких земель в монацитах грейзенов.

Приведенные данные позволяют заключить, что в ходе становления гранитного интрузива происходило накопление редкоземельных элемен-

тов все более высоких атомных номеров в последовательном ряду: монациты гранитов — монациты ранних постмагматических образований — монациты поздних постмагматических образований.

Обогащение элементами иттриевой группы монацита конечных стадий магматического процесса особенно четко иллюстрируется сопоставлением состава монацитов интрузивных пород и самых поздних гидротермальных образований.

Такой ход дифференциации редкоземельных элементов, по-видимому, свидетельствует об общности источника растворов, из которых отложился

Таблица 3

Содержания окислов редкоземельных элементов (в % к сумме редких земель) в монаците и шеелите из кварцевой жилы, залегающей в серпентинитах

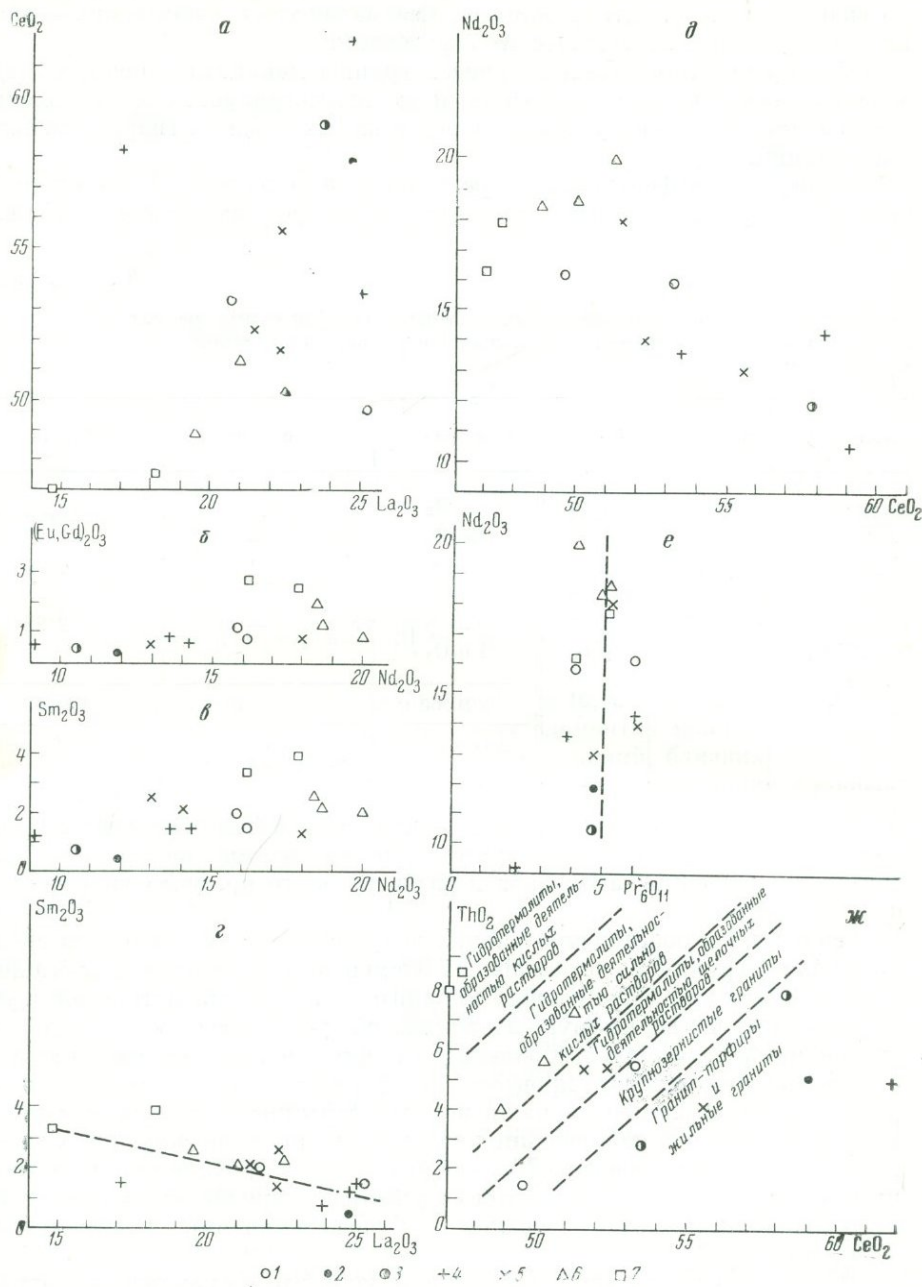
Компоненты	Монацит	Шеелит	Компоненты	Монацит	Шеелит
La ₂ O ₃	19,5	3,44	Dy ₂ O ₃	0,3	19,08
CeO ₂	48,8	15,05	Ho ₂ O ₃	—	1,28
Pr ₆ O ₁₁	4,9	2,45	Er ₂ O ₃	0,1	1,29
Nd ₂ O ₃	18,4	17,38	Tu ₂ O ₃	—	2,86
Sm ₂ O ₃	2,5	7,23	Yb ₂ O ₃		
(Gd, Eu) ₂ O ₃	1,9	9,03	Lu ₂ O ₃		
Tb ₂ O ₃ } Y ₂ O ₃ }	3,9	20,91	Сумма	100,3	100,00
			Аналитики	Г. М. Варшал и В. И. Павлуцкая	Д. Н. Князева

монацит разных генераций, и генетической связи этих растворов с гранитной магмой. Этот вывод согласуется с результатами проведенного нами детального изучения интрузива и развитых в его пределах гидротермальных образований.

Тенденция к обогащению ранних гидротермальных монацитов средними членами группы редкоземельных элементов и интенсивное обогащение более поздних гидротермальных монацитов элементами иттриевой группы обусловлены, по-видимому, неодинаковой устойчивостью комплексных соединений редкоземельных элементов (с фтор- и фосфат-ионами) в разные стадии гидротермального процесса. Устойчивость комплексных соединений редкоземельных элементов, как известно, возрастает от лантана к лютецию. Поэтому указанное направление дифференциации редкоземельных элементов в монацитах из массива Куу — накопление в поздние стадии более тяжелых редкоземельных элементов — позволяет предполагать преобладающую роль комплексообразования в дифференциации редкоземельных элементов.

Результаты проделанной работы показали, что по изменению количественных соотношений редкоземельных элементов в монацитах можно судить лишь о кардинальных изменениях физико-химических условий минералообразования. Влияние изменения кислотности — щелочности среды в гидротермальный этап процесса на составе редкоземельных элементов в монацитах существенно не отражается.

По-видимому, между образованием жил, сопровождаемых биотит-кварцевыми грейзенами, и жил с мусковит-кварцевыми околожильными грейзенами произошло резкое изменение условий рудоотложения. Об этом можно судить по геологическим данным — отсутствию приуроченности поздних жил, в отличие от ранних, к внутриинтрузивным телам среднезер-



Фиг. 3. Корреляционные связи между содержаниями окислов некоторых редкоземельных элементов, а также между содержаниями окислов церия и тория (в весовых процентах)

На осях координат отложены содержания соответствующих окислов (в процентах от суммы редкоземельных элементов). Монациты разных последовательных генераций обозначены: 1 — из крупнозернистых порфировидных гранитов; 2 — из среднезернистых гранитов; 3 — из гранит-порфиров; 4 — из жильных гранитов. Монациты из постмагматических образований обозначены: 5 — из жил, сопровождаемых биотит-кварцевыми грейзенами; 6 — из жил, сопровождаемых мусковит-кварцевыми грейзенами; 7 — из метасоматических образований, возникших под воздействием щелочных гидротермальных растворов

нистых гранитов и гранит-порфиров, а также по существенному различию геохимических особенностей указанных жил.

Между содержанием пар редкоземельных элементов, а также между отдельными редкоземельными элементами и торием в большинстве случаев существует прямая или обратная корреляционная связь. Например, прямая связь намечается между содержаниями La и Ce (фиг. 3, а), Nd и Sm (фиг. 3, б), Nd и Σ (Eu, Gd) (фиг. 3, в), Sm и Th. Обратная корреляционная связь отмечена между La и Sm (фиг. 3, г), La и Nd, La и Σ (Eu и Gd), Ce и Sm, Ce и Nd (фиг. 3, д), Ce и Σ (Eu, Gd), Ce и Σ (Tb, Y, Dy), La и Th, Sm и Th. Хотя поля составов монацитов магматического и гидротермального генезиса обособляются почти на всех графиках, характер корреляционных связей, как и постоянство соотношений содержаний соответствующих пар элементов, не нарушаются при переходе из поля монацитов магматического генезиса в поле гидротермальных монацитов; это может свидетельствовать, по-видимому, о генетической связи постмагматических растворов, отложивших монацит, с гранитной магмой, давшей интрузив.

Содержание Pr_6O_{11} сохраняется постоянным (около 5%), независимо от содержания других редкоземельных элементов и от генезиса монацитов (фиг. 3, е), что, возможно, также подтверждает указанную генетическую связь.

В монацитах гранитов содержится не более 0,8% $(\text{Eu, Gd})_2\text{O}_3$, 2% Sm_2O_3 , 16% Nd_2O_3 ; в монацитах гидротермальных образований содержания этих окислов всегда выше указанных пределов.

Из графиков содержаний CeO_2 и ThO_2 (фиг. 3, ж) следует, что монацит из последовательно формировавшихся разновидностей гранита обогащался церием, а монацит из последовательного ряда постмагматических образований обогащался иттрием и торием. Этот факт вполне согласуется с представлением о генетической связи постмагматических растворов с гранитной магмой и о формировании постмагматических тел в периоды, разделявшие образование структурных разновидностей гранита. Относительное обогащение церием магматического остатка, из которого последовательно образовались среднезернистые граниты, гранит-порфиры и жильные граниты, должно было вызвать обогащение постмагматических дифференциатов иттрием. Таким образом, начало фракционирования редкоземельных элементов совпало с началом постмагматического процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Содержание большинства редкоземельных элементов (или отношения содержаний отдельных пар редкоземельных элементов), а также содержание тория в монацитах зависит от физико-химических условий их образования. Исключение составляет лишь празеодим, количества которого постоянны в монаците разных генераций.

Монациты магматического происхождения характеризуются, в отличие от гидротермальных, меньшим (менее 16%) содержанием Nd_2O_3 , причем

а — прямая корреляционная связь между содержаниями окислов лантана и церия; б — прямая корреляционная связь между содержаниями окислов неодима и суммой окислов европия и гадолиния; в — прямая корреляционная связь между содержаниями окислов неодима и самария; г — обратная корреляционная связь между содержаниями окислов лантана и самария; д — обратная корреляционная связь между содержаниями окислов церия и неодима; е — отсутствие корреляционной связи между содержаниями окислов празеодима и неодима; ж — соотношение содержаний окислов церия и тория; монацит из последовательно возникавших гранитов все более обогащался церием, а монацит из последовательных постмагматических образований все более обогащался торием

в тех и других содержание Nd_2O_3 уменьшается от ранних генераций к поздним (см. фиг. 3, *e*). Аналогичная тенденция у монацитов магматического происхождения характерна для Sm_2O_3 и $(\text{Eu}, \text{Gd})_2\text{O}_3$ (содержание в монацитах из гранитов Sm_2O_3 никогда не превышает 2%, а содержание $(\text{Eu}, \text{Gd})_2\text{O}_3$ всегда менее 0,8%); в гидротермальных монацитах содержание этих окислов несколько возрастает. В противоположность этому, по мере перехода от ранних генераций к поздним содержание CeO_2 в монацитах магматического происхождения увеличивается, а в гидротермальных — уменьшается.

Определенные тенденции могут быть подмечены и в вариациях соотношений содержаний окислов отдельных редкоземельных элементов. Так, например, в гидротермальных монацитах отношение $\text{ThO}_2/\text{CeO}_2$ от ранних генераций к поздним возрастает, а в магматических — снижается. В гидротермальных монацитах по мере перехода от ранних генераций к поздним возрастает содержание $(\text{Tb}, \text{Y}, \text{Dy})_2\text{O}_3$, увеличивается отношение суммы содержаний этих окислов к содержанию La_2O_3 , CeO_2 , Nd_2O_3 , повышается отношение $(\text{Eu}, \text{Gd})_2\text{O}_3$ и Sm_2O_3 к содержанию CeO_2 . Суммарное содержание $(\text{Tb}, \text{Y}, \text{Dy})_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3$, а также отношение содержания CeO_2 к сумме содержаний всех редкоземельных элементов и тория в монацитах магматического происхождения выше, чем в гидротермальных монацитах.

В монацитах магматического происхождения отношение $\text{CeO}_2/\text{La}_2\text{O}_3$ сильно колеблется, но суммарное содержание этих окислов возрастает (главным образом за счет CeO_2) от монацитов крупнозернистых гранитов к монацитам поздних гранитов, в частности жильных, тогда как в гидротермальных монацитах при сохранении отношения $\text{CeO}_2/\text{La}_2\text{O}_3$ суммарное содержание этих элементов снижается от ранних генераций к поздним.

В гидротермальных монацитах ранних генераций по отношению к поздним содержание Nd_2O_3 и CeO_2 уменьшается при сохранении отношения содержаний этих окислов. Таким образом, для ранних генераций гидротермальных монацитов характерны большие содержания неодима и церия, чем для поздних; в монацитах магматического происхождения, наоборот, отношение $\text{CeO}_2/\text{Nd}_2\text{O}_3$ возрастает от монацитов ранних генераций к поздним при сохранении суммарного содержания этих окислов (около 70%). Сходны соотношения пары Nd_2O_3 и La_2O_3 . В монацитах из гранитов содержание La_2O_3 колеблется незначительно (22—25%), содержание же Nd_2O_3 резко снижается от ранних генераций монацитов к поздним. В гидротермальных монацитах отношение $\text{Nd}_2\text{O}_3/\text{La}_2\text{O}_3$ сохраняется постоянным, но суммарное содержание этих двух окислов падает от ранних генераций к поздним. Монациты из поздних жил, сопровождаемых мусковит-кварцевыми грейзенами, обогащены элементами иттриевой группы и содержат тяжелые редкоземельные элементы: гольмий, эрбий, тулий, иттербий и лютеций, отсутствующие в других монацитах.

Монациты из ритмично-зональных даек аплитовидных гранитов отличаются особенно большими колебаниями количественных соотношений редкоземельных элементов, а в некоторых образцах — наличием изоморфной примеси кальция и тория.

В гранитах, грейзенах и жильном кварце монацит распределен закономерно, тогда как в ритмично-зональных дайках он приурочен к основаниям зон ориентированного роста. Содержание монацита понижается при переходе от ранних постмагматических образований к поздним. В наиболее поздних кварцевых жилах, не сопровождаемых грейзенами, этот минерал вовсе не обнаружен.

Различаются три типа кристаллов монацитов магматического происхождения: уплощенно-призматические из крупнозернистых порфиroidных гранитов; почти изометричные, слабо уплощенные — из гранит-порфиоров; значительное более крупные, сильно уплощенные (таблитчатые) из даек с ритмично-зональным строением. Среди кристаллов гидротермаль-

ного монацита различаются: изометричные — из альбитизированных гранитов, толстотаблитчатые — из рудных жил (отличаются также полисинтетическим двойникованием и темно-бурой окраской), тонкотаблитчатые — из безрудной жилы.

Можно предположить, что охарактеризованные типоморфные особенности могут быть выявлены и для монацитов из аналогичных по условиям формирования гранитных массивов, становление которых также связано с эволюцией в гипабиссальных условиях крупных масс магмы аляскитового состава, локализованных в зонах горизонтальных тектонических нарушений под слабо нарушенными толщами вулканогенов кислого или среднего состава порфиритовой или порфировой формации.

ЛИТЕРАТУРА

- Варшал Г. М.* Изучение механизма и применение распределительной хроматографии на бумаге к анализу смесей редкоземельных элементов. Канд. дисс., 1966.
- Василькова Н. Н., Карченко Н. Ф., Кукушкина О. А.* Связь свойств флюорита с его составом и условиями образования. Изд-во «Недра», 1966.
- Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н., Иванов И. Б., Щербина В. В.* Редкоземельные элементы и их месторождения. Госгеолтехиздат, 1959.
- Гоков А. Г.* К сравнительной характеристике некоторых «пермских» интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан). Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 11, 1949.
- Дистанова А. Н.* О контактовых явлениях некоторых гранитных интрузий юго-западной части Центрального Казахстана. Изв. высш. уч. завед., сер. геол. и разведка, № 4, 1959.
- Ежов А. И.* Гранитоиды Шалинского района и связанные с ними послемагнетические образования (Центральный Казахстан). Изд-во «Наука», 1964.
- Маркова Н. Г.* Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. Тр. Геолог. инст., вып. 62, 1961.
- Монич В. К.* Магматизм Центрального Казахстана. Сб. «Производительные силы Центрального Казахстана», т. 2, Алма-Ата, 1959.
- Паслов В. А.* Структурные особенности некоторых пермских гранитных массивов Центрального Казахстана. Изд-во «Наука», 1964.
- Повилайтис М. М.* Явления фельдшпатизации в рудном поле гранитного массива Куу (Центральный Казахстан). Геол. рудн. месторожд., № 2, 1961.
- Повилайтис М. М.* Новые данные о ритмичной зональности гранитоидных тел. Геол. рудн. месторожд., 1961.
- Повилайтис М. М.* К истории формирования гранитного массива Куу (в Центральном связи с ними молибденового и вольфрамового оруднения. Геол. руд. местор., № 5, 1964.
- Повилайтис М. М.* К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоидных тел и связи с ними молибденового и вольфрамового оруднения. Геол. руд. местор., № 2, 1966.
- Повилайтис М. М.* Некоторые аномальные значения абсолютного возраста и их возможная интерпретация. Автореф. работ сотр. ИГЕМ за 1966 год. Тр. ИГЕМ АН СССР, М., 1967.
- Семенов Е. И.* Минералогия редких земель (Минералогия, генетические типы минерализации и основные черты геохимии редкоземельных элементов). Изд-во АН СССР, 1963.
- Шевченко Е. В.* Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Центрального Казахстана. Изд-во Львовск. гос. универс., 1951.
- Щерба Г. Н.* О мелкозернистых гранитах некоторых массивов Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 19, 1955.
- Щерба Г. Н.* Один из примеров соотношения аплитов и кварцевых жил. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 25, 1956.
- Юнсковская Ю. Н., Дистанова А. Н.* Об изучении гранитных интрузий методами геофизики (на примере Центрального Казахстана). В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Казахстана, Забайкалья и Приморья. Госгеолтехиздат, 1960.

ОСОБЕННОСТИ ЛОВОЗЕРИТА ИЗ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ НОВООБРАЗОВАНИЙ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА

М. Н. СОКОЛОВА, Е. С. РУДНИЦКАЯ, Т. А. БУРОВА

Ловозерит — широко распространенный минерал щелочных пород Ловозерского массива (эвдиалитовых луявритов, порфириовидных луявритов, пойкилитовых нефелиновых сиенитов, фойяитов), реже он встречается в пегматитах (Герасимовский, 1939; Власов, Кузьменко, Еськова, 1959; Семенов, Разина, 1962; Буссен, 1962). В незначительных количествах ловозерит известен в щелочных породах массива Илимаусак в Гренландии (Danø, Sørensen, 1959).

Характерно образование ловозерита по эвдиалиту в процессе послемагматического изменения нефелиновых сиенитов и пегматитов; такой ловозерит слагает оторочки вокруг зерен эвдиалита и нередко образует полные псевдоморфозы по нему. В породах Ловозерских тундр встречаются, кроме того, выделения ловозерита, которые считаются первичными, не связанными с замещением эвдиалита. В ассоциации с ним обычны калиевый полевой шпат, нефелин, эгирин, лампрофиллит, эвдиалит, энigmatит, щелочной амфибол, рамзаит, мурманит.

Ловозерит весьма неустойчив в зоне гипергенеза. Имеющиеся в литературе сведения относятся к ловозериту, измененному в той или иной степени.

В результате структурных исследований В. В. Илюхиным и Н. В. Беловым (1960) для ловозерита предложена следующая формула: $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O} \cdot 0,5\text{NaOH}$ или $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_6] \cdot 0,5\text{NaOH}$. Относится к моноклинной сингонии: $a_0 = 10,48$, $b_0 = 10,20$, $c_0 = 7,33 \text{ \AA}$, $\beta = 92^\circ 30'$; пространственная группа $C_2^3 - C2$, $Z = 2$. Особенности структуры объясняются оптическая одноосность ловозерита и его неустойчивость при выветривании. Характерны полисинтетические двойники.

Находка этого редкого цирконосиликата в Хибинском массиве представляет большой интерес, тем более что он установлен здесь в необычной ассоциации и характеризуется не наблюдавшимися до этого формами выделений. Нам удалось выделить свежий, практически не измененный ловозерит, исследование которого позволило уточнить ряд свойств этого минерала, а также выявить некоторые его типоморфные особенности.

Ловозерит обнаружен в 1959 г. на апатитовом месторождении Расвумчорр в пегматитовых жилах среди ричесорритов кровли месторождения и в пшироподобных пегматитах среди массивных уртитов, подстилающих апатит-нефелиновые породы. Наиболее обильные и интересные в генетическом отношении выделения ловозерита находятся в арфведсонит-полевошпатовых жилах, которые вскрыты карьером близ контакта ричесорритов и апатит-нефелиновых пород. Жильные тела характеризуются невыдержанной мощностью (3—25 см), неравномерным распределением минералов, большой изменчивостью элементов залегания и, видимо, приурочены к системе различно ориентированных трещин отдельности в ричесорритах. Слагаются жилы в основном калиевым полевым шпатом и арфведсонитом, в подчиненном количестве присутствует нефелин, к второстепенным минералам относятся энigmatит, лампрофиллит, эвдиалит,

дельхайелит, редко апатит. Скопления ловозерита приурочены к полевошпатовым участкам жил, где он находится в тесной ассоциации с эвдиалитом, а также с вадеитом, щербаковитом, беталомоносовитом. Образование этой ассоциации редких цирконо- и титаносиликатов относится к метасоматическому этапу формирования рассматриваемых пегматитовых жил. Во вмещающих рихсчорритах ловозерит отсутствует, в то время как вадеит, щербаковит и беталомоносовит развиты в них, местами, в существенных количествах. Результаты изучения вадеита и щербаковита опубликованы ранее (Соколова, Бурова, Рудницкая, 1964; Соколова, Бурова, 1965).

ХАРАКТЕРНЫЕ ФОРМЫ ВЫДЕЛЕНИЙ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛОВОЗЕРИТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАСВУМЧОРП

В арфведсонит-полевошпатовых жилах ловозерит образовался по эвдиалиту и вадеиту, а также в виде кристаллов — путем непосредственного отложения из растворов.

Псевдоморфные выделения ловозерита широко распространены. Эвдиалит и вадеит замещались ловозеритом неодинаково. Вокруг зерен вадеита и мелких кристаллов эвдиалита (до 0,5—1 см) наблюдаются тонкие оторочки (0,1—0,2 см и часто меньше) неизмененного ловозерита снежно-белого цвета. Подобные оторочки вокруг зерен эвдиалита наблюдались и в пегматитах среди ургитов. В крупных (до 3—5 см) кристаллах эвдиалит в полевошпат-арфведсонитовых жилах замещался интенсивнее, чем в мелких, часто с образованием полных псевдоморфоз. Ловозерит таких псевдоморфоз светло-коричневый, коричневый, иногда бурый, как правило, частично измененный.

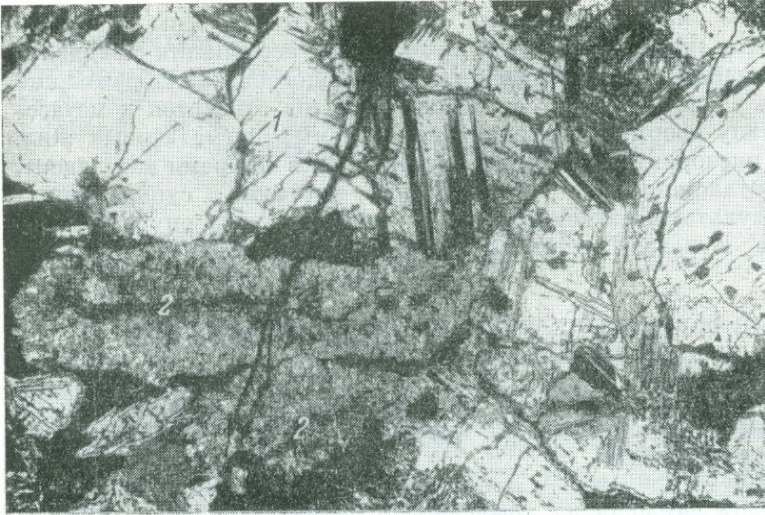
В шлифах можно видеть, что ловозерит по эвдиалиту представляет собой мелкокристаллический агрегат различно ориентированных зерен с четкими полисинтетическими двойниками (фиг. 1). При замещении же вадеита возникали тонкозернистые ловозеритовые оторочки типа коронитов с субперпендикулярной ориентировкой мельчайших индивидов по отношению к границам зерен вадеита (фиг. 1, 2). Эти различия указывают, что эвдиалит замещался ловозеритом более легко, чем вадеит, вследствие большей близости состава, а возможно, и некоторых элементов структуры ловозерита и эвдиалита.

Кристаллы ловозерита наблюдаются главным образом среди ловозерита по эвдиалиту и в дельхайелите; часто они располагаются цепочками (фиг. 3). Ловозерит в виде кристаллов, приуроченных к калиевому полевошпату, тесно ассоциируется со щербаковитом и игольчатым эгирином. В ловозерите наблюдаются включения щербаковита; скопления игольчатого эгирина обычно огибают кристаллы ловозерита и выполняют тонкие трещинки в них.

Окраска кристаллов ловозерита светло-розовая с коричневатым оттенком, размер их — от долей миллиметра до 0,3 см, редко до 0,5 см. По габитусу они приближаются к изометричным, сечения их имеют форму неправильных шестиугольников. Наряду с относительно хорошо образованными¹, встречаются кристаллы, характеризующиеся признаками скелетного роста; иногда они имеют футлярообразную форму (фиг. 4). В прозрачных шлифах минерал бесцветный, прозрачный, четко выражено полисинтетическое двойникование. Многие из кристаллов представляют собой, по-видимому, двойники и тройники срастания, нередко заметны входящие углы между индивидами.

В основной массе ловозерит кристаллов сильно изменен и превращен в агрегаты темно-бурого (со смоляным блеском) гипергенного минерала.

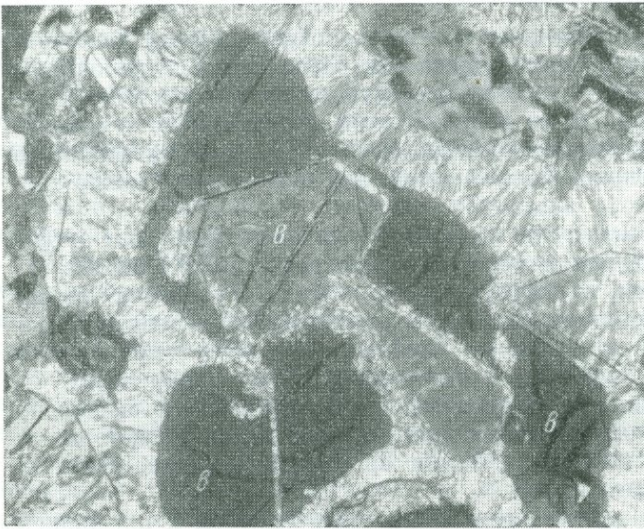
¹ Кристаллы, пригодные для гониометрических исследований, найти не удалось.



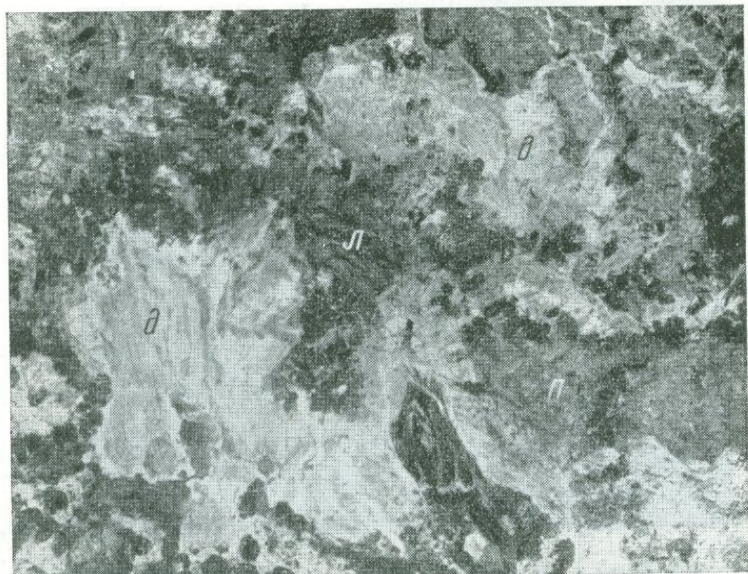
Фиг. 1. Характер агрегатов ловозерита, образовавшегося при замещении эвдиалита 1 и вадеита 2, увел. 20, николи скрещены

Под микроскопом измененный ловозерит желтовато-коричневый до бурого, непрозрачный. Изменение преимущественно начинается с периферических частей кристаллов. Обычны почти полные псевдоморфозы гипергенного минерала по кристаллам ловозерита, реликты которого сохраняются только в центральных частях (фиг. 5). Вместе с тем установлены случаи замещения и центральных частей кристаллов (фиг. 5).

Как вытекает из взаимоотношений минералов, развитие ловозерита в виде метакристаллов происходило в конце метасоматического процесса

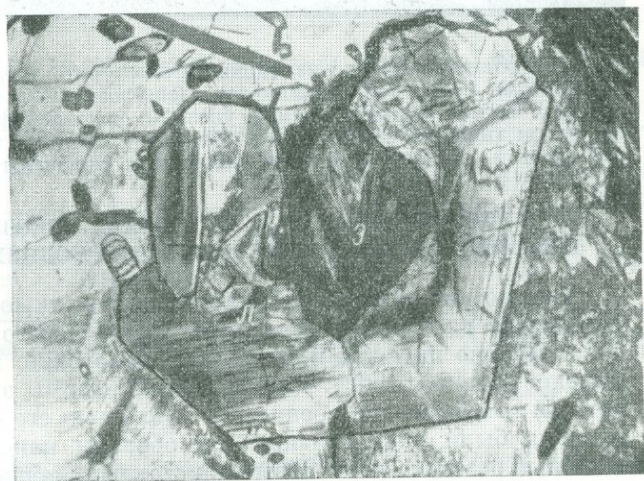


Фиг. 2. Коронитоподобные оторочки ловозерита вокруг зерен вадеита (2). Увел. 46, николи скрещены

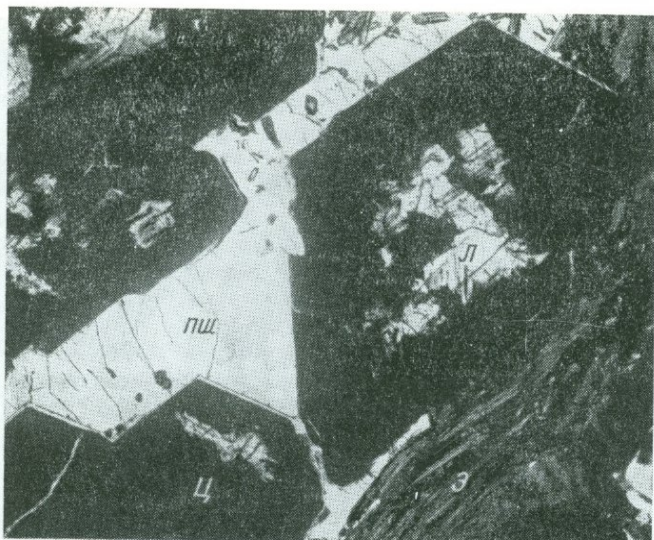


Фиг. 3. Кристаллы ловозерита (л) среди ловозерита, заместившего эвдиалит (n), и в дельхайелите (д). Нат. вел.

после образования вадеита, щербаковита, беталомоносовита и псевдоморфного ловозерита. Вероятно, метакристаллы возникали частично в результате перекристаллизации ловозерита, заместившего эвдиалит. Подобно ловозериту псевдоморфоз, ловозерит в виде кристаллов образовался в связи с процессами преобразования эвдиалита и, следовательно, не может считаться первичным. В заключительный период гипогенного минералообразования в арфведсонит-полевошпатовых жилах интенсивно проявилась эгиринизация.



Фиг. 4. Футлярообразный кристалл ловозерита в калиевом полево шпате *nш* (мелкие призматические и игольчатые кристаллы — эгириин э). Увеличение 30, николи скрещены



Фиг. 5. Кристаллы сильно измененного ловозерита (черное) с реликтами неизмененного минерала (светлое — л) в центральных частях (верхний снимок, увел. 20) и по периферии кристалла (нижний снимок, увел. 10): пш — калиевый полевой шпат, э — эгирин, н — натролит, николи скрещены

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЛОВОЗЕРИТА И ИЗМЕНЕНИЕ ЕГО В ГИПЕРГЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Химические анализы указывают на заметные колебания содержания в ловозерите из пород и пегматитов Ловозерского массива ряда компонентов, особенно щелочей и воды (Герасимовский, 1939; Власов и др., 1959; Семенов, Разина, 1962). Для выяснения формы вхождения воды в неизмененный ловозерит и особенностей изменения его состава в процессе выветривания были проанализированы образцы наиболее свежего ловозерита (светлые розовато-коричневые кристаллы; снежно-белый ловозерит, развивающийся по вадеиту, и светло-коричневый — по эвдиалиту), а также сильно измененного (темно-бурые кристаллы со смоляным блеском). Результаты химических анализов и определений некоторых физических свойств приведены в табл. 1, где для сравнения помещены данные о составе ловозерита из Ловозерского массива, продуктов гипергенного изменения эвдиалита

Таблица 1

Химический состав и физические свойства ловозерита и продуктов его гипергенного изменения в вес. %

Местонахождение	Хибинский массив			Ловозерский массив			Теоретический состав ловозерита	Хибинский массив	
	месторождение Расвумчорр			г. Аллуайв	г. Кеддыкверпахк	долина Эльмарайк (Герасимовский, 1939)		месторождение Расвумчорр	г. Юкспор, шт. Материальная (Дорфман, 1962)
				(Семенов, Разина, 1962)					
Компоненты	Минералы	Псевдоморфный ловозерит					Na ₂ Zr(Si ₆ O ₁₂) ₂ × (OH) ₂ × 0,5NaOH	измененный ловозерит	пирит
		ловозерит в кристаллах	по вадзиту	по эвдиалиту					
SiO ₂	57,56	55,87	53,11	55,59	55,93	52,12	58,17	43,53	44,08
TiO ₂	1,79	1,13	0,82	0,69	1,24	1,02	—	1,34	0,91
ZrO ₂	12,60	17,39	14,37	16,53	16,25	16,54	19,88	16,77	17,11
Hf ¹	Не опр.	Не опр.	0,17	0,40	—	—	—	0,20	—
Nb ₂ O ₅	0,35	0,47	0,39	—	—	—	—	0,27	0,24
Al ₂ O ₃	1,53	2,35	0,69	1,43	0,93	0,40	—	2,97	1,30
Fe ₂ O ₃	1,08	0,47	2,00	0,56	0,23	0,72	—	2,02	2,58
TR ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	0,31	—	—	0,56	—	1,15	1,34
MgO	»	»	0,17	0,71	0,70	0,76	—	0,31	0,43
MnO	2,50	0,26	2,37	2,50	2,78	3,46	—	4,80	3,16
CaO	}	5,91	3,19	5,00	1,51	2,28	3,34	6,30	8,46
SrO				0,03	—	0,06	—	—	0,11
BeO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
Na ₂ O	6,22	7,82	6,45	9,39	3,00	3,74	12,50	1,05	8,12
K ₂ O	0,92	1,44	0,71	2,98	3,15	1,90	—	4,08	3,29
H ₂ O ⁺	9,73	9,08	12,86	8,23 ²	13,40	8,62	9,45	4,25	7,13
H ₂ O ⁻	0,19	0,18	0,49	—	—	6,41	—	10,83	2,77
Сумма	100,38	99,65	99,77	100,12	99,89	99,65	100,00	99,78	100,94
Уд. вес ³	2,54	2,57	2,54	2,64	—	2,38	—	2,24	—
Аналитик	Т. А. Бурова			И. С. Разина		Т. А. Бурова	—	Т. А. Бурова	Е. И. Кульчицкая
No ⁴	1,568	1,568	1,568	1,560	—	1,561	—	1,530	1,592
Ne	1,537	1,536	1,537	1,550	—	1,549	—	1,540	
Цвет	светлый розовато-коричневый	белый	светло-коричневый	темно-красный	смоляно-черный	темно-бурый до черного	—	темно-бурый кристаллы	бурый

¹ Не определен количественным рентгеноспектральным методом Г. Н. Муравичкой и И. Д. Шевалеевской, в сумму анализа не включен.

² Т. А. Буровой из отдельной навески определено 2,48% H₂O⁻ (материал получен от Е. И. Семенова).

³ Определение проводилось методом гидростатического взвешивания в спирте Е. П. Погодиной.

⁴ Определялись иммерсионным методом на фэдоровском столике в Na-свете (λ = 589,3).

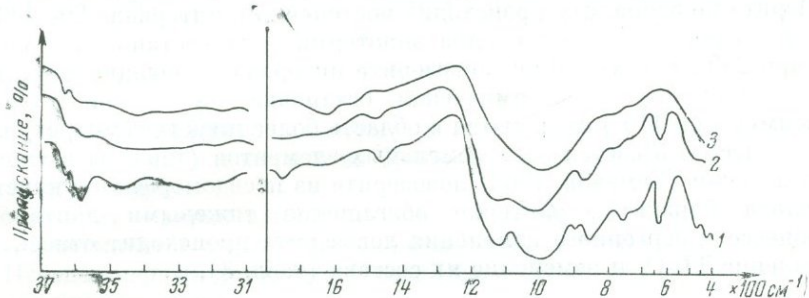
Месторождение Расвумчорр, Хибинский массив						г. Аллуайв, Ловозерский массив (Семенов, Разина, 1962)			
Ловозерит в кристаллах		Кристаллы измененного ловозерита		Псевдоморфный ловозерит					
				по вадеиту		по эвдиалиту		по эвдиалиту	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	7,86	—	—	2	7,98	5	7,98	—	—
8	7,70	—	—	—	—	7	7,70	—	—
4	7,21	4	7,21	5	7,21	2	6,20	6	7,77
—	—	—	—	3	5,74	2	5,88	6	5,55
9	5,18	7	5,23	10	5,20	10	5,20	—	—
4	4,16	—	—	—	—	—	—	3	4,28
4	4,01	—	—	1	4,07	—	—	—	—
8	3,63	7	3,68	9	3,65	9	3,65	—	—
4	3,55	—	—	2	3,55	2	3,53	10	3,40
10	3,27	7	3,34	10	3,29	10	3,27	10	3,30
10	3,18	10	3,25	10	3,18	10	3,17	5	3,14
7	2,94	6	3,00	8	2,94	6	2,99	5	3,03
3	2,79	—	—	1	2,78	4	2,67	5	2,67
7	2,61	7	2,64	8	2,61	7	2,61	5	2,60
7	2,51	7	2,55	7	2,51	5	2,50	—	—
2	2,41	—	—	1	2,44	1	2,39	—	—
2	2,23	—	—	1	2,26	3	2,27	—	—
—	—	—	—	—	—	3	2,18	—	—
4	2,07	—	—	4ш	2,06	4	2,08	—	—
4	2,05	—	—	—	—	5	2,05	—	—
2	2,01	—	—	1	2,01	—	—	—	—
4	1,916	—	—	1	1,922	3	1,931	—	—
8	1,815	7	1,840	7	1,820	4дв	1,820	2	1,85
7	1,743	4	1,766	5	1,759	4	1,766	1	1,79
4	1,677	1	1,709	4	1,682	2	1,677	—	—
4	1,620	—	—	4	1,635	5	1,635	—	—
2	1,592	—	—	—	—	1	1,609	—	—
3	1,581	—	—	—	—	4	1,581	—	—
2	1,530	—	—	—	—	5	1,560	—	—
4	1,478	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,465	—	—	2ш	1,468	2	1,461	—	—
4	1,437	—	—	2ш	1,437	4	1,425	—	—
1	1,400	—	—	—	—	3	1,391	—	—
4	1,369	—	—	4	1,375	5ш	1,369	—	—
5	1,336	—	—	4	1,337	4	1,328	—	—
4	1,307	—	—	1	1,310	3дв	1,313	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1,307	—	—
4	1,267	—	—	4	1,267	1	1,287	—	—
1	1,241	—	—	—	—	1шр	1,248	—	—
2	1,191	—	—	1	1,192	—	—	—	—
2	1,185	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,088	—	—	—	—	4ш	1,078	—	—
4	1,069	—	—	—	—	1ш	1,065	—	—
4	1,041	—	—	—	—	4р	1,033	—	—

¹ Условия съемки: Fe-излучение, 2R = 53,7 мм, d = 0,6 мм.

(цирси́та) и теоретический состав ловозерита, соответствующий структурной формуле минерала.

Проанализированные образцы исследованы рентгенографически и методом ИК-спектроскопии. Термические исследования и определение количественных соотношений редкоземельных элементов из-за недостатка материала удалось выполнить только для неизмененного ловозерита по эвдиалиту и для измененного ловозерита в кристаллах.

Порошкограммы, полученные А. С. Анисимовой, показывают, что неизмененный ловозерит характеризуется большим числом линий в сравнении с измененным (табл. 2). Порошкограмма ловозерита из пегматита



Фиг. 6. Кривые ИК-спектров поглощения ловозерита 1, частично измененного ловозерита 2 и продукта его гипергенного изменения 3

г. Аллуайв свидетельствует о частичном изменении минерала, на ней наблюдаются лишь наиболее интенсивные линии (Семенов, Разина, 1962). Продукт конечного гипергенного изменения ловозерита рентгеноаморфен.

Спектр поглощения ловозерита в инфракрасной области (фиг. 6) характеризуется следующими полосами: в области призмы LiF — 3625 — 3580 см^{-1} (двойная), 3465 , 3280 см^{-1} ; в области призмы NaCl — 1740 , 1610 , 1463 , 1380 см^{-1} (деформационные колебания OH), 1117 , 1008 , 897 , 855 , 760 — 710 см^{-1} (валентные колебания связей в тетраэдрах SiO_4); в области призмы KBr — 645 — 620 , 485 — 440 — 410 см^{-1} . По форме и положению основной полосы ИК-спектр ловозерита подобен ИК-спектрам минералов с каркасной структурой. Полоса 760 см^{-1} отражает наличие в структуре кольцевых элементов. Все это согласуется с данными о структуре ловозерита, в которой мотивом является трехмерная решетка, состоящая из разомкнутых колец. Радикалом отдельного кольца служит $[\text{Si}_6\text{O}_{12}(\text{OH})_6]$, шесть вершин кремнекислородных тетраэдров в нем заняты гидроксильными группами (Илюхин, Белов, 1960). Четко выраженная в спектре двойная полоса 3625 — 3580 см^{-1} в области валентных колебаний гидроксильных групп и полосы 1463 — 1380 см^{-1} в области их деформационных колебаний свидетельствуют о значительной роли гидроксидов в ловозерите. Наличие в спектре полосы 1740 см^{-1} , характеризующей группу H_3O^+ , и, по-видимому, отвечающей ей полосы 3465 см^{-1} (White, Burns, 1963), позволяет предполагать присутствие в ловозерите оксония.

На кривой частично измененного ловозерита (фиг. 6, 2) максимумы основной полосы размываются и расширяются. Дублет около 650 см^{-1} превращается в одиночную полосу. Уменьшается интенсивность полосы около 1465 см^{-1} , соответствующей деформационным колебаниям групп OH , что согласуется и с уменьшением полосы 3625 — 3580 см^{-1} в валентной области.

ИК-спектр конечного продукта гипергенного изменения ловозерита (фиг. 6, 3) аналогичен спектру аллофанов (Чухров и др., 1964) и представлен широкой, без тонкой структуры полосой с максимумом около 960 см^{-1} . В области 800 — 700 см^{-1} наблюдаются две слабо выраженные ступеньки, возможно, реликты двойной полосы 760 — 710 см^{-1} , характерной для спект-

ров ловозерита. Максимум деформационных колебаний гидроксильных групп (1463 см^{-1}) становится слабым, полоса 1380 см^{-1} исчезает. Одновременно уменьшается интенсивность полосы валентных колебаний ОН ($3625\text{—}3580 \text{ см}^{-1}$). Полосы 1740 см^{-1} и 3465 см^{-1} , характеризующие группу H_3O^+ , исчезают. Около 1640 см^{-1} и 3400 см^{-1} появляются полосы, соответствующие молекулярной воде H_2O , которая, судя по интенсивности указанных полос, содержится в измененном ловозерите в существенном количестве.

Полученные данные согласуются с результатами исследований, проведенных в лаборатории термического анализа ИГЕМ. Выделение воды из ловозерита по эвдиалиту происходит постепенно в интервале $200\text{—}600^\circ$; на кривой нагревания имеется одна эндотермическая остановка с максимумом при 280° . В измененном ловозерите интервал выделения воды и соответствующая ему эндотермическая остановка на кривой нагревания (максимум при 140°) смещаются в область более низких температур.

Количество и состав редкоземельных элементов (табл. 3) в хибинском и ловозерском (Семенов, 1963) ловозерите из псевдоморфоз по кристаллам эвдиалита близки; характерно обогащение тяжелыми лантаноидами. В процессе гипергенного изменения ловозерита происходит относительное накопление Th_2O_3 и изменение их состава (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Соотношение редкоземельных элементов в ловозерите¹

Характер выделений ловозерита	Суммарное содержание TR_2O_3 в вес. %	Относительные содержания отдельных элементов, атомные %													
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Tb	Y	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Псевдоморфный (по эвдиалиту)	0,31	7,46	22,56	3,17	13,30	3,61	6,72	35,38	4,68	0,53	2,29	0,05	0,24		
В кристаллах (измененные)	1,15	3,45	15,94	1,88	15,92	5,26	6,50	42,88	5,13	0,68	1,94	0,06	0,38		

¹ Определения выполнены Г. М. Варшал и В. И. Павлуцкой методом распределительной хроматографии на бумаге.

Из сопоставления химических анализов ловозерита и продуктов его гипергенного изменения (см. табл. 1) следует, что неизменный ловозерит, наряду с Na, содержит и Ca; содержание K незначительно, в процессе выветривания оно возрастает. Отмечаются признаки унаследования ловозеритом некоторых особенностей состава минералов, по которым он развивается. Так, ловозерит по вадеиту отличается значительно меньшим содержанием Mn и Fe в сравнении с ловозеритом по эвдиалиту (содержание Mn в вадеите — тысячные, Fe — десятые доли процента; в эвдиалите содержится 2—2,5% MnO и до 6% FeO + F₂O₃).

Как показывают результаты химических анализов хибинских образцов, в неизменном ловозерите H_2O^+ присутствует в незначительном количестве; при изменении ловозерита содержание H_2O^+ возрастает и достигает максимальных значений в конечном продукте выветривания. Поэтому представляется необходимым при анализе ловозерита определять отдельно H_2O^+ и H_2O^- . Содержание H_2O^- может служить указанием на степень изменения минерала.

Пересчеты химических анализов хибинского ловозерита с учетом структурных данных (Илюхин, Белов, 1960), ИК-спектров поглощения и результатов термического исследования приводят к заключению, что вода в ловозерите находится в гидроксильной, а не молекулярной форме.

В итоге выведена следующая формула ловозерита: $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K}, \text{Mn})_2 \cdot (\text{Zr}, \text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe}) (\text{Si}, \text{Al})_6 \text{O}_{12} (\text{OH})_6$ или в общем виде — $(\text{Na}, \text{Ca})_2 \text{ZrSi}_6 \text{O}_{12} \cdot (\text{OH})_6$. Отличие данной формулы от структурной, $\text{Na}_2 \text{Zr} [\text{Si}_6 \text{O}_{12} (\text{OH})_6] \cdot 0,5 \text{NaOH}$, можно объяснить тем, что материал, на котором проводилось структурное исследование, был в какой-то степени изменен.

Гипергенное изменение ловозерита сопровождается выносом SiO_2 , Na_2O , накоплением K_2O , MnO , TR_2O_3 и гидратацией минерала. Образующийся при этом рентгеноаморфный гипергенный минерал по составу и свойствам стоит ближе всего к цирситу, продукту выветривания минералов группы эвдиалита, известному в Хибинском и Ловозерском массивах (Костылева, 1945; Власов, Кузьменко, Еськова, 1959; Дорфман, 1962; Буссен, 1962).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение хибинского ловозерита и сопоставление полученных данных с известными для ловозерита из Ловозерского массива позволяют сделать следующие выводы.

Ловозерит — характерный минерал богатых эвдиалитом щелочных пород и пегматитов, подвергшихся воздействию постмагматических процессов. Псевдоморфный ловозерит — наиболее обычная форма выделения этого редкого цирконосиликата — может развиваться не только по эвдиалиту, но и по вадеиту. Образование кристаллов ловозерита происходило, видимо, в связи с более глубокими и длительными метасоматическими процессами, при которых подвергались преобразованиям и эвдиалит, и псевдоморфный ловозерит. Ограниченное число известных находок ловозерита можно объяснить его неустойчивостью и быстрым разрушением в гипергенных условиях с образованием в конечные стадии продукта, по составу и свойствам близкого к цирситу, образуемому обычно при выветривании эвдиалита.

Развитие как по эвдиалиту, так и по вадеиту (с возникновением радиальных оторочек типа коронитов) и образование кристаллов (не наблюдавшихся ранее) в ассоциации с редкими цирконо- и титаносиликатами (вадеитом, щербаковитом, беталомоносовитом) — характерные особенности ловозерита Хибинских тундр. Они обусловлены специфическими условиями развития ловозерита в арфведсонит-полевошпатовых жилах месторождения Расвумчорр и могут рассматриваться как типоморфные.

ЛИТЕРАТУРА

- Буссен И. В. Мурманитовые порфириовидные луювриты Ловозерского щелочного массива. Материалы по минералогии Кольского п-ова, Апатиты, вып. 2, 1962.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимовский В. И. Ловозерит — новый минерал. Докл. АН СССР, т. 25, № 9, 1939.
- Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1962.
- Илюхин В. В., Белов Н. В. Кристаллическая структура ловозерита. Докл. АН СССР, т. 131, № 1, 1960.
- Костылева Е. Е. Цирфесит — новый циркониевый минерал зоны гипергенеза. Докл. АН СССР, т. 48, № 7, 1945.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.
- Семенов Е. И., Разина И. С. Новые данные о ловозерите. Материалы по минералогии Кольского п-ова, вып. 2, 1962.
- Соколова М. Н., Бузова Т. А. Новые находки вадеита в Хибинских тундрах. Материалы по минералогии Кольского п-ова. Изд-во «Наука», вып. 4, 1965.
- Соколова М. Н., Бузова Т. А., Рудницкая Е. С. О щербаковите Хибинских тундр. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 93, вып. 6, 1964.
- Чухров Ф. В., Берхин С. И., Ермилова Л. П., Молева В. А., Рудницкая Е. С. К вопросу об аллофанах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1964.
- Dano M., Sørensen H. An examination of some rare minerals from the nepheline syenites of South-West Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 162, N 5, 1959.
- White I. L., Burns A. F. Infrared Spectra of hidranium ion in micaceous minerals. Science, v. 141, N 3583, 1963.

К ТИПОМОРФИЗМУ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Б. Е. БОРУЦКИЙ

В Хибинах (Кольский полуостров) имеется редкая возможность изучения особенностей щелочных полевых шпатов в геологических образованиях весьма различного состава и генезиса, развитых в пределах одного и того же массива. В течение ряда лет автором был собран обширный материал по щелочным полевым шпатам пород, пегматитов и гидротермальных образований Хибинского массива. Хотя обработка его еще не закончена, полученные данные позволяют сделать некоторые выводы в отношении особенностей химического состава, структурного состояния и морфологии выделений полевых шпатов различных геологических образований и в общих чертах охарактеризовать природные процессы, в результате которых эти особенности возникают.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРЕВРАЩЕНИЯХ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТАХ

Работами последних 10—15 лет доказано, что щелочные полевые шпаты после кристаллизации претерпевают превращения в твердом состоянии, существенно меняющие их структурное состояние (Bowen, Tuttle, 1950; Goldsmith, 1953; Goldsmith, Laves, 1954; Laves, 1950; 1952₁₋₃; Laves, Goldsmith, 1961; Марфунин, 1962). Согласно этим представлениям, первоначально гомогенный полевошпатовый твердый раствор при снижении температуры становится неустойчивым и распадается на калишпатовую и альбитовую фазы, которые длительное время сосуществуют внутри единого блок-кристалла в виде пертитовых сростаний. Диффузионные процессы (главным образом, в периоды активной гидротермальной обработки пород) неизбежно приводят к собирательной перекристаллизации пертитов, в результате чего происходит пространственное разобщение калишпата и альбита и укрупнение их выделений: субмикроскопические (не различимые при микроскопическом наблюдении) пертиты превращаются в криптопертиты, затем в микропертиты, в которых обе минеральные фазы часто заметны макроскопически. Во всех типах блок-кристаллов альбитовая фаза закономерно ориентирована относительно калишпатовой.

Щелочные полевые шпаты, в которых содержание альбитовой составляющей не превышает 63 мол. %, кристаллизуются обычно в моноклинной форме (санидины). Специфической их особенностью является ярко выраженная способность к метастабильной кристаллизации: санидины образуются даже при очень низкой температуре, т. е. в таких условиях, при которых по термодинамическим соображениям должна была бы кристаллизоваться триклинная форма полевого шпата (микроклин). В результате возникает тенденция к превращению полевого шпата в равновесную (триклинную) форму.

Структурные отличия между санидином и микроклином невелики. Предполагается, что кремний и алюминий, распределенные в структуре первоначально статистически неупорядоченно, постепенно обособляются в определенных узлах кристаллической решетки. В результате этого в калишпатовой фазе межосевые углы элементарной ячейки α и γ отклоняю-

тся от 90° , и симметрия калишпата становится триклинной. Степень триклинности постепенно увеличивается вплоть до максимального ее значения (такая структурная разность калишпата называется максимальным микроклином). Аналогичные явления происходят и с альбитовой фазой, с той лишь разницей, что альбит всегда триклинен, и увеличивается только степень его триклинности.

Возникновение внутри первоначально моноклинного материала агрегата триклинных индивидов сопровождается комбинированным альбит-периклиновым решетчатым двойникованием. Такой тип двойникования имитирует первоначальную моноклинную симметрию кристалла и позволяет индивидам калишпата с изменившимся структурным состоянием выполнить объем наиболее рациональным способом. Благодаря процессам собирательной перекристаллизации происходит укрупнение и разобчение в пространстве двойниковых индивидов каждой системы: субрентгеновские (не устанавливаемые методами рентгенографического анализа) двойники превращаются в субмикроскопические, затем микроскопические, примером которых является известная микроклиновая решетка. Альбит-периклиновые решетчатые двойники принципиально отличаются от двойников роста, так как они развиваются в твердом состоянии.

Валовый химический состав, морфология кристаллов и парагенезис щелочных полевых шпатов связаны с условиями их образования. Другие же их особенности, — такие, как форма и величина пертитовых вростков, химический состав калишпатовой и альбитовой фаз, их структурное состояние, оптические свойства, тип решетчатого двойникования и т. п., — связаны с превращениями в твердом состоянии и сопряжены с постмагматическим преобразованием пород.

Для щелочных полевых шпатов с содержанием альбитовой составляющей до 63 мол. % первостепенное значение имеет исследование калишпатовой фазы. Структурное состояние калишпата характеризуют величиной угла оптических осей и степенью рентгеновской и оптической триклинности. Величину угла оптических осей можно рассматривать как константу, непосредственно являющуюся мерой степени Si-Al-упорядоченности в структуре калишпата (Марфуни, 1962). Степень рентгеновской триклинности, определяемая или непосредственно по отклонению углов элементарной ячейки α и γ от 90° , или по величине расщепления соответствующих отражений на порошкограммах, не тождественна степени Si-Al-упорядоченности в структуре калишпата, так как на ее величину существенное влияние оказывает наличие субрентгеновского решетчатого альбит-периклинового двойникования, завышающего рентгеновскую симметрию кристалла.

В еще большей степени это касается оптических измерений. Кристалло-оптическая ориентировка, отклонение которой от моноклинного положения характеризует степень оптической триклинности полевого шпата, соответствует его структурному состоянию только в том случае, когда ее можно измерить непосредственно в каждом двойниковом индивиде. При наличии субмикроскопического решетчатого двойникования она отражает эффект преломления лучей от всего альбит-периклинового двойника и не соответствует истинной симметрии полевого шпата. Такие разности широко распространены в природе, поэтому для них предложено специальное название. Калишпаты, которые по рентгеновским данным являются триклинными, а при оптическом наблюдении выглядят как гомогенные, моноклинные, мы вслед за А. С. Марфуниным будем называть ортоклазами, а подобные разности, обнаруживающие некоторые отклонения от моноклинности при оптическом наблюдении вследствие неуравновешенности субмикроскопического решетчатого двойникования, — триклинными ортоклазами.

Для классификации калишпатов по их структурному состоянию (в координатах: степень S-Al-упорядоченности — степень рентгеновской и

оптической триклинности) А. С. Марфуниным (1962) введено понятие о структурно-оптических типах. Эта классификация использована в настоящей работе.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Хибинский щелочной массив является одним из самых крупных и сложных образований подобного рода в мире. В плане он имеет асимметричное кольцевое строение и сложен, главным образом, породами двух типов: нефелиновыми сиенитами и породами ийолит-уртитовой серии.

Нефелиновые сиениты представлены двумя существенно различными разновидностями: трахитоидными и пойкилитовыми; первые развиты по периферии и в центре массива, вторые залегают между ними. Трахитоидные нефелиновые сиениты подразделяются на грубозернистые трахитоидные хибиниты, собственно трахитоидные хибиниты, среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты (лявочорриты), трахитоидные фойяиты и так называемые массивные фойяиты. В таком порядке эти породы сменяют друг друга от периферии массива к его центру. Большинство исследователей рассматривает перечисленные разности как отвечающие самостоятельным интрузивным фазам. Пойкилитовые нефелиновые сиениты (рисчорриты) также различаются по составу (пироксеновые, амфиболовые, слюдяные) и по структуре (массивные, гнейсовидные).

Породы ийолит-уртитовой серии, среди которых имеется несколько разновидностей, отличающихся по составу и структуре, пространственно приурочены к пойкилитовым нефелиновым сиенитам и слагают узкую зону, расположение которой подчинено общему кольцевому строению массива. В их образовании выделяют от трех до пяти субфаз. Среди рисчорритов и ийолит-уртитов залегают апатит-нефелиновые тела.

Отмечается также наличие пород, промежуточных по составу между ийолит-уртитом и нефелиновыми сиенитами (малиньиты, луявриты и ювиты). Весьма разнообразны и породы жильного комплекса.

Во всех перечисленных породах установлено значительное количество пегматоидных обособлений, пегматитов и гидротермальных образований с богатой редкометальной минерализацией.

Большинство исследователей предполагает, что породы массива образовались путем первичной кристаллизации из щелочной магмы. Некоторыми исследователями для объяснения ряда специфических особенностей ийолит-уртитов, апатит-нефелиновых руд и особенно пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов) были предложены гипотезы перекристаллизации исходных, первично-магматических мелкозернистых нефелиновых сиенитов (Руденко, 1964) или метасоматического их образования при воздействии на первично-магматические породы богатых калием водных растворов (С. С. Курбатов, 1953; С. С. Курбатов, А. Ф. Михайлова, 1954; Солодовникова, 1959; Тихоненков, 1963). Таким образом, несмотря на относительно хорошую изученность Хибинского массива, у исследователей нет единого мнения о последовательности образования слагающих его пород, отнесении ряда специфических их разновидностей к тем или иным главным интрузивным комплексам и генезисе некоторых типов пород.

ДВЕ РАЗНОВИДНОСТИ ХИБИНСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ, ВЫДЕЛЕННЫЕ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ И МОРФОЛОГИИ КРИСТАЛЛОВ

Щелочные полевые шпаты являются главным породообразующим минералом нефелиновых сиенитов, малиньитов, луявритов и ювитов и присутствуют в качестве аксессуарных минералов почти во всех породах ийолит-

уртитовой серии. Они являются также основными минералами пегматитов и гидротермальных образований.

Химический состав и морфология кристаллов хибинских щелочных полевых шпатов достаточно полно охарактеризованы в работах Б. М. Куплетского (1931), Л. Л. Солодовниковой (1937; 1959), И. С. Ожинского (1933, 1935), О. А. Воробьевой (1937), В. Г. Махлаева (1946, 1947), А. В. Галахова (1959), М. Д. Дорфмана (1962), И. П. Тихоненкова (1963), О. Б. Дудкина, Л. В. Козыревой и Н. Г. Померанцевой (1964), Л. В. Козыревой (1965).

В настоящее время можно с уверенностью говорить о существовании в Хибинском массиве двух разновидностей щелочных полевых шпатов, различающихся по химическому составу и по морфологии выделений, а также о закономерной связи их с определенными типами пород.

К первой разновидности относятся полевые шпаты с достаточно высоким содержанием альбитового компонента — от 30 до 50 мол. %. Это белые, серые или слегка зеленоватые («амазонитовидные») непрозрачные пертиты с очень крупными обособлениями альбитовой фазы, которые можно наблюдать макроскопически. Ранее они описывались как микроклин-микрпертиты. Такие полевые шпаты распространены только в трахитоидных разностях нефелиновых сиенитов (хибинитах, лявочорритах, фойяитах), жильных их фациях, пегматитах и гидротермальных жилах. Для этой разновидности характерны вытянутые по [100] и уплощенные по (010) лейсты, sdвойникованные по карлсбадскому и, реже, по бавенскому законам. Более или менее закономерная ориентировка лейст полевого шпата и придает нефелиновым сиенитам трахитоидный характер.

Ко второй разновидности относятся существенно-калиевые полевые шпаты с содержанием альбитового компонента не более 15 мол. %. Очень часто они оказываются почти чисто калиевыми. Макроскопически это серые, желтоватые, зеленоватые или бесцветные, полупрозрачные или водно-прозрачные калишпаты адуляровидного облика. В отличие от первой разновидности альбитовая фаза в них не устанавливается даже при больших увеличениях. Вследствие чрезвычайного непостоянства оптических констант такие полевые шпаты описывались под разными названиями: анортоклазы или калиевые анортоклазы¹ (Куплетский, 1931; Солодовникова, 1937; Воробьева, 1937; Махлаев, 1946, 1947; Галахов, 1959), ортоклазы (Ожинский, 1933, 1935; Солодовникова, 1959; Тихоненков, 1963), адуляры и адуляровидные полевые шпаты (Дорфман, 1962; Тихоненков, 1963).

Полевые шпаты, относимые к этой разновидности, распространены в пойкилитовых нефелиновых сиенитах (рисчорритах), породах ийолит-уртитовой серии, малиньитах, лувявритах, ювитах и апатит-нефелиновых рудах. По морфологии выделений они резко отличаются от полевых шпатов, относимых к первой разновидности. В ийолит-уртитах полевые шпаты, как правило, наблюдаются только в интерстициях зерен нефелина и пироксена, часто в виде скелетных образований. В рисчорритах они составляют основу породы и наблюдаются в виде сросшихся весьма крупных кристаллов, переполненных пойкилитовыми включениями нефелина и пироксена. В ювитах наблюдаются структуры промежуточного характера. Исключением являются только калишпаты в лувявритах, малиньитах и некоторых трахитоидных ийолитах, представленные лейстами. Кристаллы полевого шпата двойникуются по бавенскому, а в лейстовых разностях — по карлсбадскому и бавенскому законам.

¹ Термины анортоклаз или калиевый анортоклаз являются в данном случае неуместными, поскольку к анортоклазам относят триклинные, существенно-натриевые щелочные полевые шпаты состава $Or_{37} Ab_{63} - Or_0 Ab_{100}$. Сохранение этого термина для описания хибинских существенно-калиевых полевых шпатов представляется нам нецелесообразным.

Определенный интерес представляет распределение в щелочных полевых шпатах элементов-примесей: кальция, стронция, бария, рубидия и железа. Литературные сведения о них немногочисленны и противоречивы. Число наших определений (спектральных полуколичественных) также недостаточно для окончательных выводов. Предварительные данные как будто свидетельствуют о повышенном содержании бария в существенно-калиевых полевых шпатах и кальция — в кали-натровых щелочных полевых шпатах первой разновидности. Поведение стронция менее определено.

Долгое время считалось, что все определяемое железо связано с мельчайшими включениями пироксена в хибинских щелочных шпатах. Этому противоречили, однако, находки водянопрозрачных адуляров из штольни Материальной с достаточно высоким содержанием железа, но без видимых вростков пироксена (Дорфман, 1962). С помощью метода электронного парамагнитного резонанса Л. В. Бершовым было установлено, что железо в количестве до нескольких десятых процента входит в кристаллическую решетку полевого шпата в трехвалентной форме, замещая алюминий. Характерное для Fe^{3+} расщепление спектра обнаружено в более чем 20 проанализированных образцах полевых шпатов из различных комплексов пород массива.

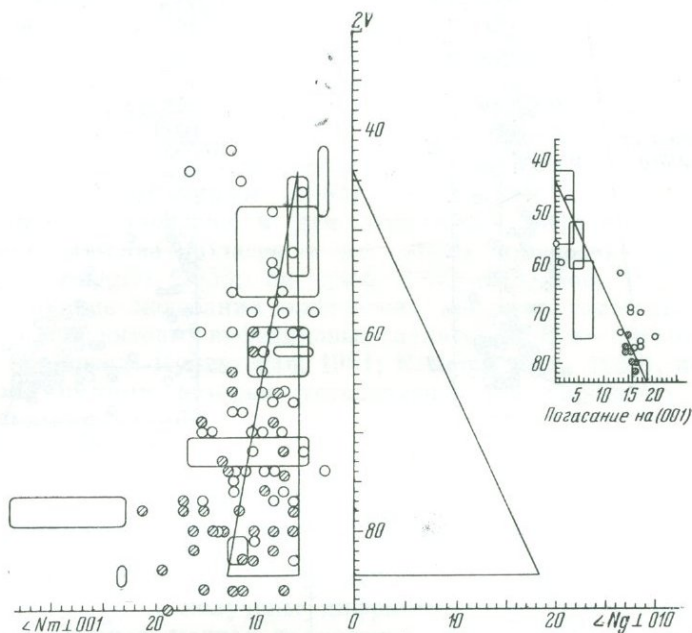
ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ХИБИНСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Специфической особенностью хибинских щелочных полевых шпатов, отличающей их от полевых шпатов других щелочных массивов, является чрезвычайное непостоянство оптических констант. Согласно литературным данным, угол оптических осей в хибинских щелочных полевых шпатах варьирует от 42° до 88° , а угол наклона оси Nm оптической индикатрисы по отношению к полюсу спайности (001) — от 3° до 21° (в единичных случаях — до 34° ; фиг. 1). Значительные колебания $2v$ и ориентировки оптической индикатрисы наблюдаются даже в пределах одного и того же монокристалла, особенно в существенно-калиевых полевых шпатах второй разновидности. Это обстоятельство заставило О. А. Воробьеву уже в 1937 г. сделать вывод о невозможности определения химического состава щелочных полевых шпатов по оптическим их константам. К сожалению, полная ориентировка оптической индикатрисы в хибинских полевых шпатах не определялась, так как спайность по (010) в шлифах, как правило, проявляется очень редко.

Отсутствие данных об углах Ng : (010) не позволяет судить о принадлежности образцов к моноклинной или триклинной симметрии. В некоторой степени этот пробел восполняют измерения для ряда образцов углы погасания на (001). Однако таких измерений немного, и в подавляющем числе случаев выводы основывались только на величине углов Nm : (001). Кроме того, колебания $2v$ и особенно углов Nm : (001) значительно выходят за те возможные пределы для щелочных полевых шпатов, которые установлены А. С. Марфуниным (1962).

Учитывая неполноту имеющихся данных и вывод А. С. Марфунина о неточности измерений на федоровском столике обычным ортоскопическим способом, мы повторили оптические измерения более точным методом. Разработанный А. С. Марфуниным применительно к исследованию полевых шпатов метод коноскопического наблюдения на столике Федорова в толстых, предварительно гониометрически ориентированных шлифах не только позволяет получить более точные результаты, но и значительно расширяет получаемую информацию. Во-первых, наблюдения в коноскопе дают возможность измерять углы оптических осей, когда двуосность минерала мала и не может быть установлена при ортоскопическом наблюдении. Во-вторых, пользуясь этим методом, мы смог-

ли измерить полную кристаллооптическую ориентировку калишпатов даже в тех случаях, когда спайность по (010) не проявлялась в шлифах. Для этого достаточно было из исследуемого образца выколоть осколок по спайностям (001) и (010), всегда отчетливо наблюдающимся макроскопически, и приполировать перпендикулярное им сечение. На гониометре измерялись углы наклона между каждой из систем плоскостей

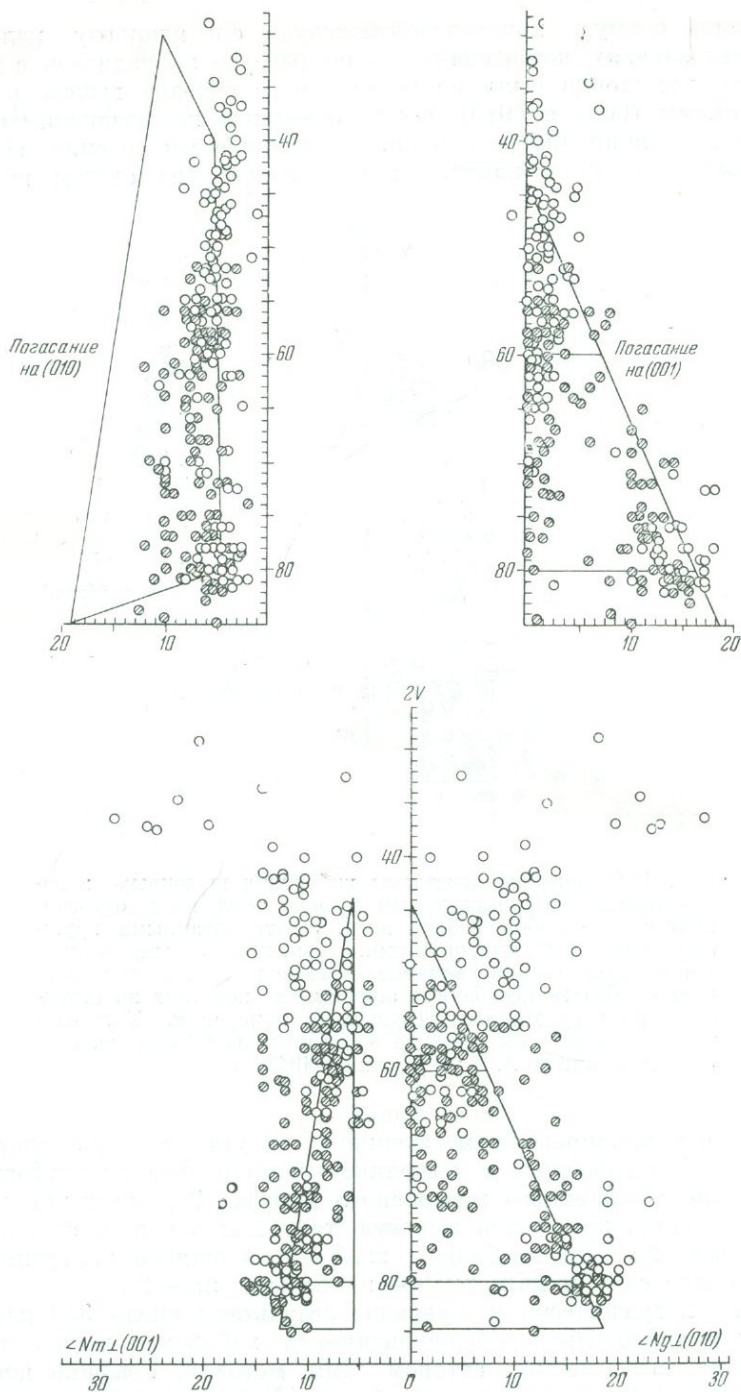


Фиг. 1. Оптические константы хибинских щелочных полевых шпатов по литературным данным (получены ортоскопическим способом наблюдения). Заштрихованными кружками показаны микроклин-микропертиты, белыми — гомогенные существенно калиевые полевые шпаты. Прямоугольники — области колебания оптических констант по статистически обработанным результатам измерений. Треугольниками ограничены пределы возможных колебаний оптических констант по А. С. Марфунину (1962)

спайности и приполированным сечением (эти углы соответствуют наклону по оси H на федоровском столике), и полировка дошлифовывалась до несколько утолщенного прозрачного шлифа. Эта несложная операция обеспечивала достаточно высокую точность: в нашем случае, ошибка измерения $2v$ была не больше $\pm 0,5-1^\circ$, а ошибка измерения углов наклона оптической индикатрисы — не больше $\pm 1-2^\circ$.

На фиг. 2 графически изображены результаты около 350 измерений полной кристаллооптической ориентировки хибинских щелочных полевых шпатов, выполненных автором этим методом. Графики построены в координатах: $2v - \angle Nm : (001)$, $2v - \angle Ng : (010)$ и $2v -$ угол погасания на (010), $2v -$ угол погасания на (001).

Полученные данные подтверждают вывод о широких пределах колебаний оптических констант хибинских щелочных полевых шпатов. Измеренные нами углы $2v$ колеблются от 29 до 85° , углы $Nm : (001)$ — от 4 до 28° , а углы $Ng : (010)$ — от 0 до 28° . При больших углах $2v$ ($75-85^\circ$) измеренные нами углы $Nm : (001)$ оказались меньшими, чем указанные в литературе. Для полевых шпатов с небольшими углами $2v$ ($29-44^\circ$) установлены более широкие колебания кристаллооптиче-



Фиг. 2. Оптические константы хибинских щелочных полевых шпатов, измеренные конускопическим способом наблюдения в гониометрически ориентированных шлифах. Условные обозначения те же, что на фиг. 1

ской ориентировки, чем это было известно раньше. Данные этих измерений систематически выходят за пределы возможных значений по А. С. Марфунину, что требует специального рассмотрения. Обращает на себя внимание несоответствие между углами $Ng:(010)$ и углами погасания на (001) для калишпатов с небольшими величинами 2ν . При углах $Ng:(010)$, достигающих 28° , углы погасания на (001) всего лишь на несколько градусов отклоняются от их значений для моноклинного калишпата.

Чрезвычайное непостоянство оптических свойств хибинских щелочных полевых шпатов является необычным. Как правило, в интрузивных породах и залегающих среди них пегматитах и гидротермальных образованиях в пределах одного и того же массива устанавливается один и тот же структурно-оптический тип полевого шпата. Это подчеркивалось А. С. Марфуниным (1962) для гранитоидов ряда массивов. То же самое установлено и для агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива (Власов и др., 1959) и массива Илимаусак в Гренландии (Bøggild, 1953; Sørensen, 1962; Ferguson, 1964). Несколько более широкие колебания оптических констант известны для полевых шпатов миаскитовых нефелиновых сиенитов Вишневогорского массива на Урале (Бонштедт-Куплетская, 1951; Еськова и др., 1964), но и они не сопоставимы с теми, которые установлены для хибинских щелочных полевых шпатов.

СТРУКТУРНО-ОПТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ХИБИНСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

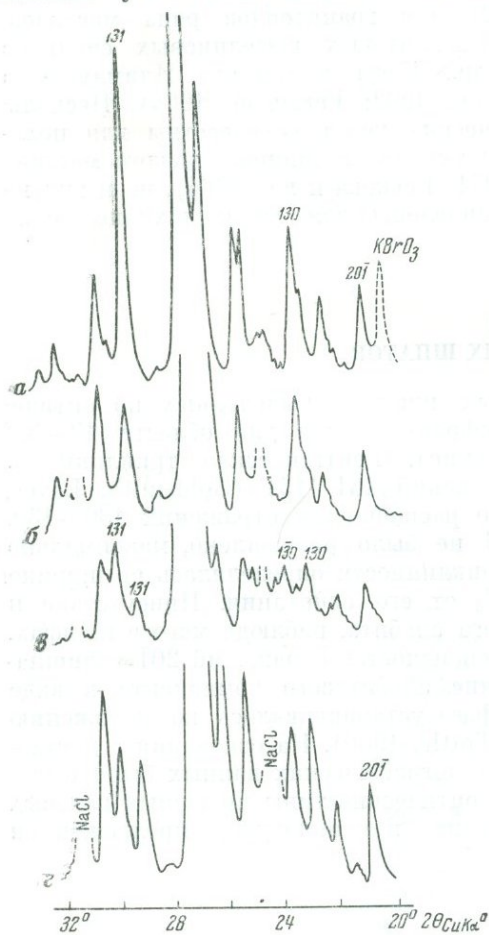
Для основных разновидностей полевых шпатов, выделенных по оптическим свойствам, были получены дифрактограммы для области $19-32^\circ 2\theta$ (отфильтрованное медное излучение). Рентгеновская триклинность определялась по расщеплению отражений $1\bar{3}1-131$ (Goldsmith, Laves, 1954₂) и контролировалась степенью расщепления отражений $1\bar{3}0-130$. В тех случаях, когда отражение 131 не было расщеплено, максимально возможная степень рентгеновской триклинности определялась по ширине пика, измеренной на расстоянии $\frac{2}{3}$ от его основания. Присутствие и относительное содержание пертитового альбита, наблюдаемого в шлифах, контролировалось соотношением интенсивностей отражений $20\bar{1}$ калишпатовой и альбитовой фаз. Содержание альбитового компонента в виде твердого раствора в калишпатовой фазе устанавливалось по положению отражения $20\bar{1}$ калишпата (Bowen, Tuttle, 1950). На основании сопоставления указанных оптических и рентгенографических данных были выделены описываемые ниже структурно-оптические типы щелочных полевых шпатов. При описании использована номенклатура, предложенная А. С. Марфуниным.

Низкие санидины

К этому структурно-оптическому типу должны быть отнесены моноклинные калишпаты с углом оптических осей от 0 до $\sim 44^\circ$ в плоскости, перпендикулярной (010). Хибинские санидины водяно-прозрачные, адуляровидного облика. Наблюдаются они только в рихторритах и ийолитурритах. Минимальный угол оптических осей их равен 29° . На дифрактограммах (фиг. 3, а) наблюдаются узкие нерасщепленные отражения 131 , соответствующие моноклинной симметрии калишпата. Измерения по ширине пика допускают возможность существования небольшой триклинности (не более $0,2-0,3$). Положение отражения $20\bar{1}$ калиевой фазы и отсутствие на дифрактограммах отражения $20\bar{1}$ пертитового альбита

свидетельствуют о том, что хибинские санидины являются почти чистыми калишпатами, без примеси натриевого компонента, что хорошо согласуется с химическими определениями. Лауэграммы подтверждают моноклинную симметрию хибинских санидинов и, кроме того, свидетельствуют о том, что они являются гомогенными образованиями — субмикроскопические пертитовые вроски и субмикроскопические двойники в них отсутствуют. Является ли моноклинная симметрия хибинских санидинов истинной или имеются незначительные отклонения от нее — могут показать только более детальные структурные исследования, которые, может быть, позволят объяснить и их аномальную кристаллооптическую ориентировку.

Выше уже отмечалось, что для щелочных полевых шпатов с таким низким углом оптических осей нами установлены необычно боль-



Фиг. 3. Типовые диффрактограммы щелочных полевых шпатов Хибинского массива в области $19-32^\circ 2\theta_{CuK\alpha}$

а — низкий санидин, Δ рент. = 0,32; б — высокие и промежуточные ортоклазы, Δ рент. = 0,44—0,53; в — максимальный микроклин-пертит (видно наложение линий альбитовой фазы), Δ рент. = 1,00; г — максимальный гомогенный микроклин (без пертитов), Δ рент. = 1,02. (Пунктиром показаны отражения от $KBrO_3$ и $NaCl$, использованных в качестве внутренних стандартов)

шие углы Ng : (010) и Nm : (001), достигающие в некоторых случаях 28° . Кроме того, измерения в пределах одного и того же монокристалла обнаруживают не только колебание углов наклона оптической индикатрисы, но и изменение положения плоскости оптических осей по отношению к (010), причем плоскость оптических осей отклоняется от моноклинного положения как в прямом, так и в обратном направлениях. В то же время углы погасания на (001) всего лишь на несколько градусов отличаются от нормальных для моноклинных калишпатов. Оптическая индикатриса изменяет свое положение иначе, чем в санидин-микроклиновом ряду. Она как бы вращается в одну и другую стороны, вокруг оси, близкой к [100].

Подобные аномальные оптические свойства наблюдались У. Чейссон (Chaisson, 1950) для ряда адуляров с Везувия (Италия), Сент-Готтарда и Таветшталя (Швейцария), Зальцбурга (Австрия) и Гауанахуато (Мексика). Согласно данным У. Чейссон и Ф. Лавеса (Chaisson, 1950; Laves, 1950), ядра кристаллов этих адуляров были строго моноклинными как по оптическим, так и по рентгенометрическим данным, но в периферических участках тех же кристаллов наблюдалось существенное отклонение кристаллооптической ориентировки от моноклинной и небольшие отклонения углов элементарной ячейки от 90° . Данные У. Чейссон рассматривались А. С. Марфуниным как сомнительные, так как неясно, каким методом

была измерена оптическая ориентировка. Тем не менее, более поздние работы Г. Бамбауэра и Ф. Лавеса (Bambauer, Laves, 1960) по адулярам из Вал Казатчи (Швейцария) и работы Я. Анзилевского и А. Новаковского (Anzilewski, 1958; Nowakowski, 1959) по адулярам из Польши подтверждают эту специфическую особенность оптики адуляров. Характерно, что в работах названных авторов подчеркивается оптическая неоднородность кристаллов, выражающаяся часто в их псевдозональности или секториальном строении.

В хибинских санидинах нам не удалось наблюдать четкого секториального строения. Аномальная оптика этих калишпатов не может быть объяснена ни особенностями их химического состава, ни изменением структурного состояния в процессе Si-Al-упорядочения. Решение вопроса, может быть, нужно искать в особенностях роста реальных кристаллов таких калишпатов.

Обнаружение оптической аномальности хибинских санидинов заставляет с осторожностью отнестись к определению симметрии щелочных полевых шпатов по их оптическим свойствам в ричесорритах и ийолитурритах. Для этих пород, наряду с моноклинными калишпатами, в литературе были описаны и микроклины. Однако за микроклин легко принять адуляровидный санидин с аномальной оптикой. Особое сомнение вызывают описания несдвойникованных микроклинов с небольшим углом оптических осей.

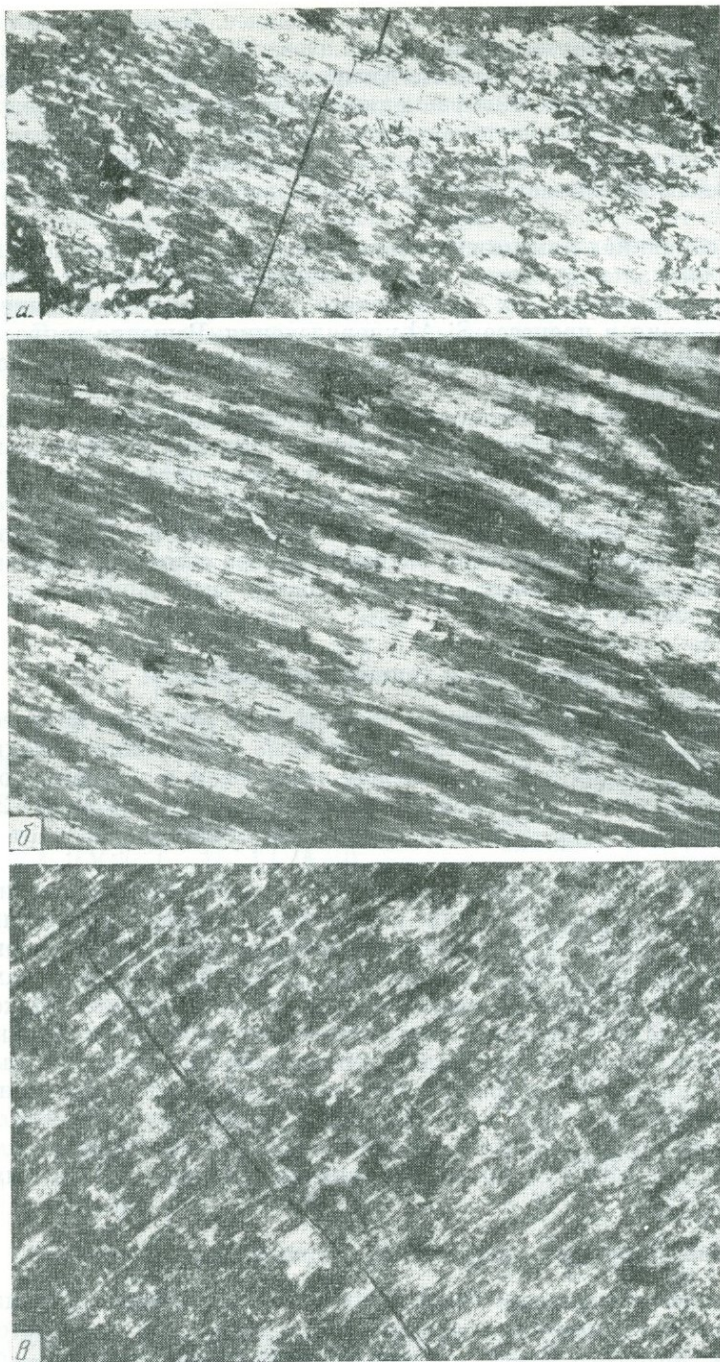
Высокие ортоклазы, микроклины и триклинные ортоклазы

К этим структурно-оптическим типам должны быть отнесены оптически моноклинные (ортоклазы), оптически триклинные (микроклины) калишпаты и калишпаты с промежуточной между ортоклазом и микроклином оптической ориентировкой (триклинные ортоклазы), для которых $2v$ колеблется в пределах $\sim 44-60^\circ$, а рентгеновская триклинность — от 0 до $\sim 0,40$.

Хибинские калишпаты, соответствующие этим структурно-оптическим типам, представлены адуляровидными разностями и криптопертитам, развитыми главным образом в ричесорритах и ийолитурритах. Рассматриваемые полевые шпаты примыкают к описанным выше низким санидинам, отличаясь от них только более высокой степенью упорядоченности. Некоторые калишпаты обладают аномальными оптическими свойствами, однако с меньшими пределами колебаний наклона оптической индикатрисы. Высокие ортоклазы, микроклины и триклинные ортоклазы (в основном криптопертиты) наблюдаются также в трахитоидных нефелиновых сиенитах (хибинитах, лявочорритах, фойяитах) на контакте с ричесорритами в виде неправильных обособлений или прожилков внутри блок-кристаллов микроклин-криптопертита.

Промежуточные ортоклазы, микроклины и триклинные ортоклазы

К этим структурно-оптическим типам должны быть отнесены ортоклазы, микроклины и триклинные ортоклазы, для которых $2v$ колеблется приблизительно в пределах $60-80^\circ$; а рентгеновская триклинность — от 0,40 до 0,90. Хибинские калишпаты, соответствующие этим типам, развиты главным образом в трахитоидных нефелиновых сиенитах. По химическому составу они относятся к первой разновидности (кали-натровых) полевых шпатов и наблюдаются всегда в виде блок-кристаллов с четко обособленной альбитовой фазой (фиг. 4). На дифрактограммах таких калишпатов (фиг. 3, б) наблюдается нерасщепленное размытое отражение 131. Степень триклинности, измеренная по его ширине на высоте $\frac{2}{3}$ от основания, равна 0,5—0,6. Кроме того, калишпаты, соответствующие данным кристаллооптическим типам (главным образом промежуточные микрокли-



Фиг. 4. Текстуальные особенности высоких и промежуточных ортоклаз- и микроклин-микрпертитов из трахитоидных нефелиновых сиенитов и их пегматитов. Разрезы \perp [100], увел. 30, николи скрещены. Белое — пертитовый альбит, серое — калишпат.

a — пятнистые обособления пертитового альбита [2V 69–75°, $\angle Ng$: (010) 12–15°, $\angle Nm$: (001) 7–11°]; *б* — «слоистое» чередование альбита и калишпата [2V 53–72°, $\angle Ng$: (010) 2–4°, $\angle Nm$: (001) 6–8°]; *в* — «решетчатое» распределение альбита и калишпата [2V 58–62°, $\angle Ng$: (010) 0–1°, $\angle Nm$: (001) 7–8°]

ны), наблюдаются в пегматитах и гидротермальных жилах среди рихсчорритов и ийолит-уртитов. Эти калишпаты являются более упорядоченными и связаны постепенными переходами со следующим структурно-оптическим типом максимальных микроклинов. На дифрактограммах таких промежуточных микроклинов отражение 131 расщеплено на два пика; степень триклинности достигает 0,90.

Максимальные ортоклазы, микроклины и триклинные ортоклазы

К этим структурно-оптическим типам должны быть отнесены ортоклазы, микроклины и триклинные ортоклазы, для которых $2v$ превышает 80° , а степень рентгеновской триклинности максимальна ($\sim 1,00$). Хибинские калишпаты, соответствующие данным структурно-оптическим типам (в основном — максимальные микроклины), развиты во всех породах, но главным образом в пегматитах и гидротермальных жилах. Максимальные микроклины наблюдаются как в виде блок-кристаллов с четко обособленной альбитовой фазой (в трахитоидных нефелиновых сиенитах и их пегматитах), так и в виде гомогенных образований (в пегматитах практически всех пород Хибинского массива). На дифрактограммах рассматриваемых разновидностей максимальных микроклинов (рис. 3, в, з), расщепление отражений $1\bar{3}1-131$ соответствует максимальной степени триклинности. Для максимальных микроклинов необычайно характерны двойники; в микроклин-микропертитах в виде веретенообразных индивидов, ориентированных параллельно обособлениям пертитового альбита, а в гомогенных максимальных микроклинах — в виде более или менее прямоугольных блоков, образующих подобие шахматного поля (фиг. 5).

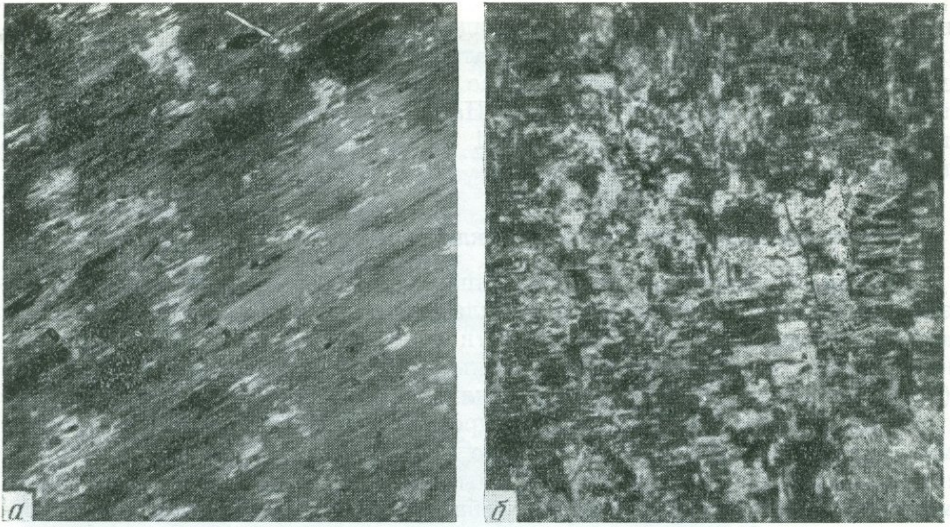
«Веретенообразные» двойники в микропертитах из Хибин в литературе описаны под названием изопертитов (Воробьева, 1937). Они действительно напоминают пертиты, но обе системы двойниковых индивидов в них совершенно одинаковы по химическому составу, рентгенографическим констан-

Т а б л и ц а

Типоморфные особенности щелочных полевых шпатов Хибинского массива

Типы пород	Генетические типы полевых шпатов	Особенности химического состава и форма нахождения Na-компонента	Морфология выделений	Структурно-оптические типы
Трахитоидные нефелиновые сиениты (Хибиниты, фойяиты, лявчорриты), их жильные фации, пегматиты и гидротермальные образования	1	Кали-натровые, микро- и криптопертиты (до 30—50% Ab)	Лейстовые в породах, массивные и блоковые в пегматитах	Высокие, промежуточные и максимальные микроклины и ортоклазы
Ийолит-уртиты, ювиты, лувяриты, малиниты, апатит-нефелиновые руды и пойкилитовые нефелиновые сиениты (рихсчорриты)	2 ¹	Чисто калиевые или с небольшим содержанием натрия в резорбированных вростках альбитовой фазы	Массивные, блоковые, «каркасовые» и «порфиридные» в пегматитах; реже-лейстовые в породах	Максимальные или близкие к максимальным промежуточные микроклины, часто с «шахматным» типом двойникова-ния
	3	Чисто калиевые или с небольшим содержанием натрия в твердом растворе или альбитовой фазе криптопертитов (до 10—15% Ab)	Неправильные между зернами нефелина, пойкилитовые, реже — лейстовые	Низкие сиениты и высокие ортоклазы адуляровидного облика, часто оптически аномальны

¹ Главным образом, в пегматитах пород ийолит-уртитовой серии и рихсчорритов, а также в некоторых пегматитах трахитоидных нефелиновых сиенитов.



Фиг. 5. Гомогенные максимальные микроклины. Разрезы \perp [100], увел. 30, николи скрещены. Белое — пертитовый альбит, серое и черное — две системы двойников в калишпатовой фазе

a — максимальный микроклин с реликтами пертитового альбита, веретенообразные двойники в калишпатовой фазе [$2V$ 82–83°, $\angle Ng$: (010) 17–18°, $\angle Nm$: (001) 10–13°]; *b* — «шахматный» тип двойникования [$2V$ 80,5°, $\angle Ng$: (010) 19°, $\angle Nm$: (001) 12°]

там и оптическим свойствам. Двойниковой осью является \perp (010). Плоскость срастания, имеющая весьма неправильную форму, вытянута вдоль (010). Поэтому эти двойники рассматривались ранее как двойники прорастания по альбитовому закону.

Для двойникования «шахматного» типа характерно срастание по двум плоскостям: (010) и (001). Двойниковой осью также является \perp (010). Закон двойникования альбитовый. Шахматный тип двойникования широко распространен также в гомогенных максимальных микроклинах из агапитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива и массива Илимаусак в Гренландии.

Микроклиновая решетка в хибинских микроклинах наблюдается чрезвычайно редко — в отдельных участках зерен с «веретенообразным» или «шахматным» типом двойникования. Это позволяет высказать предположение, что «веретенообразный» и «шахматный» типы двойникования в полевых шпатах возникли в результате дальнейшего преобразования альбит-периклиновых решетчатых двойников, как следствие их собирательной перекристаллизации. Однако, поскольку двойникование в калишпатовой фазе хибинских щелочных полевых шпатов еще не исследовано рентгенометрически, этот вывод не должен рассматриваться как окончательный.

Таким образом, в породах Хибинского массива установлены щелочные полевые шпаты всех возможных структурно-оптических типов — от низкого санидина до максимального микроклина. В основном они не связаны с определенными породами. Например, высокие ортоклазы и максимальные микроклины присутствуют как в трахитоидных нефелиновых сиенитах, так и в пойкилитовых нефелиновых сиенитах и ийолит-уртитах. Однако полевые шпаты отдельных структурно-оптических типов характерны лишь для некоторых пород. Так, низкие санидины обнаружены только в пойкилитовых нефелиновых сиенитах и ийолит-уртитах, тогда как промежуточные ортоклазы и микроклины для этих пород не характерны. В таблице приведены структурно-оптические типы щелочных полевых шпатов из разных пород Хибинского массива с характеристикой их химического состава и морфологии выделений.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ В ПОРОДАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА

В породах Хибинского массива можно различать щелочные полевые шпаты трех генетических типов.

Щелочные полевые шпаты трахитоидных нефелиновых сиенитов

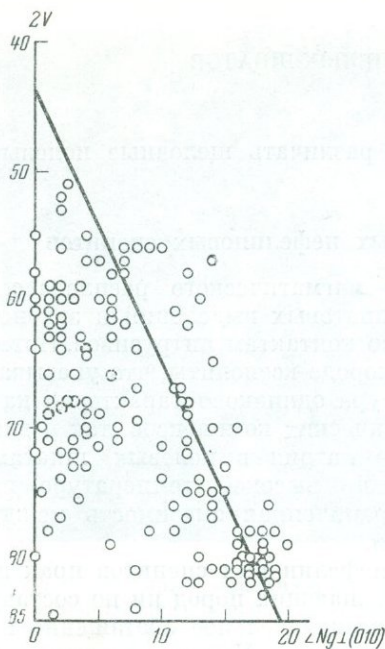
Представление о кристаллизации их из магматического расплава согласуется с лейстовым характером полевошпатовых выделений и закономерной ориентировкой лейст субпараллельно контактам интрузивов. Потоки лейст иногда огибают встречающиеся в породе ксенолиты, что указывает на течение магмы. Трахитоидная структура одинаково характерна как для нефелиновых сиенитов главных магматических комплексов, так и для их жильных фаций. Высокое содержание натрия в полевых шпатах, по-видимому, свидетельствует о достаточно высокой температуре их образования, при которой возможна неограниченная смесимость между калишпатовым и альбитовым компонентами.

Щелочные полевые шпаты пегматитов нефелиновых сиенитов практически не отличаются от полевых шпатов вмещающих пород ни по составу (хотя некоторые исследователи отмечают незначительное обогащение их калием), ни по вариациям структурного состояния. Условия их кристаллизации и дальнейшего преобразования, по-видимому, существенно не отличались от соответствующих условий во вмещающих магматических породах. Это в равной степени относится как к пегматитовым жилам (предполагаемым пегматитам внедрения), так и к неправильным «шлироподобным» обособлениям пегматитов, возникшим, предположительно, путем перекристаллизации вмещающих пород в позднемагматическую стадию.

По-видимому, превращения в полевых шпатах происходили в основном в стадию гидротермального автометаморфизма. В зависимости от геологического положения рассматриваемых пород или пегматитов, их структуры, трещиноватости и других факторов интенсивность гидротермальной обработки была различной, вследствие чего превращения полевых шпатов в твердом состоянии проявились в разной степени. С этих позиций легко объяснить весьма широкие вариации степени упорядоченности и триклинности калишпатовой фазы (фиг. 6). Различной интенсивностью процессов собирательной перекристаллизации можно объяснить все наблюдающиеся различия в микроструктуре блок-кристаллов: возникновение микропертитов с альбитовыми обособлениями, отличающимися по размерам и распределению; разностей с признаками выноса альбитовой фазы; существование разностей с различной степенью дифференцированности двойников в калишпатовой фазе — от субмикроскопических (ортоклазы) до двойников «шахматного» типа и т. п. Все кали-натровые полевые шпаты в значительной степени подвергались перекристаллизации. Криптопертиты редки. Обычны микропертиты с достаточно крупными обособлениями альбита.

По текстурным особенностям можно выделить три типа микропертитов: с неправильными обособлениями полисинтетически сдвойникового альбита различной величины, закономерно распределенными внутри блок-кристалла (фиг. 4, а); со «слоистым» чередованием веретенообразных обособлений калишпата и полисинтетически сдвойникового альбита (фиг. 4, б), такие образования ранее описывались как пертиты замещения и с «решетчатым» равномерным распределением альбита и калишпата (фиг. 4, в).

Микропертиты первого типа характерны для вмещающих нефелиновых сиенитов, второго — для пегматитовых маломощных жил и третьего — для крупных «шлироподобных» пегматитовых тел. Размеры кристаллов щелоч-



Фиг. 6. Степень упорядоченности (2V) и оптической триклиности [$\Delta Ng : (010)$] микропертитов из трахитоидных нефелиновых сиенитов (массивных, грубозернистых трахитоидных и трахитоидных хибинитов)

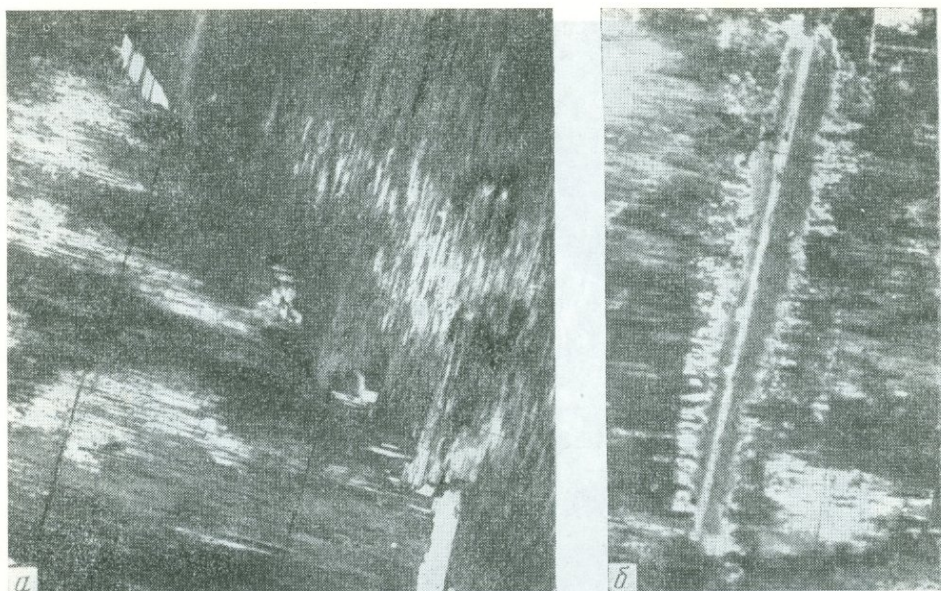
перекристаллизации, но и свидетельствует о выносе альбитового компонента за пределы блок-кристаллов. На фиг. 7, б показано включение лейстового альбита в том же образце максимального микроклин-микропертита. Коррозия и замещение альбита сдвойникованным калишпатом свидетельствуют о его неустойчивости в данных условиях.

В ряде случаев происходил интенсивный вынос натрия и сохранились только неправильной формы реликты пертитового альбита в калишпате. Такой максимальной микроклин показан на фиг. 5, а; образец взят из эгирин-полевошпатовой жилы в трахитоидных хибинитах, приблизительно в 100—150 м от контакта с пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами. Содержание пертитового альбита в нем не превышает 12,5 мол. %, в то время как обычно в полевых шпатах из этих пород содержится 30—50 мол. % альбита.

И. П. Тихоненковым (1963) показано, что в трахитоидных нефелиновых сиенитах (трахитоидных хибинитах и сфеновых фойянтах), по обе стороны от полосы развития пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов) и пород ийолит-уртитового ряда, развиты зоны региональной альбитизации, в которых щелочной полевой шпат замещается лейстовым и мелкозернистым альбитом. Вслед за зонами альбитизации развита зона «ортоклазизации», в которой щелочной полевой шпат и нефелин замещались калиевым «ортоклазом» (в результате этого процесса и образовались пойкилитовые нефелиновые сиениты). На границе этих двух зон нами повсеместно наблюдались описанные выше максимальные микроклины с признаками выноса альбитовой фазы. Альбитизация, таким образом, не следовала непосредственно за фронтом «ортоклазизации»; в промежуточной зоне (зоне «микроклинизации») альбитовая фаза частично вынесена из микроклин-пертитов, но структура породы сохранилась без существенных изменений, адуляровидный санидин в ней отсутствует.

ного полевого шпата, при прочих равных условиях, несомненно должны влиять на степень гидротермального изменения пород. Наибольшие размеры кристаллов полевого шпата во вмещающей породе не превышают 2—3 см, реже — 5 см, в то время как в жильных пегматитах длина их кристаллов достигает 8—10 см, а в некоторых «широкоподобных» пегматитах — 0,5—0,7 м.

Максимальные микроклин-микропертиты образуются, очевидно, при более интенсивной гидротермальной обработке пород и пегматитов. В этих условиях происходил частичный вынос альбитовой фазы из блок-кристаллов. На фиг. 7, а показан максимальный микроклин-микропертит, сдвойникованный по бавенскому закону; по обе стороны от плоскости срастания (021) развиты новообразования альбита, которые эпитаксически нарастали на поверхность одного из сдвойникованных индивидов с одновременным замещением противоположного двойникового индивида (оптическая ориентировка новообразований совершенно аналогична ориентировке пертитового альбита в микропертите). Это не только является иллюстрацией к объяснению механизма собирательной



Фиг. 7. Образец из эгирин-полевошпатовой жилы в трахитоидных хибинитах. Разрез \perp [100] калишпата. Увел. 70. Николи скрещены

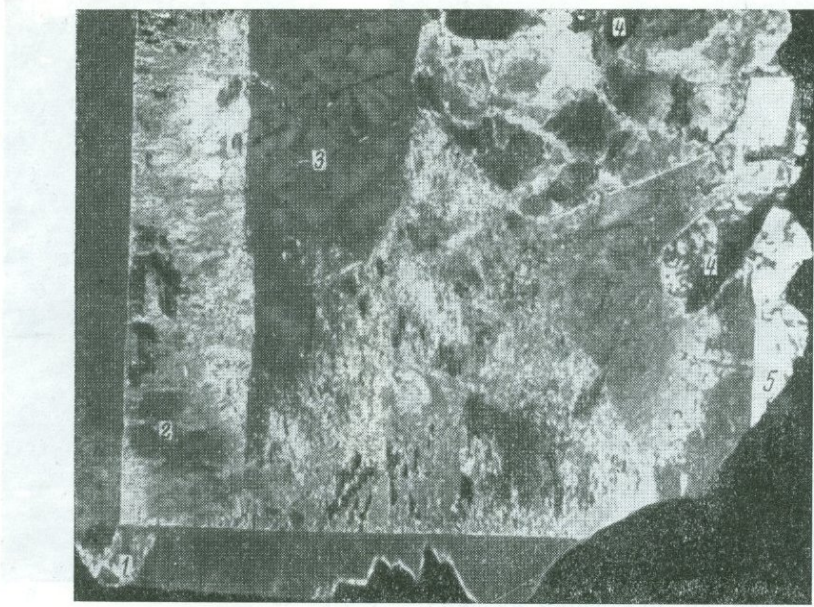
а — полисинтетически сдвойникованные новообразования альбита, развивающиеся вдоль плоскости срастания бавенских двойников щелочного полевого шпата; б — коррозия лейст альбита, включенных в микропертит

Щелочные полевые шпаты эгирин-полевошпатовых гнезд с цеолитами в некоторых пегматитах трахитоидных нефелиновых сиенитов и залегающих среди пойкилитовых нефелиновых сиенитов ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых руд¹

Эгирин-полевошпатовые гнезда встречаются и в «широпоподобных», и в жильных пегматитах — арфведсонит-полевошпатовых и эгирин-полевошпатовых. Они сложены зеленым лучистым эгирином, срастающимся с таблитчатым щелочным полевым шпатом, и имеют «каркасную» или «порфировидную» (по И. П. Тихоненкову) структуру. Нередко в таких гнездах наблюдаются полости с хорошо образованными кристаллами щелочного полевого шпата, на которые нарастают водяно-прозрачные сдвойникованные лейсты альбита, друзы мелких кристалликов натролита, флюорита и апофиллита. Кристаллы щелочного полевого шпата часто имеют периферические натролитовые «рубашки», а внутренняя их часть представляет собой гомогенный максимальный микроклин с «шахматным» строением (фиг. 8).

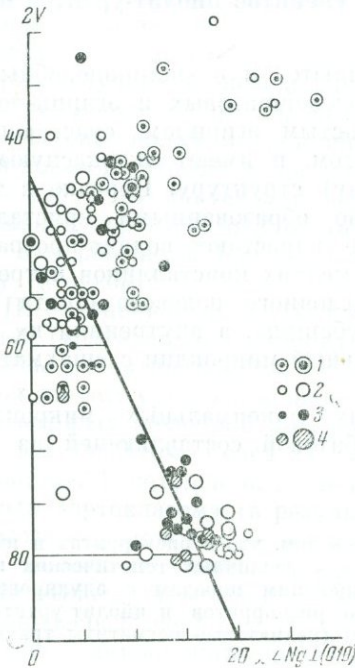
Возникновение подобных гомогенных максимальных микроклинов можно объяснить полным выносом альбитовой составляющей из блок-

¹ Мы разделяем мнение И. П. Тихоненкова о том, что в рискорритах и ийолит-уртитов развиты пегматитовые образования двух различных генетических групп: пегматиты, соответствующие по составу вмещающим породам с адуляровидным калиевым «ортоклазом» (пегматиты собственно рискорритов и ийолит-уртитов), и пегматиты чужеродного состава с микроклином (реликтовые пегматиты трахитоидных нефелиновых сиенитов).



Фиг. 8. Кристаллы полевого шпата с натролитовыми «рубашками» из эгирин-полевошпатового гнезда с цеолитами в арфведсонит-полевошпатовом пегматите г. Петрелиуса (зона трахитоидных хибинитов.) Разрез $\parallel (001)$, увел. 5, николи скрещены

1 — натролитовые «рубашки»; 2 и 3 — две системы двойников «шахматного» типа; 4 — включения нефелина (гексагональные сечения), замещенные агрегатом лейстового альбита; 5 — лейсты позднего альбита, нарастающие на кристаллы щелочного полевого шпата



Фиг. 9. Степень упорядоченности ($2V$) и оптической триклинности [$\angle Ng : (010)$] существенно калиевых полевых шпатов — рихсдорритов 1, ийолит-уртитов 2, апатито-нефелиновых пород 3 и из «луявритовых» жил в апатито-нефелиновых породах 4. Кружки малого диаметра — породы, кружки большого диаметра — залегающие в них пегматиты

кристаллов щелочного полевого шпата. Вынесенный альбит был сложен в периферических частях кристаллов или в друзовых полостях (водяно-прозрачные образования). Не исключено, что вынесенный натрий в какой-то мере вошел в состав кристаллизовавшихся в тех же полостях цеолитов. О гидротермальном характере этих процессов и относительно низкой их температуре свидетельствует ассоциация альбита с натролитом, апофиллитом, флюоритом и галенитом.

Аналогичные гомогенные максимальные микроклины мы наблюдали и в ряде пегматитов, залегающих среди рихсчорритов, ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых руд. Во всех этих микроклинах полностью отсутствует альбитовая фаза и наблюдается типичное «шахматное» двойникование (фиг. 5, б). Аналогия с рассмотренными выше гомогенными максимальными микроклинами из гнезд в пегматитах позволяет нам предположить, что все они возникли при участии гидротермальных растворов. Предположение о возникновении максимальных микроклинов при полном упорядочении адуляровидного санидина пойкилитовых нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов или путем непосредственной кристаллизации в триклинной форме в процессе пегматитообразования — не может быть принято по следующим соображениям. Во-первых, в рихсчорритах, ийолит-уртитах, апатит-нефелиновых рудах и пегматитовых образованиях, залегающих среди названных пород, развиты в основном либо низкие санидины и высокие ортоклазы адуляровидного облика, либо максимальные микроклины — промежуточные структурно-оптические типы для этих пород не характерны (фиг. 9). Во-вторых, прямым доказательством возникновения рассматриваемых гомогенных микроклинов является обнаружение в некоторых пегматитах этой группы реликтов неизменного микроклин-микропертита.

Такие факты ранее были описаны И. П. Тихоненковым (1963).

Щелочные полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов

Наиболее дискуссионным является вопрос об условиях образования этих полевых шпатов. С одной стороны, в ряде пород этого комплекса (луявритах, малиньитах, трахитоидных ийолитах) наблюдается лейстовый полевой шпат, по форме выделения аналогичный полевому шпату трахитоидных нефелиновых сиенитов; однако по химическому составу он является существенно калиевым, а по структурному состоянию — низким санидином или высоким ортоклазом. Такие полевые шпаты, очевидно, должны рассматриваться как магматические. С другой стороны, в пойкилитовых нефелиновых сиенитах, ювитах и некоторых полевошпатовых уртитах наблюдаются крупные выделения полевого шпата, переполненные пойкилитовыми включениями нефелина и темноцветных минералов (фиг. 10). Этот полевой шпат также является существенно калиевым низким санидином или высоким ортоклазом адуляровидного облика. Обращает на себя внимание, что точно такой же полевой шпат развит в поздних гидротермальных жилах и в некоторых пегматитовых образованиях, залегающих в этих породах.

Ряд геологических и минералогических критериев позволяет рассматривать пойкилитовые нефелиновые сиениты как метасоматические породы (Солодовникова, 1959; Тихоненков, 1963). Эта точка зрения, однако, не является общепринятой и неоднократно критиковалась в литературе (Галахов, 1959, и др.).

Л. Л. Солодовникова считает, что пойкилитовые нефелиновые сиениты возникли в процессе аддитивного калиевого метасоматоза за счет ийолит-уртитов. По И. П. Тихоненкову, они образовались в процессе «ортоклазизации» трахитоидных нефелиновых сиенитов (хибинитов и фойяитов). Тот же автор считает метасоматическими также все ийолит-уртиты, воз-



Фиг. 10. Существенно калиевые полевые шпаты в некоторых породах. Разрезы \perp [100], увел. 30, николи скрещены

а — в интерстициях кристаллов нефелина, в полевошпатовом трахитоидном ийолите [$2V$ $54-59^\circ$, $\angle Ng$: (010) $0-3^\circ$, $\angle Nm$: (001) $4-6^\circ$]; белое — нефелин, серое — калишпат, темное — сфен; б — пойкилитовый, в полевошпатовом ийолите [$2V$ $29-46^\circ$, $\angle Ng$: (010) $6-24^\circ$, $\angle Nm$: (001) $9-25^\circ$]; в — пойкилитовый, в рихсдорите [$2V$ $33,5-50^\circ$, $\angle Ng$: (010) $4-28^\circ$, $\angle Nm$: (001) $5-28^\circ$]; г — тот же образец; структура замещения нефелина калишпатом

никшими в стадию более глубокого метасоматического изменения пород, в процессе нефелинизации.

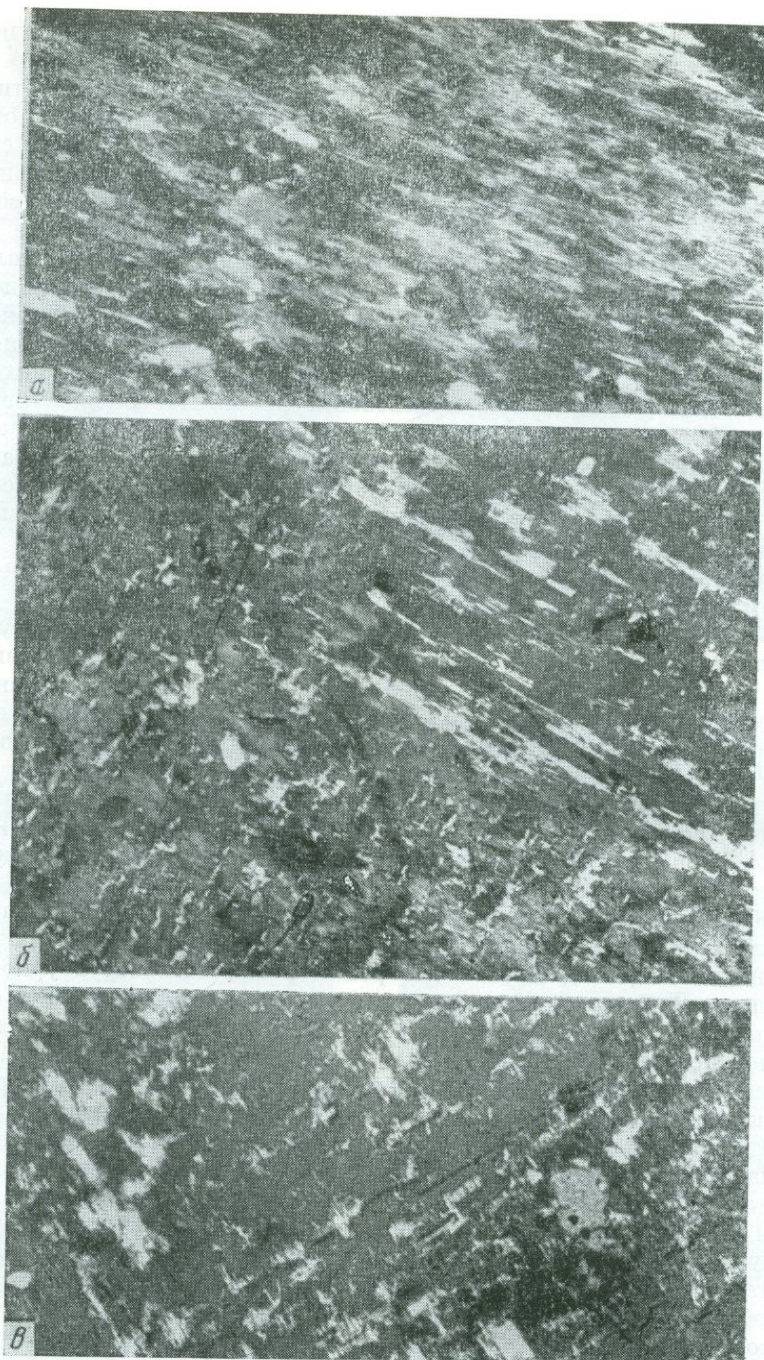
К числу критериев, на которых основан вывод о метасоматической природе пойкилитовых нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов, относятся: возникновение в трахитоидных нефелиновых сиенитах по обе стороны от зоны развития пойкилитовых нефелиновых сиенитов региональных зон альбитизации; наличие в пойкилитовых нефелиновых сиенитах реликтов неизменных трахитоидных нефелиновых сиенитов; обнаружение в этих породах, кроме пегматитовых образований и гидротермальных жил, соответствующих по составу вмещающим породам (с тем же типом полевого шпата, что и во вмещающих пойкилитовых нефелиновых сиенитах и ийолит-уртитах), реликтов пегматитов, аналогичных по составу пегматитам трахитоидных нефелиновых сиенитов с характерной для них редкометальной минерализацией; существование пегматитовых жил, переходящих из пойкилитовых нефелиновых сиенитов в трахитоидные и сложенные микропертитом среди трахитоидных пород и существенно калиевым гомогенным полевым шпатом среди пойкилитовых пород; сохранение реликтов микропертита в адуляровидном ортоклазе; структуры замещения нефелина ортоклазом.

Наши наблюдения позволяют присоединиться к гипотезе о метасоматическом способе образования по крайней мере, рихсчорритов и ювитов, т. е. пород с пойкилитовой (точнее, пойкилобластической) структурой. В дополнение к критериям, изложенным в работах Л. Л. Солодовниковой (1959) и И. П. Тихоненкова (1963), необходимо принять во внимание крайнюю неупорядоченность адуляровидных низких синидинов и высоких ортоклазов, развитых в этих породах. Сохранение неупорядоченного структурного состояния рассматриваемых калишпатов свидетельствует об отсутствии условий, необходимых для того, чтобы явления превращения в твердом состоянии могли иметь место, т. е. об относительно низкой температуре процесса. Полевые шпаты в этих породах кристаллизовались, по-видимому, метастабильно.

Необходимо также обратить особое внимание на случаи, когда отдельные участки одного и того же монокристалла калишпата в этих породах обнаруживают принадлежность к резко различным структурно-оптическим типам. Такие случаи неоднократно описывались в литературе (Солодовникова, 1937, 1959; Воробьева, 1937; Галахов, 1959, и др.), но истолковывались не всегда правильно. Так, например, А. В. Галахов (1959, стр. 92) рассматривает их как своеобразные (грубопертитовые) срастания аноклаза и микроклина¹. Подобные соотношения наблюдались и нами между максимальным микроклином и адуляровидным низким синидином с аномальной оптикой. Гораздо проще объяснять их замещением микроклина адуляровидным синидином, чем допускать возможность одновременной кристаллизации резко различающихся по химическому составу и структурному состоянию калишпатов в виде единого монокристалла. Метасоматическая природа подобных образований еще более отчетливо выступает в тех случаях, когда адуляр образует «срастания» с микроклипертитом.

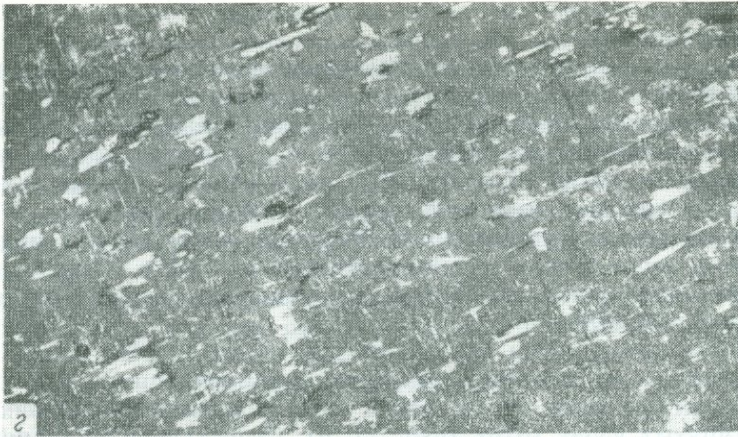
Показательными являются соотношения, наблюдаемые на контакте пойкилитовых нефелиновых сиенитов с трахитоидными хибинитами. На фиг. 11 показаны микрофотографии полевых шпатов из области контакта пироксеновых рихсчорритов с трахитоидными хибинитами. На протяжении всего нескольких десятков метров максимальный микроклин-микропертит

¹ Микроклинами А. В. Галахов называет чисто калиевые полевые шпаты [с 2v от 81 до 87° и $\angle Nm$: (001) 40—11°], а аноклазами — существенно-калиевые полевые шпаты с содержанием натриевого компонента до 12,7 мол. % [с 2v от 52 до 62° и $\angle Nm$: (001)—4—8°]. Таким образом, в данном случае речь идет о срастании (!) максимального микроклина с высоким ортоклазом.



Фиг. 11. Структура калишпата на контакте трахитоидных хибинитов с пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами (рисчорритами). Разрезы $\perp [100]$, николи скрещены

а — максимальный микроклин-микрпертит хибинитов, увел. 30, $[2V \ 85^\circ, \angle Ng: (010) \ 12^\circ]$; б и в — то же, увел. 70, б — $2V \ 61-68^\circ, \angle Ng: (010) \ 3-6^\circ$,



e — 2V 56—68°, $\angle Ng$: (010) 7—14° *z* и *o* — микроклин с реликтовым альбитом, увел. 30, *z* — 2V 46—63°, $\angle Ng$: (010) 6—14° (аномальный наклон оптической индикатрисы), *o* — 2V 53—57°, $\angle Ng$: (010) 2—4° [в участках с реликтивными пергитами — 2V 67°, $\angle Ng$: (010) 7°]; *e* — адуляровидный калишпат рихсдорритов, увел. 30× [2V 49—52°, $\angle Ng$: (010) 1—2°]. Темное — включения землистой массы непрозрачного бурого вещества

хибинитов (фиг. 11, а) сменяется адуляровидным высоким ортоклазом рихсчорритов (фиг. 11, е).

В начальную стадию замещения возникли образования, показанные на фиг. 11, б и 11, в. Внутри единого монокристалла наблюдается чередование микропертитов с полосчатым расположением вытянутых вдоль (010) обособлений альбита и ультрамикропертитов с тонкими «жилками» альбита в плоскости (001). При большем увеличении, однако, видно, что ориентировка «жилок» параллельно (001) только кажущаяся — на самом деле каждая из них состоит из большого числа мелких индивидов, вытянутых и многократно сдвойникованных по (010). Структурное состояние полевого шпата соответствует промежуточному микроклину или ортоклазу с $2v$ 60—70°.

При более интенсивном замещении пертитовый альбит сохраняется в виде мельчайших образований, отдаленно напоминающих только что описанные структуры (фиг. 11, г), или в виде скоплений тончайших «волокон», вытянутых вдоль (010) (фиг. 11, д). Структурное состояние калишпата соответствует высокому ортоклазу с $2v$ 45—60°, часто с аномальной оптической ориентировкой. В участках с повышенным содержанием пертитового альбита обнаруживается иногда промежуточный микроклин или ортоклаз. Возникший таким путем высокий ортоклаз рихсчорритов сохраняет следы своего происхождения: в области эндоконтакта он, как правило, переполнен землистой массой непрозрачного бурого вещества, по-видимому, продуктов разложения пертитового альбита (?) (фиг. 11, е).

Необходимо еще раз оговориться, что если метасоматическая природа пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рихсчорритов) представляется нам весьма вероятной, то в отношении пород ийолит-уртитового ряда такой вывод был бы преждевременным. Несомненно, что среди этих пород есть как магматические, так и метасоматические образования. Во всяком случае, имеющиеся данные не позволяют еще сделать окончательных заключений в отношении их генезиса.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. По химическому составу и морфологии выделения среди щелочных полевых шпатов Хибинского массива можно выделить две разновидности: кали-натровые (пертиты, всегда лейстовые) и существенно-калиевые (гомогенные или криптопертиты). Кали-натровые полевые шпаты характерны для трахитоидных нефелиновых сиенитов, существенно-калиевые — для пойкилитовых нефелиновых сиенитов, ийолит-уртитов, ювитов, луявритов, малинитов и апатит-нефелиновых руд.

2. В Хибинском массиве установлены все структурно-оптические типы калишпата — от низкого санидина до максимального микроклина. Возникновение разных структурно-оптических типов является следствием превращений полевых шпатов в твердом состоянии и зависит от хода процессов постмагматического преобразования пород.

3. Можно выделить три генетических типа щелочных полевых шпатов Хибинского массива:

1) Кали-натровые полевые шпаты трахитоидных нефелиновых сиенитов, возникшие в процессе магматической кристаллизации и пегматитообразования. Современный их вид определяется превращениями в твердом состоянии, происходившими при аутометаморфизме пород.

2) Гомогенные, существенно-калиевые максимальные (и близкие к максимальным) микроклины, наблюдающиеся главным образом в пегматитах всех комплексов пород массива, возникшие при глубоком преобразовании в твердом состоянии полевых шпатов первого генетического типа. В ходе этого преобразования, сопряженного с процессом калиевого метасоматоза в пойкилитовых нефелиновых сиенитах и ийолит-уртитов, проис-

ходило максимальное упорядочение, возникли двойники «шахматного» типа, и альбитовая фаза полностью выносилась из блок-кристаллов.

3. Существенно калиевые, наиболее неупорядоченные полевые шпаты (низкие санидины и высокие ортоклазы) пойкилитовых нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов, имеющие различное происхождение: лейстовые разности возникли при кристаллизации магмы, ксеноморфные, пойкилитовые и промежуточные образования — в процессе калиевого метасоматоза в магматических породах. Сохранение высоко-неупорядоченного состояния таких полевых шпатов свидетельствует о метастабильном характере их кристаллизации.

Изложенные выше положения являются в известной мере схематичными; автор надеется, что они будут уточняться по мере получения новых данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Бонштейн-Куплетская Э. М.* Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. Изд-во АН СССР, 1951.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М.* Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
- Воробьева О. А.* Группа полевых шпатов. Микроклин. Аноклаз. Альбит. Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937.
- Галахов А. В.* Рисчорриты Хибинского щелочного массива. Изд-во АН СССР, 1959.
- Дорфман М. Д.* Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитовых Юкспор Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1962.
- Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г.* Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Изд-во «Наука», 1964.
- Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухомилов Г. Н.* Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964.
- Козырева Л. В.* Нефелин и сопутствующие ему минералы Хибинского щелочного массива. Автореф. канд. дисс. Ленинград — Апатиты, 1965.
- Куплетский В. М.* Материалы к изучению хибинских полевых шпатов. Зап. Росс. минерал. об-ва, 2 серия, ч. 60, вып. 1, 1931.
- Марфуни А. С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 78, 1962.
- Махлаев В. Г.* К вопросу о химическом составе кали-натровых полевых шпатов в щелочных горных породах Хибинских тундр. Докл. АН СССР, т. 53, № 5, 1946.
- Махлаев В. Г.* Полевые шпаты Хибин в связи с составом материнских пород. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. инст. им. Герцена, т. 54, 1947.
- Ожгинский И. С.* Ловчорритовые месторождения внешнего пояса Хибинских тундр. «Хибинские апатиты», вып. 6, 1933.
- Ожгинский И. С.* Ловчоррито-ринколитовые месторождения внешнего пояса Хибин. Зап. Всерос. минер. об-ва, серия 2, ч. 64, № 2, 1935.
- Руденко С. А.* К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива. Зап. Ленингр. горн. инст., т. 47, вып. 2, 1964.
- Солодовникова Л. Л.* Полевые шпаты Хибинских тундр. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. 66, вып. 1, 1937.
- Солодовникова Л. Л.* Полевые шпаты Кукисвумчоррского апатитового месторождения. Сб. «К минералогии постмагматических процессов». Изд-во ЛГУ, 1959.
- Тихоненков И. П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ansilewski J.* On microcline and triclinic adularia from Bialskie Góry gneisses (Polish Sudeten). Bull. Acad. Polonaise Sciences, ser. chim., geolog. et géograph., c. 6, № 4, 1958.
- Bambauer H. U., Laves F.* Zum Adularproblem. I Adular vom Val Casatscha: Mimetischer Lamellenbau, Variation von Optik und Gitterkonstanten und ihre genetische Deutung. Bull. Schweizerische Min. und Pet. Mitteilungen. Bd. 40, H. 2, 1960.
- Bøggild O. B.* The mineralogy of Greenland. Medd. om Grønland. Bd. 149, N 3, 1953.
- Bowen N. L., Tuttle O. F.* The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. Journ. Geology, v. 58, № 5, 1950.
- Chassignon U.* The optics of triclinic adularia. Journ. Geology, v. 58, № 5, 1950.
- Ferguson J.* Geology of the Himaussaq alkaline intrusive South Greenland. Medd. om Grønland. Bd. 172, № 4, 1964.
- Goldsmith J. R.* A «simplicity principle» and its relation to «ease» of crystallization. Journ. Geology, v. 61, № 4, 1953.
- Goldsmith J. R., Laves F.* The microcline-sanidine stability relations. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 5, 1954.

- Goldsmith J. R., Laves F.* Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 6, 1954₂.
- Laves F.* The lattice and twinning of microcline and other potash-feldspars. *Journ. Geology*, v. 58, № 5, 1950.
- Laves F.* Mechanische Zwillingsbildung in Feldspaten in Abhängigkeit von Ordnungs-Unordnung der Si-Al Verteilung innerhalb des (Si, Al)₄O₈ Gerüsts. *Naturwissenschaften*, H. 23, 1952₁.
- Laves F.* Phase relations of the alkali feldspars. I. Introductory remarks. *Journ. Geology*, v. 60, № 5, 1952₂.
- Laves F.* Phase relations of the alkali feldspars. II. The stable and pseudo-stable phase relation in the alkali feldspars system. *Journ. Geology*, v. 60, № 6, 1952₃.
- Laves F., Goldsmith J. R.* Polymorphism, order, disorder, diffusion and confusion in the feldspars. *Cursillos y Conferencias del Instituto «Lucas Mallada»*, Fasc. 8, 1961.
- Nowakowski A.* On the Adularization of a Dyke Rock in the vicinity of Klimontów (Holy Cross Mts.). *Bull. Acad. Polonaise Sciences, ser. chim., géolog. et géograph.*, v. 7, № 10, 1959.
- Sørensen H.* On the occurrence of steenstrupine in the Ilmaussaq massif-Southwest Greenland. *Medd. om Gønland*. Bd. 167, № 4, 1962.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Чухров В. Ф.</i>	
Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии	3
<i>Шадлуи Т. Н., Добровольская М. Г., Нестерова Ю. С., Арапова Г. А.</i>	
Особенности сфалеритов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Восточное Забайкалье)	15
<i>Шадлуи Т. Н., Боярская Р. В., Лидер В. В., Горохова Л. М.</i>	
О некоторых характерных чертах сфалеритов по данным электронной микроскопии и локального рентгеноспектрального анализа	49
<i>Петровская Н. В.</i>	
Типоморфизм и некоторые черты генезиса самородного золота в убогосульфидных рудах формации малых глубин (на примере месторождений Забайкалья).	69
<i>Петровская Н. В., Фролова К. Е.</i>	
Опыт сравнительного исследования морфологии тонкодисперсного золота и микрорельефа поверхности золотых выделений (по данным электронной микроскопии)	104
<i>Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Ракчеев А. Д., Яковлевская Т. А.</i>	
Касситерит и его типоморфные особенности	128
<i>Мозгова Н. Н., Дудыкина А. С.</i>	
О некоторых типоморфных особенностях антимонита	185
<i>Повилайтис М. М., Варшал Г. М.</i>	
Некоторые типоморфные особенности акцессорного монацита из интрузивных и постмагматических образований гранитного массива Куу (Центральный Казахстан)	196
<i>Соколова М. Н., Рудницкая Е. С., Бурова Т. А.</i>	
Особенности ловозерита из метасоматических новообразований в щелочных породах Хибинского массива	210
<i>Боруцкий Б. Е.</i>	
К типоморфизму щелочных полевых шпатов Хибинского массива	220

УДК (0612).549-82

Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии. Ф. В. Чухров. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968.

Понятие о типоморфизме минералов введено А. Е. Ферсманом. Различают типоморфные минералы-индикаторы определенных геофаз геохимического процесса и типоморфные особенности минералов, по которым можно судить об определенных чертах минералообразования. Для определения типоморфных особенностей могут быть использованы морфологические особенности выделений минералов, их физические свойства, вариации химического состава и структурные особенности минералов. Важнейшими разделами учения о типоморфизме минералов являются геотермометрия и геобарометрия. Помимо типоморфности минералов, заслуживает внимания типоморфность минеральных ассоциаций. В интерпретации ряда типоморфных особенностей минералов большая роль принадлежит изучению физико-химических систем и моделированию образования минералов при различных параметрах, сопоставимых с природными.

Таблиц нет, библиография — 117 названий, иллюстраций нет.

УДК (0612).549.321.13:553.44

Особенности сфалеритов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Восточное Забайкалье). Т. Н. Шадлун, М. Г. Добровольская, Ю. С. Нестерова, Г. А. Арапова. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968.

Изучение минеральных парагенезисов, состава и свойств сфалеритов Благодатского, Екатеринбургско-Благодатского, Михайловского и Северо-Амурского месторождений позволило установить, что состав сфалерита в каждом из указанных месторождений имеет свои особенности. Это обуславливает также отличия в некоторых физических свойствах — удельном весе и микротвердости. Наиболее существенны колебания в содержании изоморфных примесей железа, марганца, а также олова. Характерно постоянство содержания кадмия. Намечаются типоморфные особенности сфалерита для каждого месторождения и вместе с тем — общие черты для галенит-сфалерит-пиритового типа руд в галенит-сфалеритовой формации.

Таблиц 9, библиография — 38 названий, иллюстраций 31.

УДК (0612)549.321.13:553.1

О некоторых характерных чертах сфалеритов по данным электронной микроскопии и локального рентгенспектрального анализа. Т. Н. Шадлун, Р. В. Боярская, В. В. Лидер, Л. М. Горохова. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968.

Электронномикроскопическое исследование сфалеритов некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья позволило обнаружить в них субмикроскопические (десятые и сотые доли микрона) включения кристалликов различных минералов. По предварительной диагностике косвенными методами и частично с помощью микродифракции и микрозонда установлено, что включения представлены теми же минералами, которыми образуют и более крупные включения в сфалеритах, — пиритом, халькопиритом, пирротинном, арсенопиритом, стanniном. С помощью микрозонда было определено содержание железа в 10 образцах сфалерита, для которых имелись химические анализы и данные электронной микроскопии.

Таблиц 2, библиография — 14 названий, иллюстраций 15.

УДК (0612)549.283(271.5)-62

Типоморфизм и некоторые черты генезиса самородного золота в угбосульфидных рудах формации малых впадин (на примере месторождений Забайкалья). Н. В. Петровская. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968.

Материалы по Балейской группе месторождений Забайкалья и сравнительный анализ данных по другим рудным провинциям показали, что самородное золото, отложенное в близповерхностных условиях, изменчиво по своим особенностям. Кроме господствующих тонкодисперсных выделений, развиты более крупные частицы, нередко — кристаллы сложных форм. Типоморфными являются тонкопластинчатые кристаллы, папоротниковидные дендриты золота, их округлые скопления, уплощенные по (111). Характерны мелкозернистые структуры выделений золота, зональность, двойники, дендритовые скелеты в его зернах. Выявлены генерации золота. Предполагается большая роль эндогенного переотложения.

Таблиц 2, библиография — 59 названий, иллюстраций 31.

УДК (0612).549.83(47+57)-82

Опыт сравнительного исследования морфологии тонкодисперсного золота и микрорельефа поверхности золотых выделений (по данным электронной микроскопии). Н. В. Петровская, К. Е. Фролова. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968.

Материалы электронномикроскопических исследований, в совокупности с микроскопическими данными, позволили установить, что тонкодисперсное золото в рудах представлено монокристаллами, формы которых неодинаковы в различных месторождениях. Так же различны особенности микрорельефа поверхности сравнительно крупных частиц золота. Обнаружены характерные аксессуары роста, автоэпитаксиальные новообразования, сетчатая стриховка. Наличие последней позволяет предполагать сверхтонкую структуру самородного золота, обусловленную неравномерным распределением в нем примесей серебра.

Таблиц нет, библиография — 41 название, иллюстраций 13.

УДК (0612).549.51.4.71(47+57)-82

Касситерит и его типоморфные особенности. Е. И. Доломанова, Р. В. Боярская, А. Д. Ракчеев, Т. А. Яковлевская. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968.

Изложены новые данные (полученные в результате применения электронной микроскопии, электронного зондирования, ЭПР, ИК-спектроскопии, метода треков и др.), позволяющие судить об изменчивости морфологии кристаллов касситерита, химического состава, физических свойств касситеритов в зависимости от условий их образования. Доказано, что многие элементы-примеси (Nb, Ta, W, Fe²⁺, Mn, Ti, Al, Cr, As, Cu, Zr, U, Cl, S) входят в состав микровключений минералов, часто закономерно располагаются по зонам роста кристаллов касситерита.

Таблиц 19, библиография — 74 названия, иллюстраций 18.

УДК (0612)549.313.2:553.497

О некоторых типоморфных особенностях антимонита. Н. Н. Мозгова, А. С. Дудыкина. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968.

Излагаются результаты сравнительного изучения антимонита из разных типов месторождений Восточного Забайкалья и Средней Азии (полуколичественные спектральные анализы и измерения микротвердости). Показано, что антимонит в месторождениях разного генезиса имеет различные суммарные содержания основных элементов-примесей (As, Pb, Ag); в зависимости от этого изменяются и его механические свойства.

Таблиц 1, библиография — 26 названий, иллюстраций 4.

УДК 549.752.143:552.3

Некоторые типоморфные особенности акцессорного монацита из интрузивных и постмагматических образований гранитного массива Куу (Центральный Казахстан). М. М. Повилайтис, Г. М. Варшал. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968.

Исследованы типоморфные особенности акцессорного монацита из разновидностей позднегерцинских гранитов и постмагматических образований, слагающих посторогенный многофазный массив Куу (Центральный Казахстан). Приведены результаты многочисленных химических анализов монацитов и сопоставлены соотношения редкоземельных элементов в монацитах и ассоциированных с ними акцессорных фергюсоните и шеелите.

Таблиц 3, библиография — 19 названий, иллюстраций 3.

УДК 549.657:552.33

Особенности ловозерита из метасоматических новообразований в щелочных породах хибинского массива. М. Н. Соколова, Е. С. Рудницкая, Т. А. Бурова. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968

Впервые установленный в Хибинском массиве ловозерит развивается не только по эвдиалиту, но и по вадейту и в виде самостоятельных кристаллов в ассоциации с эвдиалитом, вадейтом, щербаковитом, беталомоносомитом. Выявлены некоторые особенности ловозерита как минерального вида, и хибинского — в частности. Продукт гипергенного изменения ловозерита по составу и свойствам близок цирциту.

Таблиц 3, библиография — 13 названий, иллюстраций 5.

УДК 549.651:552.33

К типоморфизму щелочных полевых шпатов Хибинского массива. Б. Е. Боруцкий. Сб. «Типоморфизм минералов», 1968

Щелочные полевые шпаты Хибинского массива исследованы оптическими и рентгенографическими методами. Полученные данные обсуждаются в свете современных представлений о превращениях полевошпатового вещества в твердом состоянии. Рассматривается распределение структурно-оптических типов калишпата в породах различного состава и генезиса. Возникновение тех или иных типов связывается с условиями образования и последующего преобразования пород массива. Есть основания полагать, что в Хибинском массиве развиты полевые шпаты трех генетических типов: магматического происхождения, метасоматического и продукты преобразования магматических полевых шпатов в условиях метасоматического замещения пород.

Таблиц 1, библиография — 34 названия, иллюстраций 11.

Типоморфизм минералов

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор В. И. Финько

Технический редактор О. Г. Ульянова

Сдано в набор 25/XI-1968 г. Подписано к печати 4/IV-1969 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага № 1. Усл. печ. л. 22,57. Уч.-изд. л. 21,8. Тираж 1500 экз.
Т-04098. Тип. зак. 1377

Цена 1 р. 73 к.

Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосенский пер., д. 21
2-я типография издательства «Наука». Москва Г-99, Шубинский пер., 10

1703

1907