

Н.В.ПЕТРОВСКАЯ

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ТИПОМОРФИЗМ,
ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЦКЛ*»

МОСКВА

1973

УДК 549:553. 41/411.3:061.11

Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). Петровская Н. В. Изд-во «Наука», 1973.

Работа представляет результат обобщения и сравнительного анализа материалов, в большой мере оригинальных, по минералогии самородного золота.

В первой части излагаются современные представления о геохимии, минералогии и металлогении золота, об условиях его переноса и накопления в рудах и в россыпях. Вторая, основная, часть содержит характеристики состава, физических свойств, форм и строения частиц рудного золота. Особые разделы посвящены тонкодисперсному золоту и золотым самородкам. В третьей части описываются изменения золота в зоне гипергенеза. Оцениваются возможности использования типоморфных черт золота как индикаторов генезиса руд и поисковых признаков.

Илл. 94. Табл. 18. Библ 500 назв.

Ответственный редактор

академик

Ф. В. ЧУХРОВ

20805-0303

042(01)-73

© Издательство «Наука», 1973

ВВЕДЕНИЕ

Самородное золото — один из ценнейших минералов, известных человечеству, до последнего времени исследовалось далеко не с той полнотой, которой оно заслуживает. В большой мере в этом сказалась специфика истории развития золотодобычи: «...в спешной погоне за золотом человек мало тратил времени и средств на познание его свойств...» (Вернадский, 1922). В течение тысячелетий основная масса металла получалась из золотоносных россыпей, поиски которых не вызывали затруднений и не требовали специальных знаний.

По приближенным расчетам до 1500 г. нашей эры, за пять с половиной тысячелетий в мире было добыто 31,1 тыс. *т*, затем, за последующие 460 лет — 62,5 тыс. *т* золота. В настоящее время ежегодно добывается только в капиталистических странах более 1000—1300 *т* этого металла (Андреев, 1970). Его запасы при таких темпах горных работ, по мнению некоторых ученых, могут быть полностью истощены к 2000 г. (Kavanagh, 1968). В. И. Вернадский еще в 1922 г. писал, что «для золота через какие-нибудь пятьдесят лет вопрос о его добыче неизбежно должен войти в новый фазис. Человек вынужден будет добывать его из новых источников». В наши дни в некоторых странах разрабатываются специальные программы изысканий новых источников получения золота, как и других ценных металлов (Jones, Fleisher, 1969). Вместе с тем, крайне пессимистические прогнозы нельзя считать оправданными. Ресурсы месторождений известных типов еще далеко не исчерпаны; истощается лишь фонд легко находимых объектов. Поиски новых месторождений становятся все более трудными и требуют увеличения арсенала надежных поисковых и оценочных критериев. Усиливаются исследования во многих золотоносных районах мира, посвященные, главным образом, металлогении золота и геологии его отдельных месторождений.

Одной из причин относительно медленного развития работ по минералогии золота являлось отсутствие необходимых методик исследований. Сказывались также трудности получения достаточного количества образцов золота; в руки минералогов обычно не попадали сколько-нибудь крупные его выделения, в лучшем случае оставались лишь беглые описания и отдельные фотографии самородков. Только в нашей стране золотые самородки, научная ценность которых превышает их валютную стоимость, полностью сохраняются государством.

Основы общей минералогии золота были заложены трудами И. Авдеева, В. И. Вернадского, Э. Дана, П. К- Еремеева, К- Кулибина, А. Ливерсиджа, В. Линдгрена, Дж. Макларена, И. Н. Масляницкого, В. А. Обручева, Г. Розе, П. Рамдора, П. К- Яворовского; многие положения их работ не потеряли значения и до настоящего времени.

Наименее изученными длительное время оставались зависимости состава, структуры и форм выделений золота от условий его образования. Одна из попыток их анализа была предпринята нами совместно с А. И. Фасталовичем. Законченная в 1941 г. монография была опубликована лишь в послевоенное время (Петровская, Фасталович, 1952). Можно с удовлетворением констатировать, что охарактеризованные особенности золота стали привлекать внимание не только исследователей, но и работников производственных организаций. Многие для этого было сделано нашим другом и соавтором А. И. Фасталовичем, ушедшим на фронт в начале Отечественной войны и погибшим в бою в 1944 г.

В последнее десятилетие количество публикаций, посвященных самородному золоту, заметно возросло. В большинстве из них характеризуется золото отдельных месторождений или районов. Обобщения весьма немногочисленны и, в основном, выполнены несколько десятилетий тому назад. Это обстоятельство, а также опыт изучения самородного золота многих месторождений, побудили нас к написанию настоящей работы. Ряд ее разделов базируется на анализе литературных данных, но, в главном, это итоги собственных исследований, проводившихся на первом этапе (1937—1959 гг.) в институте НИГРИЗолото, ныне — ЦНИГРИ Министерства геологии СССР, а на втором (1959—1972 гг.) — в ИГЕМ АН СССР.

В последний период изучение золота являлось частью общей программы исследований по проблеме типоморфизма минералов, осуществляемых под общим руководством академика Ф. В. Чухрова. В них участвовали сотрудники лабораторий ИГЕМ АН СССР: электронной микроскопии (К. Е. Фролова), спектрального анализа (Г. Л. Васильева), рентгеноспектрального анализа (И. П. Лапутина и Т. И. Лосева) и газового анализа (М. М. Элинсон). Некоторые работы выполнила М. И. Новгорова (измерения микротвердости золота и обработка результатов химических анализов). В оформлении текста и иллюстраций принимала участие Н. Г. Щедрина.

Автором были собраны материалы по сотням рудопроявлений и месторождений СССР; многие объекты изучались или были посещены. Сбор материалов оказался возможным в большой мере благодаря содействию геологов производственных и научно-исследовательских организаций Забайкалья, Якутии, Востока СССР, Урала, Узбекистана, Кавказа и других областей, а также руководства и коллектива сотрудников ЦНИГРИ. В последние годы автору (совместно с В. И. Соболевским) была предоставлена возможность изучать ценнейшее собрание самородков золота Алмазного фонда СССР. Их описание, по-видимому, будет опубликовано особо, но некоторые данные вошли в общую характеристику самородков, содержащуюся в настоящем труде. Автор глубоко признателен всем организациям и лицам, помощь которых отмечена выше.

Часть первая

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ,
МЕТАЛЛОГЕНИИ
И МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТА**

Глава первая

ОЧЕРК ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА

Золото, по выражению В. И. Вернадского (1927), элемент «всюдный, присутствующий во всякой почве, во всякой горной породе... находящийся в вечно подвижных равновесиях в водных растворах». Причины его весьма широкого рассеяния в природе и концентрации в локальных зонах земной коры еще далеко не полностью раскрыты. А. Е. Ферсман (1939) подчеркнул, что «геохимические свойства золота изучены плохо; до сих пор господствует полная неясность в вопросе о геохимической миграции золота». По заключению О. Е. Звягинцева (1941), «имеющихся точных научных наблюдений и экспериментов далеко не достаточно, чтобы полностью осветить... вопросы геохимии золота».

Этапы развития геохимии золота тесно связаны с разработкой методик определений малых содержаний этого элемента в породах и минералах. Первые успехи были достигнуты благодаря применению комбинированных химических и рентгеноспектральных методов с чувствительностью до $10^{-5}\%$, т. е. $0,1 \text{ г/т}$ золота. Усовершенствование пробирного анализа позволило довести чувствительность до $0,02 \text{ г/т}$ (Плаксин, 1958).

Новым рубежом явилось использование нейтронной активации, при которой стало возможным в навеске до $0,5 \text{ г}$ определять $10^{-6}\%$, т. е. $0,02 \text{ мг/т}$ золота (Vincent, Crocket, 1960; Шербаков, Пережогин, 1964 и др.). В последние годы усилилось внимание к разработке комбинированных химико-спектральных методов с предварительным выщелачиванием металлов из навесок в $5\text{--}10 \text{ г}$ или с получением пробирной плавкой королька (работы П. Барнэта, Н. Т. Воскресенской, А. Спачковой, О. Б. Фальковой и др.). Чувствительность определений золота — до $2\text{--}10^{-8}\%$. Совершенствование количественных и полуколичественных методик спектрального анализа позволило обнаруживать до $10^{-6}\%$ золота. Разрабатываются хроматографические и ионнообменные методы разделения металлов. Наряду с известными руководствами по аналитической химии золота и других благородных металлов в последние годы издана монография Ф. Бимиша (Beamish, 1966), обобщающая опыт аналитических работ.

Количество определений малых примесей золота в породах из года в год резко увеличивается. И. и В. Ноддаки в своей сводке 1930 г. приводят первые десятки таких определений; в работе В. Гольдшмидта и К. Петерса 1932 г. их уже более 100. В настоящее время число анализов на золото практически не поддается подсчету.

Полученные данные позволили полнее осветить особенности поведения золота в природных процессах, что получило отражение в трудах по общим проблемам геохимии (Виноградов, 1956; Mason, 1966, и др.) и в ряде работ по

некоторым вопросам геохимии золота (Vincent, Crocket, 1960; Щербаков, Пережогин, 1964; Phan, 1965; Разин, Рожков, 1966; Щербаков, 1967 и др.).

Химические свойства и строение атома. Золото (атомный номер 79) находится в побочной Ib группе шестого периода системы элементов Менделеева. С другими элементами этой подгруппы его сближает наличие 18-электронной внешней оболочки.

Валентности золота (1 и 3) определяются его способностью отдавать один внешний электрон с орбиты *P* и еще два с орбиты *O*, на которой остается устойчивое сочетание электронов 2—6—8. Одновалентные ионы образуют менее устойчивые соединения, чем трехвалентные; последние легче создают растворимые комплексы. Предполагается, что в некоторых условиях, например, в морской воде, устойчив комплекс одновалентного золота AuS^+ (Пещевский и др., 1965).

Принадлежность к Ib подгруппе элементов, для которых характерны халькофильные свойства, сказывается на геохимических ассоциациях золота, прежде всего, с его ближайшими соседями по таблице — серебром и медью. Вместе с тем, отчетливо проявляется и сидерофильность золота, на что впервые обратил внимание В. Гольдшмидт. Это положение получило развитие в работах многих других авторов (Mason, 1966; Щербаков, 1967 и др.).

Радиус атома золота, определенный по межатомным расстояниям, 1,44 Å; радиус Au^+ , вычисленный по косвенным данным, 1,37 Å; величина эта приближенная вследствие сильной поляризации иона (Ферсман, 1939). Радиус Au^{3+} — 0,85 Å (Ahrens, 1964); резко выражена способность трехвалентного золота образовывать комплексные анионы.

Известны 14 изотопов золота с массовыми числами от 192 до 206 (Кэй, Лэби, 1962), но стабилен лишь один — Au^{197} , другие являются радиоактивными, с периодами полураспада от нескольких секунд до нескольких дней (превращения с ядерным захватом в основном из K-оболочки); Au^{198} используется для радиоактивационных методов анализа золотоносных пород и минералов.

По главным свойствам золото занимает крайнее положение в рядах близких к нему элементов подгрупп таблицы Менделеева. Оно обладает атомным весом 196,967, наибольшим среди элементов Ib подгрупп 4—6 периодов и наименьшим — из элементов II—VIIb подгрупп 6 периода. Его характеризует крайне низкий эффект экранизации ядра атома промежуточными невалентными электронами, вследствие чего сила связи ядра с внешним электроном (находящимся на орбите *O* с орбитальным квантовым числом 6S) оказывается значительной, а потенциал ионизации весьма высоким — 9,223 эВ (Ahrens, 1964). Электроотрицательность золота выше, чем других металлов.

Свойства золота определяют его химическую инертность, неустойчивость почти всех его соединений, ярко выраженную тенденцию к металлическому состоянию. Ф. А. Летников (1963), характеризуя различные типы соединений в связи с выдвинутым им понятием о «рядах самородности», отмечает, что золото стоит в конце каждого из таких рядов; причиной являются минимальные изобарные потенциалы образования его соединений, за исключением хлоридов и теллуридов. Таков, например, ряд самородности по отношению к сере (при 300°): $\text{Sn}^+ - \text{Pb} - \text{Fe} - \text{Pt} - \text{Cu} - \text{Os} - \text{Bi} - \text{Sb} - \text{Hg} - \text{As} - \text{Ag} - \text{Au}$. Электродный потенциал золота в водных растворах весьма высокий; по Латимеру $E^0 = 1,68$ для реакции $\text{Au} = \text{Au}^+ + e$; для реакции $\text{Au} = \text{Au}^{3+} + 3e$ он равен 1,50 мв. Переход электронов от золота к окислителю в природных условиях неосуществим.

Температура плавления золота 1063° С. Летучесть его незначительна, но возрастает в восстановительной обстановке (в два раза в атмосфере окиси

углерода по сравнению с воздухом), а также при высокой температуре. При 1250° испаряется 0,2% золота в виде мельчайших капелек — «металлического тумана». Примеси Си, Pb, Bi повышают летучесть золота в 3—4 раза, As, Hg, Sb, Zn, Fe — в 8—10 раз (Бойцовидр., 1946). Теплота сублимации золота при 298° — 87,7 ккал/моль.

При оценке способов миграции золота необходимо учитывать экспериментально исследованную способность его атомов диффундировать в различных твердых средах, в том числе в кристаллах кварца. Широко известна склонность золота образовывать коллоидные растворы, мицеллы которых несут отрицательный заряд; золи неустойчивы и легко коагулируют под действием сульфидов.

Основные геохимические ассоциации и соединения золота. Если иметь в виду состав золотоносных минеральных парагенезисов, природные соединения золота и все примеси в самородном металле, то к членам рассматриваемых геохимических ассоциаций должны быть отнесены элементы большой

Периоды	П о д г р у п п ы																	
		Ha	Ila	IVa	Va	Via	Vila	VIIa	lb	lib	IIIb	IV*	Vb	VIb	VIIb	0 ₁		
1	H															(H)	He	
2	Li	Be																
• 3		Mk																
4																		
5	Rb	Sr																
6	Cs																	
7	Fr	Ra																

Фиг. 1. Геохимическая таблица элементов, ассоциирующихся с золотом

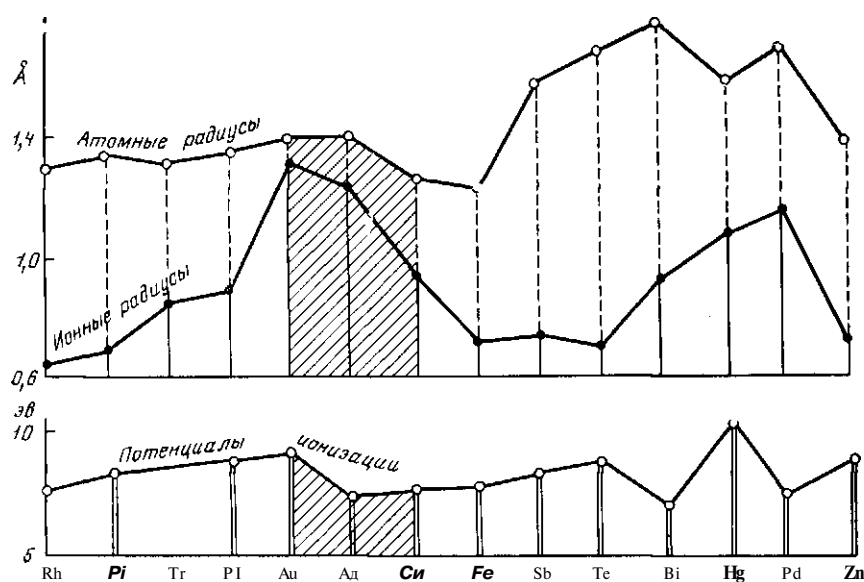
1 — повсеместно связанные с золотом; 2 — характерные для распространенных золотоносных минеральных ассоциаций; 3 — концентрирующиеся в золотоносных минеральных ассоциациях отдельных формаций руд; 4 — характерные для руд золота в целом; 5 — известные в виде примесей в золоте и в соединениях с ним (включая искусственные),

части таблицы Менделеева. Однако среди них есть более постоянные спутники золота: это металлы, с которыми золото образует твердые растворы и интерметаллические соединения, а также компоненты комплексных соединений золота анионного типа. Первые определяют главные черты минералогии золота, со вторыми связана его растворимость и гидротермальный перенос в природных условиях.

В ассоциациях металлов главное место принадлежит серебру, затем меди — ближайшим соседям золота по lb подгруппе 4—6 периодов менделеевской таблицы элементов. В последней выделяется своего рода «медно-серебро-золотая ось» (фиг. 1); слева от нее расположены металлы, концентрации которых связаны с магмами основного состава; «правый фланг» мы, вслед за А. Е. Ферсманом, склонны относить к геохимическим ассоциациям, нередко сопровождающим умеренно-кислые и «смешанные» магматические образования.

По уменьшению степени постоянства ассоциаций с золотом в первом приближении намечается следующий ряд элементов: Ag — Си — Fe — Sb — — Te — Bi — Pb — Hg — Zn. Сопоставление их основных химических свойств со свойствами золота, платины и платиноидов иллюстрируется фиг. 2. Близость ионных радиусов, определяющая геохимическое родство элементов, наиболее четко проявлена в пределах Au — Ag — Cu-поля графика. Границы этого поля фиксируются тем, что справа от них связи с золотом ослабевают с увеличением R элементов (от Sb до Bi), а слева — с уменьшением этих величин. Соответственно симметричны кривые, построенные по сопоставлению других свойств элементов. Отмеченные различия сказываются в обособленности геохимических ассоциаций золота.

Серебро и медь, наиболее постоянные спутники золота, неполностью сходны с ним по ряду свойств, в том числе по потенциалу ионизации (значительно меньшему, чем у Au); этим обусловлена известная самостоятельность их поведения в некоторых природных процессах, особенно в зоне



Фиг. 2. Сопоставление свойств элементов-спутников золота

Заштрихованное — свойства постоянных спутников золота. Стрелки указывают направления, в которых связи элементов с золотом усиливаются

гипергенеза. Ассоциации других элементов, определяющие минералогические особенности золоторудных месторождений и состав минералов золота, рассмотрены ниже в соответствующих главах.

Среди элементов, образующих растворимые соединения с золотом и влияющих, таким образом, на его подвижность в природных условиях, главную роль играют галоиды, сера, кислород, углерод.

Галоиды. Наибольшее внимание исследователей привлекает хлор, соединения которого широко распространены в природе.

Хлористое золото наименее устойчиво и при разложении переходит в хлорное золото с одновременным выделением металлического осадка ($3\text{AuCl} \rightarrow \text{AuCl}_3 + 2\text{Au}$). При действии окислителей AuCl_3 может возникнуть также при растворении золота в хлоридах железа и меди. Растворяясь в во-

де, хлорное золото образует комплексное соединение $H^2 [AuCl^3]$, относимое к типу аквакислот (Масленицкий, Чугаев, 1972). Получены комплексы с участием аммиака ($AuCl-NH^3$ и др.), металлов ($Me[AuCl^4]$), органических соединений. Среди галогенидов золота известны AuF^3 , $AuBr^3$, AuJ^3 ; последние два возникают и в природных условиях (Чухров, 1947).

Сера. С этим элементом золото тесно ассоциируется в большей части своей геохимической истории. Достаточно сказать, что нет золоторудных образований, полностью лишенных сульфидных минералов. С возникновением растворимых золото-сернистых соединений во многом связывают природную миграцию золота. Среди подобных соединений известны бескислородные и кислородсодержащие.

Сульфоаураты ($MeAuS$) появляются при реакции золота с гидросульфидами щелочных металлов, чему способствует повышение температуры (Oguzlo, 1935; Звягинцев, 1941). В литературе упоминаются сульфиды золота Au^2S и Au^2S^3 , как продукты взаимодействия сероводорода с хлорным или цианистым золотом (Плаксин, 1958), однако они мало изучены. В химии золота известны его тиосульфатные соединения, легко разлагающиеся под действием кислот. Упоминаются двойные тиосульфата золота и U, K, Ca, Ba, Mg, типа $Au^2S^{203}-3Me^2S^{203}$. С растворимостью золота в сульфатах железа многими исследователями связывается гипергенная миграция металла.

Золото-сернистые соединения в основном метастабильны и распадаются с выделением металлической фазы. Относительно устойчивы в определенных пределах кислотности — щелочности среды лишь некоторые комплексы; их состав рассматривается в разделах, посвященных генетическим особенностям месторождений золота.

Кислород. Являясь одним из наиболее распространенных окислителей, кислород участвует в образовании комплексов золота с серой и другими элементами. Закись золота Au^2O и гидрозакись — $Au(OH)$ получены при разложении хлористого золота. Соли закиси золота — ауриты, растворимы, но легко распадаются, образуя гидрозакись Au .

Окись золота Au^{203} и соответствующий гидроокисел — $Au(OH)^3$ возникают при воздействии углекислого калия на горячий раствор хлорного золота:

$$2AuCl^3 + 3K^2CO^3 + 6H^2O \rightarrow 2Au(OH)^3 + 3H^2O + 3CO^2 + 6KCl.$$

Теплота образования Au^{203} равна 12,3 к/кал на 1 *г/мол*, т. е. энергия его больше, чем у свободного золота; это определяет неустойчивость соединения (Звягинцев, 1941). При взаимодействии гидроокиси золота и растворов едкой или углекислой щелочи образуются аураты; золото входит в анионные комплексы: AuO^2 , $Au(OH)^5^-$ и $Au(OH)G^>$ состав их зависит от щелочности среды.

Кислородные соединения золота неустойчивы (легко образуют взрывчатые смеси); условия их возникновения определены Р. Гаррелсом и Ч. Крайстом (Garrels, Crist, 1965). В природе такие соединения не обнаружены. Высказывались предположения о принадлежности к ним оксидных пленок на золотилах (Плаксин, 1958), однако приводимые в следующих главах данные показывают, что такие пленки обычно представлены гидроокислами железа. Кислород на поверхности золота присутствует в виде тончайших адсорбционных слоев.

Углерод. Большой интерес для понимания геохимии золота представляют органический углерод, гумусовые кислоты и углекислота. Связь золота с органическим веществом отмечалась еще в прошлом веке. В последние десятилетия исследована растворимость золота в гумусовых кислотах и обосновано заключение о наличии природных золотоорганических соединений типа хелатов (Hausen, Kerr, 1968; Radtke, Scheiner, 1970).

Углекислота в виде карбонатов сопровождает все природные выделения золота. Приводимые ниже данные позволяют считать, что она играет существенную роль в его переносе и осаждении.

В практике гидрометаллургической обработки руд широко используется растворимость золота в цианистых растворах с образованием HAu(CN)_2 и последующим осаждением цианида золота — AuCN . А. Е. Ферсман (1931) допускал возникновение природных цианистых растворов, могущих растворять золото, однако эта гипотеза не нашла подтверждений.

Кремний. В определенные периоды своей аккумуляции золото тесно связано с кремнеземом, о чем свидетельствует существенная роль кварца в подавляющем большинстве золоторудных месторождений. Природа такой связи выяснена еще неполностью. Предполагается общность условий миграции и накопления Au и SiO_2 при развитии гидротермальной деятельности.

С прошлого века высказываются мнения о существовании природных силикатов золота, но основания для этого недостаточны. В литературе упоминаются синтетические соединения, возникающие при реакции окиси золота с NaSiO_3 ; они устойчивы в присутствии свободной щелочи и легко разлагаются под действием кислот и паров воды при высокой температуре (Бойцов и др., 1946; Плаксин, 1958). Полученные вещества не описаны и, судя по всему, не подвергались детальному исследованию. Искусственные соединения золота с кремнием крайне неустойчивы, как и твердые растворы этих элементов. Экспериментально установлена сорбция золота гелями кремнезема; захват его атомов возможен также при частичной полимеризации кремнекислых растворов.

Приведенные данные показывают, что лишь немногие из соединений золота обладают устойчивостью, что ограничивает число возможных агентов его переноса.

Следует отметить, что ионные формы золота в растворах не могут считаться достаточно изученными; даже в лабораторных условиях нельзя с уверенностью предсказывать их характер из-за изменчивости, связанной с влиянием множества факторов: pH и температуры растворов, продолжительности действия реагентов и т. д. (Beamish, 1966). Они, вероятно, меняются и в ходе природных процессов.

Распространение золота и его кларк. Золото принадлежит к числу элементов, которыми весьма бедна земная кора. Его средние содержания в ней в 20 раз ниже, чем серебра, в 40—100 раз меньше, чем ртути, сурьмы, висмута, в несколько тысяч раз ниже, чем меди, цинка, свинца (Mason, 1966).

Значение кларка золота (впервые определенное И. Фогтом в 1898 г.), по данным большинства исследователей, близко к $4 \cdot 10^{-7} \%$, т. е. к 4 мкг/т , (по А. Е. Ферсману — 5, А. П. Виноградову — 4,3, Г. Тэйлору — 4 мкг/т). Ссылаясь на эту величину, золото иногда называют «весьма редким элементом» (Звягинцев, 1941; Phan, 1965), однако, учитывая повсеместное его рассеяние, такое название явно не точно; правильное было бы именовать золото «низокларковым элементом».

Распределению золота в различных природных образованиях посвящены многие исследования конца XIX и первой половины XX в., начиная с работ И. Д. Ньюберна, А. Карножицкого, Ф. Линкольна, В. И. Вернадского, В. Гольдшмидта и др. Новые материалы опубликованы Б. Мэйсоном, А. П. Виноградовым, Е. Винсентом и Дж. Крокетом, Ю. Г. Щербаковым.

Установлено, что в метеоритах содержание Au существенно выше, чем во всех породах земной коры и колеблется от 50 до 1440 мг/т (Phan, 1965). Поскольку состав метеоритов сопоставляется с составом центральных частей Земли, отмеченные факты рассматривались В. Гольдшмид-

том, а затем и Ю. Г. Щербаковым как доказательства значительного накопления золота вместе с некоторыми другими тяжелыми металлами в ядре Планеты.

В земной коре и гидросфере золото распространено повсеместно, но в ничтожно малых количествах; в большинстве пород его содержание ниже кларкового. По возрастающей концентрации золота намечается следующий ряд природных образований: морская вода — осадочные породы — кислые изверженные породы — основные и ультраосновные изверженные породы — хромиты базальтоидных пород — гидротермальные руды (табл. 1).

Т а б л и ц а 1
Средние содержания золота в природных объектах (ЫО ⁷%)

Геологические образования	Аи	Литературный источник
Метеориты:		
железные	50,0	Goldschmidt, Peters, 1932
хондриты (железо)	100,0	То же
хондриты	170,0	Виноградов, 1962
Земная кора в целом	4,3	То же
Гидросфера	0,01	Звягинцев, 1941
Морская вода	0,8 - 5,0	То же
Осадочные породы (глины, сланцы)	1,0	Виноградов, 1962
Изверженные породы		
кислые	4,5	То же
»	2,0	»
основные	4,0	»
»	11,0	Щербаков, 1969
»	1,0 - 9,0	Моисеенко и др., 1971
ультраосновные	- 5,0	Виноградов, 1962
»	8,2	Щербаков, 1969
Метаморфические породы (сланцы)	0,7 - 4,2	Моисеенко и др., 1971

В морской воде содержание золота в среднем на два, а по некоторым данным — на три порядка ниже кларкового (Звягинцев, 1941; Mason, 1966), однако общие количества золота в гидросфере огромны. На основе старых оценок С. Аррениуса, его общее количество определялось в 8 млрд. *т* (Харитонов, 1936); по уточненным данным оно составляет 10⁶—20 (Babicka, 1943) или 5—6 млн. *т* (Щербаков, 1967).

Многочисленные попытки разработать методы промышленного извлечения золота из морской воды, начало которым положили восьмилетние работы А. Габера, пока не увенчались успехом.

Содержания золота в морской воде непостоянные, в полярных морях — до 0,05 *мг/т*, у берегов Европы 1—3 *мг/т*, в прибрежных зонах Австралии, Калифорнии, Восточной Азии — до 50 *мг/т* (Кропачев, 1935; Звягинцев, 1941). Обогащение морской воды золотом связано с его выносом с континентов водными потоками. Формы нахождения золота в морской воде мало изучены. Трудность извлечения из нее золота, в том числе при помощи угольных фильтров, говорит о наличии каких-то весьма устойчивых его комплексов, очевидно, хлоридных. К- Краускопф (Krauskopf, 1951) на основании термодинамических расчетов пришел к выводу о наличии в морской воде комплексов $[AuClI]^-$ и $[AuClI_2]^-$; последний по мнению некоторых исследователей (Пешевицкий и др., 1965) преобладает.

Наряду с растворимыми соединениями местами, особенно в прибрежных зонах морских бассейнов, присутствуют коллоидные и более грубые взвеси

золота. Допускается накопление металла в некоторых организмах (Phan, 1965). Содержание серебра в морских водах, по данным И. Бабицки (Babicka, 1943), в 10 раз больше, чем золота.

В различных количествах золото несут воды многих рек, особенно тех, которые дренируют золотоносные районы. Так, в 1 т воды реки Унды в Южном Забайкалье, по данным Г. П. Кропачева (1935), обнаруживается 1 г золота и более. В Центральном Алдане в пределах Куранахского района воды содержат 2 мг/т растворенного и 1—9 мг/т «взвешенного» золота (Разин, Рожков, 1966). Такие примеры многочисленны.

Повышенной золотоносностью отличаются многие горячие источники в областях активного вулканизма. С. И. Набоко и С. Ф. Главатских (1969) в минерализованных водах Камчатки обнаружили (наряду с соединениями Si, As, Sb, Hg, Pb, Zn) 0,015 мг/л растворенного золота. В отложениях этих вод вместе с кварцем, реальгаром, аурипигментом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и минералами ртути, были замечены мельчайшие частицы самородного золота. В аналогичной ассоциации золота, сопровождаемое адуляром, наблюдалось в отложениях некоторых горячих источников Японии, Невады, Новой Зеландии (While, 1955). В водах источников менее 1 мг/л Au, в отдельных случаях до 56 мг/л.

Содержание золота в почвах ничтожно мало, но в золотоносных районах оно возрастает до 5,7-10⁻³, местами до 5,7-10⁻⁴ (Виноградов, 1957; Разин, Рожков, 1966). В таких районах отмечено обогащение золотом растений. По сведениям Г. П. Кропачева (1935), в коре деревьев, росших на отвалах старых приисков, установлено 0,01—2,00 мг Au на 2—7 кг древесины (0,1—1,5 г/т). Постоянное присутствие золота в некоторых растениях — болотном хвоще, буке, кукурузе, растущих в золотоносных районах, доказано работами И. Бабицки (Babicka, 1943). Этим исследователем, а затем А. П. Виноградовым (1957) в золе зерен кукурузы наблюдались мелкие золотины пластинчатой и дендритовидной формы (районы Словакии, Сванетии и др.).

О. Е. Звягинцев (1941), основываясь на литературных данных, в частности по угольным бассейнам Англии и Рура, считал, что угли не концентрируют золото. Вероятно такое заключение верно лишь для некоторых областей. Известны районы (штаты Вайоминг, Юта, остров Борнео и др.), где установлена повышенная золотоносность углистых отложений. По-видимому, опробование углей на золото целесообразно, особенно в пределах золотоносных провинций.

В золах обнаружено в костях, крови и волосах животных (до 4 г на тонну зола, по данным И. Бабицки), а также в некоторых микроорганизмах. Выявлены микроорганизмы, в частности, типа грибковой плесени, поглощающие золото из растворов. Подобные опыты продолжаются в разных странах.

Содержание золота в осадочных породах, если не считать россыпей, в целом сравнительно низкое, и лишь в некоторых осадочных толщах повышенное; присутствует как кластогенное, так и хемогенное золото. Значение последнего неоднократно обсуждалось в литературе в связи с вопросом о поведении в процессах осадконакопления золота океанической воды. П. А. Харитонов (1936), активный сторонник представлений о возможной концентрации хемогенного золота в осадках, ссылается на факты обнаружения в выпаренной из морской воды соли 457 мг/т Au и 54,4 г/т Ag и на присутствие золота в пробах илов, поднятых с морского дна глубоководными драгами. Последующие работы дали противоречивые результаты. Установлено, что содержание золота весьма низко в осадках Атлантического океана (Аношин и др., 1969) и повышено в некоторых красных глубоководных глинах (Phan, 1965). Необычайно высокие концентрации Au (до 470 мг/т)

и Ag (52,9 г/т) обнаружены в осадках термальных (56—36°) рассолов во впадинах Красного моря (Тоомс, 1970).

Наиболее богатыми золотом оказались тонкие илистые фракции осадочных пород, металлоносность которых зависит от наличия органического вещества, а также карбоната и пирита (Поликарпочкин и др., 1968; Аношин и др., 1969). Золотоносны (0,03—0,6 г/т) фосфориты и глаукониты, в частности, в отложениях Русской платформы; предполагается сорбция золота этими минералами (Рожков и др., 1967).

Кластогенное золото (обычно мелкое) местами присутствует в песках, песчаниках, а также в конгломератах. Имеются сведения о повышенной золотоносности некоторых ледниковых отложений, в том числе в окрестностях Москвы (данные А. П. Карпинского, 1932 г.; Б. М. Даньшина, 1947 г. и др.). Обширная литература посвящена золотоносным конгломератам Южной Африки, Сибири, Кавказа и других областей.

Зависимость золотоносности пород от их состава и фациальной принадлежности в разных областях неодинакова. Так, в Ленском и Чукотско-Анадырском районах примеси хемогенного золота обогащают глинистые и «аспидные» сланцы; в алевrolитах и песчаниках оно концентрируется лишь в местах скоплений органического вещества, карбонатов, пирита и гидроксидов железа (Нифонтов, 1957; Поликарпочкин и др., 1968). Протерозойские филлиты и темно-серые сланцы удерейской свиты Енисейского кряжа содержат до 0,2—0,3 г/т, а в отдельных местах — до 1—3 г/т золота (Петров, 1969). Здесь, как и в других регионах, намечается корреляция содержания золота и органического углерода. Вместе с тем, среди осадочных пород Алтая глинистые сланцы и филлиты наиболее бедны золотом (0,0019—0,0029 г/т), а заметные количества этого металла обнаружены в песчаниках (Щербаков, 1967). Золотоносными являются песчано-сланцевые породы района Мурунтау в Западном Узбекистане, содержащие золота от тысячных до сотых долей грамма на тонну (Чеботарев, 1969).

Подобные примеры могут быть умножены. Детальный их анализ еще не : проводился, а сравнение средних цифр содержаний при большом их разбросе I не может считаться правомочным. Нельзя не учитывать того, что золото, находящееся в осадочных толщах, в какой-то части может быть связанным с гидротермальными ореолами рассеяния.

Особым типом осадочных образований, концентрирующих кластогенное золото, являются россыпи, представляющие крупный генетический класс золотых месторождений. Их сопровождают золотоносные отложения водных потоков, не имеющие промышленного значения, но служащие показателями общей повышенной золотоносности соответствующих районов.

Э ф ф у з и в н ы е и э ф ф у з и в н о - о с а д о ч н ы е п о р о д ы ряда районов богаче примесями золота по сравнению с осадочными толщами. Так, в продуктах перемива туфопесчаников и туфосланцев некоторых районов Казахстана выявлены заметные количества золота. Вулканические пеплы в районе Санть-яго (Чили), содержащие золота до 1 г/т, служили объектами разработки небольшого масштаба. Высказывалось предположение о выбросах золота вулканами одновременно с пеплом (Koeberlin, 1934); однако вероятнее, что рыхлый туфовый материал служил лишь коллектором для золота, осаждавшегося из водных растворов.

Относительное обогащение примесями золота туфогенных и туфогенно-осадочных пород отмечено Ю. Г. Щербаковым (1967, 1969) в рудных провинциях Алтая.

В и з в е р ж е н н ы х п о р о д а х повсеместно отмечаются примеси золота (от следов до 10 мг/т и более; см. табл. 1). Большинство исследователей при- I знается тенденция к повышению средних содержаний этого элемента от кислых пород к основным, отмеченная В. Гольдшмидтом, подтвержденная последую-

шими работами (Щербаков, Пережогин, 1964; Phan, 1965) и наиболее полно обоснованная Ю. Г. Щербаковым (1967). В интрузивах, образованных в связи с деятельностью дифференцированной основной и ультраосновной магмы содержание золота в 10—15 раз больше кларкового (Schneiderhohn, 1955; Годлевский и др., 1970).

В ряде районов более высокая золотоносность характерна для кислых пород, содержащих в 2—5 раз больше золота, чем основные. Примерами служат золотоносные районы Казахстана (Воскресенская, Зверева, 1968), Средней Азии (Палей и др., 1967) и др. Аналогичные данные приводятся в зарубежной печати. По-видимому, вариации золотоносности интрузивов отражают влияние каких-то еще не выясненных региональных условий.

Остается также неясной причина несоответствия между тенденцией к преимущественному накоплению золота в основных породах и закономерной ассоциацией большинства золоторудных месторождений с гранитоидными интрузивными комплексами (Билибин, 1947; Булытников, 1968 и др.).[^] Возможно, как это отмечал Ю. Г. Щербаков (1967), магмы разной основности с неодинаковой легкостью отдавали растворам находившееся в них золото.

Анализ литературных данных приводит к заключению о сложной зависимости золотоносности магматических образований от многих факторов, к которым могут быть отнесены полнота выноса золота за пределы интрузива или, наоборот, привнос в них металла эманациями из более глубинных частей земной коры, извлечение золота из вмещающих толщ, гибридность магм, концентрация золота в верхних частях интрузивов, развитие наложенной гидротермальной минерализации и т. д.

Еще мало освещены вариации содержаний золота в интрузивных телах разных фаций глубинности. Известно лишь почти трехкратное возрастание его концентрации в базальтах океанической коры по сравнению с базальтами коры континентальной (Phan, 1965). В Казахстане обнаружено значительное обогащение золотом ксенолитов глубинного происхождения в массивах пород верхнеордовикского возраста (Воскресенская, Зверева, 1968). Эти данные согласуются с упоминавшимися выше представлениями об относительном обогащении глубинных частей Земли (возможно, верхней мантии) золотом, вероятно, неравномерно распределенным.

В пегматитах золото обычно не концентрируется (Ферсман, 1931). Известны лишь единичные их месторождения с относительно высокими концентрациями золота, например, Пасажен в Бразилии, давшее к 1931 г. около 50 т металла, и Натас в юго-западной Африке, где добывались шеелит и золото (Schneiderhohn, 1955); последнее ассоциируется с гидротермальными сульфидами — пирротин, халькопирит, арсенопирит.

В некоторых месторождениях золоторудные тела пересекаются более поздними пегматитовыми жилами, около которых руды заметно обеднены. Примером служит месторождение Антилоп в Южной Родезии (Phan, 1965); предполагается, что золото было мобилизовано флюидами пегматитового расплава.

Метаморфические породы содержат золото в количествах, в целом сопоставимых с его концентрациями в осадочных толщах. Повышение степени метаморфизма пород в ряде случаев сопровождалось увеличением содержаний золота, это отмечено, в частности, для некоторых районов Канады (Boyle, 1960) и Селемджинского района Приамурья (Моисеенко, 1965). Вместе с тем, имеются области, где метаморфизованные породы менее золотоносны, чем исходные. Так, глинистые сланцы Витимо-Патомского нагорья содержат 0,9 мг/т Au, а их производные серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой фации метаморфизма 0,3—0,5 мг/т; изменчивые, местами до



1,4 мг/т, содержания золота характерны для пород эпидот-хлоритовой фации (Петров и др., 1970). Такие примеры не единичны.

В зонах контактового метаморфизма распределение золота не одинаково. В рудных полях Селемджинского района его содержание около интрузивов почти такое же, что и в исходных неметаморфизованных породах; выносилось преимущественно серебро (Моисеенко, 1965). Известны случаи, когда золотоносные породы при ороговиковании теряли золото (Boyle, 1960). По-видимому, подвижность золота зависела от степени прогрева пород и проникновения в них эманации.

В гидротермальных образованиях концентрация золота достигает максимальных значений, на много порядков превышающих кларковое. Характерна резко выраженная неравномерность распределения золота в различных продуктах гидротермальной деятельности; наряду с огромными площадями распространения слабо золотоносных и «пустых» гидротермальных жил и прожилков, существуют рудные поля с концентрацией золота до десятков, сотен и даже тысяч грамм на тонну.

Золото образует примеси в рудах многих других металлов, в первую очередь — меди, свинца, цинка, никеля, платины; оно обнаруживается в месторождениях олова, сурьмы, ртути, молибдена, урана и др.

Характерно рассеяние золота в ореолах гидротермальноизмененных пород, сопровождающих золоторудные месторождения. Содержания золота в них в большинстве случаев на один-два порядка выше фоновых; повышенные содержания отмечаются как около рудных тел, так и в удалении от них на десятки и сотни метров в местах, где интенсивно проявлена трещиноватость и гидротермальная проработка пород. В пределах таких ореолов на ряде рудных полей (Берикульском, Центральнинском, Дарасунском) выявлены узкие зоны, отличающиеся низкими содержаниями золота. Они граничат с золото-кварцевыми жилами и рассматриваются как результат выноса золота из пород в жильные полости (Рослякова и др., 1970). Эта закономерность не является общей, так как нередко околорудные зоны, напротив, обогащены золотом и используются как руда.

Приведенные данные свидетельствуют о широчайшем рассеянии золота в природе и показывают, что огромные его количества оказались вне сферы воздействия процессов концентрации рудогенных элементов.

Если принять, согласно расчетам О. Е. Звягинцева (1941), что общее содержание золота в земной коре близко к 40 млн.т, а в породах морей и океанов, по данным И. Бабицки (Babicka, 1943) находится 10—20 млн.т, то по приближенным расчетам в участках повышенной концентрации, т. е. в месторождениях золота и в рудах, из которых этот металл может извлекаться попутно с другими, сосредоточено всего 0,003—0,005% от всего количества золота верхних частей нашей Планеты. Несколько менее половины этого количества уже получено человечеством, вошло в фонд золота антропосферы и таким путем выведено из циклов геохимической миграции. Упомянутый фонд может резко увеличиться, когда будут найдены технические возможности извлечения золота из морской воды и пород, содержащих весьма значительные массы рассеянного металла.

Главные циклы миграции золота. В геохимии золота, как показывает краткий обзор существующих представлений, все еще остается довольно много «белых пятен». До сих пор нет единого мнения в вопросе о миграционной способности золота в природных условиях. В. И. Вернадский (1922) подчеркнул, что «оно легко переходит в раствор и так же легко из него выпадает...» Сравнительно широко распространена и другая точка зрения, согласно которой золото не может относиться к числу подвижных элементов (Харитонов, 1936; С. С. Смирнов, 1936). В известной мере справедливы оба взгляда; тонкорассеянное в породах и рудах золото **легко** и в больших

количества вовлекается в широкий геохимический круговорот, тогда как крупные его выделения обычно подвергаются лишь частичному, в основном механическому диспергированию при истирании.

Дискуссионным остается вопрос о характере эндогенного цикла миграции золота. Допускается, что в него могло вовлекаться золото подкоровых частей планеты, глубоко расположенных областей ультраметаморфизма, обычных коровых магматических очагов и вмещающих последние пород.

Поступление золота из подкоровых глубин подтверждается его постоянным присутствием в повышенных количествах в породах и рудах, являющихся дифференциатами базальтоидных магм, источники которых располагались, по-видимому, в пределах верхней мантии (Годлевский и др., 1970). Учитываются также огромные размеры золотоносных поясов, связываемых с положением сверхглубоких планетарных зон разломов земной коры. Представление об активной роли ультраметаморфизма в генерации золотоносных глубинных растворов базируется на исследованиях, посвященных процессам гранитизации. Упомянувшееся выше обеднение высокометаморфизованных пород золотом рассматривается как доказательство его выноса из пород на высоких ступенях метаморфизма.

Ряд исследователей защищает гипотезу метаморфогенной миграции и концентрации золота, первоначально рассеянного в породах рудоносных регионов (Schneiderhohn, 1955; Щербаков, Пережогин, 1964; Бадалов, 1965; Буряк, 1968 и др.). Доказательства этой гипотезы сводятся к следующим основным положениям: установлена приуроченность многих золоторудных месторождений к вулканогенно-осадочным толщам с повышенным кларком золота; выявлены зависимости содержаний золота в породах от степени их метаморфических преобразований; экспериментально доказано повышение подвижности золота при высоких температурах. Эти данные обосновывают вывод об увеличении миграционной способности золота в условиях высокотемпературного метаморфизма, но они не решают вопроса о масштабах его миграции и возможностях возникновения крупных концентраций металла. Некоторые данные говорят против подобной возможности. Во многих золотоносных областях не наблюдается зависимости концентрации золота в месторождениях от степени метаморфизма вмещающих пород. Например, золотоносный пояс Енисейского Кряжа пересекает зоны филлитов, роговиков и сильно метаморфизованных пород типа биотитовых сланцев с гранатом, андалузитом и т. д. Известны концентрации золота в весьма мало измененных песчано-конгломератовых отложениях (Забайкалье). Обогащенность пород золотом в золотоносных районах свидетельствует скорее в пользу привноса этого элемента. Перегруппировка золота (обеднение руд около пострудных даек и интрузий) устанавливается лишь в узколокальных зонах. Для решения вопроса нужны дальнейшие исследования.

Во многом гипотетичными остаются представления о поведении золота в магматических процессах. Согласно современным представлениям, магмы могли накапливать золото в ходе дифференциации или поглощать его из окружающих пород, а также из потоков подкоровых эманаций, на пути движения которых располагались интрузивы. Распределение золота при охлаждении магматических очагов закономерно менялось. Первоначально оно было рассеянным в массе расплава вместе с петрогенными элементами. С этим выводом, сформулированным на ранних этапах исследований по геохимии золота (Вернадский, 1922) согласуется анализ вариаций золотоносности магматических комплексов пород и термодинамические расчеты (Vincent, Crocket, 1960).

При остывании магмы часть золота в виде атомных группировок «застревала» в дефектах кристаллических решеток силикатных минералов, но это состояние не могло быть устойчивым. Предположения некоторых исследова-

телей о существовании стабильных силикатов золота и его изоморфных примесей в породообразующих силикатах (Щербаков, 1967) мы считаем мало обоснованными. Диффузионная подвижность золота, стимулируемая высокими температурами, неизбежно должна была бы приводить к распаду соединений и обособлению самородного металла. К близкому выводу пришел также И. К- Давлетов (1970).

Концентрация и вынос золота из магматических очагов происходили лишь при остывании расплава с возрастанием концентрации в нем флюидных компонентов. Дальнейшая миграция и осаждение золота обусловлены изменением состава и температуры гидротерм при восходящем движении и тесно связаны с подвижностью и накоплением кремнезема, серы и щелочей, режим которых менялся на разных уровнях глубины. К рассмотрению форм переноса золота мы вернемся в связи с вопросами генезиса золоторудных месторождений. Отметим лишь, что в ходе гидротермальных процессов золото длительное время сохраняло подвижность, а его выделения подвергались многократному растворению и перегруппировке.

Началом экзогенного цикла являлось формирование зоны окисления месторождений с выщелачиванием золота, его переносом в виде новых комплексных соединений и в определенных условиях — вторичным накоплением. Окисление и механическое разрушение руд создавали условия для высвобождения частиц самородного металла, с последующей их транспортировкой водными потоками и аккумуляцией в россыпях. Эрозия золотоносных пород сопровождалась выносом больших масс тонкодисперсного золота; оно транспортировалось реками в морские и океанические бассейны, где вовлекалось в процессы осадконакопления.

Ассоциации золота, возникшие в разные циклы его миграции неодинаковы. В эндогенный цикл соединения золота были разнообразными и в некоторой части мало устойчивыми, а его ассоциации — наиболее сложными по составу. При высоких температурах кроме способности золота к комплексообразованию сказывалась его летучесть, а при низких — золото нередко участвовало в отложениях различных гелей. Специфика экзогенного цикла определялась господствующим развитием процессов механического перераспределения золота и накопления его под действием гравитации; среди растворимых соединений главенствующую роль приобретали прочные хлоридные или, возможно, кислородные, а иногда золото-органические комплексы, тогда как сернистые соединения (с участием щелочей) стали неустойчивыми.

Смена циклов приводила к перераспределению золота, а повторение их во времени — к формированию месторождений сложного генезиса.

Глава вторая

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА

Условия, время и место формирования месторождений в рудных провинциях во многом определили характер золотоносных минеральных ассоциаций и особенности самородного золота. Основы представлений в области металлогении золота были созданы трудами Ю. А. Билибина, В. И. Вернадского, А. П. Герасимова, Э. Данна, В. Линдгрена, А. В. Королева, Дж. Макларена, А. К-Мейстера, В. А. Обручева, Н. А. Полетики, С. С. Смирнова, В. Эммонса, Г. Шнейдерхёна, а в более поздний период — Н. И. Бородаевского, М. Б. Бородаевской, Г. П. Воляровича, И. С. Рожкова, Н. А. Фогельман, Е. Т. Шаталова, С. Д. Шера, Н. А. Шило, Ю. Г. Щербакова и других ученых.

К основным результатам металлогенических исследований относится обоснование следующих общих положений.

1. Месторождения золота образовались в различной геологической обстановке и при варьирующих термодинамических условиях; они неодинаковы по генезису и представлены широкой серией формаций и типов.

Все собственно золоторудные месторождения являются гидротермальными; месторождения магматического происхождения содержат лишь примеси золота, извлекаемого из руд попутно с другими ценными компонентами. Экзогенные скопления золота, являющиеся продуктами перераспределения его первичных эндогенных концентраций, связаны с последними пространственно.

2. Золотоносные образования возникали от докембрия до современной эпохи; общая продуктивность металлогенических циклов в отношении золота значительно менялась во времени.

3. Известные промышленные месторождения золота сосредоточены в золотоносных провинциях, обладающих определенными чертами геотектонического развития; такие провинции расположены не только в подвижных поясах геосинклинального типа, но и на платформах, а также в зонах тектонической активизации.

4. В земной коре руды золота формировались в пределах значительного интервала глубин — от нескольких десятков метров до 8 км от поверхности.

По мнению некоторых исследователей, вертикальный размах золотого оруденения не превышал 4,5 км (Кушнарев, 1969); в качестве обоснования этого представления служат расчеты, показывающие, что при давлении в 1000 бар пористость пород, даже изверженных, исчезает. Вместе с тем, имеются данные, позволяющие предполагать возможность существования в такой обстановке локальных зон пониженного давления (Наумов, Ходаковский, 1971).

5. Характерна приуроченность золотого оруденения к системам долго живущих глубинных разломов и к сопряженным с ними подвижным блокам литосферы.

6. Золоторудные месторождения ассоциируются с проявлениями магматизма; причина этого раскрыта недостаточно полно. Материнская роль интрузивов, расположенных на тех же уровнях глубин, нигде не доказана; представления об их «братских отношениях» с золотым оруденением (Билибин, 1947), создававшихся при общности глубинных источников магмы и рудоносных гидротерм, требуют дополнительных обоснований (Фогельман, Бородаевская 1967).

По мнению некоторых исследователей, магматические тела являлись часто лишь «активаторами золотой минерализации», обеспечивая условия, благоприятные для мобилизации рассеянного в породах рудного вещества (Радкевич, Моисеенко, 1966).

7. Концентрации золота возникали в породах разного состава и возраста, нередко — в толщах, содержащих эффузивно-осадочный материал повышенной основности (Щербаков, 1967; Радкевич, Моисеенко, 1966).

Для наших целей необходимо остановиться на трех основных разделах металлогении золота: систематике месторождений, представлениях о главных золотоносных эпохах и выделении золотоносных провинций.

Систематика месторождений золота

Основы классификации золотоносных образований заложены давним ^уделением классов эндогенных (рудных) и экзогенных (в основном россыпных) месторождений, соответствующих двум главным геохимическим циклам миграции и накопления золота. К экзогенным месторождениям, кроме россыпей, были отнесены месторождения, руды которых, первоначально бедные, впоследствии обогащались золотом под воздействием гипергенных ^апроцессов. Длительная дискуссия о генезисе месторождений Витватерсранда ^и в южной Африке имела следствием выделение еще одного (третьего) генетического класса золоторудных месторождений, происхождение которых связано с наложением гидротермальных процессов на ранее существовавшие экзогенные золотоносные породы — конгломераты и песчаники.

В начале XX в. исследователи пришли к заключению, что «главная масса самородного золота в земной коре сосредоточена в коренных месторождениях» (Вернадский, 1922). Россыпи, служившие на первом этапе золотодобычи главными объектами разработок, в большей части оказались выработанными. Истощились запасы относительно немногочисленных месторождений богатых золотом окисленных руд. Таким образом, если не считать конгломератов Витватерсранда, в которых сосредоточена гигантская часть мировых запасов золота, наметился следующий ряд классов золотых месторождений по их убывающему промышленному значению: собственно эндогенные — экзогенные — эндогенные, улучшенные под действием экзогенных факторов. Место в этом ряду метаморфизованных экзогенных руд за пределами южно-африканских рудных провинций еще не определено с достаточной уверенностью.

Каждый из генетических классов объединяет серии формаций и типов месторождений, обладающих характерными чертами.

Формации и типы эндогенных месторождений золота

В настоящее время еще не существует устоявшейся систематики золоторудных месторождений, хотя попытки классификационных построений достаточно многочисленны и имеют длительную историю. Только в последнее десятилетие в советской литературе опубликованы классификации, пред-

ложенные Н. И. Бородаевским (1960), Г. П. Воларовичем (1969), П. Ф. Иванкиным и К. Р. Рабиновичем (1968), Н. В. Петровской (1955, 1960), Е. А. Радкевич и В. Г. Моисеенко (1966), И. С. Рожковым (1968), Н. А. Фогельман и М. Б. Бородаевской (1967), не считая многих других, относящихся к отдельным регионам. Наметилось некоторое сближение позиций исследователей по ряду вопросов, однако они остаются во многом различными.

Отмеченное положение в известной мере отражает общее состояние классификации рудных месторождений. По мнению большинства исследователей основными классификационными единицами должны являться рудные формации — наиболее крупные группы месторождений, объединяемых общностью условий образования и однотипностью минерального состава, вне зависимости от возраста (Захаров, 1953; Константинов, 1965; Кузнецов, 1966); каждая из формаций может включать серии типов и подтипов, выделяемых по второстепенным признакам. Эти положения получили широкое признание, но их использование крайне затрудняется разноречивостью трактовки самого понятия «рудная формация». Одни исследователи распространяют его лишь на рудное вещество, характеризующееся закономерными сочетаниями минералов или элементов, другие считают его более емким, включающим представления о всем комплексе взаимосвязанных минералогических и геологических особенностей месторождений. Очевидно равно необходимо выделять формации рудных месторождений и формации (или «семейства») руд. Оптимальной была бы такая систематика, в которой каждая формация руд отвечала бы определенной формации рудных месторождений.

Дискуссионным остается выбор главных и соподчиненных классификационных критериев. В литературе последних лет нередко используется схема разделения золоторудных месторождений на высоко-, средне- и низкотемпературные, привлекающая своей стройностью и простотой. Возрождение концепции важнейшей роли температурного режима рудообразования, выдвинутой В. Линдгреном, поддержанной В. Эммонсом, В. А. Обручевым, А. Е. Ферсманом, Н. Н. Горностаевым, а затем подвергнутой основательной критике со стороны С. С. Смирнова, А. Баддингтона, Ф. Тернера, К. Уокера и других исследователей, в большой мере базируется на данных минералотермометрии. Однако они свидетельствуют о различиях условий образования только наиболее ранних, дозолотых минеральных ассоциаций; синзолотые / возникли в относительно узких диапазонах температур. Таким образом, I выбор этого критерия в качестве основы типизации золоторудных месторож- I жений лишен должных оснований.

Широко распространено мнение, согласно которому лучшим показателем генетических различий месторождений является минеральный состав руд (Захаров, 1953; Noble, 1955; Тимофеевский, 1971 и др.). Классификационным признаком с этой точки зрения должны служить устойчивые минеральные ассоциации. Однако под ними нередко понимаются общие комплексы рудообразующих минералов месторождений, без учета времени их выделения и парагенетических соотношений, что ставит свободу для произвольного выбора минеральных индикаторов формаций. В названиях формаций фигурируют то жильные минералы (хлориты, турмалин, барит), то рудные (различные сульфиды), то их совокупности, в которые включаются как ранние, так и поздние минералы. Слабость подобного подхода к систематике месторождений очевидна.

Некоторые исследователи считают главным формационным признаком ассоциации рудогенных элементов. Так, Г. Шнейдерхён среди гидротермальных месторождений выделяет формации золотых, золото-серебряных, медных и других руд, а в классе пегматит-пневматолитовых — золото-медно-свинцово-серебряно-висмутовые и золото-медно-свинцово-серебряно-кобальт-цинковые формации (Schneiderhohn, 1955). В литературе встречаются

названия формаций золото-вольфрамовая, золото-мышьяковая, и более сложные: ртутно-золото-вольфрамово-полиметаллическая, ртутно-золото-сурьмяно-мышьяковая и т. д.

Многочисленность выделяемых таким путем групп месторождений при повторяемости одних и тех же элементов в ассоциациях, характерных для разных групп, делает рассматриваемые построения громоздкими и несколько расплывчатыми. Иногда сочетаются названия элементов и минералов, например: кварц-сурьма-серебро-мышьяк-золотая (Малахов, 1969), что вряд ли правильно.

Обобщение данных по минералогии золоторудных месторождений привело нас к выводу, что их геохимические различия, хотя и имеют существенное значение, но определяются не столько общими чертами генезиса руд, сколько специфическими особенностями геохимии рудных районов (Петровская, 1955, 1960 и др.). Региональный характер таких различий не позволяет считать их главными показателями рудных формаций; они определяют лишь «внутриформационные» вариации и потому относятся нами к числу второстепенных признаков.

Также второстепенным является значение особенностей вмещающих пород и их гидротермальных изменений, с учетом которых строятся многие классификации (Абдулаев и др., 1963; Вольфсон, 1962; Радкевич, Моисеенко, 1966 и др.). Влияние литологии пород несомненно сильное, но оно сказывается и на локальной изменчивости состава и строения рудных тел, даже в рамках одного рудного поля. Гидротермальные изменения пород, напротив, слишком однообразны для больших групп разнотипных месторождений золота, причем некоторые из них оторваны во времени от собственно золотой минерализации. Это относится также к скарнам, на которые накладывается золото-сульфидная минерализация. Продолжается дискуссия о правомочности выделения золото-скарновой рудной формации. Многие исследователи настаивают на таком выделении (Кантор, 1965; Вахрушев, 1972 и др.); вместе с тем, приводятся убедительные данные, свидетельствующие о разновременности скарно- и рудообразования (Тверитинов, 1965 и др.); с этим согласуются материалы наших наблюдений.

В последние десятилетия предпринимаются попытки учесть при систематике месторождений представления об источниках и способах мобилизации рудного вещества. Выделяются собственно гидротермальные и метаморфогенные формации золоторудных месторождений (Радкевич, Моисеенко, 1966; Волярович, 1969; Бурак, 1968 и др.). Эта идея не лишена интереса, но опираться на нее в рассматриваемых вопросах по меньшей мере преждевременно. Как отмечалось выше, существование месторождений, созданных метаморфическими процессами, еще не доказано.

Много сторонников привлекло деление рудных месторождений на плутоногенные и вулканогенные (Котляр, 1970), однако и в ней есть уязвимые места из-за неясности вопроса о роли магм как источников рудного вещества.

Не останавливаясь на характеристике других различий золоторудных месторождений, с нашей точки зрения, второстепенных (морфология рудных тел, их строение и т. д.), перейдем к рассмотрению классификационных критериев, представляющихся нам основными. Анализ всех имеющихся материалов позволяет расположить их в следующий ряд от главных к соподчиненным: 1) тип крупных металлогенических поясов, предопределяющий наиболее существенные различия истории формирования рудных провинций, особенности магматизма и общий характер оруденения; 2) глубинность формирования месторождений и связанные с нею геотектонические условия локализации руд, а также особенности устойчивых минеральных парагенезисов; 3) геохимическая специализация регионов, определяющая специфические ассоциации рудогенных элементов.

Критерий, относящийся к геотектоническому режиму формирования рудных провинций, использован как главный в классификациях Ю. А. Библина (образование месторождений в разновременные стадии развития подвижных поясов), В. И. Смирнова (приуроченность к геосинклинальным системам разных типов), И. С. Рожкова, Н. А. Фогельман, М. Б. Бородаевской (расположение на древних платформах, в геосинклиналях, складчатых областях и зонах активизации). Эти классификации, имеющие некоторые черты общности, базируются на анализе обширных материалов и их объективная ценность представляется несомненной. Вместе с тем они не исключают обсуждения критериев, еще более крупных, чем геотектонические и, соответственно, выделения более обширных групп, могущих объединять несколько рудных формаций.

Исследование главных минералогических особенностей золоторудных месторождений приводит к выводу о существовании двух крупнейших их групп (систем), характерных для металлогенических поясов разного типа. Они резко отличаются друг от друга по степени накопления в рудах сернистых соединений тяжелых металлов и кремнезема, что свидетельствует о существенно различном режиме серы при их формировании. Первая группа отличается значительной концентрацией кварца при подчиненной роли сульфидных соединений, вторая — господством сульфидных минералов. В предложенной нами классификации (Петровская, 1955, 1960) они названы группами золото-сульфидно-кварцевых и существенно-сульфидных формаций руд. Каждой из систем свойственны свои особенности локализации оруденения, специфические его связи с магматизмом и тектоническими структурами, приуроченность к определенным структурно-формационным зонам. Таким образом, принимаемая группировка относится как к рудам, так и к золоторудным месторождениям.

Существование эмпирически выделенных систем золоторудных формаций получает объяснение на основе активно развиваемой в последнее время концепции о зависимости оруденения и магматизма от неоднородностей земной коры, ее мощности, строения, соотношения сиалических и фемических слоев. Группа существенно-кварцевых (золото-сульфидно-кварцевых) формаций объединяет золотое оруденение металлогенических поясов, заложенных на мощной сиалической коре, и находится в сложной связи с магматизмом сиалического типа (Leube, Cissarz, 1966; Фогельман, Бородаевская, 1967); существенно сульфидные формации созданы процессами, протекавшими в областях «утоненных» кор, континентальной, океанической или переходной, для которых типичен базальтоидный магматизм. В последние годы в литературе упоминаются «гранитоидные» и «базальтоидные» формации золоторудных месторождений (Иванкин, Рабинович, 1968); однако такие названия не точны, поскольку связи оруденения с магматизмом не «ортогенетические». Более удачными представляются названия сиалическая и фемическая (Каюпов, 1968) или в минералогическом обозначении — золото-сульфидно-кварцевая и существенно сульфидная группы формаций.

Второе место в ряду соподчиненных классификационных критериев должно принадлежать закономерным различиям золотого оруденения, обусловленным влиянием фактора глубинности. Критика ранних представлений о непосредственном значении этого фактора для температурного режима минералообразования привела к тому, что он стал весьма редко рассматриваться при описаниях месторождений и рудных районов. Вместе с тем, ряд исследователей продолжает развивать представления о важнейшей роли глубинности формирования месторождений, освобождая их от упрощенности (Магакьян, 1950; Смирнов, 1964; Годлевский, 1968 и др.).

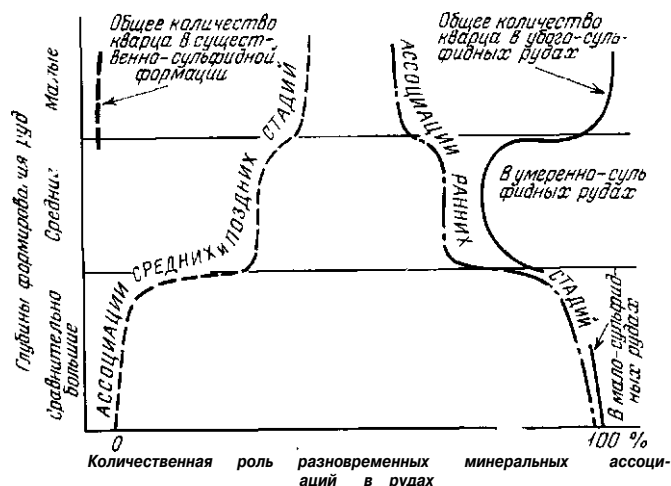
Большие группы золоторудных месторождений отличаются друг от друга по количественному соотношению кварца и сульфидов, причем такие разли-

Таблица

Систематика эндогенных золоторудных образований

Рудные формации, различающиеся по глубинам рудообразования и геотектоническим условиям	Формации месторождений	Формации РУД	Типы руд, зависящие от региональных геохимических особенностей	Примеры районов развития формации руд в СССР
<p>Больших глубин (3—6 км и более)</p> <p>В складчатых областях преимущественно многоосинклинального типа и типа перикратонных прогибов, в связи с крупными синорогенными гранитоидными массивами (средний и поздний этап геосинклинального развития)</p>		Малосульфидная	Золото-железистый Золото-мышьяковый	Ленский район Енисейский и Игарка Западный Узбекистан
<p>Средних глубин (1,5—2,5 км)</p> <p>В складчатых областях преимущественно эвгеосинклинального типа, в связи с куполами синорогенных гранитоидных массивов и в областях консолидированной складчатости и глыбовых деформаций, в поясах развития малых интрузий и даек (поздний этап геосинклинального цикла)</p> <p>В областях активизации ранних послеплатформенных сводово-глыбовых поднятий</p>		Умеренно-сульфидная	Золото-железистый Золото-мышьяковый Золото-полиметаллический	Алтай-Саянская область Южный Урал Средний Урал
			Золото-железистый Золото-мышьяковый Золото-полиметаллический Золото-висмутный	Забайкалье Казахстан Забайкалье
<p>Малых глубин (близповерхностная, до 1 км)</p> <p>В областях проявлений поздней послеплатформенной активизации, в прогибах и грабенообразных впадинах, нередко в связи с вулкано-генными поясами</p>		Убогосульфидная	Золото-серебряный Золото-серебряно-сурьмяный Золото-серебряно-полиметаллический Золото-серебряно-марганцовый Золото-теллурический	Охотско-Чукотский пояс Забайкалье, Нижнеамурский район Охотско-Чукотский пояс; Забайкалье Восточные районы СССР Отдельные рудопроявления в Средней Азии и на Востоке СССР
<p>Малых и частью средних глубин (от десятков метров до 1—1,5 км)</p> <p>В эвгеосинклиналях с брахиформной и глыбовой складчатостью в связи с малыми интрузиями и дайками липарит-базальто-андезитового состава</p>		Колчеданная Полиметаллическая	Золото-медно-колчеданный и золото-медно-цинково-колчеданный Золото-барит-полиметаллический Медно-свинцово-цинковый с Ag и DR)	Урал; Кавказ Казахстан Алтай
<p>Средних глубин (2—2,5 км)</p> <p>В областях активизации платформ в связи с базальтоидными формациями</p>		Медно-никелевая	Золотоносный платино-медно-никелевый	Норильск
<p>Больших глубин (13—10 км)</p> <p>Области завершающих этапов орогенеза и тектонической активизации платформ</p>		Медно-никелевая	Золотоносный, медно-никелевый	Мончегорск

чия имеют определенную связь с глубиной формирования руд (Петровская, 1955, 1960). Для месторождений, образованных на относительно больших глубинах (3—6 км), характерны малосульфидные руды, в среднеглубинных (1,5—2,5 км) господствуют умеренносульфидные минеральные комплексы, а малоглубинные месторождения, так называемые «эпитермальные», обычно весьма бедны сульфидными компонентами. Изменение количественной роли сульфидных минералов по мере перехода от близповерхностных месторождений к глубинным может быть изображено в виде кривой, максимум которой приходится на среднюю часть интервала глубин распространения золото-кварцевой минерализации (фиг. 3). Накопление сернистых соединений в обособленных, в основном эвгеосинклинальных областях, в рудных поясах, заложенных на коре фемического типа (колчеданное оруденение), представляется своего рода ветвью рассматриваемой кривой, отделяющейся в зонах средних и малых глубин. Эти представления относятся к месторождениям гидротермального и эксгаляционно-гидротермального происхождения. Если иметь в виду магматические существенно-сульфидные руды, формировавшиеся на глубинах до 10 км, то упомянутая



Фиг. 3. Изменение количественной роли сульфидных минералов и кварца в рудах по мере перехода от месторождений глубинных к близповерхностным

«ветвь» кривой должна быть изображена как самостоятельная вертикальная линия.

Отмеченные закономерности легли в основу выделения трех, основных формаций золото-сульфидно-кварцевых месторождений и соответствующих семейств руд (табл. 2).

В последнее время критерий глубинности все чаще используется для типизации золоторудных месторождений (Малахов, 1969 и др.). Его полностью принял в последних своих работах И. С. Рожков (1968). Он относит к средним глубинам более протяженную по вертикали зону (1—5 км) и, соответственно, объединяет в одну группу месторождения, относимые нами к категории глубинных и среднеглубинных (в том числе такие различные, как например Дарасунское и Советское). И. С. Рожковым также принят показатель количественных соотношений кварца и сульфидных минералов как один из критериев выделения рудных формаций, с некоторым видоизменением названий последних по сравнению с перечисленными выше: формация малосульфидных руд названа золото-кварцевой, а умеренносульфидная —

золото-кварц-сульфидной. Такие названия удобны, но второе из них лучше было бы оставить для наименования всего ряда формаций руд, отличающихся существенной ролью кварца.

Вообще значение критерия «сульфидности» рудных образований признается одними исследователями (Бадалова, Палей, 1966; Горбатюк, 1970; Тимофеевский, 1971 и др.) и оспаривается другими (Радкевич, Моисеенко, 1966; Шилов и др., 1969). Аргументация критики нередко свидетельствует о неточном понимании сущности рассматриваемого признака. В одних случаях он «примеривается» к оруденению разных эпох, безотносительно к глубинам рудообразования (Шер, 1970), в других — рассматривается слишком формально и относится к отдельным рудным телам, а не к месторождениям в целом, без учета неравномерности распределения сульфидов и возможности местной дифференциации рудного вещества. Так или иначе, но можно с удовлетворением отметить, что количественная роль сульфидов стала привлекать внимание исследователей как важный показатель особенностей золотого оруденения.

Формации существенно-сульфидных руд, по сравнению с золото-сульфидно-кварцевыми, несут признаки значительно меньшего влияния фактора глубинности, возможно, в связи с тем, что они образовались в более узком интервале глубин, малых и средних (Смирнов, 1968). Систематика магматических существенно-сульфидных месторождений, предложенная М. Н. Годлевским (1968), базируется на выделении двух фаций глубинности — гипабиссальной (1—3 км) и мезоабиссальной (3—6 до 10 км).

Третий из соподчиненных показателей систематики — **состав** руд — используется во многих классификациях, в том числе в нашей 1955—1960 гг., И. С. Рожкова 1968—1971 гг., А. А. Малахова 1969 г., Д. А. Тимофеевского, 1971 г. и др. Он позволяет выделить в каждой рудной формации ряд геохимических и, соответственно, минеральных типов месторождений, причем некоторые из них повторяются в разных формациях.

Наиболее характерными являются следующие геохимические ассоциации металлов и определяемые ими типы руд.

Золото-железистая. Эта наиболее простая ассоциация присутствует практически во всех золотоносных гидротермальных рудах. Обычно она играет роль лишь общего геохимического «фона» золоторудных полей, не определяя их типа. Лишь при ничтожно малых количествах примесей других элементов может быть выделен собственно золото-железистый геохимический тип, соответствующий золото-пирито-кварцевому минеральному типу месторождений или его пирротиновому подтипу. Он встречается во всех разнотермальных золоторудных формациях самых различных областей, но особенно характерен для ряда районов Западной Сибири, южной и восточной частей Забайкалья.

К особому минеральному типу (или подтипу) относятся своеобразные золото-магнетитовые месторождения, обнаруженные в последнее время в Забайкалье, в Кузнецком Алатау и на Алтае (Колосова, Онишук, 1970).

Золото-мышьяковая. Мышьяк является характерным элементом многих золоторудных месторождений как глубинных, так и близповерхностных, но чаще и в большей степени он накапливается в первых. Здесь золото-мышьяковая ассоциация нередко безраздельно господствует, тогда как в образованиях средних и малых глубин она делит главенствующую роль с другими сообществами элементов. Выделяются минеральные типы руд золото-арсенипиритовый и более сложного состава. Примерами районов золото-мышьяковой минерализации являются Северо-Енисейский, Западно-Узбекистанский, Дарасунский, Балецкий и многие другие.

Золото-медно-цинковая. Эта геохимическая ассоциация, часто включающая свинец, присутствует почти во всех существенно-сульфидных (колче-

данных) и в большинстве золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Заметные количества минералов этих элементов, определяющие золото-халькопирит-сфалеритовый и золото-сфалерит-галенитовый минеральные типы месторождений, отмечаются в рудных районах Южного Урала, Казахстана, Западной Сибири. Различная роль отдельных компонентов может учитываться как признак подтипов рудных образований.

Золото-медно-сурьмяная. Сурьма, содержащаяся преимущественно в блеклых рудах, является типичным элементом многочисленных месторождений, формировавшихся на разных глубинах. Повышенные ее концентрации характерны для малоглубинных и в меньшей мере — среднеглубинных рудных формаций. Примерами областей распространения золото-медно-сурьмяной минерализации (часто с примесями ртути) служат районы Киргизии, Средней Азии, Восточного Забайкалья. Высокие содержания сурьмы для золоторудных месторождений не характерны. Отличающиеся ими отдельные рудные поля, как показано ниже, имеют сложное происхождение.

Золото-серебряная. Серебро всюду сопровождает золото; концентрация его закономерно повышается от глубинных к близповерхностным месторождениям. Максимальные скопления серебра определяют особый тип золото-серебряных руд (с аргентитом, пруститом, полибазитом и др.)—

Нередко к золото-серебряной формации относят все близповерхностные месторождения, в которых не обнаружены заметные концентрации теллура, хотя серебро в них также не образует значительных скоплений; обычно оно участвует в составе блеклых руд, миаргирита и др. В этих случаях целесообразно выделять золото-серебряно-сурьмяный тип минерализации. Его распространение отмечается на территории Чукотки, в отдельных северо-восточных районах СССР, а за рубежом — на обширных пространствах рудного пояса Скалистых гор Северной Америки.

Золото-теллуровая. Наличие теллура обнаружено в месторождениях всех разномглубинных формаций. Наиболее высокие концентрации этого элемента, определяющие золото-теллуридный тип руд, свойственны близповерхностным месторождениям отдельных областей. К последним относятся пояса молодой металлогении Карпат, Скалистых гор в США и др.

Отмеченные геохимические ассоциации наиболее распространены и могут считаться характерными для золоторудных месторождений в целом. Другие комплексы элементов, довольно многочисленные, характеризуют особые типы и подтипы золоторудных месторождений, известных лишь в отдельных областях.

Для некоторых районов Восточного Забайкалья, Среднего Урала, Якутии, Верхнеиндигирского района характерна *золото-висмутовая* ассоциация. Малые примеси висмута встречаются в рудах всех формаций, наиболее часто — в среднеглубинных месторождениях.

Особое место занимает *золото-медно-никелевая* ассоциация, с участием платины и платиноидов, господствующая в магматических рудах; золото играет в ней резко подчиненную роль (формации медно-никелевых руд). Малые примеси никеля фиксируются в золото-кварцевых месторождениях, залегающих среди пород повышенной основности; примеси платины в них редки.

Вероятно в связи с влиянием состава пород в отдельных районах получает распространение сообщество *золота и марганца*, нередко в малоглубинных месторождениях золото-серебряного типа. Примером служат отдельные рудные поля Охотско-Чаунского пояса. Региональным распространением отличаются такие сочетания элементов, как Au-W, Au-Mo, Au-Sn, Au-Hg, Au-U.

Общее количество типов и подтипов, входящих в золото-сульфидно-кварцевую группу формаций, довольно велико. Примечательно, что оно законо-

мерно увеличивается от глубинных к малоглубинным формациям. Возможно, что эта закономерность отражает неодинаковую степень влияния провинциальных геохимических особенностей на состав рудного вещества, в разной мере связанного с коровыми и подкоровыми источниками.

Основные типы экзогенных и метаморфизованных экзогенных месторождений золота

Золотоносные зоны окисления первичных руд и россыпи могут рассматриваться как две главные группы типов экзогенных месторождений золота. Дальнейшее их расчленение основывается на разных принципах.

Среди месторождений окисленных руд выделяется тип «железных шляп», образовавшихся при окислении существенно-сульфидных колчеданных залежей, и зоны вторичного обогащения золото-сульфидно-кварцевых руд.

Систематика золотоносных россыпей базируется на представлениях о россыпеобразующих процессах, к которым относятся выветривание (физическое и химическое), эрозионно-аккумулятивная деятельность рек и ручьев, морей и ледников, эоловые явления и т. д. В соответствии с этим обычно различают россыпи остаточные, речные, морские (береговые и подводные), ледниковые, флювиогляциальные, эоловые. В качестве соподчиненных критериев используются признаки дальности перемещения золота в россыпях и условия залегания последних. К остаточным месторождениям относятся элювиальные, находящиеся на месте разрушенных рудных тел и золотоносных пород, и делювиальные, материал которых сравнительно недалеко перемещен от выходов коренных руд по склонам возвышенностей. Аллювиальные россыпи расчленяют на русловые, долинные, террасовые, ложковые, косовые и др. (Билибин, 1938; Рожков, 1967).

Наиболее широко распространены аллювиальные россыпи, с ними связаны главные запасы россыпного золота в большинстве стран мира.

Систематика метаморфизованных экзогенных золотоносных образований, представляющих особый генетический класс, насколько нам известно, базируется лишь на различиях состава исходных пород—конгломератов и песчаников, а также учитывает их возраст.

* * *

Основываясь на анализе приведенных данных, мы считаем возможным принять в настоящей работе следующую общую схему генетической систематики золотоносных образований:

I. Класс эндогенных месторождений

- А. Золото-сульфидно-кварцевая группа формаций (сиалическая; формации малых, средних и относительно больших глубин, подрасчленяемые на серии геохимических типов)
- Б. Существенно-сульфидная группа формаций (фемическая; формации колчеданных месторождений малых и средних глубин; полиметаллические и медно-никелевые формации)

II. Класс экзогенных месторождений

- А. Месторождения окисленных руд, обогащенных в результате экзогенных процессов (типы «железных шляп» и зон вторичного обогащения)
- Б. Золотоносные россыпи, подразделяемые на генетические типы и под-типы

III. Класс метаморфизованных экзогенных месторождений (конгломераты и песчаники, обогащение которых золотом связано с накоплением кластического вещества и наложенной гидротермальной минерализацией).

Эпохи золотого оруденения и формирования россыпей

В металлогенической истории литосферы золото играет роль «сквозного» элемента. Вместе с тем, процессы, приводившие к его концентрации, развивались во времени крайне неравномерно: отмечаются резкие максимумы их интенсивности в одни металлогенические циклы и спады — в другие. Максимально продуктивными для золото-сульфидно-кварцевого оруденения были докембрийские эпохи, давшие более половины мировых промышленных запасов золота (Шер и др., 1967). Второе место принадлежало металлогеническим циклам позднего мезозоя и кайнозоя, в течение которых на всех континентах мира формировались многочисленные золоторудные поля; в них сосредоточено около трети мировых запасов золота; в некоторых странах такие поля представляют главные источники получения этого металла. Герцинская эпоха создала лишь локальные концентрации золота (около 10 % мировых запасов), хотя в отдельных областях они имеют существенное значение.

Наблюдается известная связь между возрастом оруденения и его принадлежностью к определенным группам формаций. Древние золото-сульфидно-кварцевые месторождения в подавляющем большинстве своем являются представителями формации больших глубин; лишь в редких районах предполагается развитие палеозойской «эпитермальной» минерализации (Восточный Узбекистан, Северный Казахстан). Мезозойское оруденение в преобладающей части — среднеглубинное, а наиболее молодые месторождения — в основном малоглубинные и близповерхностные. Сущность этой закономерности еще не ясна. По мнению некоторых исследователей (Быховер, 1963), золотое оруденение могло одновременно развиваться в широком диапазоне глубин в любую из металлогенических эпох. С этой точки зрения различия характера оруденения в разных областях объясняются лишь уровнем эрозионного среза: в древних рудных провинциях глубокая эрозия уничтожила верхние структурные этажи вместе с заключенными в них «эпитермальными» месторождениями и вывела к поверхности глубокие зоны оруденения, тогда как в «молодых» областях такие зоны остались скрытыми на глубине, а обнажились лишь близкоповерхностные месторождения. Подобные представления не могут считаться бесспорными. Трудно представить, что весь комплекс условий, необходимых для концентрации золота, мог одновременно создаваться в большой толще земной коры, при изменчивости термодинамической обстановки и неоднородном распределении тектонических напряжений. Вероятно, он возникал в определенное время лишь в ограниченных интервалах глубин каждого блока литосферы в зависимости от конкретных особенностей его геологического развития. Доказательствами являются следующие факты. В тех районах, где тектонические перемещения блоков вывели к земной поверхности разноглубинные месторождения, последние, как правило, несут признаки формирования в разные металлогенические эпохи (например, соседние поля развития юнокиммерийского и мелового оруденения в Балеysком районе Забайкалья). По мере удаления от земной поверхности рудные формации не сменяются более глубинными; вертикальная зональность наблюдается не редко, но обычно она отражает лишь затухание с глубиной промышленной минерализации и усиление безрудной. Отклонения от такой закономерности относительно редки и требуют специального изучения. В некоторых случаях они являются следствием совмещения разновозрастной минерализации. Вероятно, справедлива мысль И. С. Рожкова (1968) о возможном продолжении отдельных рудных зон ниже предельных глубин концентрированного оруденения данной формации: малоглубинная минерализация прослеживается до глубины 2 км, а верхние части среднеглубинных рудных полей находятся на глубине менее 1 км. Этим лишь больше подчеркивается генетическая обособленность выделяемых формаций, при

оценке которых, по-видимому, надо учитывать уровни наиболее интенсивного оруденения.

В ряде районов молодая «эпитермальная» минерализация накладывалась на более древнюю, относящуюся к иной рудной формации. Признаки подобного наложения наблюдались, в частности, в рудном поле Мурунтау в Узбекистане, Балейском районе Забайкалья и др. Возможно, что повторной минерализацией объясняется своеобразие месторождения Калгурли в Австралии, относимого одними исследователями к глубинным, а другими — к близповерхностным.

Месторождения существенно-сульфидных колчеданных руд возникали во все металлогенические эпохи, но наиболее продуктивными для них, по данным В. И. Смирнова (1968), являлись докембрийские, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская, т. е. почти те же, что создавали месторождения золото-сульфидно-кварцевого ряда формаций. Отличия заключаются в том, что герцинская эпоха, относительно малопродуктивная для золото-сульфидно-кварцевой минерализации, отличалась особой активностью в накоплении огромных количеств колчеданных руд, тогда как киммерийский цикл, с которым связаны весьма многочисленные месторождения золото-сульфидно-кварцевого состава, играл наименее существенную роль в развитии колчеданного оруденения.

При переходе от молодых месторождений к более древним для упомянутых двух групп формаций отмечаются сходные тенденции усиления метаморфизма руд и упрощения их состава, а также — структурно-текстурных особенностей.

Золотоносные россыпи формировались начиная с докембрия до современной эпохи. В разновозрастных россыпях, как будет показано ниже, •самородное золото неодинаково по своим особенностям.

Золотоносные провинции

О распределении золота в земной коре в известной мере свидетельствуют его запасы на разных континентах. В целом в капиталистических и развивающихся странах они составили на конец 1970 г. 34—40 тыс. *т* металла, из которых на Африку приходится 80%, на Америку — 10%, Азию, Австралию и Европу — 10% (Андреев, 1970).

Многие золотоносные районы расположены на территориях социалистических стран: СССР (Урал, Кавказ, Средняя Азия, Казахстан, Западная и Восточная Сибирь, Забайкалье, Якутия и др.), Чехословакии, Румынии, Болгарии, Монголии и др.

Золотоносные пояса достигают огромных размеров и в большинстве своем вытянуты вдоль ослабленных зон земной коры.

Критерии выделения золоторудных провинций еще не установлены с достаточной определенностью. Обычно характеризуются лишь области концентрации золота определенных мегаструктур земной коры: выступов докембрийского основания древних платформ, зон разновременной складчатости, областей активизации древних складчатых зон (Билибин, 1947; Шер и др., 1967; Рожков, 1968). Согласно этим данным, к древнейшим шитам приурочены наиболее крупные золотоносные провинции мира, из которых получено более 60% золота в капиталистических странах. К ним относятся золотоносные районы Канадского щита (Онтарио и Квебек, район Йеллоунайф), Западно-Австралийского щита (район Калгурли и др.), золотоносные пояса Африканской платформы (Южной Родезии, Танзании, Кении), выступы индийского щита (рудное поле Коллар и др.). Большинство месторождений имеет древний возраст.

В зонах байкалит золото-сульфидно-кварцевые месторождения известны главным образом на территории СССР: в пределах Ленского и Баргузинского районов, рудных провинций Енисейского кряжа и Восточного Саяна. Преобладает протерозойское оруденение, на которое в некоторых районах накладывается палеозойская и мезозойская золотая минерализация.

В области палеозойской складчатости расположены сравнительно небольшие по размерам золотоносные районы. К ним относятся зоны герцинид ГДР, Польши, Англии, Франции, Испании, ФРГ. Находящиеся в этих зонах старейшие золотые рудники Европы дали всего около 150 т золота; продолжают разрабатываться лишь отдельные месторождения (Салсинь во Франции и др.).

Каледониды Европы в отношении золота практически бесплодны, если не считать отдельных кварцевых жил и рудных залежей Норвегии (о. Бёму); вместе с тем, в Советском Союзе в них расположена Алтае-Саянская золотоносная область и некоторые районы северного Тянь-Шаня. Месторождения золота известны в каледонидах восточной части Китайской платформы, Северной Америки (район Аппалачей), Канады. К поясам герцинской металлогении приурочены Средне-Азиатские, Уральские и Казахстанские провинции палеозойского оруденения.

Наиболее богаты золотом области герцинского оруденения Австралии, где располагаются крупнейшие месторождения Бендига, Балларат и др.

К зонам мезокайнозойской складчатости и активизации приурочены огромные пояса золотого оруденения, один из которых прослеживается вдоль восточных берегов Тихого океана — от Аляски до Южной Америки, а другой протягивается от Новой Зеландии через острова Фиджи, Новую Гвинею, Филиппины, до Японии и Курильских островов. Ветви Тихоокеанского золотого пояса включают районы Приморья, Приамурья, Забайкалья.

К средиземноморскому альпийскому поясу принадлежит золотоносная провинция Карпат (нередко ее называют Трансильванской). Выделяются также золотоносные провинции Альпийского пояса Азии и Кавказа; в их пределах преобладает молодое убогосульфидное оруденение (от мелового до третичного), связанное с поздней вулканической деятельностью.

Главнейшими провинциями золото-колчеданного оруденения являются длительно формировавшиеся палеозойские эвгеосинклинальные зоны Урала, Тянь-Шаня, Бурятии, Западного Саяна, геосинклинальные прогибы герцинского, киммерийского и альпийского циклов в пределах Кавказа, а за рубежом — зоны древних зеленокаменных поясов Канады, Норвегии, Австралии, герцинские геосинклинали на территории Испании и Португалии, разновозрастные структурно-фациальные зоны Японии, в том числе с молодым, четвертичным оруденением (Смирнов, 1968).

Все области развития оруденения золото-сульфидно-кварцевого ряда формаций являются, вместе с тем, территориями распространения золотоносных россыпей. Наборы возрастных групп и генетических*типов последних неодинаковы в разных провинциях. Так, на Урале, наряду с современными, распространены древние мезозойские золотоносные аллювиальные отложения, в золотоносных районах Восточной Сибири отмечается сочетание современных и ранних погребенных россыпей ниже- и среднечетвертичного возраста. Прибрежные морские россыпи известны в районах Камчатки, Курильских островов, Сахалина, Южного Приморья.

Намечается некоторая тенденция ко все более узкой локализации полей и зон золото-сульфидно-кварцевого оруденения и связанных с ним россыпей по мере перехода от древних эпох к молодым. По С. Д. Шеру (1967), кривая зависимости масштабов отдельных эндогенных месторождений от их возраста имеет четко выраженный минимум, относящийся к палеозою, а затем вновь поднимается, характеризуя увеличение промышленной ценности

месторождений, формировавшихся в мезозое и кайнозое. Аналогичная кривая для экзогенных месторождений золота снижается от докембрия (древнейшие россыпи Южной Африки с их колоссальными запасами) к палеозою и вновь несколько поднимается к мезозою (мезозойские россыпи Урала и др.); максимум приходится на кайнозой и современную эпоху.

Соотношение золоторудных и других гидротермальных месторождений

Среди золотоносных провинций выделяются более простые, характеризующиеся монометальной, в основном, моноциклической металлогенией, и сложные, в которых зоны золотого оруденения соседствуют, а иногда пространственно совмещаются с зонами распространения руд других металлов. Первые обычны в пределах глубоко эродированных выходов древних платформ (месторождение Колар и др.) и древних складчатых сооружений (Енисейский кряж), вторые приурочены к долго живущим подвижным поясам, а также к областям многократной активизации тектонической деятельности и магматизма (провинции Тихоокеанского рудного пояса, Урал и др.).

Зоны золоторудных месторождений имеют в разных районах неодинаковых «соседей», но последние повторяются в рудных провинциях, обладающих сходным металлогеническим профилем. Так, в пределах Забайкалья и в некоторых районах Восточного Узбекистана отмечается сближенность полей золотого и молибденового, а местами и свинцово-цинкового оруденения. Известны территории, для которых характерна пространственная сближенность золоторудных месторождений и полей вольфрамовой минерализации (Западный Узбекистан, Урал, район Аппалачей в США и др.), зон сурьмяных и ртутных рудопроявлений (Алай-Кокшальская зона Южного Тянь-Шаня, Севано-Акеринская зона Малого Кавказа и др.), реже — оловорудных полей (некоторые восточные районы Советского Союза, отдельные провинции Канады и др.).

Смена одного типа оруденения другим в пространстве наблюдается по мере удаления от центральных частей рудных провинций, осевых зон складчатых систем, крупных разломов и их пересечений, от контактов больших интрузивных тел. Региональная зональность отмечена в районах Приморья, Забайкалья, Узбекистана, Западной Сибири и ряда других золотоносных областей. Золото не занимает в ней постоянных позиций как это свойственно, например, сурьме и ртути — элементам периферических частей рудных поясов. В одних случаях зоны золотой минерализации тяготеют к осевым частям поясов, соседствуя с внутренними олово-вольфрамовыми зонами (Гавриков, 1967), в других — они располагаются около внешних сурьмяных ореолов или отделяются от последних полями свинцово-цинковых руд. Известны районы, в которых золоторудные проявления расположены ближе к контактам крупных интрузивов, чем соседние зоны медной и свинцово-цинковой минерализации (Pardel, Park, 1948) и области, где золото концентрируется между внутренними медными и внешними свинцово-цинковыми зонами (Roberts, Arnold, 1965). Нередко наблюдается «пятнистое» расположение участков вольфрамовой и оловянной минерализации в пределах более широких и протяженных зон золотого оруденения; примерами могут служить районы Енисейского кряжа, Западного Узбекистана и др.

Анализ отмеченных особенностей приводит к заключению о некоторой независимости золотого оруденения от других более тесно взаимосвязанных рудных формаций, образующих в металлогенических провинциях, как показали И. Н. Томсон и Р. М. Константинов (1961), закономерные ряды. Подобная независимость представляется следствием более глубокого распо-

ложения источников золотоносных растворов, пути движения которых лишь частично и не всегда одинаково совмещались с зонами циркуляции других металлоносных гидротерм. Результатом такого совмещения могло быть появление в золотых рудах необычных для них сообществ минералов и таких сочетаний элементов, как Au-W, Au-Sn и др. Их развитие должно служить индикатором минерализации совмещенного или «гибридного» типа, представители которого нередки в областях сложной металлогении. Важно то, что «гибридизм» накладывает отпечатки и на типоморфные особенности самородного золота, обуславливая появление в нем экзотических примесей.

Идея о разноглубинном положении источников рудных растворов, особенно магматогенных, действовавших в одну и ту же эпоху (Петровская, 1956), вначале была встречена с недоверчивостью, но в последние годы Она находит новые подтверждения (Власов, 1967; Фаворская, 1969 и др.).

Глава третья

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Особенности геологии месторождений разных рудных формаций

Золотое оруденение каждой из разноглубинных формаций, как отмечалось выше, обладает рядом специфических геологических черт. Приводимые в настоящем разделе характеристики относятся лишь к главным из них, наиболее существенно влияющим на минералогию руд и типоморфизм самородного золота. Основное внимание, как и в других разделах работы, уделяется формациям месторождений золото-сульфидно-кварцевого ряда; данные по другим формационным группам приводятся лишь для сравнения.

Месторождения малосульфидных руд формации относительно больших глубин

Оруденению этой формации свойственна четко выраженная пространственная обособленность. Известны рудные пояса, где оно господствует почти безраздельно. К ним относятся рудные провинции Енисейского кряжа, Ленского района, Центральных Кызылкумов, возможно, часть северо-восточных районов СССР, многие районы Канады, Индии, Восточной Австралии. Характерна их приуроченность к зонам древних миогеосинклиналей и перикратонных прогибов, с которыми связано накопление мощных терригенных, нередко флишеидных, толщ (Фогельман, Бородаевская, 1967). Интенсивная складчатость, сопровождаемая разрывными нарушениями, и региональное развитие расланцевания определяют тектонику таких зон и сказываются на размещении рудных образований. Характерны пластические деформации пород, возникавшие при медленно нараставших тектонических напряжениях и продолжавшиеся в период рудообразования.

Крупные синорогенные гранитоидные интрузивы батолитового типа обнажаются в 1—5 км от рудных полей и частью скрыты на глубине. В краевых частях некоторых рудных поясов и вблизи них расположены зоны сосредоточения пегматитов (Ленский район и др.). Метаморфизм пород более сильный, чем в районах развития других рудных формаций; преобладают различные кристаллические сланцы и филлиты (с прослоями кварцитов и известковых пород). Распространены ореолы прожилковидного окварцевания, нередко — альбитизации и вкрапленности сульфидов, обычно слабо золотоносных. Метаморфическая перегруппировка вещества проявилась, главным образом, на ранних стадиях рудообразования; с нею связаны большие массы жильного кварца.

Возраст глубинного оруденения протерозойский, раннепалеозойский, реже герцинский. Главным морфологическим типом его являются сложно построенные зоны субпараллельных ветвящихся жиллообразных линзовид-

ных тел, контролируемых трещинами расланцевания, а также поперечных к этим направлениям жил и прожилков, приуроченных к различным системам разрывов; реже встречаются штокверки жил и зоны вкрапленной минерализации.

Состав и строение рудного вещества довольно однообразны: господствуют сливные и грубозернистые, обычно сильно деформированные и перекристаллизованные агрегаты кварца, с небольшим (1—5%) количеством сульфидов, среди которых преобладают пирит или арсенопирит.

Приведем примеры рудных полей, относящихся к рассматриваемой формации, в первую очередь тех, золото которых охарактеризовано в следующих частях нашей работы.

Рудное поле Соеетское. Рудный пояс Енисейского кряжа представляет собой одну из наиболее типичных древних золотоносных провинций Советского Союза. Гигантское горстовое поднятие, начавшееся в конце третичного периода, вывело к верхним частям земной коры складчатое сооружение, сложенное дислоцированными толщами терригенных пород протерозоя и прорывающие эти толщи мощные интрузивы гранитоидов, в главной массе верхнепротерозойские. К верхнепротерозойскому циклу большинство исследователей относит и золотое оруденение Енисейской провинции.

По данным Е. И. Рыцка, П. С. Бернштейна, В. А. Богдановича, В. Г. Петрова и материалам наших наблюдений, в Советском рудном поле сосредоточены серии крутопадающих сближенных, ветвящихся, местами соединяющихся кварцевых жил, причудливо изогнутых прожилков («кудрей») и пологих кварцевых «залежей». Их формы и расположение подчинены структуре поясов расланцевания вмещающих филлитизированных протерозойских сланцев, пересеченных поперечными и диагональными разломами. В участках развития складок волочения, характерных элементов тектоники рудного поля, строение жильных зон осложняется, появляются крутые изгибы жил, сопоставляемые по морфологии с седловидными рудными телами нижнепалеозойского месторождения Бендиг в Австралии.

Жильное выполнение на 90—98% представлено массивным, сильно деформированным (до полной грануляции) кварцем, включающим линзы и тончайшие пленки сланцев, нередко пloyчато-изогнутые. Форма и строение рудных тел отражают особенности их формирования в условиях медленно развивающихся пластических деформаций пород и руд. Нами, а затем В. А. Богдановичем высказывалось предположение, согласно которому в ранние периоды рудообразования деформировались полости, заполненные вязкими растворами кремнезема, по-видимому, полимеризованного; в большей части он был заимствован из рудовмещающих пород (Петров, 1969). Вдоль контактов и около включений пород в жилах наблюдается небольшое количество серицита, хлорита, анкерита, альбита, микроскопически мелкие кристаллики ильменита, рутила, апатита.

Сульфиды составляют в среднем 1—5% жильного вещества, хотя местами образуют довольно крупные скопления (до 10—20%). Преобладают арсенопирит или пирит; галенит, сфалерит, халькопирит играют подчиненную роль; в виде микроскопически мелких вкраплений встречаются тетраэдрит, фрейбергит, висмутин, с которыми тесно связано самородное золото. Наблюдались единичные, очень мелкие зерна маухерита, в сростании с виоларитом, а также молибденит и теллуриды свинца.

Другие месторождения и рудопроявления Енисейского кряжа отличаются от Советского степенью метаморфизма жильного кварца и количественными соотношениями пирита и арсенопирита. Некоторые из них расположены вблизи контакта крупного гранитоидного интрузива среди мусковит-биотитовых сланцев.

Золотое оруденение Ленского района. Геологическое строение этого района, охватывающего территорию Патомского нагорья, освещено в трудах В. А. Обручева, А. П. Герасимова, А. К. Мейстера, а в последние десятилетия — в работах Т. М. Дембо, Ю. П. Казакевич, Т. П. Жадновой, Л. И. Салопа, С. Д. Шера, В. А. Буряка и др.

По данным этих исследователей, золотоносная область ограничивается зонами региональных разломов, а с юга — огромным гранитоидным массивом. Слагающие ее мощные толщи протерозойских терригенных песчано-сланцевых пород (с прослоями, обогащенными карбонатным и углистым веществом) смяты в складки различных масштабов, сопровождаемые зонами рассланцевания и трещиноватости, послойных деформаций, синскладчатыми и постскладчатыми разрывами, связанными с разломами фундамента (Казакевич, 1972). Тектонические структуры определяют особенности размещения и формы кварцевых жил, а также локализацию гидротермально измененных пород (окварцованных, карбонатизированных, хлоритизированных, серицитизированных). Встречаются дайки основного и кислого составов. Связи оруденения с магматизмом, первоначально считавшиеся достаточно тесными, в последнее время относятся к «отдаленным».

Рудные образования представлены малосульфидными кварцевыми жилами и прожилками, сосредоточенными в тектонически мобильных зонах, а также участками вкрапленной сульфидной минерализации в сланцах и углистых породах. Кварц сильно метаморфизован, содержит включения карбоната, альбита, хлорита, серицита. Среди сульфидов, количество которых в жилах редко превышает 1–2%, господствует пирит; вкрапленность его -кубических кристаллов (от долей миллиметра до 1 мм и более) широко распространена. Вблизи гранитоидных массивов и в полях интенсивной вкрапленной минерализации наряду с пиритом развит пирротин. Отмечаются вторые генерации этих минералов в ассоциации с небольшими количествами галенита, реже халькопирита, сфалерита и блеклой руды; в рудном поле гольца Высочайшего встречен пентландит (Буряк, Попов, 1968).

Д. С. Шером (1963) выдвинуто и обосновано положение о существенной роли метаморфической перегруппировки кремнезема при формировании золото-кварцевых жил Ленского района. Металлы, за исключением железа, по мнению этого исследователя, приносились глубинными растворами.

Рудное поле Мурунтау (Западный Узбекистан). Область Центральных Кызылкумов, в пределах которой находится район Мурунтау, является частью металлогенического пояса, включающего Средний и Южный Тянь-Шань. Основы представлений об этом поясе заложены трудами Х. М. Абдуллаева, А. В. Королева, Б. Н. Наследова, К. И. Сатпаева, И. Х. Хамрабаева и других ученых. Большинство исследователей признает полицикличность металлогенического развития области при главной роли рудообразования герцинской эпохи.

По современным представлениям (Хамрабаев, 1958; Бадалова, Палей, 1966; Шер, Складчиков, 1968; Бендик и др., 1969), геологическая позиция рудного поля Мурунтау определяется его расположением в поднятом блоке эпигерцинской платформы, вблизи осевой части антиклинальной складки. Оруденение сосредоточено в породах нижнего этажа палеозойского фундамента, среди переслаивающихся алевролитовых и филлитовидных сланцев (Si); верхний этаж представлен существенно карбонатными отложениями (Di — C2).

Рудовмещающие породы более метаморфизованы, чем породы Советского рудного поля (содержат новообразования биотита, актинолита, пироксена и др.), но менее рассланцованы, в основном, параллельно пологому падению слоев. Местами, как и на Енисейском кряже, наблюдаются складки волочения, текстуры смятия, гофрировки.

мации, с участием граувакковых и карбонатных пород (Алтае-Саянская рудная провинция), в консолидированных складчатых структурах в связи с глыбовыми и складчато-глыбовыми дислокациями (Средний Урал, Северный Казахстан), в областях активизации поясов завершенной складчатости (Забайкалье) и древних платформ (Центральный Алдан).

Характерна приуроченность рудных полей к протяженным поясам малых интрузий и даек, частью субщелочных. Размещение руд контролируется тектоническими блоковыми структурами, системами протяженных трещин скалывания и разрыва, зонами брекчий. Строение последних нередко позволяет предполагать существенную роль явлений газовых взрывов, предшествовавших рудообразованию.

Пластические деформации пород и руд проявлены слабо.

В зависимости от особенностей тектоники варьирует морфология рудных тел; в одних рудных полях преобладают протяженные жилы и их системы, в других — штокверки, в третьих — зоны прожилковой и вкрапленной минерализации.

Оруденение сопровождается широкими ореолами березитизации, лиственитизации и прожилкового окварцевания пород. Распространены кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты, местами металлоносные. В отдельных областях, в частности в Забайкалье, интенсивно развита турмалинизация пород.

Минеральный состав руд и их текстуры значительно разнообразнее, чем это свойственно малосульфидной рудной формации. Широко варьируют особенности структуры агрегатов кварца: крупнозернистых, сливных, мелкозернистых, крупногребенчатых и шестоватых. Характерны друзовые полости и инкрустационные текстуры, свидетельствующие об отложении минералов в открытых полостях. Сульфиды составляют 15—30% жильного выполнения; их ассоциации богаче и разнообразнее, чем в малосульфидных рудах. Кроме обычных сообществ пирита и арсенопирита, сульфидов свинца, меди, цинка, распространены сульфосоли серебра, сурьмы, минералы висмута, теллуриды. Большая часть месторождений сформирована в киммерийскую и варисскую эпохи металлогенеза.

Ниже приводятся описания представителей рассматриваемой формации, знакомых нам по личным исследованиям или по имевшимся в нашем распоряжении образцам руд и золота.

Лебединое рудное поле (Якутия). В области тектонической активизации древнего Алданского щита на периферии эпикратонных прогибов расположен ряд полей юнокиммерийской золотой минерализации, одним из которых является Лебединое. Закономерности локализации оруденения освещены в работах Ю. А. Билибина, В. К. Зверева, Ю. И. Дзевановского, А. И. Фасталовича, А. И. Казаринова и других.

Породы древних толщ сильно дислоцированы и изменены в связи с внедрением крупных синорогенных гранитоидных плутонов. На их эродированной поверхности почти горизонтально лежит толща слабо метаморфизованных осадочных, в основном доломитовых пород кембрия; мощность сохранившейся от эрозии части толщи — до 200 м. Оба структурных этажа прорваны многочисленными малыми интрузиями верхнеюрского — нижнемелового возраста: штоками, лакколитами и дайками, преимущественно среднего состава и повышенной щелочности. Оруденение сосредоточено, в основном, в верхнем этаже. В околорудных ореолах доломиты анкеритизированы, а изверженные породы серицитизированы и окварцованы. Всюду распространена пиритовая вкрапленность.

Резко выражена зависимость морфологии и состава рудных тел от характера вмещающих пород; интрузивные тела и кристаллические породы фундамента пересекаются крутопадающими жилами, на 80—90% сложен-

ными кварцем, в доломитах вдоль зон горизонтальных нарушений развиваются метасоматические залежи сульфидно-карбонатного состава (местами как ответвления жил). Обогащение сульфидами (30—80%) — явное следствие дифференциации минерального вещества; по среднему составу руды близки к умеренносульфидным.

Среди рудных компонентов преобладает пирит; в существенных количествах присутствует халькопирит, а в отдельных жилах — гематит. Второстепенную роль играют галенит, сфалерит, пирротин, галеновисмутин, блеклые руды и др.; к очень редким минералам относится обнаруженный и описанный нами в 1941 г. ванадиевый сульфид — сульванит. Текстуры жил брекчиевые или пятнисто-неоднородные; в залежах часто наблюдается горизонтально-полосчатое строение, унаследованное при замещении доломитов.

Березовское рудное поле (Средний Урал). Открытием и разработкой замечательных рудных тел этого поля более 250 лет тому назад было положено начало добыче рудного золота на территории нашей страны. Березовское месторождение — один из главных представителей оруденения уральского золотого пояса, давно имеет мировую известность. Его геологии, минералогии и генезису посвящены труды И. Севергина, Г. Розе, А. П. Корниенко, К. Кулибина, П. И. Кутюхина. Наиболее полные описания месторождения даны в работах М. Б. и Н. И. Бородаевских (1947). Новые материалы опубликованы И. Т. Самарцевым (1967).

Геологическая позиция рудного поля определяется расположением его в полосе вулканогенно-осадочных пород нижнего палеозоя, слагающих опрокинутую синклиналь между протяженными близмеридиональными разломами — Верхисетским и Мурзинским. Эти породы, смятые и расланцованные, превращены в тальк-карбонат-хлоритовые сланцы и серпентиниты. С запада и востока они граничат с крупными гранитоидными массивами. Контакт одного из массивов — Шарташского, по данным геофизических исследований, погружается в сторону рудного поля и в центральной части последнего находится на глубине 1,5—2 км. Развита система многочисленных субмеридиональных даек гранитоидов мощностью 2—40 м и длиной 200—7000 м. Породы даек под действием углекислых калийсодержащих гидротерм превращены в березиты и несут рассеянную вкрапленность сульфидов и золота. Серпентиниты около жил замещены агрегатами брейнерита, анкерита, кварца и калиевой слюдки (лиственитизация).

Оруденение, Относящееся к варисскому металлогеническому циклу, широко проявленному на Среднем Урале, представлено сравнительно небольшими кварцево-рудными жилами и прожилками, преимущественно в поперечных трещинах отрыва в дайках; это так называемые «лестничные» жилы. Относительно небольшое количество жил, именуемых «красичными», находится во вмещающих дайки породах. Все жилы сложены крупнозернистыми кварцевыми и карбонат-кварцевыми агрегатами (с примесями турмалина, пиррофиллита, талька, эпидота), среди которых расположены полосовидные или гнездообразные обособления сульфидов — пирита, галенита, халькопирита, блеклых руд, айкинита. Поле развития зол ото-сульфидно-кварцевых жил частично совмещено с зоной кварцево-шеелитового оруденения, расположенной южнее. В карбонатных прожилках среди листвени-тов, по данным П. И. Кутюхина, встречены герсдорфит и миллерит. Характерно большое количество друзовых пустот шелевидной и неправильной формы (до 20—40 см).

Общее количество сульфидов в жильном выполнении — 10—20%, а в апофизах жил — до 30—40% (Бородаевский, Бородаевская, 1947). Эти данные подтверждают принадлежность Березовского месторождения к формации умеренносульфидных руд. По генетическим особенностям оно боль-

шинством исследователей относится к образованиям зоны средних глубин, по Н. И. и М. Б. Бородаевским — верхней части этой зоны; А. А. Смирнов (1940) считает его переходным от мезотермальных к гипотермальным.

Сульфидно-кварцевые жилы, сходные по составу с березовскими, распространены и в других районах Среднего Урала. Ими представлен ряд месторождений, залегающих среди зеленокаменных пород, группы жил, идущих по контактам даек среди гранодиоритов, и многие другие.

. *Месторождения Миасского района (Южный Урал).* Эти месторождения, в большей своей части известные с прошлого века (Кулибин, 1886), были знатны изобилием золотых самородков, некогда добывавшихся на их верхних горизонтах и из россыпей. Оруденение приурочено к протяженным близмеридиональным тектоническим зонам, вдоль которых располагаются серии вытянутых интрузивов, преимущественно среднего состава и пояса даек. В краевых частях интрузивных тел и по их границам с вулканогенно-осадочной толщей пород, превращенных вследствие метаморфизма в зеленые сланцы, расположены поля сближенных сульфидно-кварцевых жил, прожилков и зон прожилково-вкрапленной минерализации.

Одно из рассматриваемых рудных полей — Тыелгинское представлено системой ветвящихся крутых и пологих тел различной мощности. Вмещающие диориты серицитизированы и окварцованы. В жильном выполнении кроме кварца содержатся карбонаты и сульфиды; в верхних частях жил они почти полностью выщелочены.

Близкие по типу к тыелгинским, кварцевые жилы и зоны минерализации разрабатывались в других частях Миасского района. Заслуживает упоминания Непряхинское месторождение, представляющее собой золотоносную зону дробления и рассланцевания измененных порфиритов (Альбов, 1960).

—†— *Месторождения преимущественно убогосульфидных руд
формации малых глубин*

Специфические черты геологии малоглубинного («эпитермального») оруденения широко известны. Оно развито преимущественно в областях интенсивной вулканической и субвулканической деятельности, нередко сопровождавшейся газовыми взрывами, суфлярными выделениями, образованием источников минерализованных вод; последние в ряде районов существуют по настоящее время. Распространены термические аномалии. Все эти особенности свидетельствуют о сохранении каналов, некогда соединявших зоны генерирования рудоносных терм с зонами их разгрузки (Lindgren, 1928; White, 1955; Петровская и др., 1961).

Термические аномалии установлены на рудниках штата Невада (США), в частности, на месторождении Хомсток, где градиент в Г приходится на 18,3 м, а шахтная вода на глубине 938 м была нагрета до 81° (Reid, 1905). В одной из посещенных нами шахт рудника Бая-Сприе в Румынии температура повышалась от 5—7° на поверхности (в декабре) до +40° на горизонте около 700 м; такие примеры неединичны. Упомянув о них, мы имеем в виду возможное влияние термических воздействий на некоторые типоморфные особенности «эпитермального» золота, о которых речь пойдет в следующей части настоящей работы.

Многие месторождения находятся вблизи вулканических построек, в жерлах и связанных с ними зонах брекчий и системах разрывов. Вместе с тем, известны районы, в которых оруденение развито среди осадочных и туфо-генно-осадочных пород и не имеет видимой связи с вулканизмом. Его размещение контролируется глубинными разломами, протягивающимися на десятки и сотни километров. Локальные тектонические структуры, нередко мозаично-блоковые, связаны с проседанием, образованием грабенов и т. д.

Характерны штокверки ветвящихся жил и прожилков, реже системы субпараллельных жил. Их сопровождают зоны аргиллизации, низкотемпературной пропилитизации и окварцевания пород.

Состав и строение руд весьма изменчивы. Обычно господствуют тонкозернистые халцедоновидные и мелкогребенчатые (до шестоватых) агрегаты кварца с карбонатом, адуляром, диккитом — типоморфными минералами малоглубинных руд. Количество сульфидов ничтожно мало (редко более 0,5—1%), но известны месторождения с аномально высокими локальными их концентрациями.

Из рудных минералов, наряду с пиритом и арсенопиритом, широко развиты марказит и сложные сульфиды (блеклые руды, миаргирит, пираргирит, различные сульфоантимониды и др.), а также теллуриды.

Большая часть месторождений сформирована в позднем мезозое и кайнозое, более древние — известны лишь в отдельных рудных провинциях.

Районами развития малоглубинного золотого оруденения в Советском Союзе являются некоторые территории Забайкалья, Нижнего Приамурья, ряд районов Северо-Востока, Восточного Узбекистана, Западного Казахстана, Закавказья. В Европе классические «эпитермальные» месторождения золота сосредоточены в провинциях Карпат, а в США — в поясе третичного вулканизма Скалистых гор. Подобные месторождения известны в Южной Америке, Новой Зеландии, на островах Фиджи, в Японии.

Балейское рудное поле (Забайкалье). Геология Балейского района изучалась, начиная с середины прошлого века, А. П. Герасимовым, С. А. Призантом, Ю. П. Деньгиным, а позднее Н. Н. Горностаевым, Б. А. Максимовым, С. А. Музылевым, П. С. Бернштейном и другими; в последние годы исследования продолжают геологи Забайкальских организаций.

Район Балей представляет фрагмент обширной зоны герцинской складчатости (часть Монголо-Охотского пояса) с реликтами более древних складчатых сооружений. Докембрийские интенсивно дислоцированные толщи гнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов прорваны крупным варисским гранитоидным плутоном (Ундинским) и вместе с гранитоидами образуют нижний структурный этаж. На их эродированной поверхности на коре выветривания лежат вулканогенные и терригенно-осадочные породы юры и нижнего мела.

Широко распространены юнокиммерийские дайки и малые интрузии, с которыми тесно связаны проявления среднеголубинного молибденит-кварцевого, золото-арсенопирит-кварцевого и золото-висмутин-кварцевого оруденений, местами с обильным турмалином. К более молодому — нижнемеловому циклу относится золотое оруденение формации малых глубин, а также проявления антимонитовой, киноварной и флюоритовой минерализации.

Балейское рудное поле расположено в пределах относительно небольшого грабена, выполненного юрскими и меловыми осадками; его борта и основания сложены варисскими гранитоидами, в отдельных участках гнейсами и сланцами. Многие из разломов, разбивающих рудное поле на мозаичные блоки, по данным П. С. Бернштейна (Петровская и др., 1961), В. Г. Хомича, С. В. Чеглокова (1966) и других, относятся к конседиментационным.

Формы и строение рудных тел варьируют в зависимости от характера рудовмещающих пород (в большей части аргиллизированных, местами окварцованных и адуляризированных). В гранитоидах, слагающих северный борт грабена, находится штокверк, состоящий из мелких крутых и протяженных пологих жил, часто крустификационных с друзовыми

полостями. В меловых конгломератах и песчаниках, выполняющих грабен, прослеживаются серии субпараллельных жил полосчатого (метаколлоидного) рудоносного кварца.

С глубиной руды теряют пористость и контрастную полосчатость, становятся более однообразными, массивными, пятнистыми или брекчиевидными (Андреева, 1971). По восстанию жильные тела ветвятся и выклиниваются; выше залегает безрудная толща песчаников (Хомич, Чеголоков, 1966).

В жильном выполнении господствует типичный для эпитермальных руд халцедоновидный и гребенчатый кварц с непостоянным количеством адуляра и карбонатов; тонкопластинчатые кристаллы последних (папиршпат) замещены кварцем.

Распространены гипогенные каолинит, дикиит, смешаннослойные минералы, гидрослюда. Сульфиды редко составляют более 0,5—1% от массы жильного выполнения. Из них существенную роль играют фрейбергит, тетраэдрит, миаргирит, пираргирит; известны сульфиды Си, Zn, Pb, Sb, Hg, теллуриды (гессит, калаверит). Всюду встречаются пирит, марказит, арсенопирит. Пылевидная вкрапленность рудных минералов скапливается вдоль слоев полосчатого кварца; поздние их генерации участвуют в составе прожилков, секущих такие слои. Кроме текстур пересечения наблюдаются текстуры многократного брекчирования и локальной перекристаллизации минеральных агрегатов.

Предполагается участие в процессах рудообразования вадозовых вод и заимствование вещества дорудной коры выветривания (Петровская и др., 1961; Любалин, Симонов, 1965).

На нижних горизонтах рудного поля, а также в его окрестностях известны многочисленные периодически действующие углекислые источники и суфляры. Глубина формирования руд оценивается в 150—200 м.

Рудные поля Нижнего Приамурья. Вулканогенный пояс, в котором находятся рассматриваемые рудные поля, изучался Ф. Р. Апельциным, Ю. А. Билибиным, Г. П. Воларовичем, А. И. Казариновым, С. Ф. Луговым, Л. Н. Пляшкевич, А. А. Сидоровым, Н. А. Шило и другими исследователями. Согласно современным представлениям, это обширная зона мезокайнозойских деформаций, расположенная на границе эпимезозойской платформы и геосинклинальной (Ниппонской) структуры. Верхнемеловой и палеогеновый магматизм, создавший многочисленные вулканические постройки, покровы и субвулканические тела (трахитов, дацитов и андезитобазальтов), контролировался системами глубинных разломов. С ним тесно связано золотое оруденение малых глубин. Верхняя граница зоны рудообразования находилась на расстоянии 100—500 м от поверхности, нижняя — на глубине 1,5 км (Сидоров, 1966).

Месторождение Белая Гора, первое из обнаруженных в нашей стране «эпитермальных» месторождений золота, расположено в центральном неке олигоценового вулкана и в боковом дайкообразном теле трахитов. К радиальным и кольцевым трещинам вокруг кальдеры вулкана приурочены дайки полевошпатовых порфиров, взрывные брекчии, брекчии взрыва. Породы осветлены (обелены) и разрыхлены под действием кислотного выщелачивания; развита адуляризация; имеются зоны разновременного образованных кварцевых метасоматитов (Фомин, 1968).

Измененные породы пересечены жилами и штокверками кварца с примесями адуляра и гидрослюд. Текстуры руд неоднородные, местами крупстификационные, гребенчатые. Среди сульфидов, количество которых ничтожно мало, преобладает пирит; менее обычны арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, аргентит, прустит, пираргирит. Встречаются теллуриды серебра, минералы ртути, деревянистое олово (Югай, 1967).

Недалеко от Белой Горы расположен участок Многовершинный с зонами прожилково-вкрапленной минерализации среди верхнемеловых андезитов, андезит-дацитов, их туфов и лавобрекчий. Другой участок — Бухтянский находится в опущенном тектоническом блоке, сложенном трещиноватыми сильно измененными дацитами и андезит-дацитами, близкими по возрасту к белогорским (эоцен-олигоцен). Мелкие кварцевые жилы длиной в несколько метров и мощностью 1—10 см сопровождаются штокверками прожилков и зонами метасоматического окварцевания. Оруденение убогосульфидное; состав и строение рудоносных минеральных агрегатов сходны с отмеченными для белогорских руд. Изучение имевшихся в нашем распоряжении образцов и анализ опубликованных данных по геологии рудных полей привели нас к заключению о существенной роли эндогенной, многократно повторявшейся перегруппировки минерального вещества в условиях периодически усиливавшихся потоков глубинного тепла (Петровская и др., 1971).

По-видимому, в сходной обстановке образовались рудные поля, расположенные к северу от описанных; из них отметим Агатовское, золото которого мы имели возможность изучать. Исследования Л. Н. Плещевич, В. И. Найбородин, И. Н. Малиновского и других показали, что оруденение приурочено к вытянутой вулкано-тектонической депрессии, выполненной меловыми и палеогеновыми вулканитами (базальтами, андезитами, липаритами). Распространены субвулканические штоки и дайки среднего состава. Жилы сложены мелкозернистым кварцем с карбонатами и необычно большим для малоглубинных руд количеством (в среднем 5—10%) сульфидов — галенита, сфалерита, пирита, марказита.

Месторождения рудных провинций Восточных Карпат (Румыния). Зоны неогенового вулканизма Карпат являются классическими провинциями «эпитермального» золотого оруденения. Сосредоточенные в них месторождения являются наиболее крупными в Европе. История их разработок насчитывает тысячелетия. При посещении некоторых рудников мы имели возможность видеть пещеровидные следы штолен, пройденных во времена Римской империи. В настоящее время месторождения вскрыты шахтами до глубины 600—800 м.

По данным румынских ученых (Petrulian, 1931; Giusca et al., 1963 и др.), рудные пояса окаймляют с севера область устойчивого погружения, обособившуюся к концу олигоцена. Этот прогиб выделяется как Трансильванский и по его имени с давних времен называют провинцию золотого оруденения.

Вулканизм, в основном наземный, начался с конца тортона и продолжался до плиоцена. Некки, дайки и лакколиты прорывают лавовые покровы и пирокластические отложения. Преобладают породы среднего состава (андезиты и дациты). Характерны эксплозивные брекчии и трубки взрыва. Известны суфляры, горячие источники, ярко выраженные термические аномалии, о которых упоминалось выше.

В Восточных Карпатах находятся месторождения Бая-Сприе, Сэсар и ряд рудопоявлений, в Западных Карпатах (район Брада) — Рошие Монтана, Сэкерымб, Сибиу и другие. Рудные жилы нередко пересекают вулканические жерла и продолжают в глинисто-мергелистых толщах. Вмещающие породы сильно изменены; господствует низкотемпературная пропилитизация, в рудных полях развиты окварцевание, адуляризация; сравнительно слабо проявляется каолинизация.

Оруденение представлено кварцево-рудными жилами (длиной до 1—2 км, мощностью 0,1—3 м), штокверками и зонами вкрапленной и прожилковой минерализации. На месторождении Бая-Сприе разрабатывалась жильная зона длиной более 200 м, прослеженная на 700 м по вертикали.

В ней хорошо выражена вертикальная зональность (Petrulian, 1931; Giusca et al., 1963). В верхней зоне, золото-серебряной (I—VI горизонты выработок), считающейся «эпитермальной», руды на 85—99% сложены агрегатами кварца — халцедоновидного, гребенчатого, до грубошестоватого, с многочисленными друзовыми полостями; много карбонатов, нередко в виде крупных кристаллов. Количество сульфидов 0,5—1,5% (местами до 20%). Преобладает пирит, реже — марказит; подчиненную роль играют халькопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит. Отдельные участки жил обогащены антимонитом. Встречались киноварь, реальгар, аурипигмент, полибазит, прустит. Верхние части жилы и ее ответвления богаты сульфосолями (миаргирит, пираргирит, джемсонит, семсейит, фреейслебенит, бурнонит и другие); с глубиной они почти исчезают.

В средней зоне (VI—IX горизонты) развита свинцово-цинковая минерализация, которая считается близкой к «мезотермальной». В осматриваемых нами участках выработок постепенного перехода одной зоны в другую не наблюдалось; жилы и прожилки, имеющие галенит-сфалерит-пиритовый (с кварцем) состав, обособлены и лишь соседствуют с убогосульфидными золото-кварцевыми жилами, такими же как и на верхних горизонтах месторождения. Создается впечатление, что на определенном уровне глубин совмещены проявления собственно золотой и свинцово-цинковой минерализации. В самой нижней зоне, медной (X—XIV горизонты), преобладают существенно-сульфидные халькопирит-пиритовые руды. Количество галенита и сфалерита в этой зоне уменьшается. Встречаются шеелит, вольфрамит, гюбнерит, молибденит.

Имеются месторождения, вскрытые достаточно глубоко (Сэсар и др.), в которых не обнаруживается смена по вертикали золотых руд свинцово-цинковыми и медными. Вместе с тем, последние нередко образуют собственные месторождения (Хержа, Капник, Вэратик и др.), расположенные по соседству с золотыми убогосульфидными. Этим подтверждается предположение о совмещении в рудном поле Бая-Сприе разной по генезису рудной минерализации.

В той или иной мере сходны с описанными особенности других мало-глубинных месторождений Восточных и Западных Карпат. Во многом однотипны рудные поля Центральной Словакии (Bohmer, 1956) и Скалистых гор в США (Nolan, 1933). Варьируют лишь детали геологической структуры районов, формы рудных тел и некоторые черты их минералогии. Как упоминалось выше, в отдельных областях руды резко обогащены теллуридами (Крипл-Крик в Северной Америке) минералами марганца (Хаканджа на Северо-Востоке СССР), флюоритом (Блэк-Маунтин в Аризоне) и т. д.

Месторождения существенно-сульфидных формаций руд

Согласно современным представлениям (Смирнов, 1968; Бородаевская, 1971 и др.), колчеданное оруденение формировалось в пределах эвгеосинклинальных зон, среди вулканогенно-осадочных толщ спилитово-кератофирового состава, нередко вблизи вулканических построек, при общей тесной связи с базальтоидным вулканизмом, эффузивами, вулканическими брекчиями, дорудными и внутрирудными дайками. Региональный метаморфизм в ряде районов превратил пестрые по составу толщи рудовмещающих пород в сравнительно однообразные сланцы зеленокаменной фации. Гидротермальные изменения выразились в серицитизации, хлоритизации, окварцевании и неравномерной, местами обильной пиритизации.

Главными элементами структур рудных полей служат системы многократно подновлявшихся разломов и зон расланцевания. Рудные тела представлены линзовидными и пластообразными залежами, сопровождаемыми зонами вкрапленной и прожилковой минерализации; мощность зон достигает десятков метров при длине до 1—1,5 км. Массивные руды сложены мелкозернистыми агрегатами пирита с ксеноморфными вкраплениями халькопирита и сфалерита, а также их прожилками. Обычны полосчатые текстуры различного происхождения: наследующие строение расланцованных пород, связанные с более поздней трещиноватостью и прожилковидными обособлениями, минералов и возникшие в результате развальцевания сульфидных руд. •

Особенностью месторождений является широкое развитие внутрирудных брекчий. Весьма характерны брекчии, в которых обломки руд сцементированы веществом измененных пород; вопросы их генезиса все еще остаются спорными.

Колчеданные месторождения различных рудных провинций по основным чертам геологии и минералогии однотипны. Различия, зависящие от глубины формирования руд, еще мало изучены. Возможно, что более древние руды, отличающиеся относительной простотой, состава и строения (Смирнов, 1968), в значительной части представляют более глубинные образования.

Месторождения существенно-сульфидных медно-никелевых руд, образованных в условиях средних и больших глубин, генетически и пространственно связаны с интрузивными телами базальтоидного типа, сложенными или сложнопостроенными вследствие дифференциации магмы и многофазности внедрения; характерно развитие комплекса даек. В гипабиссальных рудных полях дайки отсутствуют, а магматизм проявлен в виде покровно-силловых образований (Годлевский, 1968). Друденение распространено в материнских массивах и в окружающих породах. Жилообразные, линзовидные и другие тела сплошных сульфидных руд находятся в участках рассредоточенной рудной вкрапленности и шлиров, а также в зонах минерализованных брекчий.

Минеральный состав золотых руд и минералы золота

Длительно существовавшее мнение об однообразии состава золотых руд давно опровергнуто. В собственно золоторудных месторождениях к настоящему времени обнаружено свыше 200 минеральных видов и разновидностей.

Многочисленны минералы серебра (около 18% от общего числа минералов в золотых рудах); далее идут минералы сурьмы (16%), теллура (10%) и свинца (9%). Широкие поля устойчивости минералов железа и меди являются причиной весьма малого количества минеральных форм этих элементов (по 7%). Количество соединений других металлов, включая золото, составляет не более 5%.

Совместно с Р. М. Константиновым и С. В. Сиротинской (Петровская и др., 1971) мы предприняли попытку проанализировать частоты встречаемости минералов по представительной выборке данных, характеризующих 45 наиболее изученных золоторудных месторождений разных формаций и типов. Отбирались данные по золотоносным провинциям СССР и в меньшей мере — других стран мира. Их математическая обработка с помощью ЭВМ показала следующее. Почти повсеместно распространены кроме золота всего 6 минералов: кварц, пирит, сфалерит, галенит,

**Минералы, установленные в золоторудных
месторождениях**

Рудообразующие

Адуляр	Герсдорфит	Маухерит	Сидерит
Агвиларит	Гессит	Мельниковит	Сильванит
Айкинит	Гипс	Менегенит	Станнин
Альбит	Гудмундит	Метациннабарит	Стефанит
Алтаит	Глаукодот	Миаргирит	Сульванит
Аляскаит	Гюбнерит	Миллерит	Сурьма самородная
Ангидрит	Джемсонит	Молибденит	
Анкерит	Диккит	Монтмориллонит	Сфалерит
Антимонит	Доломит	Нагиагит	Теллур самородный
Апатит	Жозенит	Накрит	
Аргентит	Золото самородное	Науманнит	Телл уровисмутит
Арсенопирит	Ильменит	Никкелин	Теннантит
Аурипигмент	Калаверит	Овихиит	Терешковит
Аурустибит	Кальцит	Олигонит	Тетрадимит
Барит	Канфилдит	Опал	Тетраэдрит
Бертьерит	Касситерит	Пентландит	Турмалин
Борнит	Кварц	Петцит	Ульманит
Бравоит	Киноварь	Пираргирит	Умангит
Браунит	Кобальтин	Пирит	Фаматинит
Брейтгауптит	Козалит	Пирротин	Флюорит
Буланжерит	Колорадоит	Пирсеит	Фрейбергит
Бурнонит	Коронадит	Плагионит	Фрейеслебениит
Ваэсит	Костовит	Платина самородная	Халькозин
Валериит	Креннерит	Полибазит	Халькопирит
Вейссит	Кубанит	Полидимит	Халцедон
Вилламанинит	Купроаурид	Плюмозит	Халькостибит
Висмутин	Кутнагорит	Прустит	Хлориты
Висмут самор.	Кюстелит	Реальгар	Цеолиты
Виттихенит	Лёллингит	Риккардит	Цинкениит
Вольфрамит	Линнеит	Родонит	Шеелит
Волинскит	Люционит	Родохрозит	Шмальтин
Галенит	Магнетит	Роскоэлит	Штернбергит
Галенобисмутит	Мальдонит	Рутил	Штроемейерит
Галлуазит	Марипозит	Серебро самородное	Эвансит
Гаусманит	Марказит	Серицит	Эмплектит
Гематит	Матильдит	Семсейит	Эмпрессит
Геокронит			Энаргит
			Эпидот
			Ялпаит

.р

Реликтовые

Актинолит	Диопсид	Пироксены	Топаз
Амфибол	Клиноцоизит	Полевые шпаты	Тремолит
Берилл	Меланит	Пренит	Хлориты
Биотит	* Монацит	Скаполиты	Циркон
Гранат	, Мусковит	Титанит	Цоизит
Графит	Олигоклаз	Тальк	Эпидот

Вторичные (гипергенные)

Адамин	Гидрогематит	Мелантерит	Серебро самородное
Азурит	Гидрослюда	Мельниковит	Скородит
Алунит	Гипс	Миметезит	Стибиконит
Алуминит	Золото самородное	Монтмориллонит	Смитсонит
Англезит	Иодирит	Мышьяк самород-	Сурьма самородная
Арагонит	Иодэмболит	ный	Тенорит
Арсенолит	Кальцит	Нонтронит	Халькантит
Атакамит	Каолинит	Оливенит	Халькозин
Базобисмутит	Кварц	Опал	Халцедон
Барит	Кераргирит	Пирит	Хризоколла
Бейделлит	Ковеллин	Пирболюзит	Целестин
Брошантит	Куприт	Пиоморфит	Цеолиты
Валентинит	Лейкоксен	Питтицит	Церрусит
Вивианит	Марказит	Псиломелан	Эмболит
Галлуазит	Малахит	Сера самородная	Ярозит
Гематит	Медь самородная		
Гётит-гидрогётит	Мел аконит		

халькопирит и арсенопирит. К широко распространенным (в 40—70% от общего числа месторождений) отнесены кальцит, доломит, серицит и мусковит, хлорит, пирротин, блеклые руды. Более 40 минеральных компонентов руд выделены в группу «локально распространенных»; среди них много силикатов (альбит, адуляр, турмалин и др.), антимонит, висмутин, большинство сложных сульфидов (сульфосолей) и теллуридов. Суммарная распространенность теллуридов значительно выше, чем отмеченная для отдельных минералов этой группы. Остальные минералы являются относительно редкими. Полученные данные подтверждают ранее существовавшие представления о распространенности различных рудообразующих минералов. Несколько неожиданными явились лишь показатели широкого распространения в золотых рудах пирротина и арсенопирита. В пределах отдельных регионов отмечаются отклонения от средних характеристик.

Количественная роль минералов в рудах в большой мере соответствует их положению в общей шкале распространенности. В подавляющем большинстве месторождений всех формаций главная масса руд сложена минералами, относящимися к наиболее распространенным. Почти все они представлены несколькими генерациями и входят в состав разновременных ассоциаций. Количество генераций кварца варьирует от трех в месторождениях больших глубин (Енисейский кряж, Узбекистан и др.) до десяти и более в «эпитермальных» рудах (Забайкалье, Карпатские провинции и др.). Аналогичные различия характеризуют генерации пирита, марказита, в меньшей мере арсенопирита. Таким образом, намечается общая тенденция возрастания количества генераций распространенных минералов от глубинных руд к малоглубинным. Неодинаковы и средние содержания минералов. Концентрация арсенопирита снижается от глубинных к малоглубинным рудным полям, хотя имеются и отклонения от этой закономерности. Количество пирита, галенита и висмутина наиболее значительно в среднеглубинных месторождениях, а количество сульфосолей серебра и свинца, а также теллуридов, адуляра и минералов каолиновой группы — в месторождениях, сформированных близ земной поверхности. Несколько различаются частоты встречаемости второстепенных минералов; только в месторождениях формации больших глубин встречены маухерит, пентландит, а в малоглубинных — аурипигмент, реальгар, фрейеслебенит и др.

Подтверждаются закономерные различия в «степени сульфидности» месторождений разных формаций. «Эпитермальные» руды лишь в отдельных участках жильных тел содержат более 0,5—1% сульфидов. Месторождения формации средних глубин наиболее богаты сульфидами, количество которых сильно варьирует, весьма часто составляя больше 10—20% жильной массы. Глубинные месторождения характеризуются малым содержанием сульфидов (1,5—7%), хотя локальные их концентрации нередки.

Во всех генетически различных месторождениях, за исключением единичных случаев, главная форма нахождения золота — его самородные выделения; менее обычны теллуриды золота. Остальные минералы золота встречаются весьма редко.

Всего известно 22 минерала золота, из них 13 — • типа интерметаллических соединений и твердых сплавов, 9 — теллуриды (табл. 3). Некоторые минералы недостаточно изучены; часть из них, возможно, представляет собой тонкие минеральные смеси (например, антамоцит и мутманнит). По количеству золотосодержащих минеральных видов (отмеченному нами цифрами в скобках) элементы образуют следующий ряд: Ag(7) — Си (4) — Sb (2) — Bi (2) — Pb (2) — Pt (2) — Rh (1) — Ir (1) — Hg (1); нетрудно заметить, что он, в основном, соответствует охарактеризованному выше ряду убывающей степени геохимической связи элементов с золотом.

Искусственные соединения золота в несколько раз многочисленнее природных (в литературе отмечены многие десятки).

Ассоциации рудообразующих минералов

Детальное изучение золотоносных минеральных ассоциаций началось всего тридцать-сорок лет назад, хотя представления о минералах-спутниках золота существовали столетия, помогая поискам его руд (Соколов, 1826; Карножицкий, 1898). Стимулами развития исследований в этой области в большой мере служили успехи общей теории минеральных парагенезисов. Вместе с тем, применение этой теории встретило определенные трудности, обусловленные противоречивой трактовкой таких основных понятий, как «минеральная ассоциация» и «минеральный парагенезис». Одни исследователи называли этими терминами комплексы всех рудообразующих минералов месторождения, другие — совокупности минералов одной стадии рудообразования, третьи — • равновесные минеральные системы, независимо от времени возникновения минералов.

Мы пришли к убеждению, что закономерные минеральные сообщества разнотипны по своему характеру. Идея их типизации и систематики изложена нами в публикациях 1955 г. и последующих годов. Основным элементом систематики, по-видимому, должны служить минеральные парагенезисы. Целесообразно ограничить это понятие общностью сонахождения минералов, показателями одинаковых или близких термодинамических условий их возникновения как членов равновесной минеральной системы и образования в один и тот же отрезок времени. Минералы одной стадии рудного процесса мы предложили называть одностадийным минеральным комплексом; нередко он объединяет два парагенезиса минералов или более.

По степени постоянства состава оказалось возможным выделить ассоциации устойчивые и изменчивые. К первым нами отнесены сообщества минералов, повторяющиеся без существенных вариаций на месторождении всех рудных формаций данной группы, например, на всех золото-сульфидно-кварцевых месторождениях; очевидно, что это более узкие

Таблица 3

Минералы золота j I

Минерал	Состав, сингония, параметры элементарной ячейки	Распространенность	Литературные источники
	Au — Ag — Си		
1. Золото самородное	Au(Ag); кубическая; $a_0 = 4,078 - 4,07$	Главный минерал золота	
2. Кюстелит	Ag (Au); кубическая; $a_0 = 4,085$	Редкий	Ramdohr, 1960
УЧ. Купроаурид и аурикуприд	AuCu и AuAgCu; кубическая и тетрагональная; $a_0 = 3,75 - 3,84$	Редкий; Южный Урал, Финляндия, Австралия, Южная Африка, Канада	Ramdohr, 1960 Ложечкин, 1939
\$ Аргентокупроаурид	Au ₂ 9Cu ₁ sAg	Редкий; Норильск-1	Разин, Бориша.1-ская, 1970
& Родит	Au — Pt — Rh — Ir — Pd Au, Rn; кубическая; (возможно смесь)	Редкий; россыпи в Грузии, Мексике, Колумбии	Oenth, 1891
• д. Ираурид и ауросмирид	Au, Ir; кубическая; (возможно смесь)	Редкий; россыпи в Грузии, Калифорнии (США)	Dubuis, 1834
9 Порпецит	Au, Pd; кубическая	Редкий; Грузия, Бразилия	Hintze, 1898
\0 Без названия	(Pd, Au) ₃ Pb	Очень редкий; Норильск	Черник, 1913 Генкин, 1968
/I Платинистое золото	Au, Pt; кубическая; (возможно смесь)	Редкий; россыпи в Грузии, остров Борнео	Черник, 1913
/2, Мальдонит	Au — Bi — Sb — Hg Au ₂ tSi; кубическая; $a_0 = 7,98$	Редкий; в высокотемпературных кварцевых жилах Австралии, Франции, в скалах Румынии Редкий, Урал	Ramdohr, 1960 Boyer, Picot, 1963
I'j) Аурависмутин	3(Au, Ag) ₂ Sb ₂ S ₃ (?)		Вернадский, 1922
Бисмутаурид	Мало изучен		
jtj Аурустибит	AuSb ₂ ; кубическая; $a_0 = 6,66$	Редкий; Чехословакия, Канада, США (Онтарио)	Graham, Kaiman, 1952
f Аурамальгамы («, Р)	Au, Hg; структура а-модификации не известна [3, модификация гексагональная	Редкие; в кварцевых жилах Калифорнии и Невады (США), Австралии; в отдельных россыпях Зап. Сибири	Sobotka, 1954 Вернадский, 1922
f Калаверит	Au — Te(Ag, Си, Sb, Pb) AuTe ₂ ; моноклиная; $a_0 = 7,19$	Распространен, в некоторых месторождениях США — главный минерал золота (Крипл-Крик, Калаверас)	Strunz, 1957
ft, Сильванит	(Au, Ag) Te ₄ ; моноклиная; $a_0 = 14,62$	Распространен преимущественно в эпитемах: Румынии, Невада в США, Японии и др.	Ramdohr, 1960
Креннерит	(Au, Ag) Te ₂ ; моноклиная; $a_0 = 16,54$	Как и сильванита	Stillwell, 1931
^0 Петцит	(Ag ₃ AuTe ₂); кубическая; $a_0 = 10,38$	Встречается в эпидермальных рудах: Румынии, Австралии и др. стран	То же
<ц Мутманнит	(Ag, Au) Te; сингония не установлена	Очень редкий; Сэкэрымб в Румынии	Helke, 1935
Нагиагит	PbsAu(Te, Sb) ₄ S ₅ 8", моноклиная; $a_0 = 4,15$	Редок; в Румынии (Сэкэрымб), Австралии (Калгурли), острова Фиджи	Helke, 1935 Костов, 1971
Антамоцит	(Au, Ag) Te ₂ s; (вероятно, смесь)	Единичные находки на Филиппинах	Stillwell, 1931
3I/ Монтбрейт	AuTe ₂ триклиная; $a_0 = 12,10$	Единичные находки в Канаде (Робб-Монтбрей)	Strunz, 1957
Костовит	AuCuTe ₄ моноклиная	Единичные находки в Болгарии (Челопеч)	Костов, 1971

категории минеральных сообществ, чем те, которые под идентичным названием выделил Г. Шнейдерхен (Schneiderhohn, 1955). Изменчивые ассоциации меняют свой состав нередко в пределах одного рудного поля в зависимости от состава вмещающих пород.

По степени характерности выделены ассоциации типичные и чуждые; последние появляются в участках пространственного совмещения золотой и инородной минерализации.

Очевидна также необходимость различать минеральные сообщества данной стадии рудообразования и реликтовые, состоящие из минералов неполностью растворенных включений боковых пород и более ранних минеральных агрегатов. Ассоциации минералов, возникшие в связи с процессами метаморфизма, могут выделяться как метаморфогенные.

Особую группу образуют минералы, постоянство сонахождения которых обусловлено явлениями замещения. Например, сульфосоли свинца встречаются в некоторых золотых рудах только в ассоциации с галени- том, за счет которого они образуются; к аналогичным сообществам относятся: висмутин и теллуриды висмута; адуляр и каолинит; альбит, кварц и серицит. Такие ассоциации, в отличие от парагенетических, мы предложили называть ортогенетическими.

Устойчивые минеральные парагенезисы. При изучении разнотипных золоторудных месторождений, формировавшихся в разное время и в неодинаковых условиях, мы уже давно обращали внимание на поразительное единообразие их главных минеральных парагенезисов (Петровская, 1955). В строении рудных тел, в текстурах внутрирудного брекчирования и пересечений каждая устойчивая ассоциация минералов занимает вполне определенное, всюду постоянное место, что свидетельствует о единообразной последовательности их формирования.

В рудах всех золото-сульфидно-кварцевых месторождений отчетливо выделяются ранние сульфидно-кварцевые и поздние кварцево-сульфидные комплексы парагенезисов. Формирование каждого из них начиналось с отложения кварца и завершалось образованием одного или нескольких парагенезисов сульфидных минералов, нередко с золотом. Количество сульфидов увеличивается от ранних сообществ к поздним.

Ранний минеральный комплекс представлен одной сульфидно-кварцевой ассоциацией или последовательно образовавшимися ассоциациями: существенно-кварцевой (обычно с серицитом) и пирит-арсенопиритовой. Иногда устанавливаются неравновесные отношения сульфидов и кварца (коррозия последнего).

Различия агрегатов раннего кварца в рудных телах, образованных на разных глубинах, отмечались выше. Меняются также размеры и формы ранних выделений сульфидов — от сравнительно крупных и морфологически простых в рудах больших глубин к более мелким и сложным по форме в «эпитермальных» рудах; например, кристаллы арсенопирита приобретают вытянутую, часто игольчатую форму.

О более позднем, по отношению к кварцу, формировании минералов сульфидных парагенезисов свидетельствует их концентрация в трещиноватых участках кварцевых жил (рудные поля Советское Мурунтау), а в среднеглубинных месторождениях — нарастание шеток сульфидов на шестоватый кварц или на его обломки (Дарасунское, Ключевское и другие).

Второй по времени образования комплекс минеральных парагенетических ассоциаций также включает; кварц, обычно гребенчатый; его прожилки приурочены к трещинам, секущим ранние кварцевые агрегаты; в них наблюдаются карбонаты, реже серицит и турмалин. Поздние парагенезисы разнообразны по составу, причем богатство их минеральными видами явно увеличивается по мере перехода от глубинных к малоглу-

бинным месторождениям; одновременно возрастает количественная роль сульфосолей и теллуридов. Так, в месторождениях Енисейского края среди поздних выделений господствует простой парагенезис халькопирита, галенита и сфалерита при ничтожной роли сообщества халькопирита, блеклой руды и висмутина. Аналогичный состав имеет поздняя ассоциация сульфидов в ряде других месторождений формации относительно больших глубин. Вместе с тем, в рудах среднеглубинных месторождений, например Дарасунского, выявлена серия последовательно формировавшихся парагенезисов сульфидов: халькопирит-сфалеритовый, галенит-сфалеритовый, блеклая руда — халькопиритовый, сульфосолей меди, свинца и сурьмы, а также теллуридов. Не менее многочисленны сообщества сульфидов в малоглубинных рудах Балецкого района, Охотско-Чукотского пояса и других областей.

Наиболее поздними всюду являются ассоциации тонкогребенчатого или мелкозернистого, нередко халцедоновидного кварца, кальцита, позднего пирита. В отдельных месторождениях к ним присоединяются марказит, реже — антимонит. Последний встречается в рудных полях практически всех формаций, но чаще — в «эпитермальных» рудах. Многие антимонит-кварцевые жилы пространственно обособлены от золоторудных или секут их (Балецкий район, Западный Узбекистан и др.).

Во многом сходны с отмеченными выше состав и последовательность формирования минеральных комплексов, образующих существенно-сульфидные руды месторождений колчеданной формации. Ранние выделения кварца (обычно в малых количествах) наблюдаются в виде редких прожилок в рудовмещающих породах. С ранними ассоциациями сульфидов золото-кварцевых руд могут быть сопоставлены количественно преобладающие в колчеданных месторождениях массы мелкозернистого пирита с небольшими примесями халькопирита и самородного золота. Следующий по времени образования комплекс ассоциаций, в отличие от подобного в золотых рудах, почти не содержит кварца, но нередко включает карбонаты и барит. Он представлен серией парагенезисов халькопирита и пирита, сфалерита, халькопирита и блеклых руд, сфалерита и галенита и др. Преобладающее развитие одного из них определяет типы медных, медно-цинковых и полиметаллических руд.

Минералы упомянутых ассоциаций сосредоточиваются в трещиноватых участках среди сплошных масс раннего пирита, цементируют его брекчии, слагают прожилки, часто полосчатые, обладающие метаколлоидными текстурами.

Позднее других образованы сообщества, в которых участвуют кальцит, анкерит, барит, кварц и пирит последних генераций; местами их сопровождают маложелезистый (близкий к клейофану) сфалерит, реже халькопирит. Они могут быть параллелизованы с ассоциациями поздних кварц-карбонатных прожилок золото-сульфидно-кварцевых месторождений.

Парагенезисы минералов в золотоносных медно-никелевых рудах специфичны (Генкин, 1968; Годлевский, 1968): после собственно магматических каплевидных обособлений пирротина и халькопирита с реакционными каймами амфибола, биотита и других образовались гидротермальные выделения пирротина, пентландита, халькопирита. В них содержатся борнит и многочисленные минералы платины. Наиболее поздними являются прожилки кальцита с халькопиритом, галенитом, пирротинном и пиритом.

Наличие разновременных минеральных ассоциаций в рудах всех формаций является отражением длительности и изменчивости во времени процессов рудообразования.

Изменчивые ассоциации. К этому типу должны быть в первую очередь отнесены сообщества серицита, хлорита, иногда рутила, ильменита, графита и других несколько измененных реликтовых минералов пород в кварцевых жилах, секущих слюдистые сланцы и филлиты (месторождения Енисейского края, Западного Узбекистана, Урала, Востока СССР и др.). Заметные их количества встречаются в узких приконтактовых зонах колчеданных залежей Южного Урала и других областей. В толщах карбонатных пород рудные тела, как правило, обогащаются анкеритом, доломитом, кальцитом, а в прослоях кварцитов — кварцем.

Правомочен вопрос о принадлежности кварца и карбонатов, заимствованных из боковых пород, к членам изменчивых ассоциаций, однако эти минералы далеко не всегда проявляют прямую связь с составом среды: во многих районах кварцевые жилы с карбонатами секут породы разного состава, в том числе не содержащие карбонатов. Влияние среды сказывается лишь на необычном увеличении количества этих минералов; примером служат анкеритовые залежи в доломитах, находящиеся в полях развития кварцевых жил Центрального Алдана.

В изменчивых ассоциациях нередко участвуют продукты взаимодействия вещества пород, преимущественно глинозема, и растворов, содержащих щелочи, бор и другие элементы. В одних районах — это полевые шпаты, в других — турмалин или хлориты. Количество реакционных минералов может быть довольно значительным. Известно, что концентрация адуляра в некоторых малоглубинных рудных жилах достигает 30—50% (северный участок Балейского поля в Забайкалье, месторождение Ярбидж в зоне Кордильер в США и др.). Более 50% жильной массы составляет турмалин в рудных полях Восточного Забайкалья (Ключевское, Илинское и др.). Такие примеры многочисленны.

Чуждые (нетипичные) ассоциации. К ним отнесены сообщества, в которых участвуют минералы вольфрама, молибдена, олова, ртути, отчасти сурьмы (Петровская, 1955, 1960 и др.).

Ассоциации чуждых минералов появляются в золоторудных полях, находящихся в рудных провинциях сложного металлогенического профиля с пространственно обособленными месторождениями тех же металлов, которые определяют состав рассматриваемых ассоциаций в рудах золота. Так, в вольфрамоносных областях Западного Узбекистана, в отдельных районах Южного Урала и Востока СССР в золотых рудах появляется шеелит, иногда вольфрамит. О гибридном характере оруденения свидетельствует обособление участков концентрации золота и вольфрама; лишь местами они соседствуют и еще реже совмещаются в пределах одного рудного поля. При частичном совмещении чуждые минералы появляются только на одном фланге поля (Мурунтау, Березовское и др.). Гибридность руд характерна для месторождений и рудопроявлений золота и молибдена в Забайкалье; золота и некоторых редких металлов на Енисейском крае; вероятно, золота и олова, а также кобальта на Востоке СССР.

Следует подчеркнуть, что кроме упомянутых относительно легко распознаваемых «чуждых» минералов встречаются такие, которые бывает трудно отличить от обычных минералов золотых руд. Иногда это жильный кварц, представляющий в золотоносных кварцевых жилах реликтовое вещество более ранних минеральных ассоциаций, не связанных непосредственно с золоторудными месторождениями (например, молибденоносный кварц в сульфидно-кварцевых жилах Балейского района). Чуждыми мы склонны считать некоторые выделения галенита и сфалерита в золотых рудах, расположенных в областях распространения свинцовоцинковых месторождений; от типичных золотоносных галенит-сфалеритовых

парагенезисов их отличает почти полное отсутствие золота и стремление к пространственной обособленности.

Во многих случаях чуждые ассоциации несут признаки формирования в дозолотой этап гидротермальной деятельности (шеелито-кварцевые жилы Березовского рудного поля и др.), но нередко они попадают в возрастную «вилку» между минералами, типичными для золотых руд, или несут признаки более позднего образования (турмалин в рудном поле Мурунтау).

Место рассматриваемых ассоциаций в ряду последовательно образовавшихся золотоносных минеральных комплексов может быть неодинаковым в месторождениях различных районов. Например, бедная золотом сфалерит-галенитовая ассоциация в одних рудных полях, является ранней (Агатовское), в других образуется между ранним и поздним золотоносными минеральными комплексами (Дарасунское), в третьих — является более поздней (некоторые месторождения Восточного Узбекистана), или даже послезолотой (Ключевское рудное поле Забайкалья).

В колчеданных месторождениях к чуждым, трудно распознаваемым ассоциациям должно быть отнесено сообщество золота, сфалерита и, вероятно, галенита, в тех случаях, когда необычно высокие концентрации этих минералов являются следствием наложения более позднего золотого оруденения (Куросан на Южном Урале и др.).

Метаморфогенные ассоциации. Сообщества минералов, возникновение которых обусловлено процессами наложенного метаморфизма рудного вещества, известны давно. Их появление обычно связано с термическими воздействиями на руды; динамический метаморфизм, как показали работы Т. Н. Шадлун (1950), П. Рамдора (Ramdohr, 1960) и других ученых, вызывал, главным образом, изменение структуры минеральных агрегатов.

Роговообманково-кварцевая ассоциация с магнетитом, метаморфогенная, по заключению Ю. А. Билибина (1940), наблюдалась в золотоносных кварцевых жилах в экзоконтактовом ореоле Хантынахского гранитоидного интрузива (Северо-Восток СССР) и исчезала в удалении от него.

В некоторых рудных полях Приамурья около послерудных диоритовых штоков в золотоносных кварцевых жилах возникали новообразования биотита и мусковита, при общей сильной перекристаллизации кварцевых агрегатов (Яковлев и др., 1955). Аналогичные изменения отмечены Л. В. Фирсовым (1963) для ряда месторождений Северо-Востока СССР и А. Д. Щегловым (1956) для месторождений Зачикойской области Забайкалья; в последних, кроме биотита, встречены актинолит, хлорит, цоизит, гранат.

К метаморфогенным относятся ортогенетические ассоциации пирита и замещающего его пирротина; часто их сопровождают магнетит, сидерит, халькопирит, которые, по заключению ряда исследователей, возникали на месте пиритовых агрегатов при достаточно сильном прогревании последних тепловыми потоками, генерированными пострудными интрузиями (Lewis, 1955; Ramdohr, 1960). Они известны на некоторых колчеданных месторождениях Южного Урала и Мугоджар, где кроме пирротина в них участвуют халькопирит, хлорит, магнетит и иногда роговая обманка.

Существенно пирротиновые агрегаты, образованные при метаморфизме пиритизированных пород, встречались в Ленском золотоносном районе и в Приамурье.

Кубанит-халькопиритовая метаморфогенная ассоциация с пирротинном, возникшая под действием послерудных даек и силлов, наблюдалась на месторождениях Витватерсранда (Peltetier, 1940).

Возможно, что метаморфическую природу имеют золотоносные кварцево-магнетитовые жилы, обнаруженные в Забайкалье по соседству с месторождениями обычного золото-сульфидно-кварцевого типа. По данным от-

крывших и изучивших эти жилы Т. Б. Колосовой и Ю. В. Онищука (1970), состав жильного выполнения неоднороден. В образцах магнетита, любезно переданных нам этими исследователями, можно видеть корродированные фрагменты золотоносного жильного кварца.

Инtrarудные преобразования

Эпигенетические изменения золотоносных минеральных агрегатов в большинстве случаев рассматриваются исследователями как проявления пострудного метаморфизма; роль инtrarудных процессов весьма мало освещена исследованиями. В литературе часто встречаются лишь данные об интерминерализационной тектонике; в немногих работах детально характеризуются замещения одних минералов другими.

Изучение минералогии золоторудных и некоторых медноколчеданных месторождений привело нас к выводу, что изменения агрегатов рудообразующих минералов в течение рудного процесса были более многообразными, чем это представлялось ранее (Петровская, 1970). Они выражаются в деформации, перекристаллизации, выщелачивании и переотложении минерального вещества, а также в изменении его состава, причем такие преобразования сказываются на размещении и особенностях форм поздних выделений многих минералов, в том числе самородного золота.

Деформации. Руды всех эндогенных месторождений золота в той или иной степени трещиноваты, местами раздроблены. Детальными исследованиями уже давно установлено, что многие трещины возникали до завершения рудообразования, многократно подновлялись и залечивались более поздними минералами.

Интенсивность инtrarудной трещиноватости меняется по простиранию и падению рудных тел, усиливаясь в местах их изгибов, ветвлений, у контактов и на продолжении поперечных разломов. Если последние располагались на разных уровнях глубин, на месторождениях обнаруживаются признаки многоярусного расположения зон трещиноватости; примером служат некоторые месторождения Енисейского края и Западной Сибири.

Анализ литературных данных и материалы наших наблюдений на месторождениях Забайкалья, Якутии и Восточной Сибири позволяют предполагать существование общей тенденции усиления деформаций в верхних частях рудных тел. Границы зон интенсивной трещиноватости с выше расположенными зонами могут рассматриваться как один из важнейших элементов структуры месторождений, влияющих на локализацию поздних минеральных ассоциаций.

Можно указать следующие различия трещинных структур в месторождениях разных формаций. В кварцевых жилах, образованных в условиях больших глубин, во многих участках наблюдаются зоны грубого расщепления и дробления агрегатов (жилы крупнозернистого кварца в Ленском, Северо-Енисейском и других районах). Сульфиды ранних генераций местами превращены в скопления мелких обломков с рудной пылью в промежутках между ними. Отдельные более протяженные трещины, часто диагональные или поперечные по отношению к оси рудного тела, контролируют положение в нем прожилков более поздних сульфидов.

В рудах среднеглубинных месторождений интраминерализационные трещины часто были приоткрытыми, о чем свидетельствуют инкрустационные текстуры их минерального выполнения, и менее строго подчинялись главным направлениям; развиты текстуры пересечений. Широко проявилось брекчирование, многократно повторявшееся. Ярким примером являются текстуры руд Дарасунского месторождения, детально изучавшиеся

Д. А. Зенковым (1948), М. С. Сахаровой (Сахарова и др., 1968), Д. А. Тимофеевским (1972) и др.

В некоторых рудных полях, например Ключевском в Забайкалье, выделяются участки локально развивавшихся брекчий взрыва — скопления крупных и мелкоосколочных обломков массивных кварц-турмалиновых агрегатов, сцементированных кварцем и пиритом. Местами их секут более поздние прожилки кварца и карбоната.

В полосчатых метакolloидных минеральных агрегатах, отлагавшихся близ земной поверхности, кроме тектонических нарушений наблюдаются трещины синерезиса, не выходящие за пределы отдельных слоев кварца. Особый интерес представляют своеобразные кармановидные и почти сферические четко ограниченные участки растрескивания руд и вмещающих пород размерами от нескольких миллиметров до 10 см и более (месторождения Балейского рудного поля и Приамурья). Встречаются брекчии, в которых обломки колломорфно-полосчатого кварца цементируются более поздним кварцем, также полосчатым, и вместе с ним пересекаются новыми прожилками кварца.

Наряду с хрупкими деформациями минеральных агрегатов нередки пластические: изгибы зерен кварца (облачное угасание), обычно слабые, достигают максимума в древних метаморфизованных рудах (жильные поля Северо-Енисейского района, Кызылкумов и др.). При их изучении мы использовали некоторые простые приемы измерений под микроскопом (Петровская, 1956²). В результате удалось заметить закономерное увеличение кривизны изгибов зерен кварца в жилах, расположенных около долгоживущих разломов, а иногда в осевых частях крупных жильных зон (Северо-Енисейский район и др.). Вблизи разломов усиливается также полигонизация (мозаичность) зерен кварца, до полной их грануляции. Небольшие изгибы зерен и частичная их грануляция отмечались и в отдельных образцах ранних пирита и арсенопирита из месторождений Енисейского края. Поздние выделения кварца и сульфидов всюду деформированы слабо.

Изменчивая степень деформации минералов в пределах одного рудного поля свидетельствует о резко неоднородном распределении напряжений; неодинаковая скорость их нарастания обуславливала развитие в одних участках пластической, в других (часто соседних) хрупкой деформации. Такие различия сказывались на размещении поздних выделений сульфидов и кварца, не испытывавших более поздних изменений. Очевидно, что динамометаморфизм минеральных агрегатов развивался в период, разделявший во времени формирование ранних и поздних сообществ рудообразующих минералов.

Сильные пластические деформации в больших участках рудных тел характерны только для месторождений относительно больших глубин; по мере перехода к месторождениям формаций средних и малых глубин интенсивность пластических деформаций резко ослабевает; следы изгибов относительно часто несут лишь зерна легко деформируемых минералов (слюд, галенита и др.).

Перекристаллизация. В агрегатах деформированного кварца вдоль трещин и микрозон смятия нередко замечаются скопления новообразованных кварцевых зерен, более свежих и чистых. Они обособляются в виде нечетких полос и пятен, слагают зоны регенерации обломков старых зерен, залечивают трещины в кварце в виде так называемых «псевдожилок». Последние варьируют по мощности от долей миллиметра до 5—10 мм; более мощные приобретают гребенчатое сложение и иногда сопровождаются вкрапленностью сульфидов поздних генераций.

Степень перекристаллизации древнего деформированного кварца месторождений больших глубин, как показали наблюдения в рудных полях

Кызылкумов, усиливаются в участках развития более поздней кварцевой сульфидной и золотой минерализации, что может использоваться как один из поисковых признаков на золото. По-видимому, большая часть жильного выполнения глубинных месторождений сложена таким перекристаллизованным кварцем.

Анализ литературных данных и результаты наших наблюдений приводят к заключению, что кварц в месторождениях всех формаций не сохранил первоначального строения своих агрегатов, так как он неоднократно перекристаллизовывался в процессе рудообразования, а в некоторых районах и в пострудное время.

Признаки перекристаллизации сульфидов мало изучены и об ее масштабах судить трудно. Лишь в отдельных случаях, в частности — в секущих сульфидных прожилках в рудном поле Мурунтау в кристаллах арсенопирита замечены обломочные реликты, позволяющие предполагать рекристаллизацию сульфидной брекчии.

Отчетливые следы перекристаллизации несут минералы изменчивых ассоциаций, среди мелкозернистых скоплений которых в жильном кварце имеются новообразования сходного состава (например, червеобразные кристаллики хлорита и сферические сростки пластинок мусковита на месте мелкочешуйчатых агрегатов тех же минералов).

Выщелачивание. Признаки эндогенного выщелачивания наблюдались нами на месторождениях всех формаций. По-видимому, эти явления, так же, как перекристаллизация, повторялись при формировании руд неоднократно. При раннем выщелачивании удалялось вещество включений пород в жилах; оставшиеся угловатые и щелевидные пустоты инкрустировались кристалликами кварца. Позднее выщелачиванию подвергался кварц, что способствовало расширению мелких трещинных полостей и общему повышению пористости и проницаемости жильного выполнения. На стенках пустот кристаллизовались кварц, сульфиды поздних генераций, иногда золото.

В рудах глубинных месторождений следы выщелачивания сохранились не всюду, возможно в связи с интенсивным «самозалечиванием» трещин и образованием псевдожилков.

Более крупные пустоты характерны для среднеглубинных месторождений, особенно их верхних частей. Они нередко заполнены скоплениями поздних минералов и в этом случае плохо распознаются. Сохранившиеся полости устланы щетками кварца, карбонатов, сульфидов (Березовское месторождение на Урале, Дарасун в Забайкалье, Лебединое на Алдане и др.). Ширина полостей от первых миллиметров до 10 см и более. Инкрустирующие их кристаллы минералов нередко весьма крупные. Так, в коллекциях Березовского рудника хранятся уникальные друзы гигантских кубов пирита (до 10—20 см и более), кубооктаэдров галенита (до 2—13 см), тетраэдры халькопирита (до 2,5 см).

В малоглубинных рудных полях масштабы рассматриваемых явлений не менее велики, особенно в верхних частях богатых рудных тел. Так, на месторождениях Бая Сприе, Рошие Монтана и других в Карпатских провинциях (Румыния), судя по образцам из верхних горизонтов рудников, существовали полости длиной до 1—1,5 м при ширине 5—10 см и более, с прекрасными кристаллами кварца, пирита, халькопирита и других сульфидов. Представляется несомненной принадлежность по крайней мере части друзовых полостей к типу пустот интарудного выщелачивания (угловатые и щелевидные формы, остатки пород и др.). На месторождениях Балейской группы в Забайкалье нам приходилось видеть выщелоченные брекчии, состоящие из обломков пород и более ранних руд, окруженных кварцевыми и золото-кварцевыми каймами.

Приведенные данные позволяют заключить, что при универсальном распространении явлений интратрудного выщелачивания их интенсивность варьировала на месторождениях одной и той же формации и в целом возрастала от глубинных к малоглубинным месторождениям.

В литературе описаны крупные полости выщелачивания, образовавшиеся в залежах свинцово-цинковых руд при формировании более поздней эпиптермальной серебряной минерализации (Lacy, Hosmer, 1956).

Пустоты выщелачивания тонкозернистого пирита с наростами на их стенках кристаллами более позднего пирита, реже халькопирита наблюдались в колчеданных залежах Южного Урала (Сибай, Учалы и др.).

Переотложение. При наблюдениях на многих месторождениях мы замечали, что состав поздних минеральных одностадийных комплексов в некоторой части зависит от состава ранее сформированных минеральных агрегатов. Там, где последние были представлены арсенопиритом, появлялся арсенопирит второй генерации. Пирит и кварц поздних генераций, как показали результаты картирования, распространены в участках концентрации ранних выделений этих минералов и обычно исчезают вдали от них. Намечается зависимость состава минералов поздних сульфидных сообществ от характера примесей в пирите ранних генераций. Эти данные приводят к заключению, что некоторые ассоциации минералов, ранее считавшиеся продуктами отложения из новых порций растворов, полностью или в какой-то части созданы процессами интратрудной перегруппировки вещества. С подобными явлениями связаны также тонкие прожилки хлорита, серицита и карбонатов, находящиеся в жильном кварце вблизи включений боксовых пород и исчезающие в удалении от последних, игольчатые новообразования турмалина, нередко в виде щеток на кварц-турмалиновых обломках и др.

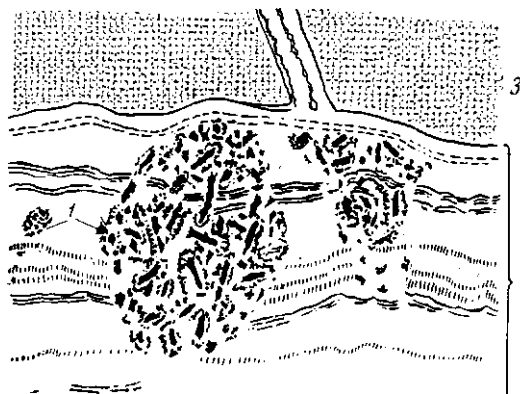
В существенно-сульфидных рудах к продуктам переотложения относятся многие обособления халькопирита среди мелкозернистых пиритовых агрегатов, содержащих примеси меди, и некоторая часть скоплений пирита поздних генераций. Возможно, что аналогичную природу имеют отдельные обособления сфалерита. Пострудная перегруппировка этих минералов доказана работами Т. Н. Шадлун (1950).

Метасоматоз. Признаки интраминерализационных замещений наблюдаются в рудах всех формаций, особенно отчетливо в умеренносульфидных и существенносульфидных. Наиболее часто наблюдаются структуры замещения пирита халькопиритом (золотоносные медно-колчеданные месторождения Урала и других областей, некоторые золото-сульфидно-кварцевые месторождения Забайкалья и др.); карбоната — кварцем, сульфидами и золотом (руды алданских месторождений); кварца — карбонатами, сульфидами и золотом (месторождения Западного Узбекистана, Ленского района, Урала и др.); арсенопирита — пиритом; висмутита — теллуридами висмута и сульфовисмутитами; галенита — сульфовисмутитами свинца; пирротина — марказитом. Этот перечень может быть продолжен. Очевидно, что многократные нарушения минеральных равновесий были обычными в ходе формирования руд золота.

К проявлениям своеобразного гелевого метасоматоза мы отнесли сфероиды мелкогребенчатого кварца, наблюдающиеся на многих «эпиптермальных» месторождениях, наиболее четко в Балеysком рудном поле. Их особенности, описанные в наших статьях 1969, 1970 гг., в кратких чертах сводятся к следующему. Строение сфероидов концентрическое; ядро их сложено тонкозернистым кварцем, иногда с обильным золотом, а внешняя зона состоит из одной или нескольких каемок гребенчатого кварца или халцедона. Размер сфероидов редко более 1—5 см. Наблюдались скопления (более 10 см, в одном участке — 50 см), образованные множеством взаимно

ограничивающих друг друга разноразмерных сфероидов, между которыми нередко остаются пустотки, обрамленные головками кварцевых кристаллов. Границы скоплений местами секут полосчатость вмещающего жильного кварца.

Для объяснения округлых форм и особенностей строения сфероидных обособлений могут быть привлечены некоторые положения теории процессов, протекающих в увлажненных пористых средах, которые применительно к природному минералообразованию развиваются Г. Л. Поспеловым (1963). По данным этого автора, в условиях малых градиентов давлений на пути движения растворов возникают изолированные участки скоплений межзерновой влаги и в их пределах происходит интенсивное разрушение и растворение минеральных агрегатов, вплоть до образования густков высококонцентрированных растворов, суспензий и гелей. По-видимому, подобные условия существовали при формировании золотых руд на малых глубинах (Петровская, 1969²). Их следами могут быть не только хорошо выраженные сфероиды, но и многие «гнезда» поздних минералов среди более ранних.



Фиг. 4. Золото-кварцевые сфероиды (1) у контакта жилы полосчатого кварца (2) и песчаников (3); Балей-, зарисовка штуфа, увел. 2.

Здесь и в последующем рисунки, приводимые без ссылок на источники данных, выполнены автором

Свидетельствами образования сфероидов на месте разрушенных агрегатов раннего кварца служат мелкие обломки последнего в ядрах округлых скоплений и реликты полосчатости того же направления, что и во вмещающих рудах (фиг. 4). Признаки метаколлоидных структур кварца и наличие халцедона со взвешенными в нем золотиными указывают на первоначальное скопление гелей кремнезема. Вынос вещества из полостей мог служить одной из причин образования в жилах пустот; некоторые из них (1–2 см) имеют эллипсоидальную форму и гладкие стенки.

К проявлениям гелевого метасоматоза могут быть отнесены некоторые колломорфные концентрически зональные скопления поздних сульфидных выделений в ранних пиритовых агрегатах колчеданных месторождений Южного Урала и в породах, вмещающих колчеданные залежи. В таких скоплениях нам удавалось наблюдать реликты раннего пирита.

Следует подчеркнуть, что все отмеченные интратрудные преобразования минерального вещества существенно сказываются на распределении золота, его парагенезисах и типоморфных особенностях.

Соотношения золота с различными ассоциациями рудобразующих минералов и продуктами их эндогенных изменений

Золотоносность руд, представленных разными по времени образования и неодинаковыми по типу минеральными ассоциациями, резко различна. Было установлено, что в рудах месторождений всех формаций существуют немногочисленные (чаще одно-два) минеральные сообщества, с которыми наиболее тесно связано золото; их мы предложили выделить в особую группу продуктивных ассоциаций (Петровская, 1965). Площади их распространения определяют контуры месторождений и должны рассматриваться как первоочередные участки для разведки.

По соотношениям золота с другими минеральными компонентами были выделены два основных типа ассоциаций: к первому отнесены сообщества минералов, агрегаты которых служили лишь благоприятной средой для более позднего отложения золота, ко второму — ассоциации, возникавшие при одновременной (или близкой по времени) кристаллизации золота и его спутников. Приведем их краткие характеристики.

Избирательная концентрация золота в ранее образованных агрегатах минералов обычно обусловлена осаждающим действием последних (Lindgep, 1928; Звягинцев, 1941 и др.); поэтому ассоциации первого типа могли бы называться «индуцирующими» (или «патронирующими»). К их числу относятся многие сообщества реликтовых минералов пород и продуктов их переработки рудоносными растворами. В них участвуют углистое вещество, анкерит, альбит, хлориты, серицит, в «эпитермальных» рудах — адуляр, каолинит, гидрослюда. Нередко наблюдается сыпь золотых частиц среди скоплений этих минералов и вокруг них.

Агрегаты наиболее раннего кварца содержат заметные количества золота лишь там, где они сильно деформированы и содержат хотя бы небольшие количества сульфидов. Приводимые ниже материалы наблюдений позволяют предполагать, что при определенных условиях деформированный кварц также служил осадителем золота, хотя в этой роли он уступал упомянутым выше минералам.

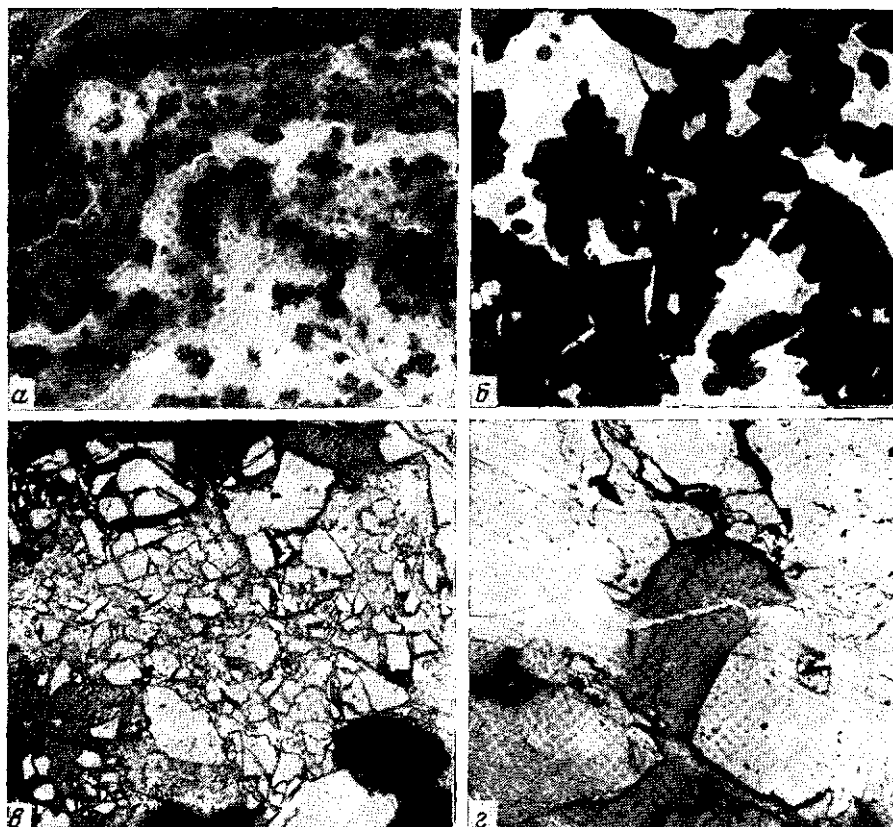
Связи золота с поздними выделениями кварца более тесные, чем отмеченные выше, и закономерно усиливаются по мере перехода от глубинных к малоглубинным месторождениям. В рудах глубинных месторождений поздний гребенчатый кварц лишь местами содержит золото, хотя его прожилки обычно тяготеют к относительно богатым участкам рудных полей. Частота сонахождений его с золотом увеличивается в среднеглубинных месторождениях; золото в них выделялось позднее кварца второй генерации. В «эпитермальных» рудах наблюдаются парагенезисы золота и гребенчатого или халцедоновидного кварца; золото скапливается вдоль слоев халцедона (фиг. 5, а), цементирует призмочки кварца, образует в них включения (фиг. 5, б). Такие соотношения характерны для Балейского и многих других малоглубинных месторождений. В образцах из Нижнего Приамурья наблюдались футляровидные кристаллы кварца с золотой сердцевинкой, включения золота по зонам роста кристаллов кварца и другие признаки сокристаллизации этих двух минералов.

Золотоносность ранних сульфидов имеет двойственный характер: пирит и арсенопирит — первых генераций почти всюду содержат сингенетичное тонкодисперсное золото, кроме того, в них сосредоточено более позднее золото в виде прожилков и цемента брекчий (фиг. 5, в). Содержание золота в чистых сульфидах обычно низкое (0,5—2,0 г/т) и лишь в отдельных случаях аномально высокое. В рудах, образованных на малых глу-

бинах, связи золота с пиритом и арсенопиритом слабо проявлены, и агрегаты этих минералов нередко незолотоносны.

Наиболее постоянны ассоциации золота с сообществами сульфидов поздних генераций, которые служат надежными показателями повышенной золотоносности руд всех типов и формаций. В тех случаях, когда поздние сульфиды образуют одну ассоциацию, что характерно для глубинных месторождений, золото сосредоточивается во всех или почти во всех участках проявления этой ассоциации (рудные поля Енисейского кряжа, Узбекистана, Ленского района). Если же в рудах имеется несколько сульфидных парагенезисов, как это отмечается для некоторых среднеглубинных месторождений (Дарасунское в Забайкалье и др.), то золото входит лишь в некоторые из них.

Интересна особенность, отмеченная нами в начале пятидесятих годов и подтвержденная затем наблюдениями ряда минералогов: концентрация золота зависит от степени сложности состава сульфидных агрегатов, с которыми оно ассоциируется; сложные полиминеральные агрегаты богаче золотом по сравнению с простыми, а мономинеральные выделения нередко



Фиг. 5. Золото в минеральных агрегатах, относящихся к разным парагенезисам

а — скопления тонкозернистого золота (темное) по слоям халцедона (светлый); Балей, пришлифов. штупф, увел. 6; *б* — сростания золота (белое) и кварца (темно-серый); Белая Гора, полиров, шлиф, увел. 90; *в* — золото (серое), протравленное царской водкой, цементирует обломки арсенопирита (белое); Советское месторождение, полиров, шлиф, увел. 70; *г* — золото (белое) сечет по трещинам галенит (темно-серый), образующий жилки в арсенопирите (светло-серый); Советское месторождение, полиров, шлиф, увел. 70

лишь слабо золотonosны. Исследования М. С. Сахаровой и И. К. Лобачевой (1967) позволили объяснить эту закономерность электрохимическими явлениями при минералообразовании.

Близость времени кристаллизации сульфидов поздних генераций и золота подтверждается тем, что те и другие вместе выполняют трещины в более ранних сульфидах и в кварце. Однако золото нередко выделяется несколько позднее ассоциирующихся с ним сульфидов и образует в них тонкие прожилки (фиг. 5, г). Частично золото пространственно обособляется в соседних с выделениями сульфидов участках в виде прожилков или ореолов золотой «пыли». Иногда расстояния между участками золотой и сульфидной минерализации достигают нескольких дециметров и даже метров. Эти данные позволяют предполагать, что имела место дифференциация металлоносных растворов; по-видимому, золото было подвижным более длительное время, чем соединения других металлов.

Состав минеральных парагенезисов золота варьирует. Чаще других в нем участвуют халькопирит, пирит, тетраэдрит, галенит, сложные сульфиды серебра, свинца, сурьмы (блеклые руды, бурнонит, буланжерит), а также теллуриды (гессит, калаверит и др.). Золото-галенитовые прожилки, секущие сфалерит и пирит, встречались на некоторых Алтайских месторождениях; золото-халькопиритовые — наблюдались в раннем пирите на месторождениях Северо-Енисейского района. С блеклыми рудами золото ассоциируется в некоторых кварцевых жилах Забайкалья. С галенитом, сфалеритом, халькопиритом и поздним пиритом оно тесно связано в рудах месторождений Якутии, Западной Сибири, некоторых Восточных районов СССР.

Сложные сульфиды (сульфосоли) образуют парагенезисы с золотом в рудах всех формаций, чаще — в среднеглубинных и малоглубинных месторождениях. На Дарасунском месторождении Д. А. Тимофеевский (1972) выделил золото-тетраэдрит-бурнонит-халькопиритовый и золото-теллуридно-сульфовисмутитовый парагенезисы. Постоянные ассоциации золота с бурнонитом и тетраэдритом наблюдались в рудах ряда среднеглубинных месторождений Забайкалья и других областей. Для «эпитермальных» руд характерны парагенезисы золота с фрейбергитом, миаргиритом, пираргиритом, в некоторых районах с аргентитом, полибазитом, пруститом.

Теллуриды (тетрадимит, гессит и др.) совместно с золотом встречаются в рудах практически всех формаций (Дарасунское, Кочкарское, Советское, Желомбет и другие), наиболее часто — в малоглубинных месторождениях (район Брада в Румынии, пояс Скалистых гор в США). Во многих случаях золото несет признаки более позднего отложения: оно окаймляет зерна теллуридов и корродирует их. Аналогичные соотношения характерны для золота и висмутина. Отмечается постоянное сонахождение этих минералов, но золото всюду располагается в трещинках висмутина. По-видимому, периоды формирования рассматриваемых сообществ были довольно длительными, и золото выделялось при их завершении.

Приведенные данные показывают, что ассоциации золота, относимые к парагенетическим, немногочисленны. Для ранних их представителей характерны сульфиды железа и мышьяка, для поздних — соединения меди, в меньшей мере серебра, свинца, теллура и сурьмы. Состав ранних парагенезисов однообразен, тогда как состав поздних парагенезисов варьирует в зависимости от типа руд.

В известной мере сходны с отмеченными парагенезисы золота в колчеданных рудах (ранние убогозолотonosные выделения пирита и поздние выделения халькопирита, блеклых руд, сфалерита, галенита).

В месторождениях медно-никелевой формации золото тесно ассоциируется с халькопиритом поздних генераций и сопровождает ранее образовав-

шиеся сперрилит, ферроплатину, стибнопалладинит, геверсит (Годлевский и др., 1970).

Ассоциации, созданные интраминерализационным переотложением рудного вещества, в рудах месторождений всех формаций сопровождаются скоплениями золота, но только там, где они образовались за счет более ранних золотоносных минеральных парагенезисов. Сведения, относящиеся к рудам, метаморфизованным под действием интрузий, несколько противоречивы. Около даек основных пород, секущих золотоносные конгломераты Виватерсранда, наблюдалось двадцати кратное обогащение руд золотом (Davidson, 1960). Отмечено повышение его содержания около контактов даек, секущих золото-сульфидно-кварцевые руды некоторых месторождений Северо-Востока Советского Союза (Фирсов, 1963) и около пострудного штока гранодиоритов в рудных полях Приамурья (Моисеенко, 1965). Вместе с тем, известны случаи обеднения рудных тел в экзоконтактовых ореолах интрузивов (Lewis, 1955). По-видимому, такие различия обусловлены неодинаковым нагревом руд и циркуляцией растворов разного состава.

Распределение самородного золота в пределах месторождений и рудные столбы

Резко неравномерное капризное распределение золота в месторождениях хорошо известно. Промышленное оруденение обычно сосредоточено в относительно небольших полях, составляющих десятые и даже сотые доли общих площадей распространения кварцевых жил и гидротермально измененных пород. В пределах таких полей среди относительно бедных и «рядовых» руд выделяются еще более мелкие участки высокой концентрации золота, причем содержания его здесь также сильно варьируют. Таким образом, неравномерность распределения золота проявляется в разных масштабах, причем каждый обогащенный участок представляет собой совокупность еще более мелких и более богатых.

В малосульфидных кварцевых жилах глубинных месторождений золото с сульфидами, или без них, скапливается вдоль контактов, в местах, обогащенных минералами изменчивых («индуцирующих») ассоциаций и проникает по трещинам в боковые породы. Центральные части жильных тел, особенно мощных, зачастую лишены золота и обогащаются им лишь в местах развития интраминерализационной трещиноватости, у изгибов, разветвлений и других осложнений формы жил. В отдельных рудниках временами добывались настолько богатые руды, что зубья дробилок Блека «завязали» в золоте и работа их прекращалась. Коэффициент вариаций содержаний золота в таких участках необычайно высок, достигая 400—500%.

Рудные тела среднеглубинных месторождений нередко золотоносны во всем объеме, но во многих месторождениях в них также находились богатейшие гнездовидные скопления золота, приуроченные к секущим зонам дробления, к пересечениям жил разных направлений, к апофизам отдельных жильных тел. Размеры их достигают десятков сантиметров и даже — первых метров, формы полосовидные, струевидные, гнездовые. Наиболее богатые гнезда, из которых крупные выделения золота и самородки выбирались вручную, получили название «выборок». Такими выборками славилась многие месторождения Урала, особенно — Миасского района. В 1873 г. И. В. Мушкетов описал гнездо скоплений золота в Непряхинском месторождении, давшее около 300 кг металла. В относительно небольшом участке Васильевского месторождения встречена серия пространственно сближенных «выборок», содержащих от 15 до 40 кг золота (Сигов, 1948; Смолин, 1970); с глубиной; такие скопления исчезали. В месторождениях Кузнец-

кого Алатау количество золота в отдельных гнездах достигало 5—20 кг (Ильенко, 1969). «Кусты» рудного золота известны и в других районах СССР, в месторождениях Австралии, США, Японии. Примечательно, что они характерны далеко не для всех областей развития умеренносульфидного оруденения. Во многих районах такое оруденение характеризуется более «спокойным» распределением золота даже при относительно высоких его содержаниях.

Месторождения малоглубинной формации отличаются непостоянством условий размещения золота. В одних рудных полях жилы на интервалах в десятки и сотни метров резко обогащены металлом, в других—гнездовые обособления золота находятся лишь в краевых или в центральных частях жил. Формы и расположение рассматриваемых скоплений в большой мере подчинены текстурам рудных тел. Так, в Балеysком рудном поле в жилах колломорфно-полосчатого кварца золото концентрировалось вдоль одной или нескольких полос, иногда симметрично расположенных по отношению к осевой плоскости жильного тела.

Относительно богатые руды обычно сосредоточены в пределах пространственно обособленных более или менее крупных участков, с давних пор именуемых рудными столбами.

В последнее время возникает тенденция расширительного толкования этого термина. Одни исследователи относят к рудным столбам все достаточно крупные участки промышленных руд, безотносительно к содержаниям в них металла, руководствуясь лишь величинами линейных запасов (Максимов, Никулин, 1969), другие предлагают выделять два типа рудных столбов—богатых и «без заметного повышения содержаний золота в рудах» (Тимофеевский, 1969). Нам представляется неправильным отказ от разграничения двух разных понятий: «рудный столб» как участок или зона высоких содержаний и «зона промышленного оруденения», характеризуемая средними и минимальными промышленными содержаниями металла. Эту точку зрения разделяют и другие геологи (Бородаевский, 1960; Шахов, 1969).

Литература, посвященная рудным столбам, обширна и значительно пополнилась в последние годы (работы В. И. Баженова Н. И. Бородаевского, В. И. Лозовского, В. А. Нарсеева, Е. М. Некрасова, М. С. Сахаровой, Д. А. Тимофеевского, А. М. Хазарова, В. Г. Хомича и других). Перспективным является применение математических методов к исследованию рудных столбов с целью разработки соответствующих математических моделей. Вместе с тем, методы геолого-минералогического картирования и построения изограмм содержаний остаются главными путями получения фактических данных.

Рудные столбы являются одним из элементов строения рудных полей; от геолого-структурных особенностей конкретных полей зависят их формы, размеры, расположение. Общей является тенденция рудных столбов вытягиваться по вертикали, однако местами, особенно при наличии пологих зон трещиноватости, они становятся пологими (месторождения Лебединское, Советское и другие). Во всех месторождениях рудные столбы находятся в зонах наиболее интенсивной, многократно повторявшейся гидротермальной минерализации; в их пределах отмечаются наиболее полные наборы разновременных минеральных комплексов и максимальная концентрация минералов продуктивных ассоциаций, особенно сульфидных. Ранние сульфиды распространены шире поздних и образуют внешние ореолы многих богатых золотом зон, но иногда они не имеют прямой связи с последними.

Данные наших наблюдений свидетельствуют о приуроченности рудных столбов к местам наиболее интенсивного интарудного выщелачивания и перегруппировки минерального вещества, в том числе золота. Такие при-

наки наблюдались нами на месторождениях (Ключевское, Советское, Бале́йское и другие рудные поля) в самых разных по формационному типу рудных образованиях.

Горизонтальные размеры рудных столбов, как и зон продуктивной минерализации в целом, мало зависят от формационной принадлежности месторождений; наряду с небольшими, нередко крупные столбы, прослеживаемые по простира́нию рудных тел на десятки и даже сотни метров. Вместе с тем, протяженность богатых зон по падению существенно уменьшается от глубинных к малоглубинным рудным полям. Так, в жилах типичного глубинного месторождения Колар (Индия) обогащенные зоны располагались до уровня 1200 м по падению, а бедные руды разрабатываются в настоящее время на глубине более 3300 м от поверхности. На сотни метров были прослежены по падению обогащенные зоны в жилах Мазер-Лод и Грэс-Валли в США. Аналогичные зоны разрабатывались в ряде среднеглубинных рудных полей в СССР. В подавляющем большинстве малоглубинных месторождений рудные столбы выклинивались в 100–250 м от поверхности. В единичных случаях промышленное оруденение достигало глубины 700 и даже 900 м (Крипл-Крик и Колорадо); природа таких аномалий еще не раскрыта.

Нередко рудные столбы группируются, образуя сближенные серии; при этом их общие контуры охватывают несколько соседних жил. Для малоглубинных месторождений характерно их расположение в пределах пологих зон; примером является Бале́йское рудное поле (Лозовский, 1967).

Крайне разнообразны формы рудных столбов: сравнительно правильные, лентовидные (в жилах ряда месторождений на Урале, Грэс-Валли в Калифорнии), трубообразные (Калгурли в Западной Австралии, Крипл-Крик в Колорадо), грибообразные и в виде карманов с ответвлениями в нижней части (Блэк-Хиллз в Южной Дакоте, некоторые тела месторождения Лебединое в Якутии), неправильные с причудливыми изгибами границ. Полной морфологической систематики рассматриваемых образований еще не создано.

Внутреннее строение рудных столбов неоднородное; многие из них представляют собой серии сближенных локальных скоплений золота, количество и размеры которых широко варьируют.

Намечается общая вертикальная зональность рудных столбов. Верхние их части, судя по знакомым нам рудным полям, отличаются наиболее сложным составом минеральных парагенезисов при относительно большой роли сульфосолей меди и серебра, а также теллуридов. Агрегаты ранних минералов здесь сильнее трещиноваты, пустоты интравудного выщелачивания многочисленнее и крупнее, а концентрация переотложенных минералов более значительна. По мере приближения к корневым частям рудных столбов состав продуктивных ассоциаций и руд, в целом, упрощается, возрастает роль простых сульфидов и кварца, резко ослабевают интравудные преобразования; на глубине такие зоны могут повторяться (рис. 6). Различия содержаний золота в рудных столбах и за их пределами непостоянны при общей тенденции их возрастания по мере перехода от глубинных месторождений к малоглубинным; последним, как известно, свойственны классически выраженные богатые «бонанцы» руд.

Главным фактором формирования рудных столбов, по общему признанию, являлась дорудная и интравудная тектоника. Неоднократно отмечалась их приуроченность к местам пересечений разно ориентированных тектонических зон и к их изгибам (Крейтер, 1940; Бородаевский, 1960 и др.).

В зависимости от особенностей истории развития жильных трещин (их постепенного удлинения, появления оперяющих трещин или сосредоточе-

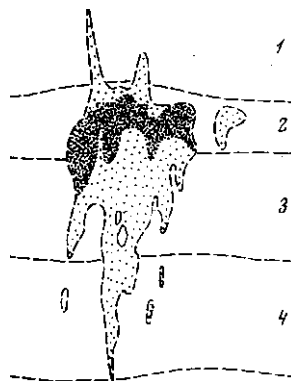
ния повторных деформаций в центральных участках) образовывались разобщенные рудные столбы и гнезда на флангах и апофизах жилили их сближенные группы в центральных частях последних. Существенную роль играли интарудные движения тектонических блоков рудных полей. На примере Советского рудного поля мы убедились в том, что к краям мобильных блоков приурочены наиболее крупные, сложные по формам рудные столбы (Петровская, 1963). Судя по материалам последних лет, подобная закономерность проявлена на ряде месторождений Урала, Забайкалья и других областей.

На положение рудных столбов в отдельных случаях влияли межслойные деформации (рудные залежи в доломитах Центрального Алдана), смятия (жилы Енисейского кряжа), оседания, обрушения и т. д. Большое значение придается так называемым структурным экранам (Крейтер, 1940). Резкая смена трещиноватых пород и руд более монолитными нередко сопровождается высокой концентрацией золота.

Существенную роль в генезисе обогащенных золотом зон играли процессы интарудных преобразований. К этому выводу нас привели наблю-

Фиг. 6. Схема идеального строения рудного столба

1 — верхняя зона затухания золотой минерализации и резкого ослабления трещиноватости; 2 — «голова» рудного столба в пределах зоны интенсивного трещинообразования, развития продуктивных минеральных ассоциаций и продуктов интарудных изменений; 3 — тело рудного столба в зоне постепенного ослабления продуктивной минерализации и интарудных изменений; 4 — зона обеднения руд; 5 — «пустой» промежуток; 6 — вторая зона обогащения руд золотом



дения, показавшие, что скопления золота отчетливо тяготеют к местам развития интарудного выщелачивания, перекристаллизации и переотложения минерального вещества (Петровская, 1970). Некоторые исследователи признают возможность образования эпигенетических метаморфогенных рудных столбов (Моисеенко и др., 1971).

Во всех работах, посвященных рассматриваемому вопросу, подчеркивается существенное влияние вмещающих пород на размещение не только локальных скоплений золота, но и достаточно крупных рудных столбов. Такие столбы наблюдались во многих месторождениях в местах пересечений рудными жилами прослоев углистых сланцев, карбонатных пород, даек раздробленных андезитов и диабазов и т. д. (Lindgren, 1928; Bateman, 1942; Баженов, 1960 и др.). Границы пород служили «геохимическими барьерами», у которых происходило падение кислотности растворов (в случае известняков), менялась окислительно-восстановительная обстановка (влияние углистых сланцев), а рудные растворы насыщались пылевидными

частицами минералов-сорбентов; совокупность таких воздействий приводила к массовому выпадению рудного вещества.

Местами на формирование рудных столбов активно воздействовали продукты древних дорудных кор выветривания, находившиеся в сфере малоглубинного оруденения. Например, в Балеysком рудном поле жилы, пересекающие прослои пород с переотложенным гидрослюдистым и каолиновым веществом, обогащались адуляром и золотом (Петровская и др., 1961). Под прослоями алевролитов, содержащих глинистое вещество, как это установил А. Ф. Воросов, расположены многие богатые участки. Вероятно, подобные факторы нередко влияли на концентрацию золота в условиях малых глубин. Рудный процесс несомненно зависел от перепадов температур и давления, стимулировавших минералообразование, однако было бы неправильным выделять, как это делает А. Бэтман (Bateman, 1942) особую категорию столбов, «контролируемых глубиной». Отмеченные выше факторы определяли положение зоны, оптимальной для оруденения в целом, но не отдельных рудных столбов. Границы этой зоны зависели не только от менявшихся термодинамических параметров, но и от уровней смещения глубинных вод с поверхностными, на что в свое время указывал В. Линдгрэн. Пологая зона рудных столбов Балеysкого рудного поля является примером концентрации золотых руд в зоне смещения ювенильных и поверхностных вод.

| Процессы рудообразования
• и отложение самородного золота

На современном этапе исследований, характеризующемся тенденциями к радикальному пересмотру ранее сложившихся представлений о генезисе руд вообще и золотых в частности, еще не сложились новые генетические концепции, которые могли бы получить общее признание.

В предыдущих главах были упомянуты дискуссии о природе источников золота, о значении процессов метаморфизма, о связях оруденения с магматизмом. Не возвращаясь к их обсуждению, отметим лишь, что различия растворов, которые могли иметь место при отделении эманации из разных источников, в зоне минералообразования в большой мере нивелировались. Об этом говорит удивительное однообразие основных минеральных парагенезисов в месторождениях всех формаций.

Остановимся на рассмотрении некоторых условий последовательного развития процессов формирования золотых руд.

Стадийность. Не вызывает сомнений, что рудообразование всюду развивалось в тесной связи с тектонической жизнью мобильных зон и блоков земной коры, при длительном существовании каналов, соединявших области генерации рудных эманации и зоны их разгрузки. Прерывистое поступление металлоносных растворов при периодической активизации тектонических движений определяло дискретный характер рудного процесса. На этих широко известных положениях, наиболее четко сформулированных С. С. Смирновым, базируется теория стадийности рудообразования.

В последние десятилетия ей была противопоставлена выдвинутая Д. С. Коржинским и его последователями концепция кислотно-щелочной эволюции единых потоков гидротерм, получившая широкое признание. Однако результатом дискуссии явился отказ не от сущности теории многостадийное™ рудного процесса, а лишь от упрощенной ее трактовки, при которой каждая минеральная ассоциация рассматривалась как проявление особой рудной стадии. Обсуждение спорных вопросов стимулировало по-

иски новых доказательств стадийности, в том числе признаков циклических изменений состава и свойств отдельных «порций» растворов, которые, согласно С. С. Смирнову, последовательно поступали из глубинных источников. Некоторые из таких доказательств были найдены при изучении золотых руд и излагаются ниже.

Анализ данных, характеризующих последовательность возникновения минералов и их сообществ, позволил нам наметить следующие в большой мере однотипные для золоторудных месторождений главные периоды минералообразования, отвечающие понятию «стадия» (Петровская, 1956, 1960).

В предрудное время минеральные новообразования возникали во вмещающих породах; в рудах они наблюдаются лишь вместе с реликтами последних, образуя изменчивые ассоциации: серицит-кварцевые, альбит-кварцевые, адуляр-кварцевые, турмалин-кварцевые и др.

Формирование рудных тел (первая стадия собственно рудного процесса) начиналось с заполнения трещинных полостей кварцем, местами содержащим минералы изменчивых ассоциаций. В конце стадии возникали ранние парагенезисы сульфидов, в основном пирита и арсенопирита, в отдельных случаях — пирита с небольшим количеством халькопирита (первые генерации). Тектонические движения резко усиливались после завершения ранней рудной стадии, когда процессы рудообразования прерывались. Перерывы были наиболее длительными в условиях относительно больших глубин. Здесь ранний период минералообразования отделялся от последующих проявлениями широко развитого интенсивного метаморфизма пород и минералов раннего жильного выполнения. Наименьшими перерывами разделялось минералообразование на малых глубинах.

Начало второй рудной стадии характеризовалось локальным выщелачиванием раннего кварца (и минералов изменчивых ассоциаций), регенерацией сколов в трещинах и брекчиях, а затем — образованием гребенчатых прожилков кварца. Вслед за кварцем, частично совместно с ним, кристаллизовались пирит и арсенопирит (вторые генерации), в какой-то мере в связи с интратрудной перегруппировкой вещества ранних сульфидных выделений. Позднее формировались одна или несколько ассоциаций сульфидов меди, свинца, цинка с небольшим количеством кварца, карбонатов и других минералов.

В новую, заключительную стадию рудного процесса, после растрескивания и слабого проявления интратрудной коррозии раннего кварца, в трещинах отлагались кварц, карбонат и несколько более поздний пирит.

Приведенная схема последовательности формирования руд не всегда выдерживается полностью, но основные ее черты всюду однотипны.

Каждая стадия характеризуется тенденцией смены во времени мономинеральных выделений кварца сульфидными парагенезисами, все более усложняющимися по составу. Эта закономерность, уже давно замечавшаяся (Фасталович, Петровская, 1940), осложняется в связи с явлениями интратрудной перегруппировки и выщелачивания минерального вещества. Если учесть, что локальное выщелачивание кварца часто опережало кристаллизацию сульфидов, то вырисовывается отчетливая картина эволюции каждой порции растворов, в начале, вероятно, щелочных, агрессивных по отношению к кварцу, затем более кислотных, активно реагировавших с породами и их реликтами в жилах; в дальнейшем, по-видимому, в связи с новым повышением щелочности растворов, полости интратрудных трещин и пустоты выщелачивания в кварце заполнялись сульфидами.

Признаки периодичности изменений кислотно-щелочных свойств растворов подтверждают представления о прерывистом, стадийном развитии рудного процесса (Петровская, 1960). Подобные доказательства были получены также другими геологами (Григорчук, 1965; Кигай, 1966 и др.).

Место золота в рудном процессе. Многие исследователи, особенно в тридцатые — сороковые годы текущего столетия, предполагали, что все золото было отложено в самостоятельную позднюю стадию, тогда как ранее сформированные жильные тела служили для него только коллекторами (Горностаев, 1936; Mawdsley, 1938; Звягинцев, 1941). Этой гипотезе противоречат факты тесной связи тонкодисперсного золота с сульфидами ранних генераций.

С давних пор и по настоящее время высказываются предположения о выделении золота во все стадии рудообразования, т. е. практически непрерывно (Гуковский, 1934; Гуров, 1969); в качестве аргументов приводятся лишь данные о наличии золота в разновременных минеральных ассоциациях без анализа парагенетических взаимоотношений минералов. Вместе с тем, имеется много фактов, свидетельствующих о более позднем отложении золота в зернах и агрегатах минералов.

Некоторыми учеными (White, 1943) допускалась возможность совместного привноса кремнезема и золота и последовательное их отложение из одних и тех же растворов; приуроченность золота к трещинам в жильном кварце считалась показателем более поздней его кристаллизации. Убедительных подтверждений этого не приведено.

Нам представляются маловероятными как однократное выпадение золота, так и его непрерывное выделение в течение длительного процесса рудообразования. Периоды кристаллизации золота не могли охватывать большие интервалы рудных стадий, поскольку оно отлагается лишь в относительно узком диапазоне температур, при ограниченных вариациях кислотно-щелочных свойств растворов. Материалы наблюдений показывают, что при формировании большинства золоторудных месторождений продуктивными являлись одна-две рудные стадии, с которыми связано возникновение главных золото-сульфидных парагенезисов. Этот вывод высказывался рядом геологов еще в сороковых годах (Иванов, 1946; Зенков, 1948; Петровская и др., 1947 и др.) и в дальнейшем был подтвержден новыми данными. Важно то, что золото кристаллизовалось лишь в заключительные периоды I каждой рудной стадии, обычно позднее кварца и лишь на малых глубинах совместно с последним.

Распределение золота в месторождениях является результатом не только его отложения, но и перегруппировки; часть металла повторно вовлекалась в гидротермальную миграцию. Об этом говорит ассоциация позднего золота с переотложенными сульфидами и кварцем, а также некоторые описываемые ниже особенности структуры золотин.

Простые расчеты показывают, что извлечение золота, рассеянного в ранних сульфидах, могло приводить к значительному локальному обогащению руд. Обилие позднего золота может быть связано и с его привносом из глубинных источников или из ниже расположенных частей рудных зон.

Давление и температура. По данным минералотермобарометрии, золоторудные месторождения формировались при давлении от 50—60 до 1000 атм, редко более (Ляхов, Пизнюр, 1970). В условиях малых глубин давление не превышало 50—60 атм. При формировании руд главной продуктивной стадии на Березовском месторождении Урала давление составляло 600 атм (Колтун, 1957). На месторождениях Дарасунском, Ключевском и других в Забайкалье минералообразование начиналось при 800—1000 атм; в продуктивные стадии давление снижалось до 550—750, а к концу рудообразования — до 40—200 атм (Ляхов, Пизнюр, 1970). Поля напряжений распределялись неравномерно и в отдельных участках имели место существенные отклонения от указанных средних величин. Перепады давления с вскипанием растворов в сильнейшей степени стимулировали минералообразование (Наумов, Ходаковский, 1971) и отложение золота. Не-

которые доказательства этого излагаются ниже при описании газовых включений в золоте (часть II).

Общий диапазон температур, при которых формировались руды золота, судя по результатам минералотермических исследований последних лет, составляет 50—450° (Ляхов, Пизнюр, 1970; Колтун, 1957, 1958; Borcos, 1968; Моисеенко и др., 1971). Температуры образования минеральных комплексов разных стадий оказались различными, что послужило еще одним подтверждением пульсирующего поступления растворов.

Сопоставляя данные по многим месторождениям (фиг. 7), можно убедиться, что наиболее изменчивы температуры начала рудообразования, причем они почти не зависят от глубинности: месторождения на одних и тех же уровнях глубин начинали формироваться при весьма различных температурах; вместе с тем, — главные продуктивные ассоциации золотых руд на всех глубинах возникали в удивительно сходных температурных условиях (150—220°). Выводы о единообразии температур минералообразования высказываются также и в отношении других гидротермальных месторождений (Мейтув и др., 1968).

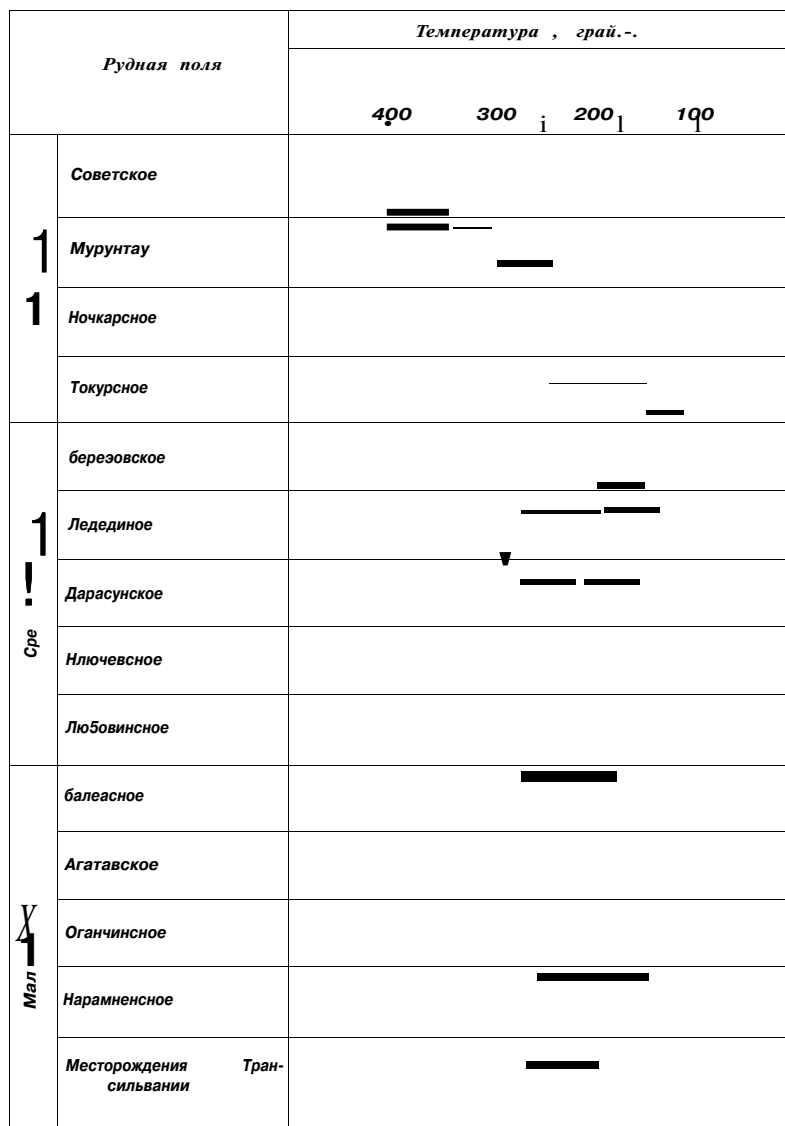
Позднейшая минерализация развивалась при температуре ниже 150—100°. В некоторых рудных полях обнаруживаются ее высокотемпературные проявления (200—400°); таковы поздние кварцы Агатовского месторождения, кварц-турмалиновые агрегаты, секущие золотоносные жилы Мурунтау и др. Вероятно, в этих случаях имела место реювенация процесса, связанная с оживлением магматической деятельности и с новым поступлением глубинного тепла. К аналогичному выводу пришел Л. И. Колтун (1957), изучавший газово-жидкие включения в золотоносном кварце.

По-видимому, формирование золоторудных месторождений в участках периодической активизации потоков глубинного тепла являлось закономерным.

Состав растворов. Большинство исследователей склоняется к признанию того, что металлы, в том числе золото, переносились разбавленными водными растворами с реакцией от слабо кислой до слабо щелочной, в большей части щелочно-хлоридного состава, содержащими более или менее значительное количество сернистых соединений и углекислоты. Немногочисленные анализы водных вытяжек из золотоносного кварца обычно обнаруживают в нем кремнезем, хлор, серу, щелочи, а в отдельных случаях — BO_2 (Колтун, 1957); CO_2 составляет от 5 до 70% и более объема вакуолей в кварце. Среди «минералов-узников» отмечаются NaCl и KCl (образцы из месторождения Лебединое). Основной формой нахождения металлов в растворах являлись хлориды и сернистые комплексные соединения $\text{Me}[\text{S}]^n$ в меньшей мере $\text{Me}[\text{S}_2\text{O}_3]^-$.

Движение растворов, по-видимому, часто сопровождалось взмучиванием осевшей на стенках трещинных полостей пыли, образованной при тектоническом дроблении и перетирании пород и минералов раннего жильного выполнения. Возникавшие таким путем тонковзвешенные частицы переносились металлоносными растворами. В некоторых местах, особенно в участках увлажнения пористых пород, при малых градиентах давления, как отмечалось выше, образовывались смеси суспензий и концентрированных растворов. Содержащееся в них вещество отлагалось на месте или выносилось в общий поток гидротерм. Значение таких явлений в рудообразовании по нашему мнению, еще недостаточно учитывается.

Изменения состава и свойств растворов вызывались их смешением с поверхностными водами, явлениями вскипания и удаления углекислоты, и т. п.; в этой сложной и изменчивой обстановке отлагалось самородное золото.



Фиг. 7. Температуры минералообразования на разных стадиях процесса формирования золоторудных месторождений (Зарембо и др., 1970; Колтун, 1957; Ляхов, Пизнюр, 1970; Моисеенко и др.^a 1971; Bogcos, 1968, и др.)

/ — ранние стадии; 2 — главные продуктивные стадии; 3 — поздние стадии; 4 — периоды минерализации, не связанные с формированием золотых руд

Формы переноса золота. Более чем столетняя дискуссия по этому вопросу все еще не привела к устоявшимся представлениям. Основное внимание уделялось сульфидной и хлоридной гипотезам, почти одновременно возникшим во второй половине XIX в.

Первая из них опиралась на результаты экспериментов, доказавших растворимость золота в гидросульфидах щелочей (Ogryzlo, 1935; Звягин-

цев, 1941; Krauskopf, 1951). Наиболее полно она была развита Г. Смитом (Smith, 1943); осаждение золота совместно с сульфидами рассматривалось как результат распада растворимых комплексов типа двойных сульфидов щелочей и металла.

В. В. Щербина (1956) пришел к выводу о переносе золота щелочными растворами в виде NaAuS^2 или Na^3AuS^3 . Б. Вайсберг (Weissberg, 1970) экспериментально подтвердил растворимость золота в щелочных и близких к нейтральным растворах, при $150\text{--}250^\circ$, с образованием комплекса $[\text{AuS}^-]$; по его мнению, это соответствует основным условиям гидротермальной миграции золота. Р. Гаррелс и Ч. Крайст (Garrels, Christ, 1965) обосновали аналогичное заключение теоретическими расчетами, показав, что упомянутый выше золото-сульфидный комплекс устойчив в восстановительной среде при широком диапазоне значений pH (от 2 до 14), при высокой температуре и давлении.

Тиосульфатным соединениям, известным по экспериментам прошлого века, ранее не придавалось существенного значения как возможной форме гидротермальной миграции золота. Серия работ Н. Г. Тюрина (1965, 1966) при участии И. А. Каковского (1959) привлекла внимание к этому вопросу; эксперименты и термодинамические расчеты показали устойчивость комплекса $[\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)]^3-$ при Eh от 0,170 до 0,760 *ев*. Этими исследователями высказана мысль о смене сульфидных комплексов тиосульфатными по мере перехода от глубинных условий к малоглубинным и от ранних стадий рудообразования к поздним.

Гипотеза тиосульфатного переноса золота нашла много сторонников (Летников, 1963; Шабынин, 1967, и др.), но, вместе с тем, встретила серьезную критику. Нестойкость тиосульфатных комплексов, распадающихся при небольших изменениях термодинамических условий, определяет малую вероятность их участия в гидротермальном переносе золота (Щербина, 1964).

При низких концентрациях серы и наличии теллура могли возникать, как это предполагал Г. Смит, неустойчивые ионы полителлуридов, продуктом распада которых являлся калаверит и позднее отлагавшееся избыточное золото. Этим объяснена частая ассоциация самородного золота с теллуридами.

В хлоридной гипотезе уязвимым для критики является представление о существовании весьма кислых гидротермальных растворов, в которых достаточно устойчив комплекс AuCl_2 . Расчеты Р. Гаррелса и Х. Крайста показали, что устойчивость этого комплекса обеспечивается высоким Eh и низким pH растворов (Garrels, Christ, 1968). По Г. Р. Колонину (1971), прочность хлоридных комплексов Au^{3+} и Au^+ существенно снижается при 200° .

Х. Хелгесон и Р. Гаррелс (Helgeson, Garrels, 1968), основываясь на теоретических расчетах и минералогических данных, сформулировали следующие положения: а) золото, пирит и кварц кристаллизовались совместно, характеристика условий образования любого из них может служить общим показателем формирования равновесной минеральной ассоциации; б) растворы были отчетливо кислыми (pH 3—4); в) минералообразование происходило при температурах выше 175° (до 300°); г) изменение температуры являлось главным фактором, контролировавшим совместное отложение кварца, пирита и золота; в тех случаях, когда пирит и золота отлагались позднее кварца, наибольшее влияние оказывало возрастание pH растворов, но это признано менее характерным. Изменение растворимости золота как функции температуры с принятых позиций считалось пропорциональным изменению растворимости кварца. При расчетах авторы исходили из представления об очень кислом довольно концентри-

рованном натро-хлоридном растворе ($\text{pH} \sim 3$ и $t^\circ = 300^\circ \text{C}$), в котором золото присутствует в виде хлоридных комплексов AuCl^{2-} и AuCl_2^- .

Закключения Х. Хелгесона и Р. Гаррелса представляются нам далеко не бесспорными. Это относится прежде всего к признанию определяющей роли в минералообразовании температурных условий. Исследования зависимости констант равновесия от температуры (Наумов, Ходаковский, 1971) и анализ минералогических данных указывают на второстепенное значение этого фактора. Наблюдения на многих золоторудных месторождениях противоречат также выводу об одновременном отложении пирита, кварца и золота; более позднее отложение последнего — не частное, а, скорее, общее явление. Весьма кислые гидротермальные растворы маловероятны (Щербина, 1956; Weissberg, 1970). Таким образом, рассматриваемые положения вряд ли справедливы для большей части золоторудных месторождений; лишь золото-кварцево-алунитовые руды могут отвечать рассмотренной модели.

Оригинальную точку зрения о возможных формах переноса золота высказали в последнее время А. Радтке и Б. Шайнер (Radtko, Schneiner, 1970). По их заключению, золото-хлоридные комплексы кислых гидротермальных растворов при взаимодействии с углеродсодержащими карбонатными породами могли замещаться устойчивыми золото-органическими комплексами.

Интерес к другим гипотезам переноса золота сравнительно ограничен. Имеются указания на устойчивость $\text{Au}(\text{OH})_3$ продукта растворения золота при реакции $4\text{Au} + 6\text{H}_2\text{O} + 3\text{O}_2 = 4\text{Au}(\text{OH})_3$ (Тюрин, Каковский, 1959). Упоминается возможность участия сурьмы, мышьяка, висмута в составе растворимых комплексов золота (Вернадский, 1922; Helgeson, Garrels, 1968).

Почти отсутствуют работы, посвященные развитию коллоидной гипотезы миграции золота. Ее обоснование связано с именами Г. Бойделла и С. Фронделя, доказавших, что золи золота могут быть устойчивыми в присутствии «защитных» коллоидов, особенно кремнезема. Поликомпонентные золи и гели золота и кремнезема заслуживают большого внимания. Есть основания предполагать, что они нередко возникали в условиях малых глубин, где растворы быстро меняли свои свойства и становились пересыщенными. Коллоидные формы вряд ли участвовали в дальней миграции металла, но они могли характеризовать определенную фазу эволюции растворов, предшествовавшую кристаллизации золота.

Оценивая общее состояние вопроса, приходится признать, что формы переноса золота в гидротермальных растворах до последнего времени остаются объектами более или менее вероятных гипотез. По-видимому, такие формы были неодинаковыми на разных глубинах; особенно характерные для среднеглубинных месторождений парагенезисы золота с сульфидами легко объяснимы с позиции щелочно-сульфидной теории переноса металла. Однако при интерпретации данных, относящихся к другим формациям руд, возникают затруднения. Низкое содержание сульфидов в рудах в отдельных случаях можно объяснить дифференциацией растворов с выносом сернистых соединений за пределы участков золота или возможным преобладанием хлоридных комплексов. Остается открытым вопрос о возможности в близповерхностных условиях миграции золота в виде тиосульфатных и кислородных соединений.

Глава четвертая

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Все известные экзогенные месторождения золота по существующим классификациям относятся к категории месторождений выветривания, созданных разрушением и перегруппировкой вещества эндогенных золотоносных руд. Неодинаковая интенсивность таких процессов предопределила различную степень сохранности и изменений первичных особенностей минеральных агрегатов, в том числе выделений самородного золота. Кроме россыпей (метаморфизованных и неметаморфизованных) и золотоносных окисленных руд, промышленно ценных экзогенных скоплений золота не обнаружено. Некоторыми исследователями допускается существование осадочных пород с достаточно высокими содержаниями хемогенного золота (Харитонов, 1936), однако доказательств этого еще не найдено.

Золотоносные зоны окисления рудных месторождений

Лишь немногие золотоносные окисленные руды имеют в настоящее время самостоятельное промышленное значение; обычно это лишь верхние части эндогенных месторождений, относительно обогащенные золотом благодаря процессам его гипергенной миграции или в результате выщелачивания сульфидов. В большинстве известных рудных полей они уже отработаны или почти отработаны. Вместе с тем, интерес к вопросам вторичного обогащения руд золотом сохраняется в связи с их важностью для прогнозных оценок глубоких горизонтов месторождений.

Характеристике золотоносных зон окисления рудных месторождений посвящена довольно обширная литература (работы М. Н. Альбова, В. М. Крейтера, Дж. Макларена, Р. Макэя, С. С. Смирнова, Ф. В. Чухрова, Г. Шнейдерхена, В. Эмонса и др.).

Результаты исследований и опыт разведочных работ показали, что экзогенная зональность проявляется неодинаково на месторождениях разных формаций. Наиболее отчетлива она в зонах окисления существенно-сульфидных колчеданных месторождений, железные шляпы которых значительно богаче золотом, чем первичные руды, например, на Уральских месторождениях в 3—7 раз (Крейтер, 1948i). Известны еще более контрастные различия; так, в первичных рудах крупнейшего в Испании месторождения Рио-Тинто содержится 0,2—0,4 г/т Au, а в нижней части зоны окисления — до 15—30 г/т (Emmons, 1901). Многие месторождения имели промышленное содержание золота лишь в зоне выветривания; с глубиной они становились

лись объектами добычи руд меди и цинка, из которых золото извлекалось попутно.

Крупные залежи существенно-сульфидных окисленных руд известны в районах распространения древних кор выветривания. Глубина зоны золотоносных железных шляп медноколчеданных месторождений на Южном Урале достигала 50—80 м. На золото-полиметаллических месторождениях Казахстана мощность такой зоны по вертикали — 10—70 м, а вторичная сульфидная минерализация прослеживается до глубины 200 м.

Минеральный состав золотоносных железных шляп довольно однообразен. Кроме количественно преобладающих окислов и гидроокислов железа (гётит-гидрогётит, гематит-гидрогематит) обычны ярозит, барит, в меньшей мере гипс и другие сульфаты, карбонаты (кальцит, малахит, азурит, смитсонит, церрусит и др.), каолинит, галлуазит, гидрослюда, кварц, халцедон, опал, самородные металлы (Au, Ag, Si); на месторождениях Казахстана обнаружены галогениды серебра — иодирит, иодэмблит, эмболит, кераргирит (Чухров, 1950). Четко выражена вторичная зональность зоны гипергенеза: верхняя подзона окисленных руд с глубиной сменяется пиритовыми, кварцевыми и кварц-баритовыми сыпучками (подзона выщелачивания); местами они сцементированы минералами кремнезема, или гипсом (так называемые «плитки»); ниже прослеживается подзона вторичного сульфидного обогащения.

По данным М. Н. Альбова (1960), на Уральских месторождениях бурые железняки составляют около 90% объема железных шляп, пиритовые сыпучки — около 3%, баритовые и кварцевые — в среднем 7%. Нередко между сыпучками и собственно железной шляпой расположена подзона ярозитов.

В рудных полях Казахстана золото ассоциируется с ярозитом, баритом, иногда с самородной серой. Отмечается сонахождение его с галогенидами серебра, в частности, с иодиритом (В. В. Аристов, в кн. Крейтер и др., 1958). На уральских месторождениях исключительно богаты золотом кварцевые «плитки».

Иной характер имеют зоны окисления золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Степень гипергенных преобразований меняется от участка к участку в пределах одного рудного поля и нередко среди окисленных руд встречаются островки первичных. Хорошо проработанные зоны окисления характерны лишь для месторождений умеренносульфидной формации, расположенных в районах теплого и влажного климата (месторождения Южного Урала, Казахстана). Они встречаются также в северных районах, в которых древние коры выветривания формировались в условиях более теплого климата. Примером служат рудные поля Якутии, на территории которой установлены признаки миоцен-нижнеплейстоценового этапа выветривания (Разин, Рожков, 1966; Нестеров, 1970).

Глубина зон окисления варьирует от 3—5 до 50—80 м, увеличиваясь в участках послерудных нарушений. Известны районы с признаками гипергенных изменений руд до глубины 1 км и более (Schneiderhohn, 1924).

Подзона выщелачивания (обычно частичного) в той или иной мере проявлена повсеместно. По количеству пустот в кавернозном кварце, освобожденном от включений сульфидов, приближенно оценивается степень первичной «сульфидности» руд; однако при этом не исключены ошибки, так как выщелачивается и вещество включений в кварце железистых и карбонатных пород. В кавернозном кварце в большинстве случаев содержание золота пониженное, очевидно, вследствие его выщелачивания вместе с сульфидами; обеднение руд тем значительнее, чем большую роль в них играли ассоциации ранних сульфидов с тонкодисперсным золотом. Это относится и к минерализованным породам.

Полностью окисленные руды распределены в верхних частях золото-кварцевых месторождений крайне неравномерно и нередко чередуются со слабо измененными. В малосульфидных рудах встречаются лишь отдельные гнезда и прожилки гипергенных минералов с ореолами «обоихивания» жильного кварца.

В составе многих окисленных сульфидно-кварцевых руд, наряду с гидроокислами железа местами существенную роль играет скородит. Встречаются карбонаты меди, свинца, цинка, стибиоконит, валентинит, самородная сурьма, гипс, кальцит, халцедон и др. Заметные скопления гипергенных минералов кремнезема наблюдались на некоторых месторождениях Урала (Альбов, 1960), Алдана, Северного Казахстана.

В нижних частях зон окисления нередко ковеллин и халькозин, но количество их обычно невелико, особенно в малосульфидных рудах. В месторождениях умеренносульфидной формации эти минералы в виде сажистых скоплений заполняют пустоты в кварце. Нередко они богаты золотом (месторождения Дарасунское, Лебединое и др.).

Наиболее постоянна связь золота с гидроокислами железа. М. Н. Альбов (1960) отмечал, что изученные им переотложенные лимониты богаче золотом, чем псевдоморфные по кубическим кристаллам пирита. Однако при этом не учитывалось, что эти формы кристаллов наиболее характерны для пирита ранней генерации, бедного золотом. Гидроокислы железа на месте замещенного ими пирита второй генерации весьма часто обогащены золотом и содержат его видимые включения. Спектральные анализы систематически показывают, что для таких гидроокислов железа типичны примеси элементов поздних продуктивных ассоциаций: Си, Ag, Pb, иногда Zn, Bi, As.

Вопрос о вторичном обогащении руд золото-сульфидно-кварцевых месторождений остается спорным. Мысль о таком обогащении одним из первых высказал Д. Соколов (1826) при описании Березовского золоторудного месторождения на Урале; позднее она защищалась многими уральскими геологами (Альбов, 1960 и др.). Применительно к рудным районам Якутии ее развивает Н. В. Нестеров (1970), для отдельных рудных полей Забайкалья и Западной Сибири — А. Д. Миков и В. К. Черепнин (1970). Этому вопросу посвящена большая зарубежная литература (работы А. Брокау, У. Хохедера, Г. Гувера, Р. Макэя, Ф. Пошепни и др.).

В качестве основного доказательства вторичного обогащения руд золотом обычно используется тот факт, что рудные тела, богатые золотом в верхних своих частях, с глубиной нередко беднеют, причем одновременно наблюдается ослабление или исчезновение гипергенных изменений руд. Подобные явления описаны на многих месторождениях СССР, США, Бразилии, Австралии и других стран. В отдельных случаях содержание золота уменьшается в два раза и более (жилы Игл-Крик, по данным В. Линдгрена; рудные тела южно-уральских месторождений по А. П. Сигову; Центральное, Беркуловское и Комсомольское месторождения Кузнецкого Алатау, по А. Д. Микову). Наряду с этим известны рудные поля без признаков подобной зональности.

Анализ литературных и наших данных позволяет утверждать, что лишь некоторую, вероятно небольшую, часть сведений, указывающих на обеднение руд с глубиной, можно уверенно интерпретировать как доказательство вторичного обогащения золото-сульфидно-кварцевых месторождений. В большинстве случаев падение содержаний золота является следствием первичной вертикальной зональности рудных столбов: высокие содержания металла в «головках» столбов нередко быстро снижаются к их корневым частям. Не случайно, что наиболее отчетливое обогащение наблюдается именно в пределах первичных рудных столбов. Следует добавить, что в ряде

месторождений ниже обедненных участков разведка вскрывала относительно богатые первичные руды (месторождения Енисейского края, Кузнецкого Алатау и др.).

Аргументов в пользу гипотезы вторичного обогащения иногда считается пологое залегание зон концентрации золота; однако, как упоминалось выше, подобное положение могут иметь участки заведомо первичных богатых руд, приуроченные к пологим зонам нарушений. Например, на месторождении Лебединое, зональность которого в последнее время рассматривается как вторичная (Нестеров, 1970), пологие зоны деформаций являются важнейшими элементами тектоники и контролируют размещение не только золота, но также рудных и интрузивных тел.

Многие исследователи полагают, что гипергенная миграция золота в зонах окисления месторождений, руды которых бедны сульфидами, не могла быть сколько-нибудь значительной. С. С. Смирнов (1936), был убежден, что в подавляющем большинстве таких месторождений «никакой сколько-нибудь оформленной зоны обогащения не возникало; некоторое повышение содержания металла могло быть следствием общего сокращения объема рудной массы за счет выщелачивания сульфидов».

По утверждению А. Бэтмана (Bateman, 1942) «гипергенным обогащением золота можно пренебречь»; В. М. Крейтер (1948i) считал, что «нецелесообразно рассчитывать на существенное обогащение окисленных зон золото-кварцевых месторождений» и неоднократно критиковал геологов за переоценку роли вторичного обогащения золотом, приводящую к «неоправданно осторожным, а иногда к неправильным оценкам глубоких горизонтов месторождений». Предупреждение В. М. Крейтера остается своевременным: признаки обеднения руд с глубиной нередко слишком легко относят к проявлениям вторичной зональности месторождений.

Еще многое остается сделать для установления надежных показателей гипергенной миграции золота. Более ясны предпосылки, определяющие возможности такой миграции: это теплый и влажный климат, наличие пострудных деформаций, обеспечивающих водопроницаемость рудных тел, отсутствие влияния пород на кислотность растворов и, что особенно важно, относительное богатство исходных руд сульфидами. Значение последнего условия двоякое: окисляясь, сульфиды поставляют активные реагенты для растворения золота и вместе с тем они являются носителями его тонкодисперсных частиц, представляющих собой «миграционную часть золотого фонда месторождений» (Крейтер и др., 1958).

Следы более или менее значительной гипергенной перегруппировки золота несут только месторождения умеренносульфидной формации (Дарасунское¹, Березовское и др.). Однако лишь в немногих из них, благодаря сочетанию необходимых условий, образовались мощные зоны вторичного обогащения *. Таковы особенности Куранахского рудного поля Центрального Алдана. Работами А. И. Казаринова (1969), Л. В. Разина и И. С. Рожкова (1966), С. В. Яблоковой (1968) выявлены следующие черты геологии и минералогии этого рудного поля.

Оруденение представлено горизонтальными линзовидными и карманообразными залежами рыхлых руд, образованными при окислении и механическом разрушении золотоносных пирит-кварцевых метасоматитов. Нечетко ограниченные тела последних расположены в толще кембрийских

Некоторые исследователи, вслед за Ван-Хайзом, предлагают именовать такие зоны рудными столбами «вторичными» (Lindgren, 1928; Бородаевский, 1960) или «супергенного происхождения» (Крейтер, 1940); однако это вносит элемент терминологической неясности, поскольку прилагательное, указывающее на тип столбов, нередко опускается при их описании. Более правильным представляется называть рудными столбами только зоны эндогенных богатых руд.

известняков, доломитов и мергелей близ границы с перекрывающими эту толщу юрскими песчаниками. Для руд характерно преобладание двух разновременных ассоциаций тонкозернистого кварца и золотоносного пирита. Ранний кварц сопровождается адуляром и серицитом; с поздним кварцем ассоциируются небольшие количества халькопирита, сфалерита и видимое золото.

Окисленные руды на 25—65% состоят из обломков кварцевых метасоматитов и вмещающих пород, которые цементируются глинисто-песчаным материалом с окислами и гидроокислами железа (гётит-гидрогётит, гидрогематит), а также рыхлыми и более плотными массами бурого железняка с каолинитом, гидрослюдами и золотом.

Генезис месторождений связан с аккумуляцией продуктов гипергенных изменений метасоматитов и вмещающих пород в карстовых полостях на границе карбонатных и песчаниковых толщ в период формирования кайнозойской коры выветривания в условиях теплого и влажного климата. Особенности, локализации руд иногда рассматриваются как показатели принадлежности месторождения к элювиальным россыпям; однако от характерных представителей последних куронахские залежи отличается обилие как псевдоморфных, так и переотложенных бурых железняков. По данным С. В. Яблоковой, вторые в несколько раз богаче золотом по сравнению с первыми. Гипергенное золото образует видимые скопления.

О формах переноса золота в зоне гипергенеза существуют суждения, не менее разноречивые, чем мнения по вопросу о нахождении металла в гидротермальных растворах, причем развиваются по существу те же гипотезы; специфика их заключается лишь в учете окислительной обстановки в зоне гипергенеза.

Высокая кислотность поверхностных вод и наличие во многих из них хлора служат основой хлоридной гипотезы. После первых опытов Г. Стокса, доказавших переход золота в растворы хлоридов при действии окислителей — MnO_2 , O_2 и др., — появились основания считать, что окислительные реакции приводят на одной из ступеней к освобождению хлора, активно действующего на золото в момент выделения: $2Au + 12H^+ + 3MnO_2 + 8Cl^- \rightarrow 2Au^{3+} + 3Mn^{2+} + 2[AuCl_4]^- + 6H_2O$ или $Au + 3Fe^{3+} + 4Cl^- \rightarrow [AuCl_4]^- + 3Fe^{2+}$ и т. д. Однако для этого необходимо наличие в сфере реакции всех компонентов, что далеко не всегда возможно. Поэтому хлоридная гипотеза объясняет лишь часть явлений гипергенной миграции золота (Schneiderhohn, 1924), вероятно небольшую (Смирнов, 1936).

Высказано предположение (Чухров, 1947, 1950), что растворителями золота в зоне гипергенеза могут быть бром и йод, содержащиеся в богатых хлоридами природных водах (в водах в пределах Майкаинского рудного поля, по данным Ф. В. Чухрова, до 0,526 мг брома).

В последние десятилетия получила развитие гипотеза гипергенного переноса золота в виде комплексных соединений, образующихся при его растворении в присутствии сульфата Fe^{3+} , характерного для вод зон окисления золото-сульфидных месторождений. Этот вопрос был подробно рассмотрен В. М. Крейтером на основе экспериментов С. А. Плетенева и В. В. Кувычинского (Крейтер и др., 1958). Термодинамические расчеты И. А. Каковского (1957) указывают на вероятность переноса золота в виде достаточно прочных тиосульфатных комплексов (константа диссоциации $K = 10^{-26}$). Потенциал реакции растворения золота $Au + 2S^{2-} + 2H^+ \rightarrow Au(S_2O_3)^{2-} + 2H^+$ для стандартных условий $E^0 = 0,142$ в.

Возникновение тиосульфатов при окислении сульфидов возможно лишь в слабо щелочной среде, не характерной для зоны окисления золотоносных сульфидных руд.

Представления о миграции золота в виде органических соединений, обоснованные данными Ф. Фрейзе (Freise, 1931) о повторном обогащении отвалов россыпей в Бразилии и подтвержденные экспериментами В. Фретзера, были подвергнуты критике и считались даже не заслуживающими дальнейшего обсуждения (Крейтер и др., 1958). Тем не менее исследования последних десятилетий доказали существование золото-органических соединений (Kundu, 1952; Radtke, Schneiner, 1970), которые местами могли играть заметную роль в гипергенной миграции золота.

Коллоидный перенос золота считается возможным не только в гидротермальных условиях, но и в зоне гипергенеза. О такой миграции писали В. И. Вернадский, В. Линдгрэн, Г. Бойделл, С. С. Смирнов, В. М. Крейтер и другие исследователи. В зонах окисления месторождений, богатых сульфидами, коллоиды золота вряд ли могли иметь существенное значение, так как быстро теряли устойчивость при обилии коагуляторов, но в месторождениях убогосульфидных руд их роль могла быть существенной. Подтверждением этого служат излагаемые в следующей части работы результаты изучения гипергенного золота.

Тонкое золото, освобождавшееся при растворении сульфидов, а также при разрушении золотосодержащих карбонатов, адуляра, альбита, неизбежно должно было выноситься растворами в виде суспензий. Если при этом золото не подвергалось быстрому растворению, то могла осуществляться миграция его в виде взвесей. Представления о механической транспортировке тонкого, а в приоткрытых трещинах и довольно крупного золота, имеют почти столь же длительную историю, как и рассмотренные выше гипотезы. Например, Г. Гувер объяснял обогащение вкрапленных золото-сульфидных руд некоторых месторождений Австралии гравитационным перемещением мелких золотинок через пористые массы каолинизированных пород (Hoover, 1899). По нашим наблюдениям верхние части некоторых сульфидно-кварцевых жил месторождения Лебединого на Алдане на глубину 2—4 м были обеднены золотом, так как его частицы проваливались в нижние части трещиноватых зон. Механическое перемещение частиц самородного металла на уральских месторождениях отмечено М. Н. Альбовым; по его мнению, в зонах окисления кварцево-сульфидных жил «наиболее существенное значение имеет перенос золота в виде суспензий» (Альбов, 1960). Такая оценка представляется преувеличенной, поскольку подобный перенос золота возможен лишь в зонах приоткрытых трещин.

По-видимому, способы гипергенной миграции золота могут быть различными, но критерии их оценки пока еще нечетки. Весьма мало известно и о масштабах миграции золота при гипергенезе. По мнению С. С. Смирнова (1936), расстояния от мест растворения до участков отложения золота вряд ли могли быть значительными, так как золотоносные растворы всех типов крайне неустойчивы, а факторы, способствующие осаждению золота, многочисленны (обилие минералов-осадителей, быстрое изменение кислотно-щелочных свойств растворов и др.). Вместе с тем, в течение длительного времени многократное растворение с переносом золота на небольшие расстояния по вертикали могло приводить к заметному перемещению участков его концентрации, но, в основном, лишь в пределах рудных тел. Ореолы гипергенного рассеяния золота создавались главным образом за счет разрушенных частей жил и залежей. Это подтверждается наличием в таких ореолах мелких частиц самородного золота, сохранившего свои первичные особенности, нередко содержащего включения жильного кварца.

Россыпи, являющиеся древнейшим источником добычи золота, длительное время сохраняли значение важнейшего промышленного типа месторождений этого металла. Крупнейшие золотоносные россыпи разрабатывались на Аляске, в Калифорнии и в других западных штатах США, в Австралии, Новой Зеландии, Британской Колумбии, Центральной и Южной Африке; многие из них уже выработаны. В нашей стране запасы россыпного золота далеко не исчерпаны, а поисковые работы выявляют все новые месторождения и даже новые районы россыпной золотоносности, что стимулирует интерес к геологии россыпей. Этому вопросу посвящены работы Ю. А. Билибина, Ю. П. Казакевич, Р. В. Нифонтова, В. А. Обручева, И. С. Рожкова, С. А. Синюгиной, Н. А. Шило и многих других исследователей.

Представления о генетических типах россыпей, их возрастных группах и закономерностях пространственного положения кратко рассмотрены в главе о металлогении золота. Ниже приводятся некоторые сведения о размерах, формах, строении и составе россыпей, а также излагаются существующие взгляды на условия их образования.

Формы участков концентрации золота в рыхлых отложениях — золотоносных россыпях — определяются условиями их формирования. Элювиальные и делювиальные россыпи, залегающие на выровненных поверхностях и склонах возвышенностей, имеют плащевидную форму. Золотоносный аллювий образует вытянутые вдоль долин рек лентовидные и линзообразные слои с обогащенными «струями» и «гнездами». Контуры аллювиальных россыпей подчиняются конфигурации речных долин, террас, ложков, речных кос и т. д. Морские россыпи в виде узких полос оконтуривают прибрежные зоны морей и морских террас.

Размеры россыпей варьируют в широких пределах: длина их — от десятков и сотен метров до нескольких километров и даже десятков километров, ширина — от первых метров до 20—50 м, реже до сотен метров. Протяженные россыпи известны на Алдане, на Енисейском кряже (Синюгина и др., 1967), в Ленском районе (Казакевич, 1972), в восточных районах СССР (Горбунов, 1965; Тимофеев, 1968) и в других областях.

Важными элементами геологии россыпей являются глубина их залегания и характер перекрывающих толщ. Мощность последних изменяется от нескольких метров до сотен метров. Многие россыпи Ленского района погребены под ледниковыми и озерно-пролювиальными отложениями; в сходных условиях находятся некоторые россыпи в восточных районах СССР, в том числе на Западной Чукотке. Глубокие россыпи находятся в Забайкалье, в Западной Сибири, на Урале и в других областях.

В ряде районов россыпи перекрыты лавовыми потоками и мощными толщами вулканических туфов; к ним относятся отдельные россыпи Восточного Саяна (Ананьин, 1966), а за рубежом — Калифорнии (Bateman, 1942). Большая часть погребенных россыпей имеет древний возраст. Так, на Урале разрабатываются мезозойские (юрские) и олигоценовые россыпи, приуроченные к эрозионно-структурным депрессиям (Сигов, 1947; Баранников, 1970); возраст многих погребенных россыпей Ленского района — четвертичный и голоценовый (Казакевич, 1972), Яно-Колымского пояса — плейстоценовый и частью третичный (Желнин, 1970); четвертичные россыпи известны в Западной Сибири, Забайкалье и других областях. Как будет видно из приводимых ниже данных, древний возраст погребенного аллювия сказался на ряде типоморфных черт сосредоточенного в нем золота.

Расположение древних россыпей зависит от топографии старых речных долин, береговых линий морей и т. д. При пересечении их современными

реками образуются новые россыпи — русловые и террасовые, аккумулирующие переотложенное золото размытых пластов. По И. С. Рожкову (1967), «чем древнее россыпи, тем меньше вероятность их сохранения»; исключениями являются древнейшие дислоцированные и метаморфизованные металлоносные конгломераты типа Витватерсранда.

Для аллювиальных россыпей и перекрывающих их рыхлых пород характерен следующий типичный разрез речных отложений (Рожков, 1967): 1) пойменная фация — глины или суглинки, мелко- и среднезернистые пески; 2) русловая фация — грубозернистые пески, гравий, галечники; 3) донная фация — глинисто-песчаные галечники со щебнем, валунами и глыбами.

Условия транспортировки и накопления кластического материала при образовании выделенных фаций осадков были неодинаковыми. В отложениях рыхлых пород пойменной фации большую роль играет перенос взвешенных в воде мелких частиц, в том числе тонкого («плавающего») золота. В русловой фации аккумулируются обломки, движущиеся по дну русел рек и ручьев и испытывающие сильные механические воздействия при соударениях. Донная фация формируется при большой роли «волочения», а также перекачивания галек и другого кластического материала (Билибин, 1938). Наличие глыб и обломков подстилающих пород (плотика) при достаточно быстром движении потоков создает условия для деформаций зерен минералов. Донная фация концентрирует тяжелые металлы и обычно наиболее богата золотом; отложения этой фации образуют пласты, мощностью 0,1—2,0 м, редко более. При повторении эрозионно-аккумулятивных циклов формируются 2—3 золотоносных пласта, располагающиеся на разных уровнях над «ложными плотиками» (Ленский и другие районы).

Состав золотоносных отложений разнообразен. Кроме песка и щебня присутствует в разных количествах глинистое вещество («примазки»), скопления которого могут в какой-то мере предохранять частицы золота от ударов.

В районах развития кварцевых жил отмечается обилие галек кварца (Енисейский край, Ленский и другие районы). Такие гальки и сцементированный кварцевый песок играют наибольшую роль в древних и древнейших россыпях.

Из тяжелых минералов вместе с золотом концентрируются магнетит, гидроокислы железа, часто в виде псевдоморфоз по кубическим кристаллам пирита, ильменит, гематит и рутил. Обычны также гранат, шпинель, турмалин, в некоторых районах циркон, монацит, хрсмит. В россыпях, развитых в рудных провинциях сложного металлогенического профиля, известны концентрации минералов олоез, вольфрама, ртути, редких металлов, платиноидов, алмазов.

Часть минералов в россыпях подвергалась не только механическому перемещению, но и химическому переотложению, особенно в условиях влажного жаркого климата. Для сохранения и накопления шлиховых минералов/благоприятен субполярный холодный климат (Шило, 1970). *

Содержание золота в россыпях варьирует от 0,10—0,20 до 10—20 г/см** и выше. Россыпи Клондайка содержали 10,3—57,7 г/м* металла (Bateman, 1942). Аналогичные россыпи были известны и на территории Советского Союза.

Наиболее высокие концентрации золота наблюдаются там, где плотик россыпи представляет обнажение крутопадающих слоев сланцев; между ребристыми выступами последних обычно скапливаются частицы металла.

Формирование россыпных месторождений золота, как правило, связано с процессами выветривания и с эрозионно-аккумулятивной деятельностью ручьев и рек. В меньшей степени и лишь в отдельных районах сказывалась

россыпеобразующая роль прибрежных морских течений, движения ледников, эоловых процессов.

Необходимым условием для аккумуляции золота в рыхлых отложениях является определенный гидродинамический режим водных потоков, зависящий от их уклона. По В. Линдгрёну (Lindgren, 1928), оптимальный уклон — около 5,5 м на 1 км. Такой уклон был характерен, в частности, для богатейших россыпей Клондайка. При большем уклоне тяжелые минералы сносятся вниз по течению реки, а при меньшем — снижается степень их концентрации.

Одним из наиболее сложных в проблеме генезиса россыпей является вопрос о характере и типах связей их с коренными месторождениями. Количественные показатели, могущие характеризовать эти связи, установлены далеко не полностью. По Е. Я. Синюгиной, Г. П. Воларовичу и С. В. Яблоковой (1967), остается неясным значение величины эрозионного среза источников питания россыпей, различия циклов и стадий их формирования, особенностей миграции золота разной крупности.

Существуют две противоположные точки зрения в вопросе о дальности переноса золота в россыпях. Согласно одной из них россыпное золото мало удаляется от коренных источников, и богатые россыпи представляют собой своего рода вертикальную проекцию на дно долины участков разрушаемых первичных скоплений золота (Дитмар, 1968). Сторонники другой точки зрения утверждают, что золото переносится на многие сотни метров и километров и только при преобладании боковой эрозии основная его масса перемещается по вертикали (Горбунов, 1965).

Длина россыпи, связанной с одним источником питания, достигает трех километров. На таком интервале выделяются зоны: нарастания золотоносности, максимального обогащения и спада продуктивности россыпей; средняя зона удалена от коренного источника на 0,7—1,5 км (Горбунов, 1965; Синюгина, Лапин, 1967). Положение упомянутых зон, вероятно, может существенно меняться в зависимости от профиля речной долины и увеличения динамической силы водных потоков при паводках. Как показано в следующей части работы, большое значение имеет крупность транспортируемого золота.

Богатство рыхлых отложений золотом не всегда зависит от концентрации этого металла в коренных месторождениях. Известны районы распространения россыпей, где крупные золоторудные месторождения не обнаружены (рудная провинция Клондайка и др.). Это привело исследователей к заключению, что главную роль играет не богатство исходных руд, а величина общих запасов в них золота и продолжительность перемыва продуктов их разрушения (Билибин, 1938; Bateman, 1942).

Подавляющее большинство золотоносных россыпей связано с рудными месторождениями золото-сульфидно-кварцевых формаций с относительно крупным золотом. Наиболее богатые и протяженные россыпи известны в областях малосульфидного оруденения формации больших глубин. Масштабы россыпной золотоносности уменьшаются по мере перехода к областям, в которых господствует убогосульфидное оруденение формации малых глубин. Вместе с тем, есть примеры, когда малоглубинные месторождения сопровождаются промышленными золотоносными россыпями, обычно небольшими, ложковыми; примером служат россыпи Охотско-Чукотского пояса, Нижнего Приамурья, Балейского района в Забайкалье и др.

Тонкое золото, содержащееся в рудах колчеданных месторождений, при их разрушении обычно не аккумулируется в россыпях; известны лишь единичные россыпи, сопровождающие такие месторождения, например, в Урупском районе Северного Кавказа (Вихтер и др., 1968).

Наиболее сложен вопрос об источниках золота, сосредоточенного в древних россыпях. По данным И. С. Рожкова (1968), такие россыпи могут образовываться не только при разрушении богатых руд, но и в коре выветривания пород, несущих лишь рассеянную вкрапленность. По-видимому, предполагается экзогенная перегруппировка золота.

Большая литература посвящена метаморфизованным россыпям, в основном Южной Африки. Золотоносные конгломераты совместно с другими толщами терригенных пород участвуют в строении узких складчатых зон верхнепротерозойского возраста. Продуктивные слои — «риффы» прослеживаются от сотен метров до десятков километров при мощности 0,3—3 м; строение их неоднородное. Обильны гальки молочно-белого кварца, прочно сцементированные сливным мелкозернистым кварцем с примесями серицита, хлорита, кальцита, рутила, турмалина, циркона, углистого вещества; пирит составляет в главном рифе около 3%. Известны другие сульфиды, алмазы, корунд, уранинит. Гальки и цемент рассечены дайками, а также прожилками и жилами грубозернистого молочно-белого кварца, содержащего сульфиды и видимое золото.

Мнения исследователей о природе источников золота Витватерсранда расходятся. Конкурируют представления о гидротермальном и россыпном происхождении золота. Первая точка зрения, разделяемая Грейтоном, Бэтманом и другими, опирается на факты золотоносности кварцевых жил, секущих конгломераты. Подчеркивается ассоциация золота с типично гидротермальными минералами и замещение им явно позднего пирита в породах.

Заключения о первоначальном накоплении золота в россыпях (дельты речных потоков, морские россыпи) аргументируются тем, что золото концентрируется в нижних частях рифов, в конгломератах с крупными хорошо сортированными кварцевыми гальками. Допускается, что имело место частичное перераспределение золота и кварца в результате наложенной гидротермальной деятельности. Эта концепция поддерживается в настоящее время большинством исследователей Витватерсранда. Сторонники противоположных мнений используют в своих доводах и особенности самородного золота — в частности характер изменчивости его состава.

* * *

Приведенные данные свидетельствуют о сложности вопросов генезиса золотоносных россыпей и их связей с коренными месторождениями. Труды исследователей созданы основы теории россыпеобразования, но в истории миграции, гравитационного накопления и последующих преобразований россыпного золота имеется еще много неясностей. В связи с этим ! особое значение приобретает изучение типоморфных особенностей самородного золота и их использование при обосновании генетических выводов и решение вытекающих из них поисковых задач.

Часть вторая

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
САМОРОДНОГО ЗОЛОТА
И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ
ЕГО ОСОБЕННОСТЕЙ
В ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

Глава первая

ОБЩАЯ, ХАРАКТЕРИСТИКА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Главные особенности состава, свойств, структуры и форм выделений самородного золота определялись эндогенными условиями отложения и преобразования минерального вещества; в зоне гипергенеза они лишь частично изменялись. Исходя из этого положения, доказанного многими, в том числе нашими исследованиями, мы сочли целесообразным поместить общую характеристику золота в настоящей части работы.

Основные этапы истории исследований

Если иметь в виду первое знакомство человека с замечательными свойствами самородного золота, то начало истории изучения этого минерала надо относить к концу каменного века (золотая отделка на каменных ножах). По В. И. Вернадскому, золото известно и используется более 6—7 тысячелетий, а различия названий металла в разных группах языков свидетельствуют о независимом возникновении его добычи на разных континентах. Металлургия золота получила развитие за три тысячи лет до нашей эры, о чем говорят многие прекрасные золотые изделия древнего Египта и Ассирии. Сведений о каких-либо наблюдениях над формами нахождения золота древнейшая история не сохранила, если не считать упоминаний о «золотом песке» из россыпей. Такие диагностические признаки золота, как желтый цвет, металлический блеск, высокий удельный вес, были известны уже первым «поисковикам». Мелкие самородки из россыпей своей округлой формой привлекали внимание ценителей красоты и нередко использовались как части подвесок и ожерелий (Соболевский, 1970). При древних разработках золоторудных месторождений в Египте (рудник Эль-Сид в долине Вады, 3300 лет до н. э.) и на территории теперешней Европы не могли быть не замеченными и угловатые формы выделений золота.

Извлекая из руд и россыпей частицы природного золота и переплавляя их, человек долгое время ничего не знал о его составе. Поэтому электрум считался чистым золотом и «ценился выше своей действительной стоимости» (Вернадский, 1922); лишь в V в. до н. э. низкопробное золото стало очищаться от примеси серебра.

¹ Славянское название — золото, по мнению некоторых исследователей, происходит от корня «сол», общего со словом солнце и может быть связано с ярко-желтым «солнечным» цветом минерала (Костылева, 1960); близко к нему английское и немецкое gold.

Отдельными минералогами предлагается упразднить видовые названия самородных золота и серебра, объединив их под новым названием «аргаурит»; основанием служит представление о совершенном изоморфизме между Au и Ag (Поваренных, 1966). Приводимые в следующих главах материалы позволяют считать такое основание слишком шатким. Это, а также ненужность замены давно устоявшихся наименований минералов приводит к выводу о неприемлемости упомянутых терминологических нововведений.

Скудость минералогических знаний не раз приводила к погоне за «призраками»; за искомый металл принимались то зерна халькопирита, то золотистые чешуйки выветрелого биотита, недаром получившие название «кошачьего золота». Истории известны экспедиции, направлявшиеся на поиски месторождений золота по ложным признакам. Такова, например, экспедиция английского мореплавателя М. Фробишера (XVI в.) на Баффинову землю и повторное обследование его открытий, предпринятое геологической службой Канады в 1965 г. (Blackadar, 1967).

Первые обстоятельные характеристики самородного золота приведены в трудах Г. Агриколы, М. В. Ломоносова, А. Г. Вернера, П. Грота; даны общие описания минерала, отмечены чешуйчатые формы его выделений, самородки («немалые куски»), высказаны поразительно глубокие для своего времени суждения о генетической связи золота с жильным кварцем, при разрушении которого накапливалось «песковое», т. е. россыпное, золото.

К этому же периоду относятся первые сопоставления состава золота из различных месторождений и попытки изучения золото-серебряных сплавов (работы Г. Реновантца, 1788 г., Ж- Буссенго, 1828 г. и др.).

Началом детальных исследований может считаться середина XIX в. Имеющиеся публикации свидетельствуют о сосредоточении внимания минералогов на описаниях наиболее интересных находок, что отвечает общим особенностям «периода накопления фактов». Повышенный интерес был проявлен к кристаллам золота, многочисленные образцы которых из разных рудных провинций, особенно Урала, Карпат, некоторых районов Америки, подвергались специальному изучению. Трудом И. Авдеева, Г. Гельмхакера, К- А. Кулибина, Н. И. Кокшарова, П. В. Еремеева, Г. Рата, Г. Розе были заложены основы кристаллографии самородного золота. Впоследствии накопленные данные были суммированы В. Гольдшмидтом в его «Атласе кристаллических форм минералов» (Goldschmidt, 1918). Упомянутыми исследователями, а также Ф. В. Вильмом, К- Хинтце и другими учеными впервые достаточно точно охарактеризован состав самородного золота.

Вторая половина XIX в. памятна широко развернувшейся дискуссией о генезисе золотых самородков, которая переросла в общее обсуждение вопросов генезиса крупных скоплений золота, происхождения россыпей, их связей с коренными месторождениями. Оформились две основные концепции. Одна из них базировалась на признании эндогенной природы самородков, попадавших в россыпи при разрушении рудных тел, затем подвергавшихся механическому перемещению и аккумуляровавшихся в рыхлых отложениях. Сторонники другой концепции полагали, что в россыпи поступало мелкое золото и золотоносные растворы из выветривающихся золотоносных пород и руд и что последующее осаждение металла приводило к укрупнению его частиц. Аргументацию этих представлений, получивших названия механической и химической теории обогащения россыпей, мы рассмотрим в разделе, посвященном вопросам генезиса самородков. Отметим лишь, что поиски доказательств в значительной мере стимулировали изучение состава и форм выделений золота. В прямой связи с ними были предприняты попытки выявить внутренние структуры частиц минерала. Работы А. Ливерсиджа (Liversidge, 1897), впервые установившего зернистое строение самородков, положили начало минераграфическим исследованиям природного золота.

Следующий период, охвативший первую треть XX в., может быть назван этапом обобщающих работ по минералогии и геологии золота.

П. К- Яворовскому (1900) принадлежит первый опыт морфолого-генетической классификации золотин: частицы россыпного золота разделялись на группы по степени их окатывания и истирания, зависящей от дальности переноса; рудное золото классифицировалось по форме выделений и усло-

виям образования. Высказана важная, опередившая свое время, мысль о том, что «формы частиц золота должны находиться в некоторых закономерных отношениях к условиям как образования, так и последующей, так сказать, геологической жизни их, а при повторении этих условий они должны повторяться, т. е. давать более или менее определенные типы». Этим была предвосхищена идея типоморфизма минералов, в последующем развитая в трудах А. Е. Ферсмана.

Работы П. К- Яворовского упоминались В.И.Вернадским (1922), но затем они были забыты и в качестве первых детальных морфологических характеристик золота стали называться более поздние, в основном зарубежные, публикации; обзор исследований золота, помещенный в нашей ранней работе (Петровская, Фасталович, 1952), способствовал восстановлению приоритета талантливого ученого.

Монографии по месторождениям самородного золота были опубликованы Дж. Маклареном (MacLaren, 1908), Э. Даном (Dunn, 1929), В. Эммонсом (Emmons, 1937). Обобщая накопленные к этому времени сведения о золоте, в большей части по месторождениям Америки, эти исследователи охарактеризовали формы золотин и самородков, их химический состав, включения в них других минералов, изложили представления об условиях осаждения золота при образовании руд и о поведении его в россыпях. Систематика выделений золота не приводилась. К- Хинтце (Hintze, 1904) суммировал литературные данные по кристаллографии и химическому составу природного золота (более 170 анализов, в основном образцов из россыпей), а также рассмотрел вопросы генезиса его месторождений.

Среди обобщающих работ по минералогии золота особое место принадлежит трудам В. И. Вернадского (1922 и др.). Им проанализированы обширные материалы по самородному золоту отечественных месторождений, ранее малоосвещенные в мировой минералогической литературе и с большой полнотой использованы общие сведения по химизму, кристаллографии, морфологии выделений и условиям нахождения самородного золота. Многие выводы В. И. Вернадского были новыми для его времени; таковы его заключения о дендритах и пластинчатых выделениях золота как «кристаллических собраниях» (этим было предугадано их тонкое мозаичное строение), о метасоматическом росте искаженных кристаллов золота, об отличиях природных Au-Ag твердых растворов от сплавов, о перерывах в их ряду. Отдельные высказывания и замечания В. И. Вернадского наметили пути дальнейших исследований самородного золота. Мы сочли необходимым подчеркнуть это, поскольку в публикациях последних десятилетий по минералогии золота ссылки на труды В. И. Вернадского встречаются редко.

Одновременно с обобщением данных шло накопление новых сведений о составе золота, особенности которого все чаще стали интерпретироваться в связи с геологией месторождений. Были замечены тенденции изменения пробы рудного золота с глубиной, что в ряде работ использовалось как доказательство гипотезы вторичного обогащения месторождений.

С. Ф. Жемчужный (1922) провел первое детальное исследование физических свойств золота, доказав их отличия от свойств Au-Ag сплавов. Р. Ван дер Вин в книге «Минералогия и рудные месторождения» (Van-der Veen, 1925) большой раздел посвятил методам и результатам минераграфического изучения самородного золота и показал разнообразие его зернистых структур. Некоторые структуры отнесены к эпигенетическим, обусловленным процессами перекристаллизации, однако критерии их распознавания не рассматривались.

Начиная с тридцатых-сороковых годов текущего столетия возникло несколько направлений исследований самородного золота, в известной мере самостоятельных. Одно из них развивалось в связи с запросами технологии.

Работами В. Я. Мостовича, И. Н. Плаксина и их последователей было показано, что «изучение состава и структуры природного золота имеет большое значение для процессов его извлечения из руд, а также для аффинажа шихового металла» (Плаксин, 1958). Большое внимание уделялось форме золотин, характеристика которых стала приводиться вместе с результатами технологических опытов (Наслузов, 1936 и др.).

Морфологическое направление получило развитие и при минералогическом изучении золота месторождений разных генетических типов. Краткие характеристики форм и размеров золотин из россыпей привел Ю. А. Библин в труде «Основы геологии россыпей» (1938). В конце сороковых годов В. И. Соболевский (1949) описал серии золотых самородков. В 1940—1941 гг. сравнительное изучение форм золотин и самородков из рудных и россыпных месторождений СССР проводилось А. И. Фасталовичем и автором. Результаты исследований, опубликованные в 1947 и 1952 гг., позволили предложить морфолого-генетическую систему частиц рудного и россыпного золота, в своей основе принятую большинством советских исследователей; в дальнейшем она была уточнена и дополнена нами, а также Р. П. Бадаловой, Н. М. Давиденко, Л. А. Николаевой, М. И. Моисеевой, С. В. Яблоковой. Новые данные, в основном, относятся к видимому золоту; сведения о самородках почти не пополнялись.

В пятидесятых годах Л. А. Николаевой (1954) по морфологическим признакам (вздутиям на поверхности золотин) были открыты газовые включения в самородном золоте. В дальнейшем их изучение проводилось П. В. Бабкиным, А. А. Куклиным (1966), А. Е. Талоном (1962) и автором при участии М. М. Элинсон и Л. А. Николаевой.

В рассматриваемый период был достигнут существенный прогресс в минералогическом изучении золота. Большая роль в этом принадлежит М. Фишеру (Fischer, 1935), обнаружившему, что в россыпях на окатанной поверхности золотин появляются оболочки, а между зернами — тонкие прожилки высокопробного золота. Ю. П. Ивенсен (1938) и В. А. Поликарпова (1941) подтвердили это для золота из отечественных россыпных месторождений. Исследования автора и А. И. Фасталовича в тот же период показали, что гипергенные изменения золота начинались в зонах окисления коренных месторождений и лишь достигали максимума в древних россыпях. Эти положения были развиты затем А. П. Переляевым (1953) и другими исследователями.

Важным результатом минералогических работ явилось установление прямой зависимости отражательной способности самородного золота от концентрации в нем примесей серебра (Frick, 1930; Островский, 1946). Этим была создана основа фотометрического метода определения пробы золота, который получил впоследствии широкое распространение.

Ряд исследований был посвящен тонкодисперсному золоту. Первые высказывания о наличии такого золота в пирите встречаются в работах конца XIX в. (работа Ф. Розерну, 1880 г.), однако детальное его изучение началось лишь в тридцатых годах текущего столетия. Стимулом явилось обнаружение больших потерь золота в хвостах фабрик, обрабатывающих золотосодержащие сульфидные руды. Успехи в этой области связаны с именами Г. Бюрга, И. Н. Масляницкого, М. Хейкока. В сороковых-пятидесятых годах было начато изучение форм частиц коллоидного золота (Borries, Kausche, 1940; Turkevich et al., 1951; Suito, Uyeda, 1953).

Получены достоверные данные о гипергенном золоте Казахстана, Урала * и других областей (Чухров, 1947; Крейтер и др., 1958; Альбов, 1960); позднее они были дополнены Р. П. Бадаловой, Н. В. Нестеровым, С. В. Яблоковой и другими.

В целом период 1930—1960 гг. характеризуется преобладанием морфологического и минералогического изучения самородного золота/Химиче-

-ские исследования ограничивались получением и интерпретацией данных о вариациях содержаний серебра (прочность золота); лишь в единичных работах приводились и анализировались сведения о примесях других элементов (Crock, 1939; Warren, Thompson, 1944, и др.).

Для последнего десятилетия — 1963—1973 гг.— помимо развития направлений исследований предыдущего периода характерно широкое использование тонких методов определения примесей в самородном золоте, особенно микрохимических (работы Ф. А. Ферьянчика и др.), а также количественных спектральных. Последние были предложены в 1936 г. В. В. Нэдлером и в настоящее время значительно усовершенствованы коллективом спектральной лаборатории ЦНИГРИИ. Чувствительность определений из навески 4 мг составляет: Рb — от 0,001 до 0,06%, Sb и As — 0,002%, Си Fe — 0,003%. Статистические данные о составе самородного золота накапливаются очень быстро; обобщение их только начато (Бадалова, Бадалов, 1964; Jones, Fleischer, 1969; Ланцев и др., 1971).

Стало возможным определение неоднородности состава золота путем применения локального лазерного анализа и электронного микрозондирования (Петровская, 1969²); в отдельных случаях электронное микрозондирование позволило установить неравномерное распределение в золотилах Си, Fe (Stumpfl, Clark, 1965; Сахарова, 1969), а при использовании лазерного спектрального анализа — Рb, Mg, Ti и др. (материалы автора). Перспективность подобных работ очевидна.

Не менее новым является изучение самородного золота при помощи электронного микроскопа. Первый опыт такого изучения, предпринятый А. А. Ивановым (1951), не дал достаточно четких результатов. Лишь в шестидесятых годах в лаборатории ИГЕМ К. Е. Фроловой были разработаны специальные приемы получения прицельных реплик, что создало основу для более уверенной интерпретации электронномикроскопических данных «(Петровская, Фролова, 1969; Велчев, 1965). В результате открылась возможность изучения форм тонкодисперсных частиц золота в сульфидах, деталей рельефа поверхности золотин, их ультратонких структур. В последнее время работы по электронной микроскопии золота быстро расширяются.

После длительного перерыва возобновлено исследование физических свойств природного золота, в основном его твердости (Лебедева, 1963; Бадалова и др., 1968).

В последние годы стали проводиться экспериментальные работы по золоту, долгое время ограничивавшиеся изучением двойных и тройных сплавов на основе золота. В. Г. Моисеенко (1965) экспериментально доказал изменение состава самородного золота при термических воздействиях. Эти работы были продолжены Н. А. Калиткиной в 1971 г. Н. Г. Тюрин в 1966 г. синтезировал пирит с тонкодисперсным золотом, повторив опыты И. Н. Масленицкого. Опубликованы результаты опытов по выращиванию кристаллов гидротермального золота; длина полученных индивидов достигала 10 мм (Kratochvil et al., 1968; Rau, Rabenau, 1968). М. С. Сахарова и ее соавторы провели эксперименты по перекристаллизации золота (Сахарова и др., 1968).

В целом масштабы экспериментальных исследований остаются ограниченными.

Характеризуемый период отличает значительное расширение объема работ по изучению структуры и морфологии выделений золота отдельных месторождений и районов. Опубликованы описания золота Балеysкого рудного поля (Петровская и др., 1961), Узбекистана (Бадалова, 1962), Ленского района (Николаева, 1960 и др.), Приамурья (Моисеенко, 1965), Чукотки (Чемоданов, 1958; Сидоров, 1966; Берман, Тренина, 1968), Армении (Амирян, 1960 и др.). Золото из россыпей восточных районов СССР,

Сибири и Алдана охарактеризовано С. В. Яблоковой (1965, 1968). Аналогичные работы опубликованы и за рубежом (Fischer, 1959; Bohmer, Harman, 1969 и др.).

Накоплены обширные фактические данные и изложены выводы о времени выделения золота в рудах, изменчивости его состава в связи с вертикальной зональностью месторождений, о преобразованиях в зоне гипергенеза, в том числе в россыпях. Обобщение и анализ этих данных только начинаются. Сформулирована общая проблема типоморфизма самородного золота (Петровская, 1969).

Суммируя краткий обзор истории исследований, можно выделить следующие ее этапы:

1) стихийное накопление сведений о свойствах золота при разработке технологии его извлечения и при поисках месторождений (до XVIII в.);

2) первые характеристики золота на уровне научных знаний — работы М. В. Ломоносова, А. Вернера, П. Грота и др. (XVIII в.);

3) начальные морфологические исследования; создание основ кристаллографии золота (первая половина XIX в.);

4) сравнительное изучение форм, состава и структуры выделений золота в связи с дискуссией о генезисе его скоплений в россыпях; первые минералогические работы; обобщение накопленных материалов в монографических сводках по геологии и минералогии золота (конец XIX — первые десятилетия XX в.);

5) формирование направлений морфологического и минералогического изучения сравнительно крупных выделений золота, а также его тонкодисперсных частиц в сульфидных рудах; освещение вопросов вторичного обогащения окисленных руд и т. д. (тридцатые — пятидесятые годы XX в.);

6) углубленное изучение состава золота и его неоднородностей с применением специальных методик; экспериментальные работы; накопление региональных данных, характеризующих на современном уровне особенности золота разных районов и разнотипных месторождений; постановка и разработка общей проблемы типоморфизма самородного золота (современный период).

Химический состав самородного золота

«Самородное золото ... далеко не является с химической стороны столь известным, как это можно было бы предполагать». Это заключение, сделанное В. И. Вернадским пятьдесят лет назад, все еще остается справедливым: загадочны причины перерывов в природном ряду золото-серебряных твердых растворов, неясны формы нахождения примесей многих элементов и условия, определившие изменчивость их содержаний в самородном золоте. В большей мере в этом повинно медленное развитие методических работ. Лишь в последние годы, когда была создана возможность анализировать очень мелкие частицы золота, получение образцов из многих месторождений перестало представлять непреодолимые трудности. Следствием явилось резкое увеличение количества определений, в основном спектральных; к настоящему времени оно значительно превышает тысячи; увеличилось и число химических анализов (к середине прошлого века — единицы, к началу текущего столетия — около 150, к семидесятым годам — многие сотни).

В нашем распоряжении имеется около 400 химических, более 200 количественных спектральных, 150 полуколичественных спектральных и около 60 электроннозондовых анализов. Главная их часть относится к самородному золоту из месторождений СССР (Урал, Средняя Азия, Енисейский край, Забайкалье, Ленский район, Якутия, Приамурье, Восток СССР); для сравнения используются данные по золоту Европы, Канады, США, Африки, Австралии. Свыше половины химических анализов, преимущественно

Т а б л и ц а 4
Химический состав (%) самородного золота

а • С. Г. Ра ! » &	Рудные поля, рудопроявления (район)	Au	Ag	Си	Fe	
А. Группа формаций золото-						
Формация боль						
1	Советское (Енисейский край)	91,75	8,04	0,065	0,08	
2	Отдельные жилы (Южная часть Ени- сейского края)	90,30	7,83	0,04	0,08	
3	Отдельные жилы (Ленский район)	93,44	4,54	0,93	0,34	
4	То же	93,04	6,89	0,019	0,014	
5	Рудное поле Хомолхо (Ленский район)	84,92	13,79	Нет	0,01	
6	Мурунтау (Западный Узбекистан)	94,60	4,20	0,005	0,016	
Формация сред						
	Лебединое (Алдан)	94,44	7,92	0,11	0,31	
	То же	86,68	13,16	0,24	0,04	
	Харгинское (Нижнее Приамурье)	87,52	10,02	0,05	0,19	
	Диоритовая дайка (Нижнее Приамурье)	75,09	21,61	0,02	0,19	
	Дарасун (Забайкалье), из серицита	92,43	6,20	0,10	0,13	
	То же, из арсенопирита	87,50	12,0		2,0	
	Березовское (Урал)	91,88	8,03	0,09		
		70,86	28,30			
Формация						
14	Балейское (Забайкалье)	73,23	26,10	0,25	Следы	
15	То же	76,89	21,86	0,02	0,10	
16	Белая Гора (Нижнее Приамурье)	75,02	24,18	Нет	0,09	
17	Участок Бухтянка, там же	67,82	29,30	0,008	Следы	
18	Агатовское (Охотско-Чукотский пояс)	51,62	44,70	0,0003		
19	Бая Сприе (Карпаты)	66,38	33,22	—	—	
20	То же	72,00	28,00	—	—	
Б. Месторождения суше						
21	Карабаш (Урал); медистое золото	74,33	4,49	20,39		
22	То же	64,72	3,92	17,72		
23	О-в Борнео; платинистое золото	84,61	2,90	0,85	0,20	
24	То же	92,06	2,13	0,03	0,56	
25	Джетыгара (Урал)	85,0	12,0		—	
26	Норильск (Сибирь)	74,7	27,9	0/7		

1, 2, 5, 7, 14, 15 — материалы автора; 3, 4, 6 — по Л. А. Николаеву (1968); 8 — по С. В. Яблоновой (1968); 9, 10 — по В. Г. Моисеенко (1965); 11, 12 — по М. С. Сахаровой (1969); 13, 19, 20 — по К. Хинтце (Hintze, 1904); 16, 17 — по В. М. Новикову (1968); 18 — по Л. Н. Пляшкевич (1967); 21,

старых, характеризуют только содержание Ag в самородном золоте, одна треть — наряду с Ag содержание Си, Pb, Fe, As, одна пятая — Bi, Sb, Hg; определения других элементов единичны.

Не всегда легкую задачу представляет оценка степени достоверности результатов анализов. При их публикации нередко опускаются указания о подготовке проб, удалении пленок и налетов с поверхности золотин. До сих пор встречаются работы, в которых состав золота характеризуется по соотношению Au — Ag в рудах данного месторождения. Такой подход недопустим, поскольку серебро в рудах присутствует не только в виде примесей в золоте, но образует собственные минералы и примеси в сульфидах. Расчеты по суммарным количествам Au — Ag в рудах обычно занижают пробу золота (Eales, 1968).

РЬ	Те	Ві	Не раств. ост.	Сумма	Другие примеси
сульфидно-кварцевых руд					
ших глубин	0,0008	0,020		100,01	Мп = 0,01; Se = 0,0003 Zn = 0,17
0,12		Нет	0,5	99,05	
0,34	Нет	0,37		99,96	As = 0,040
0,027	»	Нет		99,99	As = 0,003
Следы	»	»	0,9	99,62	
0,002		»	1,05	99,87	As = 0,004
них глубин					
Следы	0,008	Следы	0,10	99,89	Se = 0,008
0,03				100,15	As = 0,003
0,02		Следы	0,15	99,85	
0,03		0,01	0,19	98,87	
			0,75	99,75	As = 0,04
				100	
				99,16	
малых глубин	0,13			99,71	Sb = 0,10 As = 0,09 Hg — следы
0,04	Следы	0,06	0,19	99,26	
	Нет	Нет	0,80	100,00	
Следы	0,002		1,33	98,46	Sb, Se — следы
0,0001			2,46	98,78	
			0,42	100,02	
				100,0	

вейно сульфидных руд

—		—	0,26	99,47	
			12,80	99,16	
			0,02	99,03	Pt = 10,45
—	—	Следы	—	98,60	Ir, Pd — следы
				100,00	Pt = 3,82
0,2	—	1,0	—		Pt = 3,0
					Pt = 0,9
					Pd = 0,3
					Rh = 0,2 - 1,5

22 — по М. П. Ложечкину (1939); 23, 24 — по Г. П. Чернику (1913); 25 — по И. Н. Плаксину (1958); 26 — по Л. В. Разину и С. С. Боришанской (1970).

Обобщение неравноценных по характеру материалов, хоть и дает лишь весьма приближенную картину вариаций состава самородного золота, все же позволяет судить о геохимических ассоциациях элементов-спутников золота. Наиболее представительные данные (около 300 анализов) использованы для построения гистограмм, характеризующих распространенность примесей в золоте. Полные анализы типичных образцов помещены в табл. 4.

В настоящее время в самородном золоте обнаружено свыше 40 элементов-примесей (см. фиг. 1). Частоты их встречаемости различны и неодинаково оцениваются разными исследователями (табл. 5). Сопоставляя такие оценки, можно заметить, что они во многом зависят от методики определений. Наиболее велики расхождения результатов полуколичественных спектральных определений (при построениях гистограмм они не используются).

Таблица 5

Частоты встречаемости малых примесей в золоте (в % к общему числу анализов) *

Элементы

98,5	98,5	85-100,0	90	90-100
97,9	92,1	100,0	98	90-100
97,6	72,2	69,92	62	18,8-37,6
78,0	50,6	0-62	4	18,8-37,6
75,5	33,0	13-26	82	18,8-37,6
70,0	69,7	He опр.	He опр.	18,8-37,6
68,3	68,5	6-62	То же	18,8-37,6
65,0	28,0	0-39	»	6,3-14,6
41,6	42,0	13-47	44,0	18,8-37,6
41,0	29,5	0-8	35,0	6,3-14,6
He опр.	He опр.	He опр.	9,0	He опр.
12,5	22,9	0-23	He опр.	18,8-37,6
8,0	44,0	31-69	То же	18,8-37,6
	65,8	0-23		2,1-4,2
				6,3-14,6

* 1 — количественные спектральные определения (77 анализов на Си, Fe, Pb, Bi, Te; 35—45 анализов на Sb, As, Hg, Mn, Zn; 10—20 анализов на Sn, Ti); 2 — полуколичественные определения (100—157 анализов) 1,2—по автору, 3 — по И. П. Ланцеву и др., 1971 (120 количественных спектральных анализов); 4—по Л. Е. Беренштейну и др., 1970 (368 полуколичественных спектральных анализов); 5 — по N.C. Gay, 1963; 6 — по H. Warren, R. Thompson, 1944.

По распространенности и степени концентрации могут быть выделены следующие группы примесей золота: главная — Ag (0,5—55%); второстепенные постоянные — Си (0,001—23%); Fe (0,001—0,9%), возможно Pb (0,001 — 0,1%); третьестепенные, зависящие от состава руд,— Sb, As, Hg, Zn, Bi, Te, Se, Mn (0,000n — 0,n%); локально распространенные (регионально-типичные)— Sn, Ti, Cr, Mo, W; редкие, малоизученные — Pt, платиноиды, Co, Ni, V и другие элементы.

Серебро содержится во всех выделениях самородного золота; существование в природных условиях чистого золота, упоминаемого в справочных пособиях и некоторых трудах по общей минералогии (Hintze, 1904; Вернадский, 1922; Костылева, 1960 и др.), не подтверждается результатами химических анализов.

По диапазону изменчивости содержаний серебро резко выделяется среди других примесей в характеризующем минерале. Если не считать спорадически встречающихся разновидностей, можно заключить, что серебро — это единственный элемент, концентрация которого в самородном золоте колеблется от долей процента до десятков процентов.

Содержание Au в самородном золоте (C_{ди}), как и в золотых сплавах, отнесенное к сумме содержаний золота и серебра C_{ди}/C_{Аи} + C_{де}, получило название пробы золота; в последнее время в минералогических описаниях нередко используется также термин «пробность».

Необходимость оценивать количества золота в рудах, а также стремление выяснить закономерности изменений его пробы стимулировали проведение весьма многочисленных, практически не поддающихся исчислению анализов. Определения пробы отдельных золотин и самородков не столь многочисленны, их опубликовано менее тысячи.

Гистограммы (фиг. 8) указывают на широкие вариации содержаний серебра в самородном золоте (в пределах 0,п — 50% Ag) и на их различия, зависящие от формационной принадлежности сульфидно-кварцевых месторождений. Максимально высокую пробу золото имеет в рудных телах, сфор-

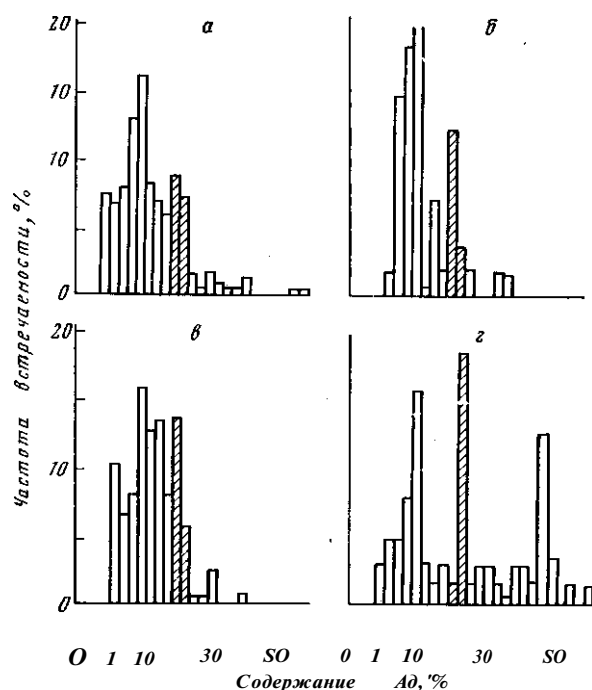
I мированных на больших глубинах, а минимальную — в близповерхностных: месторождениях. Эта закономерность известна уже давно (Вернадский, 1922; Lindgren, 1928) и подтверждается новыми данными (Пляшкевич, 1967; Бадалова, Бадалов, 1964 и др.), однако ее причины все еще недостаточно расшифрованы. Некоторые исследователи связывают особенности состава, золота с неодинаковыми температурными условиями рудообразования на разных глубинах и даже предполагают использовать содержание Ag в качестве одного из геотермометров (Fischer, 1959). С этим выводом нельзя согласиться. Различия температур при возникновении парагенезисов золота: сравнительно невелики (см. фиг. 7). Проба золота таких глубинных рудных полей, как Советское (900—960), намного выше пробы золота близповерхностных месторождений Охотско-Чуанского пояса (500—650), а температура кристаллизации — более низкая. Состав золота, отложенного при близких температурах, например, из месторождений Забайкалья и Трансильвании, оказывается различным. Подобные примеры далеко не единичны. Очевидно, влияние температуры на вхождение серебра в структуру кристаллизовавшегося золота не было определяющим.

Нет достаточного основания и для вывода о значении общей концентрации серебра в верхних частях зоны гидротермальной деятельности: прямой зависимости пробы золота от богатства месторождений серебром не наблюдается. Доказательства этого получены В. И. Найбородиным (1959), изучавшим месторождения Охотско-Чукотского пояса: в высокосеребристых рудах Хаканджинского месторождения золото оказалось более чистым (проба 700), чем в относительно бедных серебром рудах Агатовского месторождения (проба 500—600).

Наиболее вероятно, что рассматриваемые различия связаны с особенностями окислительной обстановки в верхних частях литосферы. На значение такой обстановки для Au/Ag отношений в рудах указывал В. В. Щербина (1956). Повышение кислородного потенциала, приводившее к изменению форм растворимых комплексов золота, должно было существенно сказываться и на составе Au — Ag твердых растворов.

ФИГ. 8. Гистограммы частот встречаемости различных содержаний серебра в эндогенных выделениях золота (по данным 200 химических и количественных спектральных анализов)

а — Рудное золото в целом; б — золото глубинных месторождений; в — среднеглубинных; г — малоглубинных; штриховкой отмечена распространенность золота пробы 780—820



По мере перехода от месторождений глубинных к малоглубинным в самородном золоте не только снижается содержание серебра, но и одновременно возрастает общая степень изменчивости такого содержания: в глубинных рудах проба золота меняется на 50—80 единиц, в малоглубинных — на 100—250 единиц. Соответственно усложняются структуры гистограмм, на них появляются дополнительные «пики», а положение главного максимума все более смещается в сторону низкопробного золота. Отмеченные особенности являются не менее важными типоморфными признаками, чем средняя проба самородного золота.

Для золота глубинных месторождений фиксируется два максимума распространенности содержаний серебра (фиг. 8, б): первый (17—20 % Довольно четко отделен от второго (3—10%). Эти данные не подтверждают мнения Р. Джонса и М. Флайшера (Jones, Fleischer, 1969), считающих, что проба золота «гипотермальных» руд всегда выше 800. Умеренно высокопробное золото в рассматриваемых месторождениях не является редкостью, во всяком случае для ряда районов (Ленский, Кызылкумский; за рубежом — провинция Киватин в Канаде и другие), встречаются в них даже частицы низкопробного золота. Например, в периферических участках рудного поля Мурунтау наряду с господствующим высокопробным золотом (850—940) около 12% анализированных образцов содержат до 39% Ag (Зарембо, Кореннова, 1970). Такая аномалия объясняется наложением на глубинное оруденение более юной близповерхностной минерализации с высокосеребристым золотом (Бендик, Нестерова, 1971); с учетом приведенных выше данных о геологии месторождения это представляется вполне вероятным. Очевидно, все случаи аномально широких вариаций содержаний серебра в золоте должны подвергаться тщательному анализу как возможные показатели сложного генезиса рудных полей.

Высокопробное золото, составу которого отвечает второй максимум гистограммы, безраздельно господствует лишь в сильно метаморфизованных рудах. Оно распространено в Северо-Енисейском районе, где жильный кварц сильно деформирован и перекристаллизован. В метаморфизованных жилах месторождений Западного Узбекистана проба золота 900—945 {данные Л. А. Николаевой}. Эти наблюдения, а также некоторые описываемые ниже особенности внутренних структур золотин позволяют предполагать, что весьма низкие содержания серебра в самородном золоте в какой-то мере связаны с действием метаморфогенных процессов.

На гистограмме, характеризующей золото среднеглубинных месторождений (фиг. 8, б), первый максимум близок по положению к отмеченному для «глубинного золота» (17—20% Ag, проба 800—830); второй, расплывчатый, приходится на интервалы содержаний серебра 15—5% (пробд 850—950); подчиненное значение имеет как низкопробное, так и высокопробное золото (около 10—15% сравниваемых золотин). Еще более сложной является гистограмма, относящаяся к «эпитермальному» золоту, с серией пиков на интервалах содержаний Ag : 42—45; 25—80; 20—22% (фиг. 8, г). Примечательно, что максимумы распространенности золота, проба которого близка к 800—820, отмечаются пиками на всех гистограммах.

При сопоставлении состава золота в месторождениях разного возраста устанавливается, что «юное» золото всегда богаче серебром, чем древнее. Подобная закономерность проявляется даже в одной и той же рудной провинции. Например, золото из нижнемеловых месторождений Балецкого района Забайкалья имеет пробу 700—780, а из киммерийских рудопроявлений того же района — 800—880. Резко различается по пробе разновозрастное золото Чукотки, Охотско-Чуунского пояса, Западной Сибири и других областей. Эти контрастные различия пробы могут быть объяснены принадлежностью молодых месторождений к малоглубинной рудной фор-

мации, а древних — к глубинным образованиям с характерными для них особенностями состава золота. Вместе с тем, возможно допустить и влияние фактора времени; основания для этого будут рассмотрены ниже.

Примечательны региональные особенности состава самородного золота. Например, в глубинных месторождениях Енисейского кряжа оно более чистое, чем в аналогичных месторождениях Ленского района или Западного Узбекистана. Отложенное на малых глубинах золото более богато серебром в Охотско-Чаунском поясе, чем в рудных полях Забайкалья.

В центральных частях рудных районов проба золота может быть иной, чем на периферии. Так, в средней части Чаун-Чукотского района проба золота 680—900, а в западной она повышается до 920—930 (Чемоданов, 1958). Для Яно-Колымского пояса, по Н. А. Шило (1970), характерно преобладание низкопробного золота в рудопроявлениях его краевых частей. В рудной зоне Вигватерсранда с востока на запад проба золота меняется в следующей последовательности: 865—884—870—926—912—924—970. В некоторых районах вариации состава золота проявляют зависимость от региональной метаморфогенной зональности. По В. Г. Моисеенко (1965), в золотоносной области Верхнего Приамурья, по мере перехода от зон развития мусковит-хлоритовой субфации метаморфизма к зонам биотит-хлоритовой и далее к эпидот-амфиболовой субфации проба золота в рудах повышается с 720—740 до 780—800 и затем до 850—910.

Изменчивость состава золота отмечается в пределах отдельных рудных полей и рудных тел. На многих месторождениях замечено повышение пробы золота с глубиной. Так, на верхних горизонтах Балейского рудного поля эта величина 680—700, а на нижних 750—780; в рудах ряда месторождений Казахстана проба золота с глубиной повышается с 830 до 900 (Гришин, Косяк, 1968; Нарсеев, 1969); подобные изменения отмечены и для золота рудных полей Селемджинского района (Моисеенко и др., 1971). На рудниках Шварцкопи и Шеба-Майн Вигватерсранда на протяжении около 165 м по вертикали, от 14-го до 20-го горизонтов, проба золота увеличилась с 910 до 950 (Gay, 1963). Некоторое повышение содержания серебра в золоте с глубиной установлено для месторождения Степняк (Гришин, Косяк, 1968). Известны рудные поля, где состав золота по вертикали закономерно не изменяется (Fitzgerald, 1967). По-видимому, влияющие на него факторы не во всех случаях зависят от глубины.

Совокупность имеющихся данных позволяет считать, что общей является тенденция повышения пробы золота в пределах богатых рудных столбов по сравнению с «фоновыми» рудами. Степень такого повышения не одинакова; например, на месторождениях Енисейского кряжа с 890—900 до 920—940, в Балейском рудном поле от 680—730 до 780—800, на месторождении Лебединое (Якутия) с 850—870 до 890—900. Сведения о большей чистоте золота богатых руд по сравнению с бедными (вне связи с их гипергенным изменением) можно встретить в описаниях золоторудных месторождений восточных районов СССР, Австралии, Южной Африки. Вертикальная изменчивость состава золота в контурах рудных столбов нередко более контрастна, чем в участках относительно бедной минерализации, однако данных для ее характеристики еще не достаточно.

Причины, определившие локальные вариации пробы золота, очевидно, множественны. О них позволяют судить следующие данные. Во всех случаях, когда можно было сравнивать выделения золота ранней и поздней генераций, содержание серебра в них оказывалось неодинаковым. В связи с этим присутствие в рудах золота разной пробы стало иногда интерпретироваться как показатель пульсирующего характера и даже стадийности рудообразования.

А. Е. Ферсман (1931) отметил тенденцию очищения золота от примесей

(включая Ag) на поздних стадиях процесса. Наши наблюдения на отдельных месторождениях подтверждают это положение. Например, в месторождениях Балецкого рудного поля в Забайкалье раннее золото имеет пробу на 20—30 единиц ниже, чем золото второй генерации (Петровская, 1969). Такие примеры не единичны.

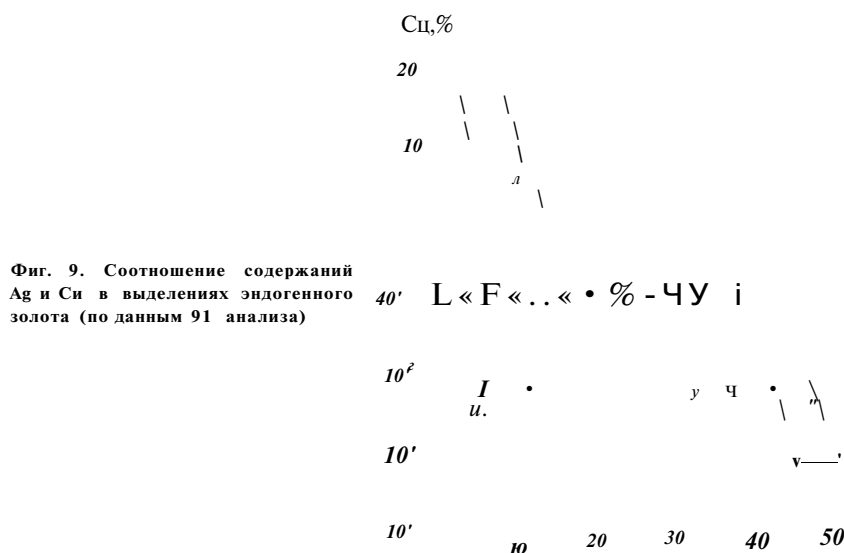
Отмеченная закономерность не является универсальной. Материалы по месторождениям Западного Узбекистана (Гаврилов, 1968), по золотоносным скарнам Казахстана (Мирошниченко и др., 1971) и по некоторым месторождениям Австралии (Шер, 1972) показывают, что раннее самородное золото этих месторождений содержит на несколько процентов меньше серебра, чем поздние выделения минерала. Неравномерное обогащение таких выделений серебром характерно для рудных полей Нижнего Приамурья (Сидоров, 1966; Берман, Новиков, 1969 и др.). Сопоставление общих особенностей разновременных продуктивных ассоциаций в рудах упомянутых месторождений позволяет предположить, что позднее золото более высокопробно там, где его концентрация была связана с процессами эндогенной перегруппировки рудного вещества. В этих случаях золото ассоциируется преимущественно с переотложенным гребенчатым кварцем и сопровождающими его минералами (месторождения Енисейского кряжа, Забайкалья и др.). Появление низкопробного золота поздних генераций, по-видимому, обусловлено новым привносом Ag растворами на завершающих стадиях гидротермальной деятельности.

Нередко проявляется изменчивость состава самородного золота одной и той же генерации, зависящая от характера среды. Р. П. Бадалова и С. Т. Бадалов (1964) при изучении узбекистанских месторождений заметили, что золотины в сульфидах более высокопробны, чем расположенные в кварце, однако эта закономерность не имеет общего характера. В образцах из других районов (Енисейский кряж и др.) золото в кварце имеет ту же, или даже более высокую пробу, чем золотины в сульфидах. Существенное оказывается соседство золота с включениями углистых или графитистых пород, в кварцевых жилах, где, вероятно, создавалась локальная восстановительная обстановка; здесь проба его повышается на 5—6 единиц (месторождения Северо-Енисейского района, рудопроявления Ленского района и др.).

На месторождениях Центрального Алдана наблюдается некоторое повышение пробы золота в карбонатных агрегатах (920—940) по сравнению с золотом из кварцевых жил (890—900), что позволяет предполагать зависимость местных вариаций состава минерала от локальных изменений кислотно-щелочных свойств растворов. Подобные зависимости, по-видимому, возникали не только в связи с влиянием состава рудовмещающих пород; удаление кислых газов (в основном CO_2) неодинаковое в разных частях гидротермальных потоков, должно было приводить к неоднородному понижению кислотности растворов и, следовательно, сказываться на составе кристаллизующегося золота. Некоторым подтверждением этого служит концентрация более высокопробного золота в участках рудных тел, где, судя по данным минералотермометрии, происходило вскипание металлоносных растворов; например, в пределах Балецкого рудного поля (Ляхов, 1968).

Послекристаллизационные температурные воздействия в существенной степени изменяли состав характеризованного минерала. К такому выводу пришли геологи, изучавшие особенности золота в околоконтактных зонах послерудных интрузивов и даек (Forster, 1960; Фирсов, 1963). По данным В. Г. Моисеенко (1965), на среднеглубинных месторождениях Приамурья золото, имеющее среднюю пробу 850—880, теряло серебро около секущих рудные тела даек, и его проба повышалась до 907—922. Эксперименты этого исследователя показали, что золотины, нагревавшиеся до 720—800° в течение 240 и 480 час, обеднялись серебром (с 26,7 до 16,9%), а на их пери-

Золото малоглубинных месторождений, формировавшихся в областях высокой вулканической активности, по-видимому, также подвергалось эпигенетическим температурным воздействиям, что приводило к возрастанию дисперсии величин содержаний в нем серебра; таково, например, золото из Нижнего Приамурья (Белая Гора, Бухтынский участок и др.-УГ^а проба которого варьирует от 600 до 850. Значительно менее изменчива проба золота из месторождений, не имеющих отчетливых связей с проявлениями вулканизма (680—780 для золота Балейского рудного поля). Эти данные, а также некоторые особенности структур золотин, позволили предположить, что самородное золото неоднократно перекристаллизовывалось, как и вмещающие его кварцевые агрегаты, становясь резко неоднородным по составу (Петровская и др., 1971). Поскольку, как было указано выше, близповерхностное оруденение нередко развивалось в зонах действия периодических



В отдельных случаях отмечается зависимость пробы золота от состава и пористости вмещающих пород. Так, по Р. Бойлю (Boyle, 1960) в рудном районе Йелоу-Найф в Канаде жилы, секущие зеленые сланцы, содержат самородное золото средней пробы 833; при переходе рудных тел в осадочные породы проба золота снижается до 778. Это послужило одним из доказательств метасоматической природы золотого оруденения.

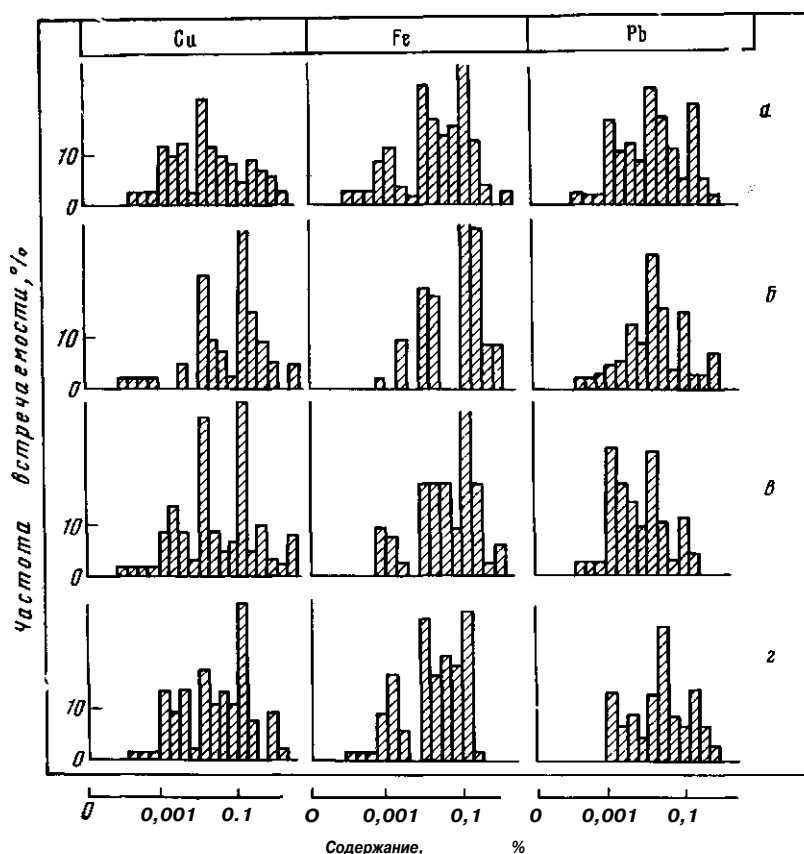
Медь — по своему значению занимает второе место среди элементов-примесей в самородном золоте. Работы последних лет показали, что эта примесь более обычна, чем предполагалось ранее, когда не существовало

достаточно чувствительных методов анализов. По нашим данным, медь не обнаружена лишь в 6,5—11,5% образцов, подвергнутых количественному и полу количественному спектральному анализу; близкие цифры приводятся в других работах (см. табл. 6). Можно ожидать, что при повышении чувствительности определений подтвердится предположение о повсеместном присутствии рассматриваемой примеси в самородном золоте (Сгоок, 193)).

Содержание меди в золоте из золото-сульфидно-кварцевых руд колеблется от 0,001 до 0,9% и только в единичных образцах превышает 1%. Слабо намечается прямая корреляция содержаний Си и Ag, но лишь при их общей повышенной концентрации (фиг. 9).

Гистограммы распространенности золота с различными содержаниями меди (за исключением медистого золота) показывают наличие трех максимумов (фиг. 10), в соответствии с которыми могут быть выделены три группы выделений золота: относительно богатые медью (от десятых долей процента до 1%), среднебедные (от 0,01 — до 0,1%) и бедные (тысячные доли процента и менее). Гистограммы, характеризующие золото из месторождений определенных рудных формаций (фиг. 10, б, в, г), имеют более узкие «пики»; некоторые из них прослеживаются на всех гистограммах (0,1—0,03 и 0,01—0,02% Си).

К) Свыше 1% Си чаще устанавливается в золоте среднеглубинных месторождений, вероятно, содержащем включения сульфидов меди, однако общая



Фиг. 10. Гистограммы частот встречаемости различных содержаний примесей в эндогенном золоте (по данным 260 химических количественных спектральных анализов)

частота встречаемости Сив таком золоте (88,2%) ниже, чем в золоте из месторождений глубинной (93,7%) и особенно малоглубинной (100%) формаций.

Намечаются региональные различия концентрации меди в самородном золоте. Глубинные месторождения с повышенной медистостью золота известны на Южном Урале, в Ленском районе, в Центральной Чукотке; пониженное содержание меди отличает золото Енисейского края, некоторых районов Западного Узбекистана и др.

Золотины с 1% Си и более, по Ю. Г. Щербакову (1967), нередко обнаруживаются в минерализованных скарнах (месторождение Синюхинское и другие в Горном Алтае).

Распространенность богатого медью золота наибольшая в месторождениях существенно-сульфидного ряда формаций (Змеиногорское на Алтае, Карабашское на Урале, Урупское на Кавказе и другие). В рудах таких месторождений найдены все разновидности медистого золота, известного с прошлого века; медь в них составляет до 20,5% (Ложечкин, 1939).

Анализы медистого золота весьма немногочисленны (см. табл. 4) и неполны; определялись лишь Au, Ag и Си, хотя можно предполагать, что примеси других элементов в нем достаточно значительны.

Отличия обыкновенного самородного золота, даже относительно богатого медью (0,5—0,9% Си), от медистой разновидности минерала (20% Си) свидетельствуют о существенных перерывах в ряду природных Аи—Си

м .

Ж_

<u>О М</u>			Ж		
О	0,001	0,1	О	0,001	0,1
Содержание,			%		
			О	0,001	0,1

о — РУДное золото в целом; б — з — золото из месторождений: б — малоглубинны-
в — средне-глубинных, з — глубинных;

твердых растворов. Золото с 2—10% Си достоверно не известно. Упомянувшиеся выше образцы с 1—2% Си не подвергались детальному изучению; возможно, они представляют смесь обыкновенного и медистого золота, чем и могут объясняться значительные вариации их состава. Этот вывод был сделан М. П. Ложечкиным при изучении образцов минерала из Карабашского месторождения (4—47 ат.% Си), и подтвержден впоследствии локальными рентгеноспектральными определениями (Stumpfl, Clark, 1965). Довольно высокая концентрация меди была обнаружена при помощи электронного микронзонда в золотилах из медно-никелевых руд Норильского района (Разин, Боришанская, 1970).

Характерна ассоциация медистого золота с платиной.

Железо по постоянству нахождения в виде примеси в самородном золоте не уступает меди (Crook, 1939; Gay, 1964); по проведенным нами подсчетам оно обнаружено в 98%, а по другим данным (Ланцев и др., 1971) — в 100% анализированных образцов из разнотипных месторождений. Вместе с тем, его содержание, как правило, ниже кларкового. Наиболее распространено золото с 0,01—0,3% Fe, составляющее почти 80% анализированных образцов (см. фиг. 10); один из максимумов гистограммы приходится на содержания 0,001—0,005% Fe (около 15% от числа анализов). Свыше 1% Fe содержится в отдельных скоплениях золота из Балецкого рудного поля (Звягинцев, 1941) и Дарасунского месторождения (Сахарова, 1969); однако нет уверенности, что пробы были гомогенными, в некоторых из них имеется примесь серы.

Своеобразное железистое золото было обнаружено на Центральном Алдане: в его образцах, детально исследованных В. А. Обручевым и Д. П. Григорьевым (1945), определено 4,4% Fe, причем включения других минералов отсутствуют. К рассмотрению этих уникальных данных мы вернемся.

Имеющиеся материалы не выявляют закономерных различий содержаний железа в золоте из месторождений существенно-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых руд, а в пределах одного и того же месторождения в золотилах из сульфидных и кварцевых агрегатов. Вместе с тем, частоты встречаемости золота, обогащенного железом (свыше 0,1%) несколько увеличиваются по мере перехода от глубинных к малоглубинным месторождениям (соответственно 1,4—14,0—39,8% от числа анализированных золотин). Возможно, в этом сказывается повышенная пористость эпитермального золота и большая загрязненность его тонкими механическими примесями железистых минералов, особенно гидроокислов железа, не всегда полностью удаляемых при подготовке проб.

Свинец по материалам последних лет обнаруживает неожиданно широкую распространенность как примесь в самородном золоте: ранее его присутствие выявлялось лишь в 40—60% химически анализированных образцов золота, а по некоторым данным (Gay, 1963) всего в 18—37%; в настоящее время эта величина определяется в 70—98% (см. табл. 5).

Содержание РЬ колеблется от тысячных до десятых долей процента, в отдельных случаях до 1%, т. е. оно на два порядка выше кларка РЬ или близко к нему. Гистограмма частот встречаемости золота с разными содержаниями свинца показывают широкий разброс данных (см. фиг. 10). Максимумы приходятся на интервалы 0,01—0,03 и 0,2—0,3% РЬ. Лишь единичные количественные спектральные анализы наших образцов показали концентрации свинца в золоте выше 0,05%. В самородном золоте, содержащем более 0,1% РЬ, обычно имеются примеси Те, что позволило предположить присутствие в пробах теллуридов свинца (Wagren, Thompson, 1944). В некоторых пробах обнаружена сера, что доказывает их загрязнение сульфидами.

Распространенность свинецсодержащего золота несколько возрастает от глубинных месторождений к малоглубинным. Повышенные concentra-

ции Рb свойственны среднеглубинному золоту. Так, в районах Приамурья золото из среднеглубинных месторождений в 2—3 раза богаче свинцом, чем «эпитермальное» золото. По материалам М. Н. Кожемяко, 0,001—0,4% Рb обнаруживается в 93% золотин из месторождений Северо-Восточных районов СССР. Свинец содержит все выделения золота из среднеглубинных месторождений Забайкалья, Среднего Урала, Алдана, в составе продуктивных ассоциаций которых участвуют галенит и сложные сульфиды свинца. В таких ассоциациях свинец образует примесь в золоте из глубинных месторождений Енисейского кряжа и малоглубинных месторождений Румынии.

Сурьма и мышьяк, как элементы-примеси типоморфны для золота малоглубинных и, в меньшей мере, среднеглубинных месторождений. С переходом к формации больших глубин частота встречаемости сурьмы и мышьяка в золоте уменьшается почти в два раза, а содержания их резко падают. И. П. Ланцев и его соавторы (1971) не обнаружили Sb в золоте из глубинных месторождений, но в образцах из рудного поля Мурунтау другими исследователями найдено до 0,01% Sb (Зарембо, Кореннова, 1970). В оценке общей распространенности золота, содержащего Sb и As, исследователи значительно расходятся (см. табл. 5). Общие гистограммы распространенности этих элементов имеют максимумы, приходящиеся на интервалы содержаний первых тысячных и первых сотых долей процента, а для сурьмы, кроме того, около 0,1% (см. фиг. 10.)

Термические воздействия, как показали опыты В. Г. Моисеенко (1965) при прокаливании до 720—800° в течение 240—280 час. приводят к полному очищению золота от Sb и As.

Ртуть — примесь в природном золоте, индикаторное значение которой может быть весьма большим.

Как отмечалось нами ранее, повышенные содержания Hg (до 0,1%), как и Sb, свойственны «эпитермальному» золоту. Это подтверждается многими анализами золота из месторождений Бaleyского, Тасеевского, Белогорского, Многовершинного, Карамкенского, сопки Рудной (материалы автора, А. Н. Некрасовой, В. А. Новикова, А. А. Сидорова и др.). Вместе с тем рассматриваемая примесь распространена значительно шире; по нашим данным, она обнаружена в 70% образцов, подвергшихся спектральному анализу (общее количество образцов составляет 177). Гистограмма имеет четкий максимум на интервале 0,001—0,01% Hg (см. фиг. 10); 0,0п — 0,00п% Hg содержится в образцах из ряда месторождений формации средних и даже больших глубин. В работе Г. Уорена и Р. Томпсона приведены аналогичные данные по месторождениям Австралии, Калифорнии, Британской Колумбии. Подобные сведения опубликованы по отдельным месторождениям Южного Верхоянья (Гамянин, 1971), Горного Алтая (Щербаков, 1967), Забайкалья (Сахарова, 1969). Нами они получены при анализе образцов из месторождений Узбекистана и некоторых месторождений восточных районов СССР.

Анализируя имеющиеся материалы, можно заметить, что Hg чаще появляется в золоте из месторождений сложного генезиса, в которых наряду с ранней проявилась поздняя сульфидная минерализация. Представляется вероятным эпигенетическое заражение золота ртутью, потоки парообразных частиц которой пронизывали трещиноватые участки рудных тел и вмещающих пород; существование таких потоков доказано работами ряда исследователей, в частности, исследованиями И. А. Хайретдинова 1963—1968 гг. При интерпретации данных следует иметь в виду и возможное «технологическое» обогащение золота ртутью в образцах из руд, подвергшихся амальгамации; такие образцы нельзя считать представительными.

Характерно отсутствие Hg в высокопробном золоте из метаморфизованных руд формации больших глубин (Енисейский Кряж и др.), а также

, в экзоконтактовых ореолах пострудных интрузивов (районы Приамурья). Очищение золота от ртути при нагреве общеизвестно.

Марганец относится к группе примесей, свойственных «эпитермальному» золоту. По мере перехода к более глубинным месторождениям его распространенность падает с 100 до 58,3%, затем и до 30,0% от числа анализированных проб, а по подсчетам других исследователей с 62—26 до 6% (Ланцев и др., 1971).

Отчетливо выражены региональные различия частот встречаемости марганецсодержащего золота; оно распространено в отдельных частях Охотско-Чаунского пояса в мало- и среднеглубинных месторождениях, а также в ряде рудных полей Британской Колумбии в Канаде (месторождения Праймер-Голд, Пайонир и др.). Во многих районах такое золото не обнаружено.

Висмут — элемент, роль которого как примеси в самородном золоте еще не установлена с достаточной определенностью. По-видимому, прав В. И. Вернадский (1922) допускавший, что висмутсодержащее золото сравнительно распространено. По материалам советских исследователей, к нему относится 40—50% анализированных образцов, а по данным зарубежных авторов — 18—37,6% (Gay, 1964). Содержание Bi колеблется от 0,006 до 0,1%, иногда до 0,35%. Известны также весьма богатые висмутом разновидности минерала (до 34—35% Bi); обычно это продукты распада мальдонита (Au_2Bi), представленные смесями золота и висмута.

Гистограммы частот встречаемости различных содержаний висмута в обычном золоте показывают два широких максимума, один из которых приходится на тысячные доли процента, другой широкий — на интервал 0,005—0,5% (см. фиг. 10). Соответственно может быть выделено золото бедное (широко распространенное) и умеренно богатое висмутом. Последнее характерно для среднеглубинных и в меньшей мере для глубинных месторождений (около 60% анализированных образцов). Из образцов «эпитермального» золота заметные количества Bi содержат только 22,2%.

Отмечается повышенная частота встречаемости висмутсодержащего золота в определенных регионах, в частности на среднем Урале (Березовское и Невьянское рудные поля), в Горном Алтае, Мариинской Тайге, Забайкалье, в северо-восточных районах СССР.

Существенные примеси Bi отмечены в золоте из Норильских медно-никелевых руд (Разин, Боришанская, 1970), Австралии, Бразилии, Новой Зеландии, США, Западных Карпат. В месторождениях с висмутастым золотом обычно встречаются и другие минералы висмута, в основном теллуриды, висмутин, иногда айкинит и различные сульфовисмутиты (Вернадский, 1922; Warren, Thompson, 1954).

Теллур и селен относятся к числу характерных примесей в золоте. Теллур, по нашим данным, присутствует в 30—40% образцов, другие исследователи приводят цифры 6,3—14,6% (Gay, 1963) или 8% (Ланцев и др., 1971). Частоты его встречаемости, вероятно, занижаются в связи с ограниченной чувствительностью спектральных определений: ранее обнаруживались лишь десятые доли процента и только в последнее время эти пределы удалось понизить до сотых и даже тысячных долей процента.

Примеси теллура известны в золоте из месторождений разных формаций, но почти в два раза чаще и в больших количествах они встречаются в «эпитермальном» золоте, что придает им типоморфное значение (анализы образцов из Забайкалья, Закавказья, Нижнего Приамурья, Западных Карпат и др.). Несколько реже они отмечаются в образцах из среднеглубинных месторождений (в 23% от количества образцов); в глубинных — теллурсодержащее золото или отсутствует или встречается локально (в 30—40% анализированных золотин из месторождений Енисейского Кряжа, Кызыл-

кумов, Ленского района, по данным автора, Л. А. Николаевой, Ю. Г. За-рембо и др.).

Содержания теллура изменчивы, от следов до 0,58%. В ряде случаев они зависят от присутствия висмута и свинца в золоте, что служит основанием для отнесения рассматриваемых примесей к числу механических.

Селен обнаружен в золоте из многих месторождений, в основном, при анализе технологических проб. Определение его в малых навесках затруднительно, в связи с чем в минералогических материалах сведения о нем крайне ограничены. По нашим данным, селен образует постоянную примесь в золоте из месторождений Балейского рудного поля, Алданских, Уральских и ряда дальневосточных месторождений. Его содержания не превышают тысячных долей процента. В отдельных наших образцах селенсодержащего золота при помощи электронного микронзонда были обнаружены включения селенидов серебра.

О л о в о — регионально типичная примесь в золоте. Оно часто обнаруживается лишь в тех районах, в которых, наряду с золоторудными, имеются оловорудные месторождения, в частности в Охотско-Чукотском поясе, в некоторых рудных полях горного Алтая, Енисейского края, а за рубежом в ряде районов Британской Колумбии, Северной Америки, в отдельных месторождениях Южной Африки.

На значение олова как типоморфной примеси в золоте обратили внимание Г. Уоррен и Р. Томпсон (Warren, Thompson, 1944); в 22% исследованных ими золотин содержалось от следов до 0,1% Sn. Близкая цифра (23%) получена нами по данным полуколичественного спектрального анализа. Химические и спектральные количественные определения Sn в золоте единичны.

М о л и б д е н и в о л ь ф р а м — редкие примеси в золоте. Их распространенность, как и олова, зависит от металлогенических особенностей районов, в которых расположены золоторудные месторождения. Частота их встречаемости, по Н. Гэю, не превышает 2—5% от общего числа анализируемых проб.

Титан, хром и ванадий относятся к часто встречающимся, и, вместе с тем, малоизученным примесям в золоте. Спектральные анализы обнаруживают титан в 30—69% золотин из месторождений СССР (Ланцев и др., 1971) и в 18,8—36,6% из месторождений Канады и США (Gay, 1963). По нашим данным, Ti содержится в 50—60% анализируемых золотин, V — в 23—28%, а Cr в 65%. Наиболее обычны они в золоте глубинных месторождений (Петровская, 1969). Постоянно эти элементы обнаруживаются в золоте Енисейского края, Ленского района, Узбекистана, некоторых северо-восточных районов СССР (20—40% от числа спектральных анализов), за рубежом — в золоте «гипотермальных» месторождений Британской Колумбии и др. Замечено, что золото, содержащее упомянутые примеси, распространено в районах развития вулканогенно-осадочных толщ; возможно, что присутствие таких примесей связано с влиянием состава вмещающих пород.

Н и к е л ь и к о б а л ь т в самородном золоте устанавливаются редко, никель чаще, чем кобальт (Gay, 1964). Следы их определены в образцах золота из Тасмании наряду с примесями Sn, Bi, Pb, Pt (Вернадский, 1922). В единичных образцах золота из Западной Чукотки (материалы Н. М. Давиденко) и Енисейского края (данные автора) содержится 0,00n% №.

П л а т и н а и п л а т и н о и д ы в самородном золоте известны по единичным химическим и 20 спектральным полуколичественным анализам наших образцов из различных месторождений СССР, а также по 48 анализам Г. Уорена и Р. Томпсона, в основном образцов из месторождений США и

Канады. По Н. Гю, примесь платины и платиноидов установлена в 6,3—14,6% золотин из 48 месторождений мира.

Следы платины обнаружены нами в единичных выделениях золота из глубоких горизонтов месторождений Северо-Енисейского золотоносного района и в отдельных месторождениях Южного Урала. Встречались золотины с 7% Pt (Наслузов, 1936), однако эти данные требуют проверки. По Г. П. Чернику (1913), наиболее высокой концентрацией платины отличается золото из аллювиальных и делювиальных россыпей острова Борнео; из 10 опубликованных анализов в пяти отмечено содержание платины: 0,12, 0,22, 0,31, 3,82, 10,45% соответственно. Более поздними работами, при использовании электронного микронзонда, было доказано, что золото включает мельчайшие частицы платины (Stumpfl, Clark, 1965). В относительно высоких концентрациях (0,1—0,5%) платина обнаружена Г. Уореном и Р. Томпсоном в золотинах из «гипотермального» месторождения в провинции Минас-Жерайс (Бразилия). Менее 0,1% Pt содержит золото месторождения Копер-Маунтин в Канаде.

В платинистом золоте обычно присутствует палладий. Наиболее высоко его содержание (0,1—0,5%) в золотинах из Копер-Маунтин (N. Matthews, публикация 1841 г.). До 0,9% платины и 0,9—4,0% палладия определены при помощи микронзонда в норильском золоте (Разин, Боришанская, 1970).

Судя по приведенным данным, платина и платиноиды являются специфическими примесями в золоте из платиноносных районов.

Кроме отмеченных элементов при спектральных анализах золота нередко обнаруживаются Si, Al, Mg, Ca, вероятно участвующие в составе различных минеральных включений и пленок, как и другие спорадически встречающиеся примеси. В наших образцах золота из месторождений Енисейского Кряжа содержатся Th, Be; по Ю. Г. Щербакову (1967), в отдельных золотинах из районов Кузнецкого Алатау и Горного Алтая обнаружены Cd, Ge, Ga, La, P; Zr и Sr определены в 4,1% образцов, анализированных Г. Гэем (Gay, 1964).

Некоторые образцы золота содержат газы: CO₂, N (Петровская и др., 1971) и O (Щербаков, 1967; данные автора).

Анализ имеющихся материалов показывает, что самородное золото является концентратом ограниченного количества элементов-примесей. Из них только содержания Si, Bi, Hg и Te превышает кларковые на 1—3 порядка (в редких разновидностях золота — больше), а серебро — на 7—8 порядков. Содержания многих элементов, в том числе обычных примесей в природном золоте, в большинстве случаев близки к кларковым (Sb, As, Zn, Bi, Pb), или ниже (Fe, Mn, Ti, Ni и др.).

Характерна тенденция золота очищаться от примесей других металлов, на что обратили внимание А. Е. Ферсман (1939) и Н. В. Белов (1966). Главными факторами такого очищения являлись температурные воздействия и длительность геологического времени существования выделений золота.

Распространенность и степень концентрации примесей в золоте, как видно из приведенных данных, зависит как от формационной принадлежности месторождений, так и от геохимической специфики регионов. Показательно обогащение медью, платиной, палладием, отчасти хромом самородного золота месторождений существенно-сульфидных руд, формировавшихся в связи с базальтоидным магматизмом.

К типоморфным особенностям золота из месторождений сульфидно-кварцевой группы формаций, наряду с его пробой, могут быть отнесены повышенные частоты встречаемости и несколько более высокие содержания следующих примесей: в золоте из малоглубинных месторождений — Sb, Hg, Te, Mn; из среднеглубинных — Bi, Sn, отчасти Ti; из относительно

Отчетливо выявляется региональная специфика состава золота. Характерно «заражение» его вольфрамом, оловом, молибденом, платиной и платиноидами в тех районах, где по соседству с золоторудными месторождениями расположены близкие по возрасту месторождения названных металлов. К региональным признакам относятся также повышенные содержания в золоте Bi, Hg, возможно Co, Ni. По-видимому, недалеко то время, когда по составу примесей в самородном золоте можно будет уверенно определять любой район, откуда получены его образцы.

Первые точные сведения о физических свойствах самородного золота относятся к прошлому веку, в дальнейшем они пополнялись весьма медленно; некоторый прогресс в этой области наметился лишь в последние десятилетия.

Удельный вес. Величина удельного веса самородного золота варьирует в пределах 15,60—19,70. Плотность чистых металлов при 25° следующая: $\text{Au} = 19,288$ (по некоторым справочникам 19,3); $\text{Ag} = 10,500$; $\text{Cu} = 8,932$ (Наумов и др., 1961). Удельный вес сплавов является простой линейной функцией количественных соотношений их компонентов. Есть основания полагать, что у природных образований отмеченная зависимость осложняется влиянием дополнительных факторов. Величина измеренного удельного веса самородного золота в более чем 90% случаев ниже вычисленной (фиг. 11). Причиной является пористость золота, наличие в нем минеральных и газовых включений.

Существованием воздушных включений С. Ф. Жемчужный (1922) объяснял различия значений удельного веса золотых самородков, определенного с помощью весов Вестфала (17,94 и 16,28) по сравнению с измеренным с помощью пикнометра для опилок тех же образцов (соответственно, 18,40 и 17,55). Мы повторили опыт С. Ф. Жемчужного для ленского золота с включениями углекислоты. Суммарный удельный вес (метод гидростатического взвешивания, чувствительность $\pm 0,003$), по данным измерений отдельных золотин 17,714 — 17,597 — 17,637, у опилок тех же образцов соответственно 18,510 — 18,513 — 18,511.

- / На удельный вес золота отчетливо влияет деформированность минерала. Первые данные, свидетельствующие о таком влиянии, опубликованы еще в 1839 г. И. Авдеевым: удельный вес кристаллов золота из месторождений Среднего Урала (весом в 1—2 г) после проковки повышался на 0,1—0,6; сплавление вновь его понижало. Позднее упрочнение при проковке было исследовано на ряде сплавов. Доказано, что оно связано с закрытием мельчайших пустот в кристаллических агрегатах. Вместе с тем, как отметил Г. Тамман (1931), пластические деформации приводят к образованию новых пустот вдоль плоскостей скольжения и, если скорость их образования превышает скорость закрытия, плотность металла может даже уменьшаться, что подтверждено экспериментально (снижение удельного веса золота после сильной проковки с 19,2601 до 19,2504, т. е. на 0,05%).
- I Изменение плотности при проковке у золота выше, чем у меди, олова и ряда других металлов.

Пластичность и упругость. Высокая пластичность золота определяет многие особенности структуры его выделений, приобретенные в процессе кристаллизации (особенно — в условиях стесненного роста) и при последующих механических воздействиях на минеральные агрегаты.

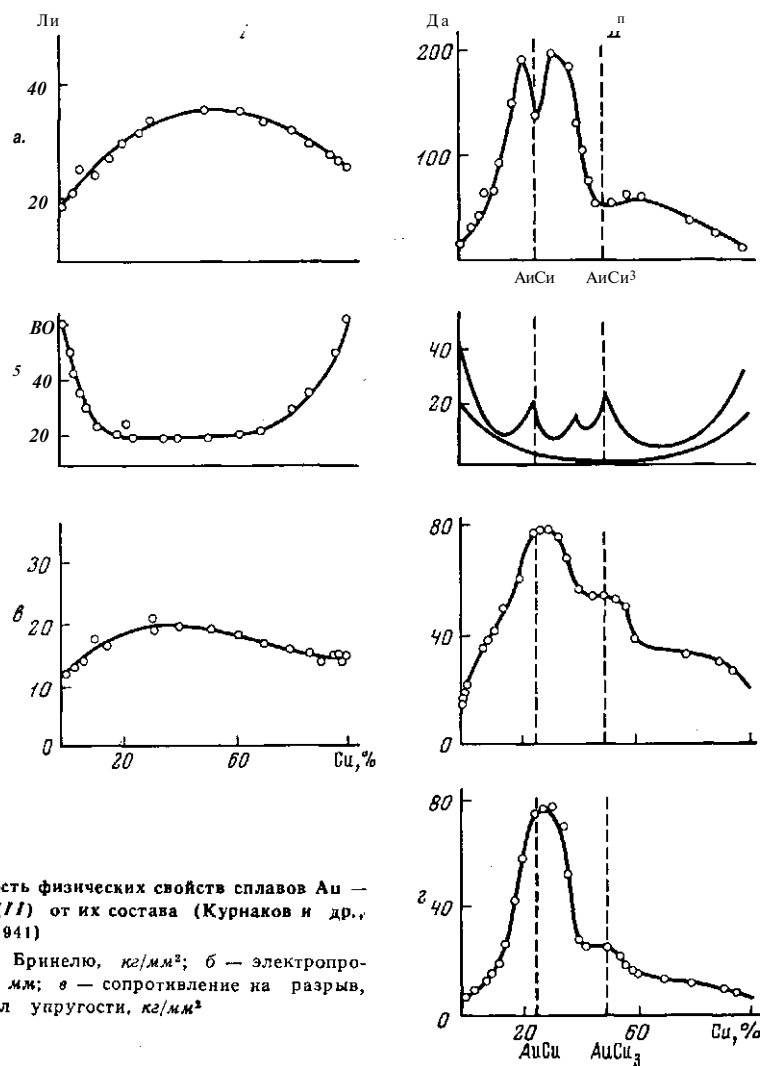
- Основным механизмом пластических деформаций золота обычно считается трансляционное скольжение по (111), т. е. по плоскостям наиболее прочных связей кубической гранцентрированной кристаллической решетки; направление скольжения параллельно ребрам октаэдра. Наличие нескольких плоскостей трансляции определяет возможность пластической деформации при разной ориентировке деформирующих усилий. В последнее время появились доказательства редкости явлений чистого скольжения и преобладания деформаций, названных «сбросами», и выражающихся в изменении ориентировки отдельных частей кристалла — тончайших пластинок (Мокиевский и др., 1962). В связи с этим термин «трансляционное скольжение» приобрел условное значение; так он используется и в наших описаниях. Эксперименты подтвердили, что в сплаве золота с 17% Ag и более, при температуре 20—195° медленная деформация вызывает переориентацию частей кристаллической решетки с возникновением пластических микроструктур — механического двойникования и сбросов (Block et al., 1959).
- , При изучении самородного золота признаки подобных явлений обнаруживаются значительно реже, чем этого можно было бы ожидать, учитывая силу и длительность тектонических воздействий на золотосодержащие минеральные агрегаты. Причиной этого, вероятно, является относительно легкая рекристаллизация деформированного золота, доказанная при изучении его сплавов (Тамман, 1931; Бойцов и др., 1946) и подтвержденная при исследовании золотин, деформированных в россыпях (Петровская, Фасталович, 1955).

В ряде случаев удалось нам обнаружить следы плоскостей скольжения по (111), возникших на определенной стадии кристаллизации золота и «погребенных» под недеформированными зонами роста его кристаллических индивидов. Так же как и в алмазе, изученном В. А. Мокиевским с соавторами (1962), следы плоскостей скольжения имели вид линейно

расположенных ямок травления или тонкой, пересекающейся под углом 60° , штриховки на поверхности частиц золота, перекрываемой позднее отложенными его слоями. Подробнее эти данные излагаются ниже, при характеристике скульптур поверхности золотин.

Плотность линий скольжения неодинакова даже в соседних зернах одного и того же выделения золота. Очевидно, это связано с разной ориентировкой зерен и анизотропией упругих и пластических свойств минерала: по экспериментальным данным, константы упругости золота $g^{11} : g^{100} = 1 : 2,2$ (Буркхардт, 1941). В периферических частях золотин деформации сильнее, чем в центральных. Пока еще не выявлена, но вполне вероятна зависимость степени пластической деформации золота от размеров его зерен: как известно, пределы упругости у зернистых агрегатов обычно выше, чем у отдельных крупных кристаллических индивидов (Тамман, 1931).

Количественные характеристики упругих свойств и пластичности золота приведены в литературе по металловедению. Показателем высокой пластичности золота служит возможность из кусочка этого металла весом 0,05 г вытянуть нить длиной 160 м. Прокаткой получается фольга толщиной



Фиг. 12. Зависимость физических свойств сплавов Au — Ag (I) и Au — Cu (II) от их состава (Журнаков и др., 1915; Кузнецов, 1941)

a — твердость по Бринеллю, $кг/мм^2$; b — электропроводность, $М/ом \cdot мм$; c — сопротивление на разрыв, $кг/мм^2$; d — предел упругости, $кг/мм^2$

0,0001 мм; 1 кг такой золотой фольги имеет площадь 530 м² (Бойцов и др., 1946).

Величина модуля Юнга кристаллического золота (Кэй, Лэби, 1962) — $7,8 \cdot 10^{11}$ дин/см²; она меньше, чем у серебра (8,27) и меди (12,98), но значительно больше, чем у свинца (1,62) и висмута (3,19). Соответственно различаются пределы упругости металлов (кг/см²); золота — 46, серебра — 86, меди — 203 (Тамман, 1931). Такие различия предопределяют сильное влияние примесей на упругие свойства золота (фиг. 12). Появление резких изгибов кривой зависимости упругости от состава в сплавах Au-Cu обусловлено возникновением интерметаллических соединений, как правило, хрупких. Аномальное повышение пластичности связано с тем, что компонент, присутствующий в избытке, образует твердый раствор в интерметаллиде (Курнаков и др., 1915).

Пластичность золота резко снижают даже малые примеси: РЬ — 0,005%, Вi — 0,01%. Сплав золота с 0,06 РЬ разрушается при легкой прокатке, а при 1% РЬ — рассыпается от удара молотком. Трещины образуются по границам зерен, где сосредотачивается свинец, как полагает А. Буркхард, в виде хрупкого соединения Au_2Pb . Этот исследователь отмечает, что железо, вопреки распространенному мнению, не влияет на пластичность золота, однако, по другим данным (Бойцов и др., 1946), сплавы Au с 1% Fe, так же как и с примесью Си, плохо поддаются прокатке. Повышают хрупкость золота примеси сурьмы, цинка (0,3—1% и выше), алюминия (0,1—3%), а также мышьяка, кадмия, кобальта, теллура. Последний концентрируется в межзерновых участках в виде Au_2Te ; сплав золота с 0,1% Те ломается при прокатке.

На пластичность самородного золота примеси РЬ, Вi, Те не влияют, во всяком случае в такой мере, как на пластичность сплавов. Золото, содержащее их в тысячных и сотых долях процента, как указывалось выше, известно в ряде рудных районов, однако оно не обладает хрупкостью, свойственной сплавам сходного состава. Причиной этого различия, по-видимому, является нахождение упомянутых элементов в золоте в виде тонкодисперсной вкрапленности их минералов.

Остаточные упругие напряжения в кристаллической решетке самородного золота фиксируются достаточно отчетливо. При наших исследованиях они выявлялись и количественно оценивались с помощью микролауэграмм. Сущность метода (Ровинский и др., 1967) заключается в изучении контуров интерференционных пятен, размытость которых в азимутальном направлении является показателем остаточных напряжений в локальных участках кристаллов. Измерения и расчеты выполнены В. Г. Лютцау; использовалась японская камера Микролауэ фирмы Ригаку-Денки (Петровская и др., 1971). Исследования показали, что величины остаточных напряжений варьируют от ничтожно малых до 8 кг/мм². Например, у тонких прожилковидных выделений золота из рудных полей Советского и Мурунтау они равны 1,5, 6 и 8 кг/мм², а у крупных кристаллических зерен (судя по ряду признаков, возникших при перекристаллизации золота) приближаются к нулю. Значительные напряжения, до 10 кг/мм² и выше, отмечены для отдельных зерен низкопробного золота из месторождений Белая Гора и Балейского.

Признаки упругих деформаций в кристаллической решетке самородного золота выявляются также по искажениям форм отпечатков четырехгранной пирамидки индентора микротвердометра на поверхности шлифа. Искажения наблюдались в 40% отпечатков; из них 20% имеют поверхности слегка выпуклые, 14,2 — вогнутые, а 5,8% — комбинации тех и других (одни стороны отпечатка выпуклы, а поперечные к ним — вогнуты, что отражает анизотропию упругих свойств золота).

В образцах из разнотипных месторождений количественные соотноше-

ния отпечатков упомянутых форм не одинаковы. Вогнутые поверхности призм часто наблюдаются при измерениях твердости «малоглубинного» низкопробного золота (54% от числа искаженных отпечатков), но сравнительно редки среди отпечатков на высокопробном золоте, отложенном на больших глубинах (10% искаженных форм). На таком золоте отпечатки преимущественно имеют выпуклые стороны и чаще асимметричны, особенно на краях золотин, в большей мере деформированных. По-видимому, главными причинами упругих напряжений в отдельных участках кристаллической решетки минерала служили примеси серебра и неоднородность их распределения.

Признаки эластичных движений фиксируются также в изгибах плоскостей скольжения, располагающихся концентрически или с одной из сторон каждого десятого отпечатка. Степень упругих деформаций меняется от участка к участку, даже в пределах одного зерна, обычно повышаясь к краям золотин.

Твердость. Применение высокочувствительных методов измерений, особенно методов Бринеля и Викерса, позволило установить, что самородное золото, для которого ранее указывалась лишь твердость по шкале Мооса, отличается весьма непостоянной твердостью. Ее количественные значения (в кг/мм^2) изменяются в более широких пределах, чем отмечено для золотых сплавов (минимальная твердость сплавов около 41 максимальная — 50—80). Величины наибольшей твердости природного золота оцениваются разными авторами неодинаково: 52 (Camegon, 1961), 80 (Лебедева, 1963), 94 (Young, Milman, 1964), 105 и даже 137 (Бадалова и др., 1968). Эти различия отчасти связаны с неодинаковыми условиями измерений: разным цементом, в который были вмонтированы золотины, различной нагрузкой на индентор (от 10—20 до 50—100 г) и др. Некоторые авторы считают, что изменение нагрузки от 25 до 300 г не сказывается существенно при изменении твердости золота и не приводит к систематическим погрешностям (Nakhla, 1956; Young, Milman, 1964). Этому противоречат результаты отдельных экспериментов, произведенных М. И. Новгородовой при измерении твердости золота из нашей коллекции. При увеличении нагрузки с 10 до 20 г твердость золота возрастала с 70 до 76 кг/мм^2 , а при нагрузке 50—100 г — уменьшалась до 43—35 кг/мм^2 ; при этом вокруг отпечатка возникали трещины (образцы низкопробного золота).

Измерения на травленной поверхности шлифов золота обычно дают пониженные значения твердости. Так, золото из Нижнего Приамурья в нетравленных участках имело твердость около 85—89 кг/мм^2 , а в травленных — 50,8—59,4 кг/мм^2 . Мы склонны объяснить это не устранением влияния верхнего упроченного при шлифовке слоя, как это предполагает С. И. Лебедева (1963), а образованием разрыхленных раствором и поэтому «более мягких» участков.

Вариации твердости, выявляемые при одинаковых или близких условиях, непосредственно зависят от содержания примесей в золоте. Такая зависимость была установлена вначале при изучении золотых сплавов. Исследования Н. С. Курнакова и С. Ф. Жемчужного, проведенные в 1908 г. по методу Бринеля, показали, что примеси Ag и Si до определенного предела их содержаний существенно увеличивают твердость золотых сплавов, которая оказывается значительно большей, чем твердость каждого из металлов (в кг/мм^2): чистого золота — около 20, серебра — 26, а их сплавов — более 30; меди — 52,8, золото-медных сплавов — свыше 100. Эта закономерность, подтвержденная дальнейшими исследованиями для многих сплавов, интерпретируется как следствие искажений кристаллической решетки вещества и напряжений, связанных с примесными центрами, препятствующими развитию трансляционных скольжений (Кузнецов, 1941, 1953).

Резкое повышение твердости золота обуславливают примеси в нем Pt, Sn, Al (Немилов и др., 1946).

Для ряда золотых сплавов имеются диаграммы состав — твердость. Первые из них для Au — Ag- и Au—Cu-систем построены Н. С. Курнаковым и С. Ф. Жемчужным в 1908 г. (Курнаков, избр. соч., т. II, 1939) и приводятся в последующих работах. Характерны плавные изгибы кривых с максимумами в интервалах: 47,7 ат. % Au и 52,3 ат. % Ag, что соответствует весовому отношению Au : Ag = 2 : 1 или пробе около 650. Такого рода кривые рассматриваются как одно из доказательств непрерывной смесимости Au — Ag твердых растворов. Они характерны и для тройных систем, в частности Au — Ag — Pb (Немилов и др., 1946).

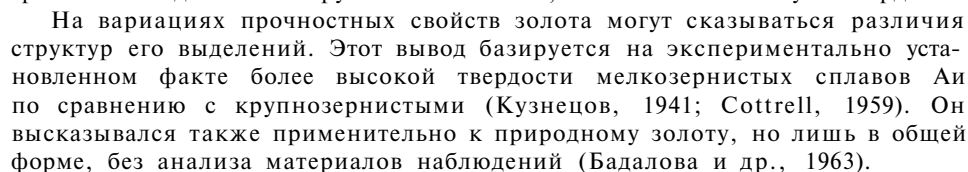
Особый интерес представляет зависимость прочностных свойств сплавов золота от степени упорядочения их структур, с ее повышением твердость сплавов существенно возрастает. Доказано, что медленное охлаждение Au-Cu сплавов, создающее возможность для упорядочения структуры, приводит к тому, что на кривой зависимости твердости от состава фиксируются резкие скачки (см. фиг. 12); так, прибавка 10₂ вес.% Cu (90% Au) увеличивает твердость сплава с 18,64 до 69,95 кг/мм² (по Бринелю), т. е. более чем втрое (Курнаков и др., 1915). Подобные скачки обусловлены возникновением новых фаз состава AuCu³ и AuCu. Значительное упрочение Au-Pt сплавов объясняется также возникновением дисперсной вкрапленности новых фаз (Немилов и др., 1946). Считается, что в системе Au—Ag таких фаз не возникает. Но в отдельных случаях отмечается трудно объяснимое непропорционально сильное повышение их твердости с 32 до 78 кг/мм² при увеличении содержания серебра всего с 25 до 35 вес.% (Addicks, 1940).

Немногочисленные исследования твердости природного золота, начало которым было положено С. Ф. Жемчужным (1922), подтверждают установленную для сплавов зависимость этого свойства от содержания серебра. Кривая такой зависимости, построенная С. И. Лебедевой (1963), почти полностью совпадает с соответствующей кривой Н. С. Курнакова и С. Ф. Жемчужного. Более поздние исследования выявляют ряд специфических для самородного золота особенностей: дисперсия величин его твердости более значительна (фиг. 13), а максимум кривой на диаграмме состав — твердость занимает несколько иное положение, чем у сплавов (см. фиг. 12). Р. П. Бадалова и ее соавторы (Бадалова и др., 1968) на основе изучения 45 образцов узбекистанского золота показали, что наибольшей твердостью обладает золото пробы 550—650.

Наши данные 245 измерений золотин¹ в 67 шлифах из месторождений Енисейского Кряжа, Узбекистана, Забайкалья, Якутии и восточных районов СССР (табл. 6) позволяют предполагать, что зависимость твердости золота от состава имеет сложный характер и описывающая ее кривая может иметь многомодальную форму (см. фиг. 13). Доказательствами служат следующие факты. Пределы вариации твердости у золота, отложенного в условиях больших, средних и малых глубин, различаются не столь существенно, как этого следовало бы ожидать, учитывая закономерные различия содержаний в нем серебра. Вместе с тем, золото сходного состава нередко обладает разной твердостью. Снижение предела значений твердости, вероятно, связано с распространением на месторождениях всех формаций высокопробного, более мягкого золота — гипергенного или метаморфогенного. Необычное упрочение высокопробного золота глубинных месторождений может быть следствием более сильной его деформированности. Подоб-

¹ Измерения твердости в выбранных нами сериях золотин проводились М. И. Новгородовой на приборе ПМТ-3, тарированном по каменной соли. Экспозиция 10 сек, нагрузка 20 г. Для каждого участка выполнялось от 3—4 до 10 измерений.

В природных условиях золото неизбежно деформировалось при дроблении вмещающих его минеральных агрегатов и это не могло не сказываться на его свойствах. Последующая перекристаллизация, приводившая к снятию напряжений в кристаллической решетке минерала, должна была приводить к явлениям разупрочнения. Так как подобные явления вызывались



Т а б л и ц а 6

Твердость самородного золота (Н), определенная методом Викерса

Проба золота	Пределы значений Н	Средняя величина Н	Нагрузка (а)	Источники сведений
Не указана		53,2	50	Nakhla, 1956
То же		63,3	100	То же
»	50 - -52	51,0	50	Bowie, Taylor, 1958
Электрум	34 - 44	40	50	То же
Не указана	50 - -59	54	10 - 20	Лебедева, 1903
Электрум	68 - -82	72	10 - 20	То же
900—992	41,0 - -89,7	—	10	Бадалова и др., 1908
800—895	50,0 - -102,3	—	10	То же
700—795	71,8 - -102,3	—	10	»
600—695	73,4 - -123,4	—	10	»
< 600	75,0 - -137,0	—	10	»
900—990	41,2 - -100,75	56,1	20	Данные автора
800—890	65,7 - -89,32	68,9	20	То же
700—790	62,5 - -78,40	72,5	20	»
600—690	50,1 - -100,80	78,1	20	
< 600	45,5 - -114,5	80,1	20	

По нашим, пока еще ограниченным, данным во всех случаях, когда в образцах одних и тех же руд можно было сопоставить свойства крупных индивидов и мелкозернистых агрегатов золота, последние обычно оказывались более твердыми. Расположение относительно твердых и мягких участков изменчиво в образцах из одних и тех же рудных тел. Например, в изученных золотилах из рудного поля Советского от центра к периферии твердость повышается с 96,1 до 100 кг/мм^2 или снижается от 64,4 до 50,8 кг/мм^2 .

Неодинаковая твердость нередко обнаруживается у разных зерен в одном агрегате золота. При объяснении этих различий важно учитывать возможное влияние анизотропии твердости (табл. 7). Как и у ряда других кристаллов кубической системы, она определяется неодинаковой ретикулярной плотностью различных плоскостей кристаллической решетки, т. е.

Т а б л и ц а 7

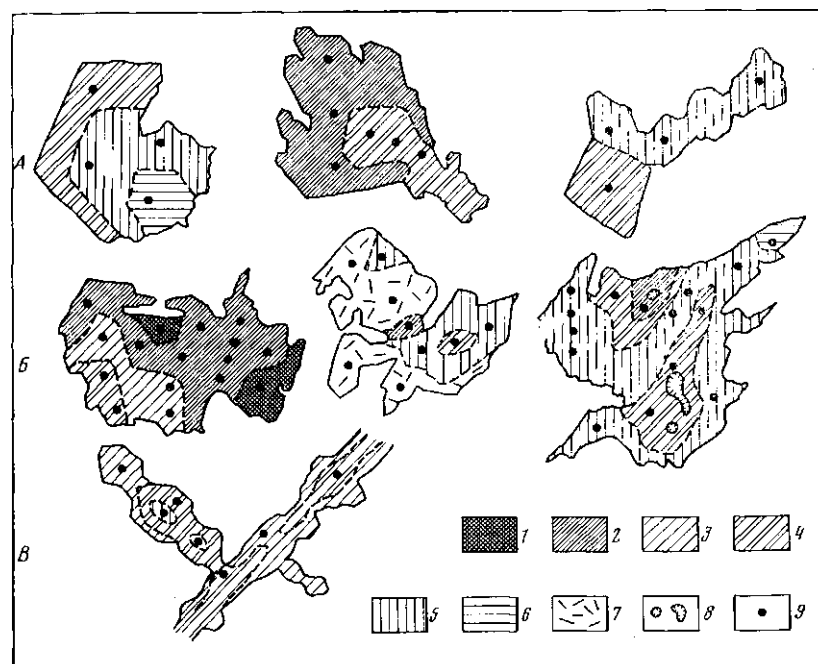
Твердость (кг/мм^2) золота на различно ориентированных сечениях зерен (по Young, Milltman, 1964)

Сечения	Твердость	
	при нагрузке 50 г	при нагрузке 100 г
(Ш)	66—81	66—90
(001)	60—83	57—69
(110)	44—53	41—55

относится к третьему виду, по А. С. Поваренных, и второму,— по С. И. Лебедевой. Наличие плоскостей «скольжения» (по 111) обуславливает пониженное сопротивление деформациям в любом сечении, идущем под углом к этой плоскости. Явлениями анизотропии могут быть объяснены относительно небольшие различия твердости зерен в шлифах; ее более значительные различия могут быть показателями срастаний зерен золота, разного по составу.

Заслуживает внимания изменчивость твердости в пределах отдельных кристаллических зерен золота. В них относительно твердые участки располагаются то в центральных, то в краевых частях, нередко лишь у одного края. Примерами служат образцы из месторождений Нижнего Приамурья (фиг. 14). В некоторых золотилах относительно твердые участки чередуются с мягкими. Возрастание твердости от центра к периферии индивидов чаще наблюдается у низкопробного золота малоглубинных месторождений, что связано с изменением содержания серебра. Например, в осевых частях дендритов золота из Забайкалья твердость близка к 50–58, а у вершин ветвей — до 63–65 кг/мм²; содержание серебра, соответственно, меняется от 19,6 до 21,7% (измерения с помощью электронного микрозонда).

В ряде случаев неодинаково твердыми являются мелкие участки одного кристаллического зерна золота, не имеющие существенных различий по составу. Отмечается повышение твердости золота около газовых включений (фиг. 14, Б), что может быть объяснено сосредоточением здесь примесей и искажениями кристаллической решетки.



Фиг. 14. Схематическое изображение участков индивидов и агрегатов золота, различающихся по твердости

А — кристаллы и сростки кристаллов из рудопрооявления Бухтянка; Б — комковидные частицы из того же района; В — дендрит из Балей, увел. 100. Твердость (кг/мм²): 1 — более 90, 2 — 90–81; 3 — 80–71; 4 — 70–61; 5 — 60–51; 6 — 50–40; 7 — менее 40; 8 — пустотки; 9 — точки измерения

Интересны признаки влияния на твердость ультратонких структур самородного золота. Во многих случаях, когда исследованные зерна имели твердость более высокую, чем свойственная золоту данного состава, в них выявлялась тонкая мозаичная субструктура. Очевидно, что разброс значений твердости в пределах одних и тех же зерен золота может рассматриваться как указание на их тонкую неоднородность.

Приведенные данные показывают, что твердость самородного золота, связанная с его пластичностью, упругостью, сопротивлением на разрыв и сжатие, непосредственно зависит от состава и строения его индивидов и агрегатов.

Пока еще не существует методов, позволяющих подойти к оценке «вкладов» генетически разного упрочения в общую твердость самородного золота; по-видимому, в большинстве случаев главным является содержание серебра и лишь в отдельных районах — проявления деформации и перекристаллизации минерала. Определение пробы золота только по его твердости, как это делают отдельные исследователи (Нарсеев, 1969), не может, считаться достоверным.

Электрические свойства. Вариации электропроводности самородного золота (весьма высокой, как у большинства металлических веществ) не исследовались. Вместе с тем, судя по экспериментальным данным, относящимся к золото-серебряным сплавам, эти вариации существенны и, так же как изменчивость других физических свойств, связаны с неоднородностью состава и строения твердых растворов в золоте серебра и других металлов.

Величина электропроводности (χ) при 0° , выраженная в обратных омах $\cdot 10^4$, у золота — 47, серебра — 67, меди — 64 (Тамман, 1931); удельное сопротивление золота (ρ) возрастает с температурой: $\rho^{25^\circ} = 2,191$, $\rho^{900^\circ} = 28,57$ (10^{-6} см-сл). Кривая зависимости и от содержания серебра, построенная в прошлом веке А. Маттисеном, сохранила свое значение по настоящее время (Кузнецов, 1941; Рудницкий, 1956, и др.); по форме она является почти зеркальным отражением кривой твердости; широкий минимум приходится на интервалы содержаний Ag от 70 до 30 ат. %.

Увеличение содержания меди в сплавах золота (25—35—85 ат. %) при 25° С приводит вначале к понижению и, затем вновь к повышению. Кривые, показывающие эту зависимость у быстро охлажденных Аи—Си сплавов, плавные; медленное охлаждение приводит к появлению резких изгибов, аналогичных отмеченным на кривых твердости и обусловленных упорядочением структуры сплавов (см. фиг. 12, б). Аналогичные изменения электрических свойств, вероятно, характеризуют переходы от природного бедного медью золота к аурикуприду.

Электропроводность, как и другие свойства золота, неодинакова в разных кристаллографических сечениях зерен; в направлении, перпендикулярном плоскостям скольжения, электропроводность максимальна.

Деформации (волочение проволоки) понижают проводимость чистого металла, нагревание приводит к обратному эффекту, но до определенного предела (если перекристаллизация не сопровождается образованием межзерновых пустот), после чего проводимость падает (Тамман, 1931). Изменение электрических свойств обусловлено появлением в кристаллической решетке золота дополнительных дефектов типа вакансий и дислокаций (Polak, 1963).

Термоэлектрические свойства сплавов золота (ТЭДС) изучаются сравнительно давно, особенно детально в последние десятилетия в связи с запросами измерительной техники. Первые сведения относятся к концу XIX и началу XX в., наиболее полные — ко второй половине XX в. (Рудницкий, 1956; Pearson, 1960). Установлено, что кривые ТЭДС у золота и серебра имеют различную форму; абс. ТЭДС золота в интервале от -150 до $+275^\circ$ С выше, чем у серебра, а за пределами этого интервала — ниже.

Примесь в золоте серебра, как и большинства других металлов, понижают ТЭДС. У сплавов золота с 10—20% Ag она растет с повышением температуры до 900° С. При 30 и при 60% Ag ТЭДС сплава с температурой не меняется, а при промежуточных значениях концентрации серебра она даже

снижается. Существенно сказываются примеси Fe, в меньшей мере — Mn, Ni, Co, Cr (Pearson, 1960). Минимум на кривой зависит от порядкового номера элемента-примеси в золоте. Для исследования электрических свойств природного золота необходима разработка специальной методики.

Магнитность. Чистое золото, как и серебро, относится к парамагнитным веществам. Удельная магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^6$ при 20° С, по Дж. Кэй и Т. Лэби (1962), составляет: у золота — 0,15, у серебра — 0,20, у меди — 0,085. При повышении температуры до 800° коэффициент намагничивания не меняется и далее несколько снижается (Тамман, 1931). Заметную намагниченность обнаруживают лишь сплавы золота с ферромагнитными веществами, в частности, содержащие 5—10% Fe (Hansen, 1958). Сплавы Au—Ni приобретают магнитные свойства вследствие появления богатой никелем (с 24,8 ат.% Ni) магнитной фазы (Flanders, Schoening, 1961).

Данные о магнитных свойствах самородного золота крайне ограничены. Упомянутые выше образцы Fe-содержащего золота, найденные на одном из месторождений Якутии, обладали сильно выраженным полярным магнетизмом (Обручев, Григорьев, 1945). Их объемная магнитная восприимчивость, определенная индукционным методом, оказалась весьма большой: $0,040 \pm 0,005$ CGSM. Золотины притягивались друг к другу и к магниту, действовали на магнитную стрелку, а разрезанные части золотин проявляли свойство полярного магнетизма. Удельный вес золота — 15,54; состав его: Au = 78,24; Ag = 17,33; Fe = 4,4%. Спектроскопически установлены примеси Си, в меньшем количестве Ni, Bi, Mn, и следы Pb, Sn, Co, Mg, Al. Эти данные и сведения о ферромагнитных свойствах сплавов дали основания для вывода, что магнитность исследованного золота связана с наличием в нем твердого раствора железа или соединения AuFe₃. Однако это соединение неустойчиво и вряд ли могло долго сохраняться. Природа необычной магнитности золотин из Якутии остается не выясненной. Не исключено, что при измельчении золотосодержащей руды (золотины расплющены) самородное золото загрязнялось железной пылью, которая при сильном нагреве проб (при их просушке) могла частично раствориться в золоте. Обработка кислотами не меняла магнитных свойств золотин из Якутии, но уничтожала их у золота из россыпей Мариинской тайги, магнитность которого, по данным, И. Н. Плаксина (1958), являлась следствием поверхностного загрязнения золотинок при «впрессовывании» в них микрочастиц магнетита и других магнитных минералов.

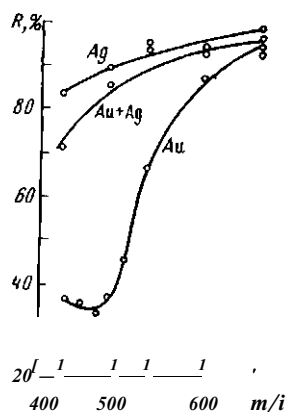
Оптические свойства и цвет золота. Давно известна и экспериментально изучена на примерах сплавов зависимость цвета золота от состава и концентрации в нем примесей. Наиболее чистое золото — ярко-желтое, розоватое; с увеличением содержания серебра оно становится все более светлым и зеленоватым (при 35% Ag). Цвет золота бледнеет даже при небольших содержаниях платины. Присутствие меди обуславливает его красноватые оттенки, медистое золото — красно-желтое. Особенно сильно влияют на цвет золота примеси Bi и Sn: при их 4—5%-ном содержаниях сплавы золота окрашиваются в серые тона. Буроватая окраска нередко вызвана тончайшими пленками гидроокислов железа.

Некоторыми исследователями упоминается изменение цвета Au-Ag сплавов, связанное с деформациями. Так, светло-желтые и зеленоватые сплавы Au с 25—40% Ag при прокатке и растяжении становятся желтыми до темно-желтых (Тамман, 1931).

При минералогических наблюдениях цвет природных золотин обычно рассматривался как показатель пробы золота (Edwards, 1958 и др.). Вместе с тем, он несомненно зависит и от структуры выделений: сплошные золотины имеют более чистые тона, скелетные и тонкозернистые выделения обладают характерным зеленоватым оттенком.

Под микроскопом в отраженном свете золото, как и серебро изотропно; ложный эффект анизотропии наблюдается в плохо изготовленных шлифах. Интересной особенностью золота, так же как серебра и железа, являются специфические поляризационные фигуры, позволившие Ю. Камерону выделить особый тип дисперсии, названной дисперсией эллиптичности — DE (Cameron, 1961). Наблюдаемые в сходящемся свете изогрифы при повороте анализатора расходятся, становясь в центральных своих частях желтыми и оранжевыми, расплывчатыми, тогда как края их остаются четкими, черными. Отмеченные аномалии являются следствием эллиптической поляризации и, по мнению Ю. Камерона, могут использоваться для распознавания мелких частиц золота, сходных в шлифах с халькопиритом и пиритом, но лишь при отсутствии натяжений в объективе микроскопа и точной ориентировке поляризатора.

Отражательная способность золота непосредственно зависит от его состава (пробы). Это свойство изучалось многими исследователями, в основном для красного (R_c), желтого (R_D) > зеленого (R_E) света. Исследования И. А. Островского (1946) показали, что при таких условиях различия состава



Фиг. 15. Кривые дисперсии отражательной способности золота и серебра (по И. А. Островскому, 1946)

золота сказываются мало: для желтых лучей R золота — 84%, а R серебра 95%; $R_{отн}$ около 12%; кривые дисперсии для золота и серебра в желто-красной части спектра сходны, и лишь в сине-зеленой — резко различны (фиг. 15). Зависимость отражательной способности от состава при синем свете (R_E) была проверена И. А. Островским на серии эталонных золото-серебряных сплавов и послужила основанием для предложенного им метода определения пробы золота в шлифах; в дальнейшем этот метод применялся и совершенствовался многими исследователями. Отмечено влияние на результаты измерений качества полировки шлифов, подчеркивается необходимость иметь для каждой установки свои эталоны сплавов и важность тщательного подбора светофильтров. Для определения пробы золота рекомендовано использовать отношение величины R в красном свете к той же величине в синем, на котором менее сказывается качество шлифов. Построена диаграмма зависимости определяемых величин от состава золота. Точность измерений 0,05 абс.% и 1–4 отн.% (меньшая — для низкопробного золота). Минимальные размеры исследуемых частиц золота — 0,07 мм. Эталонном служит галенит с $R_c = 40,1\%$, $R_D = 41,6\%$ и $R_E = 43,3\%$.

Как известно, сопоставимость эталонов при измерении отражательной способности минералов имеет первостепенное значение для сравнительного анализа публикуемых материалов. Результаты измерений для одних и тех же зерен самородного золота неодинаковы, если они получены при использовании разных приборов (Bowie, 1962). Учитывая сказанное, мы ограничи-

Т а б л и ц а 8

Отражательная способность (R), коэффициент поглощения (χ) и показатель преломления (n) самородного золота из различных месторождений *

Рудное поле (район)	Проба золота			
Сергиевское (Енисейский кряж)	967	579	68,85	0,622
		472	59,13	0,947
Перевальное (Енисейский кряж)	927	579	79,4	0,693
		472	39,9	0,866
Советское (Енисейский кряж)	910	579	82,0	0,450
		472	63,0	0,530
Восточные районы СССР	900	579	70,9	0,487
		472	45,6	1,085
Лебединое (Алдан)	880	579	85,8	0,271
		472	41,0	0,898
Балей (Забайкалье):	760	579	76,5	0,537
дендрит золота		472	67,1	0,489
ветви того же дендрита	720	579	72,5	0,679
		472	98,3	0,157

Измерения выполнены М. И. Новгородовой в лаборатории МГУ на установке А. Д. Ракчеева.

ваем. Приведением данных, полученных для наших однотипно изготовленных шлифов золота разного состава и неодинакового генезиса (табл. 8). Так же, как и при исследовании других свойств золота, выявляется большой разброс величин показателя преломления (n), коэффициента поглощения (χ) и отражательной способности (R). Последняя в большинстве случаев понижена по сравнению с установленной для Au-Ag сплавов аналогичного состава. Насколько эта особенность является общей для природного золота, сказать еще трудно. Подтверждается лишь прямая зависимость отражательной способности от содержания серебра. Неоднородные по составу золотины обнаруживают локальные вариации отражательной способности. Например, ветви дендрита золота из месторождений Балейского рудного поля имеют $R = 81,1$, а его ствол — $45,6$ (при $\chi = 472$).

Физические свойства самородного золота пока еще мало изучены, но анализ приведенных выше сведений убедительно свидетельствует о возможности использования их особенностей как показателей состава, строения и, в какой-то мере, генезиса золотинок. Главенствующее значение состава самородного золота (в основном, содержание в нем серебра) определяет и характер типоморфизма его свойств; по мере перехода от высокопробного золота глубинных месторождений к более серебристому золоту близповерхностных рудных образований проявляется тенденция к повышению твердости характеризующего минерала и его отражательной способности. Однако явления деформации, рекристаллизации и условия отложения золота, накладывающие отпечатки на структуру, пористость и неоднородность агрегатов золота, могут осложнять отмеченную закономерность.

Систематика выделений самородного золота

Наиболее крупными категориями рассматриваемой систематики являются группы рудного и россыпного золота, выделяемые в соответствии с генетическими классами золотых месторождений. Дальнейшее расчленение может осуществляться с учетом разных признаков; главные из них обусловлены первичными эндогенными особенностями минерала и рассмат-

риваются в настоящем разделе. Учитывается необходимость унификации классификационных критериев для рудного и россыпного золота, особенно тех, которые имеют количественное выражение.

Для группировки выделений самородного золота могут быть использованы любые из варьирующих черт их состава, структуры и формы.

Классификация по химическому составу. Кроме широко распространенного «обыкновенного» самородного золота известны немногочисленные находки золота, необычно обогащенного отдельными элементами-примесями. В зависимости от их состава выделяются следующие разновидности: медистое, висмутистое, платинистое и палладистое золото.

«Обыкновенное» золото с малыми примесями Си, Bi, Sb и другими, как отмечалось выше, может быть разделено на относительно богатое, умеренно бедное и бедное этими примесями.

Важнейшим представляется выделение разновидностей золота по возрастающему содержанию в нем серебра; по этому признаку уже давно намечен следующий ряд минералов: самородное золото, электрум, кюстелит и золотистое серебро. Последнее изучено мало; весьма вероятно, что это — смесь минералов. Существование электрума как самостоятельного минерального вида не доказано, а принимаемые пределы содержаний в нем серебра в большей мере условны (по А. Кенготу — 15%, по Дж. Дэна и др. — 20% и более, по В.И.Вернадскому 30—43%, по Р. Рамдору — 30—45%, по справочнику «Минералы» 10—15% и т. д.). Степень индивидуальности электрума не больше, чем других разновидностей золота, различаемых по содержанию серебра. Характеризуя этот минерал, В. И. Вернадский указывал лишь на своеобразие его парагенезисов, отмечая вместе с тем непрерывность переходов, связывающих его с более высокопробным золотом.

Мы полагаем, что выделение электрума как особого минерального вида неоправданно, и нет необходимости сохранять в дальнейшем его название. В лексикон минералогических и технологических описаний вошли понятия «низкопробное» и «высокопробное» золото, заменяющие цифровые обозначения содержаний серебра в минерале; необходимо лишь уточнить границу таких содержаний, поскольку они определяются разными исследователями неодинаково. Мы попытались для этого использовать гistogramмы частот встречаемости золота разных проб, приведенные на фиг. 8, а. Их анализ позволил заключить, что расчленение самородного золота по рассматриваемому признаку может быть и несколько более дробным, чем это считалось ранее. Наличие нескольких максимумов и минимумов на гistogramмах может служить показателем существования в известной мере обособленных групп самородного золота, для которых предлагаются следующие наименования

	Проба
Весьма высокопробное, почти чистое	998—951
Высокопробное	950—900
Умеренновысокопробное, средней пробы	899—800
Относительно низкопробное	799—700
Низкопробное	699—600
Весьма низкопробное, высокосеребристое	< 600

Некоторые округления содержаний Ag приняты для удобства использования предлагаемой схемы. Приуроченность золота разных категорий пробности к рудам, имеющим неодинаковый генезис (что можно видеть из приведенных выше данных) придает этой схеме генетический смысл.

Морфологическая систематика эндогенных выделений золота. Сведения о морфологии золота накапливаются значительно быстрее, чем осуществля-

ются их обобщение и анализ. Длительное время исследователи ограничивались описаниями форм золоти́н без попытки их систематизации. Э. Дан (Dunn, 1929) привел лишь список употребляемых названий (35 для рудного и 31 для россыпного золота), относящихся как к формам, так и к размерам, цвету и другим признакам; упоминается золото грубое, плотное, кристаллы, пыль, зеленое, пуховое, гвоздеобразное, таблитчатое, овальное, самородки и др. Перечень форм золоти́н из россыпей имеется в работе Ю. А. Билибина (1938), но без анализа условий их возникновения.

Первая попытка морфогенетической классификации золоти́н была предпринята П. К- Яворовским (1900), но, как упоминалось выше, она осталась незамеченной большинством минералогов. Среди частиц рудного золота П. К- Яворовский выделил: просоматические, т. е. сингенетичные включающим минеральным агрегатам, имеющие амебообразную, каплевидную форму, и метасоматические. Последние расчленялись на две подгруппы; к первой отнесены губкообразные, моховидные выделения, по предположению упомянутого автора образовавшиеся при «стяжении первоначально мелковкрапленных частиц». Во вторую группу объединены удлиненные, нитевидные и древовидные золоти́ны; по мысли П. К- Яворовского, они возникли при дроблении минерального вещества и потому названы «катакластическими». Ряд положений этой классификации не подтвердился последующими работами (отнесение нитевидных форм к кластическим, кристаллов—к вторичным и пр.), но принцип подхода к типизации форм золота сохранил свое значение.

В систематиках, подчиненных технологическим задачам, главная роль отводилась геометрическим признакам. Различались золоти́ны округлые, с тупыми углами, продолговатые, вытянутые, утолщенно-пластинчатые, с извилистыми очертаниями дендритообразные, плоскостные, конкрециоидальные, сфероидальные, палочковидные и кристаллические (Плаксин, 1958; Наслузов, 1936). Для минералогических целей подобные группировки были явно недостаточными, но они без особых дополнений повторялись в некоторых сводных работах по минералогии золота (Смирнов, 1940).

В 1941 г. нами и А. И. Фасталовичем была предложена морфогенетическая классификация золоти́н и самородков, опубликованная в 1952 г. С некоторыми дополнениями она используется по настоящее время, вместе с тем, за истекшие три десятилетия накопился новый материал, не укладывающийся в ее рамки. Установлено более широкое, чем предполагалось ранее, распространение сингенетических вкраплений золота в минералах, выясняется роль интраминерализационных процессов перегруппировки золота и др.

При создании современной классификации главное внимание необходимо уделять реально наблюдаемым показателям морфологического своеобразия золоти́н, зависящего от влияния наиболее существенных условий отложения золота в рудах. Таким показателем представляется развитие или отсутствие собственных кристаллографических форм индивидов золота.

Уже давно обнаружено, что золото проявляет стремление заполнять полости в агрегатах других минералов, копируя неправильные очертания таких полостей, преимущественно трещинных. Установлено также существование ограненных индивидов самородного золота; возникая при определенных условиях минералообразования, они несомненно представляют собой самостоятельный морфологический тип золоти́н. Менее известна склонность золота к частичному проявлению идиоморфизма: отдельные участки поверхности мелких в общем ксеноморфных золоти́н нередко покрыты гранями, многие более крупные золоти́ны состоят из сростков ксеноморфных и идиоморфных частиц. Подобные формы могут служить интереснейшими показателями влияния неоднородности среды на механизм кристаллизации золота.

Таким образом, существуют три основных легко распознаваемых морфологических типа выделений золота: а) идиоморфные (кристаллы, их сростки, дендриты); б) неправильные (подчиненные формам заполняемых золотом полостей); в) смешанные (сочетающие признаки первых двух). Каждый из трех типов объединяет серии морфологических видов и разновидностей, различаемых по деталям форм. В их наименованиях использованы некоторые термины, применяющиеся для характеристик текстурных соотношений минералов; нам представляется это более приемлемым, чем изобретение новых терминов (табл. 9).

Т а б л и ц а 9

Морфогенетическая систематика выделений самородного золота

Виды	Разновидности	Условия образования
Кристаллы	Правильные (изометричные); искаженные (вытянутые и уплощенные); скелетные и расщепленные	Свободный рост в пустотах, кристаллизация в гелях, суспензиях, реже — метасоматический рост и рекристаллизация
Дендриты и дендритоиды	Трехмерные; плоские; стержневидные	То же
Сростки кристаллов	Двойниковые; друзовые (пучковидные и др.); цепочковидные; каркасные	
Плохо ограненные и округлые индивиды, их сростки	Изометричные (каплевидные); вытянутые («проволочные»); уплощенные (лепешковидные); амебообразные; гроздевидные и др.	Метасоматический рост; кристаллизация вместе с другими минералами; распад твердых растворов и послекристаллизационная перегруппировка
Трещинные (прожилковые)	Простые прожилковые (пленки, чешуйки, прожилки, линзы и др.); сложные прожилковые (субпараллельные, сетчатые, неправильные)	Выполнение трещин (отложение, переотложение золота)
Цементационные	Комковидные плотные (угловатые, паукообразные и др.), ячеистые, петельчатые	Цементация брекчий
Интерстициальные и выделения в друзовых полостях	Пленки, чешуйки, комковидные частицы, скелетные сростки, линзовидные и неправильные выделения с отпечатками кристаллов других минералов	Отложение в интерстициях агрегатов и в друзовых полостях; совместная кристаллизация с другими минералами, при отставании роста зерен золота
Гемидиоморфные монокристалльные выделения, трещинные образования с выступами кристаллов	Кристаллы с ксеноморфными ответвлениями; пленки с гранями на одной из сторон; прожилковые в комковидные выделения с ограниченными выступами и ответвлениями; ячеистые сростки идиоморфных и ксеноморфных частиц	Отложение в неоднородных средах (сочетание условий свободного роста, метасоматоза и выполнения трещин при отложении и переотложении золота среди более ранних минералов)

Группировка по гранулометрическому признаку. Размеры зерен и агрегатов самородного золота варьируют в весьма широких пределах. Наряду с тончайшими его вкраплениями в рудах, измеряемыми долями микрона, встречаются крупные скопления — своего рода минералогические «монстры» весом до десятков килограммов. Выделение таких крупных образований в категорию золотых самородков явилось первым шагом по пути разработки гранулометрической систематики золота. Расчленение остальной его массы первоначально подчинялось целям технологии: было установлено, что поведение тонкого и относительного крупного золота в технологических процессах резко различно (Плаксин, 1958). Затем выяснилось, что руды, содержащие очень мелкое золото, отличаются по составу от руд с крупным

золотом. Наименования групп золота — тонкодисперсное, «видимое» и самородки — стали широко использоваться не только технологической, но и геологической службой горнорудных предприятий и в результате прочно вошли в литературу по геологии и минералогии золота.

Под названием «видимого» золота вначале объединялись лишь макроскопически замечаемые частицы 0,5 мм и более, обычно именуемые «золотинами». Затем значение термина было расширено и им стали обозначаться также выделения минерала, видимые под микроскопом (сотые доли миллиметра) и противопоставляемые тонкодисперсному «невидимому» золоту. Границы между ними в известной мере условны. Скопления тончайших зерен, близких по величине к коллоидным частицам, нередко оказываются «видимыми» даже невооруженным глазом (отдельные образцы золота из Забайкалья, Узбекистана и др.). В некоторых месторождениях относительно крупные золотины сопровождаются ореолами почти невидимой «золотой пыли»; наблюдаются также частицы промежуточных размеров. Вместе с тем, существуют закономерные различия условий нахождения главных масс тонкого, относительно крупного и очень крупного золота. В рудах, большинства месторождений сульфидно-кварцевого ряда формаций главенствует «видимое» золото, составляющее от 70 до 99% всей массы металла; лишь в «эпитермальных» и в некоторых среднеглубинных месторождениях оно делит господствующую роль с тонкодисперсным золотом, которое нередко преобладает. Самородки чаще встречаются в относительно глубоких малосульфидных рудах. Существенно-сульфидные руды всех типов содержат почти исключительно тонкодисперсное золото; видимые частицы его относительно редки. Сказанное не означает того, что на месторождениях одной формации не могут наблюдаться выделения золота резко различной величины: широкие вариации размеров золотинок отмечаются даже в пределах отдельных рудных тел, но степень характерности разных категорий крупности золота в них неодинакова.

При совместном нахождении тонкого и крупного золота в одних и тех же месторождениях обычно выявляются признаки одновременного образования их главных масс и участие в разных минеральных парагенезисах. Тонкодисперсное золото, как отмечалось выше, сопровождает сульфиды ранней ассоциации, совместно с которыми оно кристаллизовалось; относительно крупные выделения золота, как правило, ассоциируются с поздними продуктивными сообществами минералов. Черты индивидуальности рассматриваемых групп этим не исчерпываются. В геохимических процессах «тонкое» и «крупное» золото ведут себя по-разному: первое более легко вовлекается в циклы химического растворения, миграции и повторного отложения в рудах и породах, тогда как второе относительно стабильно и активно участвует лишь в процессах механического перемещения и аккумуляции в россыпях. Имеются основания полагать, что условия образования самородков золота так же специфичны. Суждения о них высказываются в следующих главах. Здесь лишь отметим, что неодинаковые особенности генезиса главных масс «тонкого», «крупного» и «самородкового» золота позволяют считать, что их расчленение, на первый взгляд формальное, имеет определенный генетический смысл.

По своему масштабу и значению упомянутые группы крупнее, чем выделяемые по другим признакам морфологии, химизму и пр.; очевидно, что критерии их выделения (включая специфические условия нахождения) должны лежать в основе общей классификации зерен и агрегатов самородного золота.

Пределы вариаций размеров частиц, входящих в каждую группу, довольно широкие. Не раз предлагались схемы их расчленения, в частности для россыпного золота — Ю. А. Билибиным (1938). Для рудного золота

подобные классификации разработаны недостаточно. Характеристики размеров его частот обычно ограничиваются цифровыми показателями по шкале ситового анализа или ориентировочными словесными определениями.

Сравнивая гранулометрические подгруппы, выделенные для золота различными исследователями, можно заметить, что расхождения их не столь значительны для мелкого золота и возрастают по мере перехода к крупному золоту и самородкам.

Необходимость принятия единой шкалы крупности выделений золота для всех типов рудных и россыпных месторождений представляется очевидной, хотя общие названия гранулометрических подгрупп не во всех случаях будут отвечать представлениям об относительных величинах частиц золота, на конкретных месторождениях. Например золото, относимое к подгруппе «мелкого» или «весьма мелкого», в рудах с господствующим тонкодисперсным золотом будет казаться относительно крупным, а в рудах с преобладающим мелким золотом — средним. Это неудобство, легко устранимое соответствующими пояснениями, будет с избытком компенсировано преимуществами использования унифицированных категорий крупности золота и их кратких названий при сравнительных описаниях минерала.

Т а б л и ц а 10

Классификация самородного золота по размерам его частиц и скоплений

	Величина		Величина
I. Тонкодисперсное (мк) Коллоиднодисперсное Ультратонкодисперсное Тонкодисперсное	< 0,1 0,1-1 1-10	Крупное Весьма крупное III. Самородки (по весу) Мелкие Средние Крупные Весьма крупные Гигантские	2-4 > 4 5-10 г десятки граммов сотни граммов килограммы десятки килограммов
II. Видимое (мм) Пылевидное Очень мелкое Мелкое Средней крупности	0,01-0,05 0,05-0,1 0,1-0,9 1-2		

Предлагаемая единая шкала размеров частиц рудного и россыпного золота (табл. 10) базируется на ранее разработанной нами и А. И. Фасталовичем систематике и учитывает данные других исследователей. Уточняя границы выделяемых подгрупп, мы стремились по возможности приблизить их к принятым при гранулометрических характеристиках пород, так как полная независимость таких характеристик для разных природных объектов представляется неоправданной. В связи с этим мы считаем возможным сопоставлять категории тонкодисперсного (микроны и доли микронов), видимого (0,01—4 мм) и «самородкового» золота с группами пелитовых, алевролитов-псаммитовых и псефитовых осадков.

* # *

Описания золота, относящегося к основным группам его выделений, составляют содержание следующих глав работы. Первая глава, характеризующая особенности видимого золота, является основной. Этому золоту посвящено большинство опубликованных работ, к нему относится преобладающая часть наших наблюдений. При его изучении получены главные материалы по кристаллографии, химизму и строению выделений золота; немногочисленные исследования по тонкодисперсному золоту и самородкам лишь дополняют эти данные.

Глава вторая

ВИДИМОЕ ЗОЛОТО В ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Условия нахождения

Видимое золото, как уже упоминалось выше, характерно для месторождений, относящихся к группе золото-кварцевых формаций; в месторождениях существенно-сульфидных руд оно обнаруживается относительно редко.

Наиболее распространены мелкие, очень мелкие и пылевидные частицы золота (0,01—0,9 мм), составляющие 75% и больше от общего числа его выделений; вместе с тем крупные золотины во многих случаях представляют главную (до 90% по весу) часть добываемого металла (Наускок, 1937; Плаксин, 1958).

Соотношения мелкого и крупного золота в рудах проявляют зависимость от формационной принадлежности месторождений, однако отклонения от средних приближенных величин, приведенных в табл. 11, могут быть довольно значительными.

Непостоянство размеров выделений золота отмечается для руд-одной формации и даже одного и того же месторождения. Частота встречаемости относительно крупного золота меняется в определенной зависимости от степени богатства руд и резко повышается в пределах рудных столбов, особенно в их верхних частях. Анализ данных по 50 месторождениям разного типа показал, что в 46 из них эта зависимость отчетлива; в четырех случаях она не наблюдалась. Очевидно, что отмеченная зависимость не является универсальной. Известны факты обнаружения кварцевых жил с единичными, довольно крупными выделениями золота, разведка которых не подтвердила первых оптимистических прогнозов. В истории поисков золота, в частности, в районах Енисейского края, Ленского района и ряда Восточных районов СССР подобные случаи не единичны.

Независимо от генетического типа месторождений, прослеживается отчетливая тенденция укрупнения частиц самородного золота от его ранних генераций к поздним (Петровская, 1955, 1970). Ранние генерации, как правило, представлены очень мелкими частицами. Размеры поздних выделений варьируют в значительно более широких пределах (весь диапазон гранулометрической шкалы); к таким выделениям относится все крупное золото месторождений. Так, на месторождениях формации больших глубин Енисейского края золото ранней генерации наблюдалось только в виде тонкодисперсных вкраплений в сульфидах, а 60—70% его поздних выделений превышали 0,2 мм в поперечнике. Аналогичные соотношения отмечались для золота из умеренносульфидных руд формации средних глубин, лишь с тем отличием, что частицы позднего золота в среднем несколько менее крупные (месторождения Ключевское, Дарасунское, Любовинское в Забайкалье, Лебединое в Якутии и др.). Золото, отложенное на малых глубинах, или в целом очень

Т а б л и ц а 11

**Средние количества (%) видимого золота разной крупности в месторождениях
золото-сульфидно-кварцевых формаций**

Формации	пылевидное и очень мелкое — до 0,1 мм	мелкое — 0,1—0,9 мм	средне-крупное 1—2 мм	Крупное > 2 мм
Малосульфидная	5	25	50	Редко менее 20%
Умеренносульфидная	30	60	10	Мало, иногда более 20%
Убогосульфидная	70	25	5	Мало

мелкое или разноразмерное, и тогда около 10—20% его поздних выделений представлено золотиными более 0,1 мм, а изредка свыше 1 см в поперечнике (рудные поля Балейское в Забайкалье, Рошие-Монтана в Румынии, Френкомб-Хил в США и др.).

В пределах участков развития поздней продуктивной минерализации значительные скопления крупного золота приурочены к местам, где наблюдаются признаки наиболее интенсивной интратрудной перегруппировки минерального вещества (развитие гребенчатого кварца, пустот эндогенного выщелачивания и др.). Такая зависимость была замечена нами на месторождениях Енисейского кряжа, Забайкалья, Алдана. Судя по отдельным образцам, она характерна также для рудных полей Урала, С. Казахстана и Западной Сибири; представляется вероятным ее общее значение.

В кварцевых малосульфидных жилах, сформированных на относительно больших глубинах, видимое золото отчетливо тяготеет к контактам кварца с реликтами вмещающих пород, особенно углистых и графитистых. В убогосульфидных рудах близповерхностных месторождений золото скапливается вдоль границ слоев кварца в его полосчатых метаколлоидных агрегатах, особенно там, где есть примеси глинистых минералов и адуляра. Такие скопления наблюдаются в кварцевых жилах Балейского рудного поля, в некоторых месторождениях Чукотки, Восточного Узбекистана и других областей. Очевидно, на локализации золота сказывается расположение минералов-сорбентов в рудных телах.

На многих примерах можно было убедиться, что в сходных по составу рудах золотины тем крупнее, чем более интенсивно раздроблены вмещающие их минеральные агрегаты. Особенно отчетливо это заметно в жильном кварце. Крупные до нескольких миллиметров в поперечнике выделения золота наблюдались в брекчиях кварца и сульфидов в отдельных участках месторождений Советского, Перевального, Герфедского на Енисейском кряже; менее деформированные руды содержали лишь мелкие золотины. Характерно, что при смене хрупких деформаций жильного кварца пластическими (развитие грануляции и милонитизации) крупные золотины исчезали, сменяясь мелкими, рассеянными в метаморфизованных кварцевых агрегатах. Очевидно, что характер тектонической подготовки среды существенно сказывался на гранулометрических особенностях золота.

В. М. Крейтер (19482) показал, что укрупнению тонких вкраплений золота в сульфидах способствовал пострудный метаморфизм. По В. Г. Моисеенко (1965) подобное влияние регулируется температурными условиями метаморфических процессов: для серицит-хлоритовой фации метаморфизма характерно укрупнение частиц золота, а для амфиболитовой — их распыление.

В целом к факторам, определяющим распространение и локализацию видимых выделений самородного золота, могут быть отнесены: а) глубинность формирования руд; б) общая степень их обогащенности золотом и сосредоточенность последнего в локальных участках; в) наличие минералов-сорбентов в рудных телах; г) степень раздробленности и деформиро-

ванности агрегатов раннего кварца и других минералов; д) интенсивность минералообразования и интрарудной перегруппировки вещества в средние и поздние стадии рудного процесса; е) характер и степень развития после-рудных преобразований.

Морфология самородного золота

Многообразие ферм выделений является одной из специфических особенностей самородного золота: наблюдаются прекрасно образованные кристаллы и их причудливые сростки; дендриты, с разнообразными рисунками ветвей и стволов; иглы, изогнутые проволочки и, наряду с ними, пленки, чешуйки, жилки и обособления неправильных угловатых очертаний. В табл. 9 приведены их основные разновидности.

Количественная роль видимых выделений золота основных морфологических типов неодинакова в рудах разных формаций и может существенно варьировать в месторождениях одной формации, находящихся в разных районах; вместе с тем, как будет показано ниже, в таких вариациях есть свои закономерности.

Существует представление о господстве в рудах золота неправильной формы; оно справедливо, если мерилom количественной роли служит вес добываемого самородного металла, а не количество его обособленных выделений. Среди последних одной из наиболее распространенных морфологических разновидностей являются гемиидиоморфные частицы и округленные кристаллики, которыми представлены многочисленные мельчайшие вкрапления золота в рудах и в породах. С учетом этого должно быть пересмотрено мнение (Самойлов, 1906; Фирсов, 1963 и др.) об общей редкости кристаллов золота; оно может относиться лишь к хорошо ограненным индивидам.

Формы многогранников являются одним из важнейших показателей условий кристаллизации золота, что определяет необходимость детально остановиться на их рассмотрении.

Идиоморфные выделения (кристаллы, дендриты, их сростки)

Все сведения о кристаллических индивидах природного золота получены при изучении его видимых частиц и самородков. Ультратонкие монокристаллы вкрапления золота, представляющие, как упоминалось выше, главную массу его ограненных частиц в природных образованиях, остаются почти не изученными. Очевидно, что наши знания о кристаллографии самородного золота, базирующиеся на изучении кристаллов-раритетов, не могут считаться полными.

Наиболее детальные кристаллографические работы по золоту относятся к прошлому веку (многие десятки публикаций); впоследствии они пополнялись весьма мало.

В нашем распоряжении имелось несколько десятков хорошо образованных многогранников золота, а также многие сотни несовершенно развитых кристаллов и их сростков; результаты их изучения используются для обобщений наряду с литературными данными.

Кристаллы золота относятся к кубической сингонии, гексоктаэдрическому классу O_h , к пространственной группе $Fm \bar{3}m$. Формами, встречающимися почти повсеместно, являются (111), (ПО), реже наблюдается (100). Преобладание граней октаэдра определяется плотнейшей кубической упаковкой (Honigman, 1958).

Общий перечень граничных форм золота (Goldschmidt, 1918; Шафрановский, Малкова, 1950; буквенные индексы по E. Dana) следующий.

Распространенные, достоверно установленные	Редко встречающиеся и не достоверные
Октаэдр — o (111)	Тетрагексаэдры — f (310), h (410)
Ромбический додекаэдр d (110)	к(520)
Куб — a (100)	Трапецоэдры — п (211), ц, (411),
Тетрагексаэдр — e (210)	v(8U)
Тетрагонтриоктаэдр — m (311)	Гексаоктаэдры — (321), (543),
Гексаоктаэдр — t (421)	(322), (732),
Гексаоктаэдр — x (18.10.1)	(11.5.3)

Обычны комбинации форм, особенно (111) и (ПО); идеально простые кристаллы золота являются редкостью. Е. С. Федоров (публикация 1909 г.) среди 47 кристаллов золота из коллекции Горного института обнаружил только три октаэдра без других граней и 17 кубооктаэдров; ряд частот встречаемости граней был таким: (111) — (100) — (ПО) — (210) — (211). И. И. Шафрановский и К. М. Малкова, определяя грани кристаллов золота из 26 месторождений, отметили, что в общем наименее распространены грани с более низкой атомной плотностью сеток (табл. 12).

Таблица 12

**Распространенность граничных форм кристаллов золота
(по И. И. Шафрановскому и К. М. Малковой, 1950)**

Символ	Ретикулярная плотность	Распространенность, %	Символ	Ретикулярная плотность	Распространенность, %
111	1,16	77	321	0,27	4
100	1,00	69	410	0,24	4
110	0,71	46	322	0,24	4
311	0,60	27	411	0,24	4
210	0,45	27	421	0,22	12
211	0,41	19	520	0,19	4
310	0,32	12			

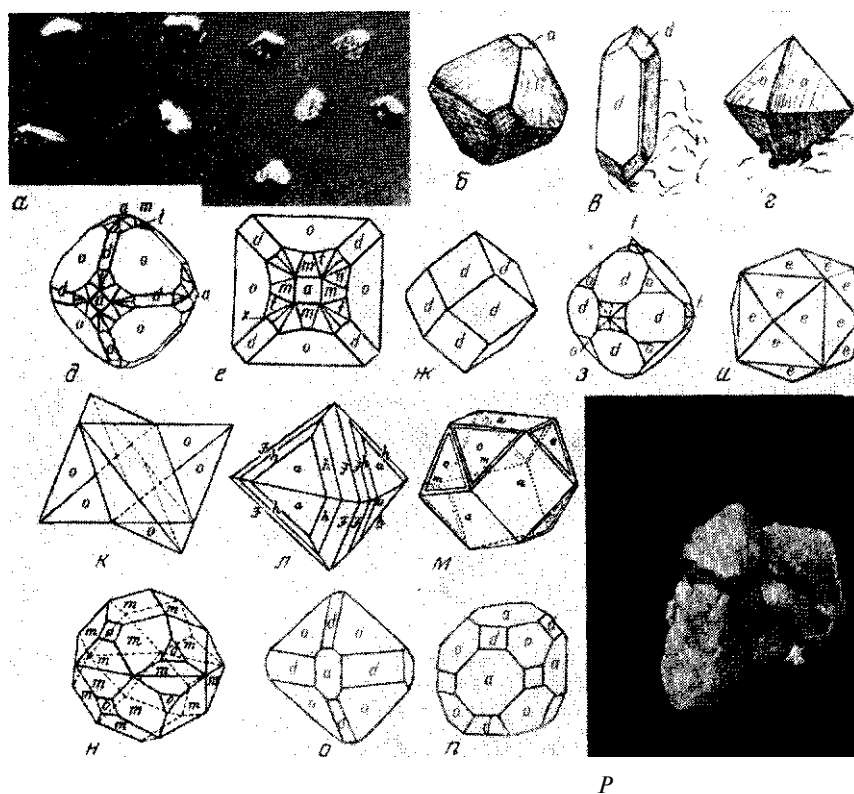
Основная масса видимого золота (не менее 80%) представлена двойниковыми сростками с плоскостью срастания по (111). Обычно они выявляются под микроскопом; морфологически выраженные двойники встречаются сравнительно редко. Иногда за них принимают кристаллические индивиды, на гранях которых обнаруживаются входящие углы, однако, как показал И. И. Шафрановский (1968), такие углы могут быть признаком скелетного роста кристаллов. Известны находки «пятерников».

Двойникование может существенно менять облик многогранников, часто придавая им вид, не свойственный кристаллам кубической сингонии. Перпендикулярно двойниковой плоскости кристаллы обычно сильно укорочены, с чем связан их пластинчатый габитус, нередко псевдогексагональный; торцевые грани — (111) и (100). Призматическими кажутся ромбические додекаэдры, вытянутые вдоль одной из четверных осей симметрии. Сечение их квадратное, но у двойниковых сростков может быть шестиугольным. Аналогия с гексагональными формами настолько полная, что вводила некоторых исследователей в заблуждение относительно сингонии золота (Кузьмин, 1939).

При резком преобладании четырех из восьми граней октаэдра и подчиненном развитии или даже отсутствии остальных, кристаллы золота приобретают вид тетраэдров. Они обнаружены И. Авдеевым и Н. И. Кокшаровым на Урале, П. В. Еремеевым в Нагольном краже, А. Задебеком в Карпатах и т. д.

Распространенность кристаллов золота, обладающих изометричным или искаженным габитусом, как видно из приводимых ниже данных, неодинакова в районах развития золотого оруденения разных формаций.

Изометричные кристаллы. В малосульфидных рудах месторождений, сформированных на относительно больших глубинах, почти все видимые индивиды золота изометричны или близки к изометричным. В подавляющем большинстве они очень мелкие, плохо образованные, с округленными вершинами и ребрами. Преобладают кубооктаэдры, встречаются ромбические додекаэдры, слегка вытянутые по одной из четверных осей симметрии (удлинение не более 1 : 1,5). Очень мелкие кристаллики (0,05 мм и менее) обнаружены в сильно трещиноватом кварце енисейских месторождений (фиг. 16, а), несколько более крупные (до 1,5 мм) — среди шлихового золота Енисейского края и Ленского района (фиг. 16, б). Семь необычно больших кристаллов (3—10 мм) из россыпи в центральной части Ленского райо-



Фиг. 16. Формы кристаллов золота из глубинных и среднеглубинных месторождений а — кварцевые жилы Енисейского Кража, увел. 16; б — г — россыпи Ленского района (г — по Я. Самойлову, 1906); д — и — Березовское месторождение; к — район Сысертска; л — я — россыпи южного Урала (д — н — Goldschmidt, 1918); о, п — месторождение Александровское в Забайкалье (Бартошинский и др., 1970); р — россыпи Башкирии

на описаны Я- В. Самойловым (1906). Судя по фотографиям, на них развиты лишь грани (111) и (100). Характер отпечатков на золоте и включения кварца в нем свидетельствуют о том, что кристаллы попали в россыпь при разрушении кварцевых жил.

! Крупные, хорошо ограненные изометричные кристаллы золота встречались преимущественно в областях развития среднеглубинного оруденения, причем только в некоторых рудных провинциях. В нашей стране наибольшее количество таких находок приходится на Южный и Средний Урал (фиг. 16, *д—н*). Первые их описания даны еще в тридцатых годах прошлого века Г. Чайковским и Г. Розе, позднее Р. Гельмахаккером и П. Е. Еремеевым; изображения их составляют почти треть всех приведенных в атласе В. Гольдшмидта многогранников золота. Опубликованные данные и наши наблюдения показывают, что уральские кристаллы разнообразнее и значительно богаче гранями, чем кристаллы из глубинных месторождений. Широко распространены октаэдры, иногда без других граней; изредка встречаются кубы (Березовский и Нижне-Тагильский районы Среднего Урала, Башкирия и др.), но в большинстве случаев развиты также грани (311), (310), (211), (421), (810) и другие.

Кристаллы до 0,2—1 мм, обладающие сложными формами, с зеркально гладкими гранями, наблюдались в друзовых пустотах среди шестоватого кварца, в «красичных» жилах Березовского месторождения. Более крупные октаэдры (до 4 мм) обнаруживались в Оренбургской области и в Башкирии. Один из них, имевшийся в нашем распоряжении, заключен в белом крупнозернистом кварце (фиг. 16, *р*). Такие же кристаллы встречались в россыпях Западной Сибири и в рудных месторождениях Забайкалья (фиг. 16, *о*).

В Сысертском районе известны находки октаэдров тетраэдрического облика (фиг. 16, *к*). П. В. Еремеев, проводивший гониометрические измерения многих уральских кристаллов золота, установил распространение форм (311) (Каменско-Александровский прииск), (111) (Учалинский район), (311) и (811). Им отмечены также редко встречающиеся грани тетрагонтриоктаэдра (211), впервые обнаруженные А. Дюфренуа на кристаллах золота из Бразилии.

Отмечаются вариации гранных форм кристаллов, в пределах одного штуфа. Например, в трещиноватом жильном кварце из Верхнетурьинского района (Урал) нами наблюдались группы мелких простых октаэдров, а по соседству с ними располагался крупный скелетный куб золота. И. И. Шафрановский и К- М. Малкова (1950) описали сrostок из нескольких уплощенных кубооктаэдров и двойников двух кубов. Аналогичное сочетание форм характерно для образцов золота из Западного Узбекистана, любезно переданных нам для исследования Р. П. Бадаловой (фиг. 17).

Особенности уральских кристаллов, по-видимому, в целом типичны для золота среднеглубинных месторождений. Простые октаэдры и сложные многогранники находились во многих рудных районах Западной Сибири, Забайкалья, Приамурья. Сходны с уральскими богатые гранями кристаллы золота из месторождений Бразилии, Калифорнии и других областей (Goldschmidt, 1918).

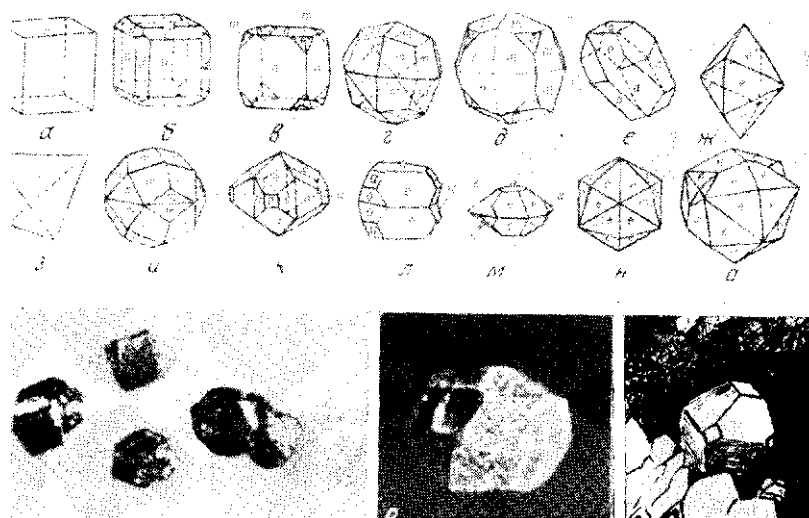
Кристаллы самородного золота из малоглубинных руд относительно редко изометричны; в большинстве месторождений доля таких кристаллов составляет на более 10—20% от общего числа хорошо ограненных индг. видов золота. Такие индивиды характеризуются богатством и сложностью форм. Детальные измерения, проведенные в прошлом веке Г. Ратом, Г. Розе, А. Задебеком на образцах из Трансильвании и некоторых районов Америки, показали распространенность граней (ПО), (100), (311), (210). Характерно сильное развитие граней куба (фиг. 18, *а, б, в*). Встречаются кристал-



Фиг. 17. Друза скелетных кристаллов золота; Западный Узбекистан, увел. 8

лы с гранями только (311) или (210) (фиг. 18, *ж, и, п, о*). Кубооктаэдры редки, обычно грани (111) комбинируются с (ПО) и (311) (фиг. 18, *д, е*). Такие кристаллики (0,3 мм и менее) наблюдались нами в пустотах среди мелкозернистого жильного кварца Балейских месторождений (фиг. 18, *с*). Их ребра притуплены узкими шероховатыми гранями, по-видимому, (110). В тех же пустотах имелись кристаллы лишь с гранями (311). Изометричные октаэдры известны по единичным находкам на месторождениях Западных Карпат.

Среди немногочисленных малоглубинных месторождений, в рудах которых изометричные кристаллы золота преобладают, заслуживают быть отмеченными рудные поля Нижнего Приамурья. В них видимое золото на 30—70% представлено хорошо образованными правильными многогранниками (фиг. 18, *н, р*) и их сростками. В некоторых образцах, собранных В. М. Новиковым и переданных нам для изучения, насчитывалось до 1500 мелких (0,1—1 мм) кристалликов. Формы их разнообразны: грани (111) и (100) развиты значительно менее, чем (311) и (100); отдельные кристаллы представлены только формами (311) (фиг. 18, *р*). Гонометрические измерения, выполненные Т. Л. Евстигнеевой, позволяют указать следующий ряд частот встречаемости граней: (311), (ПО), (210), (111), (100), (344), (232).



Фиг. 18. Изометричные кристаллы золота из малоглубинных месторождений
а — о — Западные Карпаты (Goldschmidt, 1918); н, р — Нижнее Приамурье; с — Балейское рудное поле

На месторождении Белая гора Г. П. Воляровичем, С. С. Николаевым и Г. А. Хамидулиным (1966) найдены кристаллы золота необычной формы — удлинённые пяти- и шестигранные «призмы» с «бипирамидальными» вершинами; длина их 0,5—3 мм, поперечник — 0,2—1,5 мм. Углы между плоскостями раздела субиндивидов в центре их срастания от 50 до 90°, причем два-три индивида имеют угол 60°. По заключению названных исследователей, это двойниковые сростки ромбических додекаэдров. Подобные «пятерники» и «шестерники» золота заслуживают специального исследования.

Приведенные данные показывают, что по мере перехода от глубинных к малоглубинным месторождениям количественная роль изометричных кри-

сталлов золота снижается, но увеличивается степень их совершенства и богатство гранями, в том числе высоких индексов.

Удлиненные кристаллы (игольчатые, проволочные, волосовидные). Способность золота кристаллизоваться в виде сильно вытянутых по (ПО) или (111) многогранников является одной из интереснейших его особенностей. Такие образования наблюдались на многих месторождениях Урала, Алтая, Забайкалья, Якутии, Трансильвании, Новой Зеландии, США.

В большинстве месторождений резко удлиненными формами обладает лишь малая часть (первые проценты) кристаллических индивидов самородного золота, причем все они представляют позднюю генерацию минерала. В рудах глубинных месторождений удлиненные индивиды золота отсутствуют; встречаются лишь слегка вытянутые полиэдры с коэффициентом удлинения редко более 1: 1,5. Таковы упоминавшиеся выше ромбические додекаэдры золота из Ленского района и микроскопические округленные зерна из рудного поля Мурунтау. В районах развития среднеглубинного оруденения вытянутые кристаллы золота распространены сравнительно широко (до 2—5% от общего количества ограненных выделений); коэффициент их удлинения достигает 1: 10—1: 20 и более. Обычно это довольно толстые проволокообразные индивиды, толщиной от 0,1 мм до нескольких миллиметров. Наиболее крупные из них найдены на Среднем и Южном Урале, они достигают гигантской для золота величины — 10 см в длину и 1—2,5 см в поперечнике (их описания приводятся в главе о самородках).

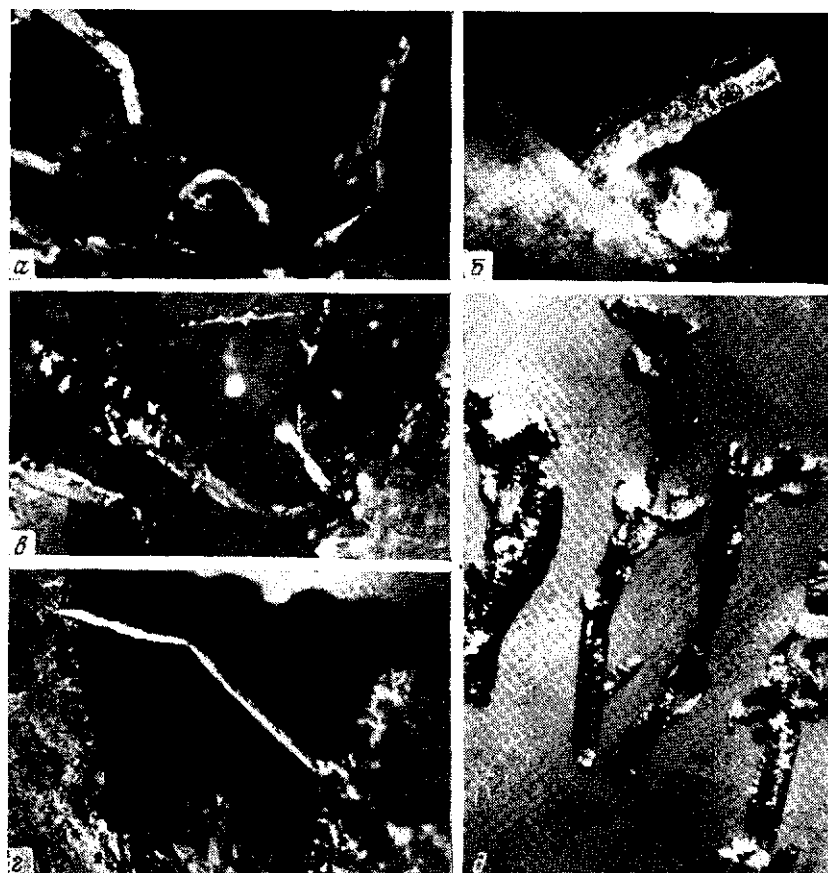
Тонкие «проволочки» золота довольно часто встречались на верхних горизонтах Березовского месторождения; многие из них сохранены в музейных фондах нашей страны. В музее Свердловского горного института имеются штUFFы кварца, в друзовых пустотах которого находятся скопления многочисленных беспорядочно расположенных тонких «призмочек» золота; размеры их около 1 X 0,2 мм, грани зеркально гладкие. Внешне они весьма сходны с обнаруженными П. В. Еремеевым (1894) в образцах из Березовского района и определенными как комбинации одинаково развитых форм (ПО) и (100), осложненных гранями (111) и (211). Примечательны четкие контуры скоплений самородного золота, имеющих вид пористых «сгустков», и их нахождение в неправильной друзовой полости между шестоватыми кристаллами кварца. Создается впечатление о множестве одновременно возникавших зародышей при кристаллизации металла из высоко концентрированного раствора, заполнявшего полость в рудном теле. Некоторые из «волосков» золота заключены в блеклой руде или айкините. Они вытягиваются вдоль трещин вмещающих минералов и несут отпечатки последних на своей поверхности. Аналогичные особенности отмечены для проволочных золотинок в галените, висмутине и блеклой руде из месторождений Лебединского, Кировского, Дарасунского и других (фиг. 19, а, б). Грани их плохо развиты; только в одном случае можно было провести гониометрические измерения, показавшие, что кристаллы представляют ромбические додекаэдры, вытянутые по одной из четверных осей симметрии.

Э. Дан (Dunn, 1929) описал вытянутые золотины, заключенные в полумоночном кварце, под названиями «гвоздевидных» и «проволочных» (образцы из месторождения Балларат в Австралии). Подобное соотношение проволочного золота с кварцем является редким; мы наблюдали такое золото лишь в друзовых полостях.

Очень тонкие (до волосовидных) кристаллы золота встречаются почти исключительно в рудах «эпитермальных» месторождений. В месторождениях Балеysкой группы наблюдались «волоски» золота длиной до нескольких миллиметров, при толщине 0,5—0,05 мм; более крупные — лентовидные кристаллы (фиг. 19, в) уплощены перпендикулярно (111) и вытянуты вдоль [111]. Головки их плохо огранены, иногда булавообразно утолщены; из

некоторых из них имеются наросты изометричных или вытянутых кристалликов золота с тенденцией к правильной, под углом 60 или 90°, ориентировке по отношению к основной «проволочке». Подобные образования были замечены среди золота участка Бухтянка Нижнего Приамурья (фиг. 19, *д*). Характерно расположение волосовидных кристалликов в друзовых полостях, устланных мелкокристаллическим кварцем (фиг. 19, *з*). В таких условиях находились они и в рудах месторождений Карпатских рудных провинций и других областей. Необычный образец из Новой Зеландии описан Дж. Маклареном (MacLaren, 1908): на концах волосков золота нарастали мельчайшие хорошо образованные кристаллики халькопирита.

Гранные формы изучены лишь для отдельных игольчатых индивидов из месторождений Трансильвании (Рошие Монтана, Бая Де Арьеш, район Бэйца и др.) и Орегон в США (фиг. 20). Боковые грани нередко представлены (111) и (110) или (110) и (100), благодаря чему кристаллы имеют вид четырехгранных вытянутых призм (фиг. 20, *а, б*); известны подобные формы с развитием только (210) (фиг. 20, *в*). Головки ромбических додекаэдров, вытянутых по четверной оси симметрии, несут грани (111) и (100) или (100) и (210). Кристаллы в виде трехгранных призм описаны А. Вернером в 1887 г. как вытянутые по тройной оси симметрии тетрагексаэдры (210) (фиг. 20, *г*).



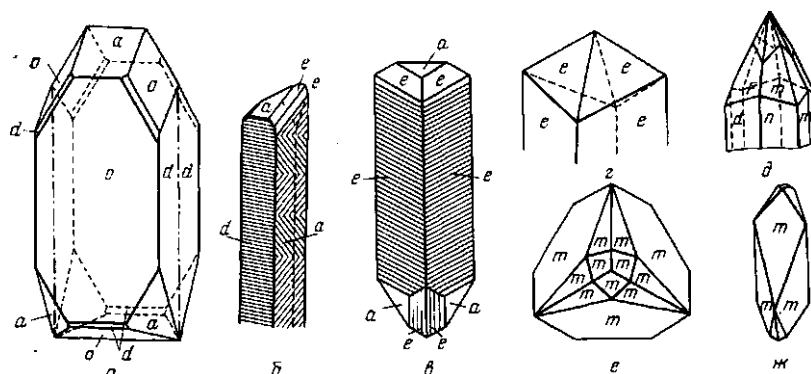
Фиг. 19. Проволочные кристаллы золота

Месторождения: *а* — Лебединое, увел. 9; *б* — Дарасун, увел. 11; *в* — Балей, увел. 15; *з, д* — Нижнее Приамурье, увел. 6 и 45, соответственно

Кристаллы из Орегона, рисунки которых вошли во все минералогические справочники, по определениям Э. Дана (1887) представлены вытянутыми по тройной оси тетрагон-триоктаэдрами; ограничение их головок также определяется формами (311) (см. фиг. 20, *е, ж*).

Уплощенные кристаллы. Тенденция к уплощению не менее характерна для кристаллов золота, чем вытянутость. Как упоминалось выше, в подавляющем большинстве случаев уплощение связано с двойникованием по (111); кристаллы укорочены в направлении, перпендикулярном к двойниковой плоскости, а грани (111) приобретают наибольшую площадь. Менее обычны плоские (100) кубические кристаллы золота. Один из них (размером 3 X 1,2 мм), найденный в окрестностях Березовского рудного поля, по-видимому, рос в трещине, отпечатки стенок которой видны на поверхности граней (100); ребра слегка притуплены (фиг. 21, *а*). Зависимость отмеченных форм от условий угнетенного роста наблюдается не всегда.

Распространенность плоских форм в большой мере аналогична отмеченной для удлинённых. Для «глубинного» золота она не характерна. В рудах



Фиг. 20. Удлиненные кристаллы из месторождений формации малых глубин

а — г — месторождения Западных Карпат; *д, е, ж* — Орегон, США (Goldschmidt, 1918)

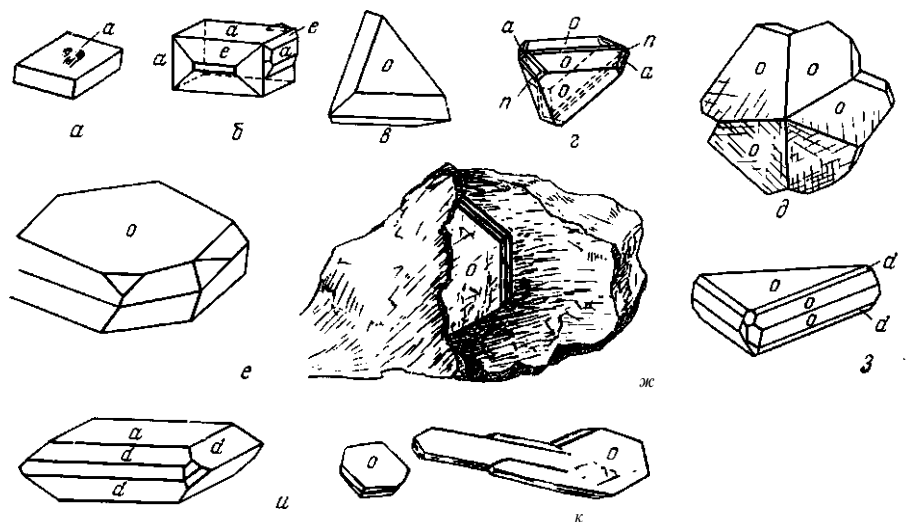
среднеглубинных месторождений встречаются лишь мало уплощенные кристаллы в виде толстых пластинок с развитыми гранями (111). Таковы найденные на Урале индивиды, описанные Н. И. Кокшаровым, П. В. Еремеевым, Р. Хельмахером (фиг. 21, *в, з*), ребра одного из них притуплены гранями (211).

В коллекции Свердловского горного института находится интересный «пятерник» плоских кристаллов. Это табличка звездчатой формы с поперечником около 5 мм и толщиной 2,5–3 мм, состоящая из пяти сросшихся вершинами уплощенных октаэдрических кристаллов (фиг. 21, *д*). Контуры входящих углов между ними видны с двух сторон сростка. Грани двух индивидов — правильные треугольники, остальных — искажены, клиновидно сужены к центру сростка. Очевидно, имеется несколько плоскостей двойникования, одна из которых параллельна осевой плоскости сростка. Описанный образец не является уникальным. Мы встречали подобные образования в образцах из восточных районов СССР. Вероятно, «пятерником» является недавно найденный на Чукотке самородок весом 60 г, имеющий форму «правильной пятиконечной звезды» (Редлих, 1968).

Частота встречаемости пластинчатых кристаллов золота, а также степень их уплощения наиболее значительны в рудах, формировавшихся близ поверхности. Пластины от микроскопически мелких до 1–3 см² по площади, при толщине 1–0,1 мм и менее, в подавляющем большинстве

(до 90%) шестиугольные. Нередко хорошо выражены торцовые грани (111) и (100). Такие кристаллы распространены в рудах месторождений Балейского района (фиг. 21, *е*), Восточных и Западных Карпат и других областей /молодой металлогении. Иногда они обнаруживаются в трещинах, секущих руды и породы, почти полностью их заполняя (образцы из рудника Рошие Монтана, фиг. 21, *ж*), но чаще располагаются в узких друзовых полостях на головках кристалликов кварца. К сохранившимся частям таких полостей с пластинчатым золотом относятся многие экспонаты румынских коллекций; среди них интересны скопления необычных вытянутых «тригонов» золота (фиг. 21, *з*), сходных по форме с бразильскими, представляющими по П. Дюфрену комбинацию (111) и (110) (Goldschmidt, 1918). Примечательно, что плоские по (111) формы имеют кристаллы золота, выращенные в лабораторных условиях из золото-хлоридных растворов; их ребра притуплены гранями (321) и (311) (фиг. 21, *и*, *к*).

Уплощенные кристаллы, как и удлиненные, характерны для поздних генераций самородного золота.



Фиг. 21. Уплощенные кристаллы и сростки кристаллов золота

а — Березовское рудное поле (коллекция Свердловского горного института); *б* — *г* — Уральские россыпи (Goldschmidt, 1918); *д* — пятерник кристаллов золота, Урал; *е* — кристалл из Балейского рудного поля; *ж* — кристалл в трещине, секущей мелкозернистый кварц; Рошие Монтана Западные Карпаты, увел. 1,5; *з* — клиновидный пластинчатый кристалл из того же месторождения; *и* — искусственный кристалл золота, выращенный А. Лэнгом (Goldschmidt, 1918); *к* — то же, выращены Г. Ро и А. Робено (Rau, Robenau, 1968)

Формы скелетного и расщепленного роста кристаллов. Элементы скелетных форм наблюдаются у золота сравнительно часто в виде воронкообразных и террасовидных углублений на гранях, или прибережных гребней, но типичные скелетные кристаллы являются редкостью.

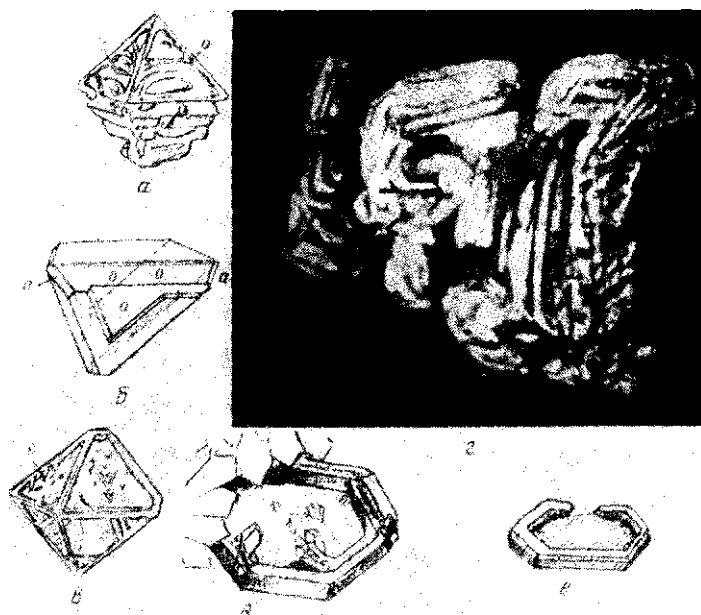
¹ Вопрос об отличиях скелетных кристаллов от дендритов остается спорным. Признаками собственно скелетного роста одни исследователи считают образование правильно расположенных ветвей, могущих срастаться в монолитный многогранник (Мокиевский, Семенюк, 1952; Григорьев, 1965), другие — отсутствие ветвей, притормаживание роста граней и возникновение более или менее развитых реберных и вершинных форм (Саратовкин, 1957). Мы принимаем последнее определение, полагая, вместе с тем, что в пределах реберных «каркасов» могут появляться зародыши ветвей, близких к дендритным.

В музее Ленинградского горного института хранятся превосходные экземпляры скелетных октаэдров золота из Березовского месторождения. Некоторые из них, до 4—5 мм в поперечнике, были найдены в полости, обрамленной головками шестоватых кристаллов кварца. Параллельно ребрам на поверхности грани (111) расположены серии мелких гребневидных выступов.

Аналогичное строение имели описанные Р. Хелмхаккером скелетные кристаллы из Сысертских россыпей на Урале (фиг. 22, а—в). По И. И. Шафрановскому — это тип внешних скелетных кристаллов с развитием реберных тритонов.

Кубические кристаллы реже образуют скелетные формы. Уникальный их экземпляр из Верхнетурьинского района Урала, описанный А. Э. Купфером (1916) как «ступенчатый сросток кубов», находится в музее Ленинградского горного института (фиг. 22, г). Он состоит из несколько вытянутых по L субиндивидов размерами 1—6 мм. Грани (100) шероховатые с мелкими ямчатыми углублениями. Небольшие площадки (111) притупляют вершины кубов. Отпечатки на поверхности золота и включения в нем свидетельствуют о росте кристаллов в полости, в которой находились мелкие обломки кварца.

Специфичны скелетные формы индивидов «эпитермального» золота. В наблюдавшихся нами случаях это — плоские шестиугольные таблички до



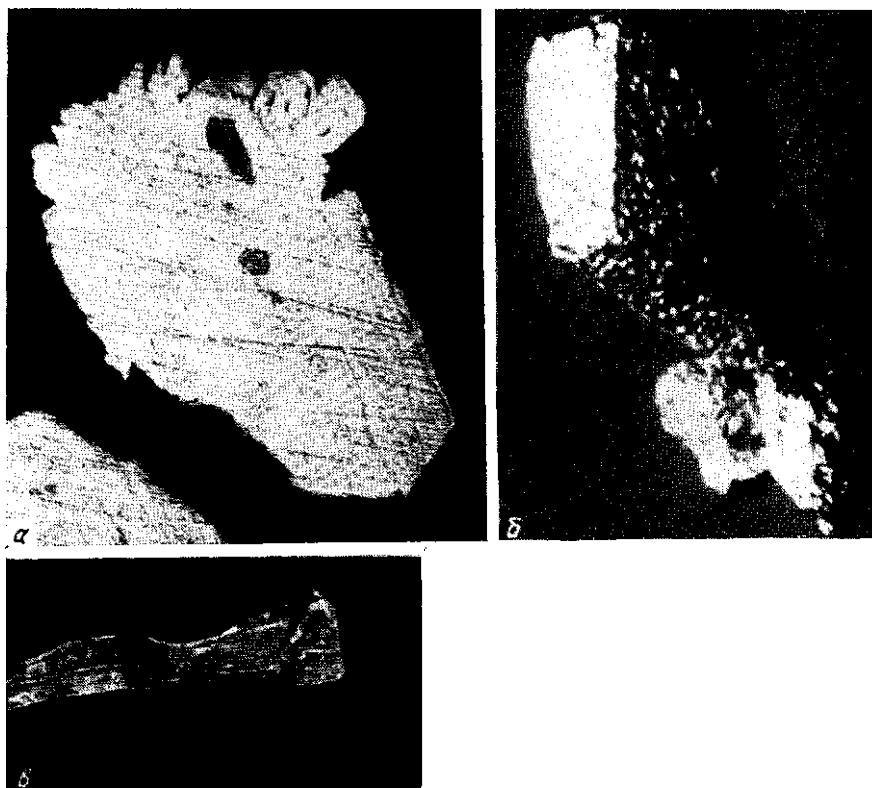
Фиг. 22. Скелетные кристаллы золота

а, б, в — скелетные октаэдры из Уральских месторождений (Goldschmidt, 1918); г — сросток скелетных кубов, Урал, фото В. И. Соболевского; д — кристалл в виде «тарелочки», Балеи; е — аналогичный кристалл из Рошии Монтана, Западные Карпаты

1 мм в поперечнике и 0,08 мм толщиной, края которых приподняты в виде узких бортиков, что придает им вид тарелочек (фиг. 22, д). Они обнаружены в жилах Балецкого рудного поля, в мелких друзовых полостях. Бортики, местами прерывистые, покрыты узкими вытянутыми вдоль ребер кристалла

ромбовидными и шестиугольными гранями (111), (100), (ПО). В участках перерывов бортики отделены от поверхности таблитчатого кристалла, спиралеобразно изогнуты и заканчиваются гранями предположительно (ПО). Формы «тарелочек» были замечены нами и при просмотре кристаллов золота в румынских коллекциях (фиг. 22, *е*); вероятно, они распространены более широко, чем это может показаться по единичным находкам, но их выявление требует очень тщательного изучения поверхностей пластинчатых кристаллов.

Признаки расщепленных кристаллов золота, отличающихся от скелетных отсутствием четких реберных форм, а от дендритов — развитием многоглавых вершин кристаллов, еще не имеющих вида ветвей, до настоящего времени не привлекали внимания исследователей. Их удалось обнаружить лишь в последние годы и только среди золота из малоглубинных месторождений Белая Гора, Бухтянка и др. Периферические зоны роста кристаллов в шлифах имеют отчетливые многоглавые контуры (фиг. 23, *а*), а поверхности граней отличаются характерным паркетовидным рельефом (фиг. 23, *б*). Лентовидно вытянутые кристаллы нередко расщеплены у их окончаний; субиндивиды разделены бороздчатыми углублениями и иногда веерообразно расходятся (фиг. 23, *в*). Такие кристаллы встречались в образцах из месторождений Балецкого района, Закавказья, некоторых южноуральских рудных полей.



Фиг. 23. Формы расщепленного роста кристаллов золота

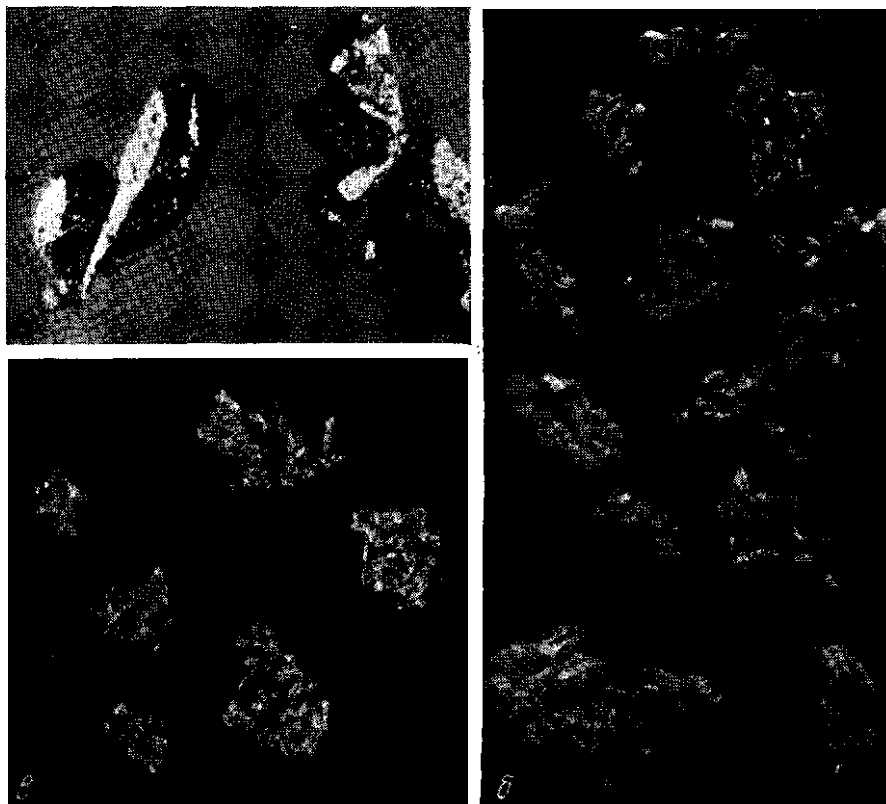
а — участок Бухтянка, Нижнее Приамурье. Полиров, шлиф, увел. 90; *б* — тот же участок; паркетовидный рельеф поверхности кристалла, увел. 60; *б'* — россыпи по р. Храм в Закавказье; рао Шепленный коней лентовидного кристалла, увел. 15

Рассматриваемые структуры расщепленного роста наиболее резко выражены у тонкопластинчатых кристаллов; при увеличении площади развитых граней края пластинок становятся бахромчатыми и на них, как правило, появляются правильно расположенные шестигранные выступы. Общие формы индивидов становятся лапчатыми, дендритовидными.

Сростки кристаллов. Во всех месторождениях, в которых обнаруживаются одиночные кристаллы золота поздней генерации, обычно встречаются и их сростки различных типов от микроскопических до очень крупных.

Пучковидные друзовые сростки — одна из характернейших форм агрегатов ограненных зерен золота. Ее особенностью является наличие центра роста — «корневой части» пучка, по мере удаления от которого размеры кристаллов увеличиваются, некоторые из них клиновидно расширяются (фиг. 24, *a*). Количество индивидов в мелких сростках редко более 3—5. Таковы многие сростки кристаллов золота из месторождений Березовского и Невьянского на Урале, Белой Горы и Бухтянки в Нижнем Приамурье и др.

Особым типом являются друзовидные каркасы из различных ориентированных, обычно изометричных кристаллов золота. Гирляндовидные сростки таких кристаллов окружают зерна и обломки других минералов. Сростки этого типа развиты в трещиноватых участках, сложенных



Фиг. 24. Сростки кристаллов золота

a — простые пучки, участок Бухтянка, увел. 50; *b* — каркасные сростки из того же участка, увел. 20; *в* — каркасные сростки, Лебединское месторождение, Алдан, увел. 6



•. 25. Скипетровидные сростки кристаллов; прииск Октябрьский, увёл. 18

относительно легко замещаемыми минералами (карбонаты, гидрослюды, режехульфиды). Ими представлена большая часть золотин из участка Бухтянка в Нижнем Приамурье (Новиков, 1968). Величина кристаллов 0,1 — 1 мм. Они хорошо образованы; формы их те же, что и у отдельных описанных выше многогранников. Сохранившиеся включения гидрослюды и угловатые контуры промежутков между «гирляндами» кристаллов указывают на их метасоматический рост в массе раздробленных и измененных пород. В процессе препарирования каркасы распадаются на фрагменты (фиг. 24, б). Аналогичные каркасные золотины, но с менее совершенными кристаллами, распространены в анкеритовых рудах Алданских месторождений (фиг. 24, в). После удаления вмещающих минералов остаются губчатые частицы золота (губчато-друзовидные) с округленными расширениями на концах узловатых «веточек». Подобные частицы распространены в россыпях Алдана, Забайкалья, Нижнего Приамурья и других рудоносных областей.

Распространены **линейные проволоковидные сростки** кристаллов золота. От удлиненных монокристалльных выделений их отличает рельеф поверхности, созданный выступающими краями кристаллов, а иногда только узкие поперечные к оси «проволочки» ложбинки — границы между индивидами. Однообразная ориентировка кристаллов и изредка наблюдаемые боковые зародышевые ответвления сближают описываемые образования с дендритными. Подобные ответвления замечались у «проволочек» золота из Бaleyского рудного поля; сростки образованы вытянутыми по (111) октаэдрами. В ряде алданских месторождений встречались нарастающие один на другой удлиненные кристаллы золота с гранями (ПО), с единичными боковыми ветвями той же формы.

В нашем распоряжении имелись замечательные экземпляры линейных сростков из Приамурья (фиг. 25). Каждый из них состоит из скелетных многогранников, укрупняющихся от одного конца к другому, а увенчивается более крупным копьевидным кристаллом. Судя по формам граней и углам между сторонами (30—33°, 150—147° и 70—75° по измерениям с помощью прикладного гониометра) это тетрагон-триоктаэдры (311). Каждая грань имеет в центре террасовидное углубление, со ступенчатостью, параллельной ребрам.

Описанные формы не являются уникальными. Их примерами также служат линейные сростки золота из района Орегон в США, детально изученные Э. Дана в 1886 г.; кроме преобладающих граней (311), отмечены трапецеэдры (211).

Волосовидные кристаллы золота иногда образуют спутанные «**войлочные**» агрегаты. Они не раз обнаруживались на верхних горизонтах многих малоглубинных, а также среднелюбинных месторождений. Например, в жилах Березовского рудного поля встречались легкие пористые сростки волосков золота (Смирнов, 1940); они находились в мелких пустотах, по-видимому, образованных при интарудном выщелачивании (инкрустация стенок кварцем).

На месторождениях Алдана и Бaleyского района нами наблюдались весьма характерные сростки субпараллельных сильно вытянутых кристаллов золота, перпендикулярно нарастающих на «подложку». Строение их рассматривается при характеристике самородков.

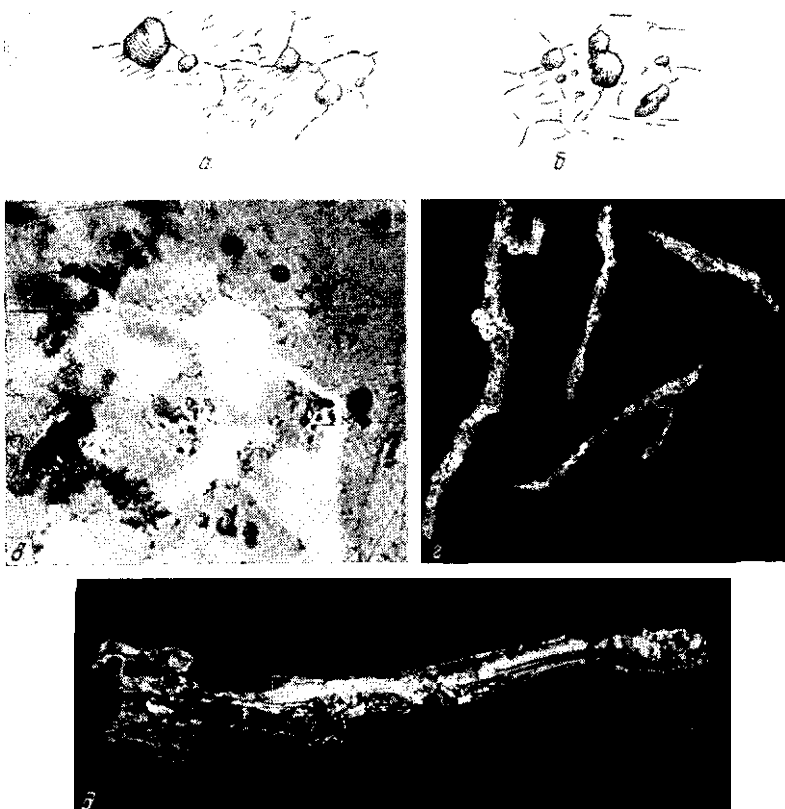
Плохо образованные и округленные каплевидные кристаллы и их сростки. К этой морфологической группе относится подавляющее большинство микроскопически мелких вкраплений золота в сульфиды и многие пылевидные его частицы в жильном кварце. Размеры их обычно не превышают сотых и десятых долей миллиметра и редко достигают 1 мм; в шлифах они имеют вид одиночных каплевидных зерен, или их сростков извилистых амёбообразных очертаний. Реже отмечаются лепешковидные, палочковидные

и веретенообразные формы. Они упоминаются во многих опубликованных описаниях золота из различных районов, обычно среди неправильных форм. Однако при детальном наблюдении можно убедиться, что контуры округлых вкраплений золота не подчиняются формам трещин или интерстиций в агрегатах вмещающих минералов и золотины врастают в последние, сохраняя известную независимость своих границ.

На единичных примерах Э. Дана и Г. Розе показали, что округленные формы возникают, если вершины и ребра октаэдров притупляются в связи с развитием множества граней — (100), (311), (421) и других с более высокими символами (см. фиг. 16, *д*). Можно предположить, что такое притупление определяет округленность многих мелких кристаллов золота.

Вкрапления золота рассматриваемой разновидности встречаются почти повсеместно, но их количество и особенности нахождения в разнотипных рудах не одинаковы.

В рудах глубинных месторождений, как показали наблюдения на Советском рудном поле, мельчайшие плохо ограненные частицы золота, также как и его редкие микрокристаллики, располагаются вдоль трещин по гра-



Фиг. 26. Плохо образованные округлые и удлиненные кристаллы золота

а — изометричные до каплевидных — по границам мозаичных блоков кварца; месторождение Советское, увел. 90; *б* — каплевидные в трещиноватом кварце, Мурунтау, зарисовка части штуфа, увел. 60; *в* — сростки округленных зерен золота (светлое) в галените (серое); месторождение Лебединое, полиров, шлиф, увел. 160; *г* — «проволочки» золота с неровной поверхностью; месторождение Лебединое, увел. 15; *д* — «проволочка» золота с отпечатками трещин спайности висмутита; Кировское месторождение; увел. 15

ницам мозаичных блоков и около трещин, вставляя в зерна метаморфизованного кварца (фиг. 26, а); очевидно, они имеют метасоматическую природу (Петровская, 1956).

В рудном поле Мурунтау, где мельчайшие (доли миллиметра) вкрапления золота сосредоточены в участках интраминерализационного дробления кварца (фиг. 26, б), можно видеть все переходы от отчетливо ограненных к плохо образованным кристалликам — «каплям» и неправильным лепешковидным золотинам. Поверхности золотинок шероховатые, мелкоямчатые. Нередко они концентрируются у границ зерен арсенопирита и пирита ранних генераций.

Микрокристаллы золота в деформированном жильном кварце известны в ряде зарубежных месторождений, в частности, в Восточной Австралии (Dunn, 1929); по форме и расположению они не отличаются от охарактеризованных выше.

В кварце, отложенном в условиях средних глубин и в сопровождающих его сульфидах ранних генераций, золотины редко имеют округлые или другие несовершенные формы, но такие формы довольно характерны для золота, срastaющегося с сульфидами поздних генераций. Например, в сфалерит-галенитовых и пирит-халькопиритовых агрегатах в рудах Лебединого, Ключевского, Любовинского и других месторождений нередко округлые, нечетко полигональные, амeboобразные или пальцевидные золотины. Они располагаются в интерстициях агрегатов и в зернах галенита, висмутита и других минералов, обычно вдоль трещин спайности (фиг. 26, в); удлиненные индивиды золота и их сростки (палочковидные и веретенообразные), очевидно, имеют метасоматическое происхождение. От описанных выше их отличает неровный ямчатый или ребристый рельеф поверхности (фиг. 26, г, д).

В рудах близповерхностных месторождений округлые кристаллы и их сростки почти отсутствуют, сменяясь более четко ограненными индивидами.

Дендриты и дендритоиды золота. По распространенности дендритных форм и степени их совершенства самородному золоту принадлежит одно из первых мест среди минералов. Широкое развитие таких форм отмечалось всеми исследователями золота, однако их детальные описания весьма немногочисленны. Мало известно о генезисе дендритов золота, что в большой мере связано с общим состоянием знаний о дендритной кристаллизации (Buckleу, 1951; Саратовкин, 1957; Козлова, 1967 и др.). До сих пор нет единого мнения о самом понятии «дендрит»; одни исследователи относят его к закономерным сросткам кристаллических индивидов (Вернадский, 1922; Мокиевский, Семенюк, 1952), другие — к монокристалльным образованиям (Саратовкин, 1957). Изучение структуры дендритов золота заставляет нас принять вторую точку зрения; это несомненно монокристалльные тела, хотя внутреннее строение их, как можно видеть из дальнейшего, нередко сложное.

Большинство выделений золота, относящихся к рассматриваемой группе, занимает промежуточное положение между дендритами и скелетами. Определяющей их чертой служит наличие закономерно расположенных обособленных субиндивидов, обычно сильно удлиненных по [111] или [ПО], а также уплощенных. Одноименные грани всех субиндивидов, не всегда отчетливо выраженные, ориентированы одинаково. Мы сочли необходимым подчеркнуть эти черты, поскольку в литературе под названием дендритных зачастую описываются неправильные плоские золотины с извилистыми краями, в том числе полизернистые.

Кроме типичных дендритов, для которых характерно сочетание вытянутых осевых индивидов — «стволов» и отходящих от них «ветвей» широко

распространены выделения, разветвленность которых слабо проявлена. Это игольчатые кристаллы с плохо развитыми боковыми ветвями, ельчатые постройки без центральных стержней, золотины, состоящие из шестигранных пластинок, однообразно расположенных в одной плоскости, местами с грубыми разветвлениями в виде лапчатых ограненных выступов на торцах. К этой группе примыкают дендриты-скелеты с полностью сросшимися ветвями, распознаваемые лишь по правильному рисунку рельефа поверхности золотин или по закономерно ориентированным выступам краевых частей. Все эти выделения связаны постепенными переходами с типичными дендритами. Но с последними их сближает не столько сходство внешнего вида, нередко малое, что не позволяет именовать их «дендритовидными», сколько общий дендритный механизм роста индивидов. Этот вывод, к обоснованию которого мы вернемся, позволяет предложить для «нетипичных» дендритов название — «дендритоиды».

Рассматриваемые образования имеют разные размеры. Все они, за редкими исключениями, анизометричны. Преобладающее развитие одного или нескольких направлений их роста определяет существование разновидности: трехмерных (развитие ветвей в трех, обычно взаимно перпендикулярных направлениях); плоских двумерных (основной стержень и все ветви расположены в одной плоскости); стержневых (резкое преобладание стержневых направлений, при слабом развитии боковых ветвей).

Господствующей формой является «двумерная». Типичные дендриты золота из числа известных нам по личным наблюдениям и литературным сведениям в подавляющем большинстве тонкопластинчатые, с отношением наибольшего поперечника к толщине, близким к 10 : 1 и более. Трехмерные формы встречаются редко и обычно вместе с плоскими дендритами.

Детали форм и строения дендритов поразительно разнообразны; они определяются наличием одного или нескольких стволов, количеством и густотой разветвления, меняющимися соотношениями их размеров и т. д. (табл. 13). Так же изменчивы дендритоиды: плоские, лентовидные, вытянутые или сложных очертаний.

Дендритные формы наиболее характерны для низкопробного золота (25—35% Ag и выше); типичные дендриты высокопробного золота неизвестны. В определенной связи с этим находится неодинаковая распространенность дендритов и дендритоидов золота в разнотипных месторождениях. В рудах, формировавшихся на относительно больших глубинах, подобные образования отсутствуют. В среднеглубинных месторождениях они встречаются относительно редко, лишь в отдельных районах, в частности на Южном и Среднем Урале. Преобладают дендритоиды стержневого типа или грубые постройки из субпараллельных сравнительно толстых стволов, с редкими очень короткими боковыми ветвями; внешне они напоминают щепки. Типичны плоские шелковидные дендритоиды золота из Миасского района Урала (фиг. 27, а). На их сглаженной поверхности сохраняются желобки — границы вытянутых субиндивидов, длина которых 15—18 мм, а толщина около 0,2 мм. Боковые ответвления имеют вид немногочисленных изометричных «бутончатых» наростов на стержнях, в отдельных случаях — пластинок, ориентированных под 60° к плоскости дендритоида. Трехмерные сростки весьма редки.

Дендритоиды золота известны в рудах месторождений Невьянского на Урале, Острый Бугор на Украине, в россыпях Мариинской Тайги в Западной Сибири, в Восточных районах СССР. В окрестностях месторождения Лебединого найдены вытянутые кристаллы золота с бутонообразными выступами с одной стороны (фиг. 27, б).

Распространенность дендритных выделений золота резко возрастает с переходом от среднеглубинных к малоглубинным месторождениям. Только

Т а б л и ц а 13

Разновидности форм дендритов и дендритоидов самородного золота

Форма	Особенности строения	Распространенность
Трехмерные		
Древовидные	На центральный ствол с четырех сторон нарастают ветви, обычно малочисленные	Редки
Кустовидные и моховидные	Ствол мало развит, или отсутствует, имеется пучок ветвей, иногда густых, с разветвлениями	»
Плоские одностволовые		
Веточковидные	Центральный ствол хорошо выражен, нередко изогнут; боковые ветви немногочисленны	Сравнительно распространены
Листьевидные, ёльчатые, папоротниковидные	Ветви образуют ажурную или сплошную пластинку с рисунком листа дерева, папоротника или «елочки»	Широко распространены (кроме папоротниковидных)
Плоские многостволовые		
Звездчатые	Три, реже шесть стволов, с ветвями, росшими из одного центра	Очень редки
Решетчатые	Равно развитые вытянутые в двух-трех направлениях субиндивиды образуют сквозную решетку.	Редки
Плетеные	Сплошные пластинки с сетчатой скульптурой на поверхности	Распространены
Плоские бесстволовые		
Барельефные	Сплошные пластинчатые выделения с однообразно расположенными выступами кристаллов на поверхности	Редки
Лапчатые	Извилистые пластинки с широкими однообразно ориентированными выступами кристаллов на краях	Весьма распространены
Стержневидные одностволовые		
Проволочные с «бутоначатыми» выступами	Одиночные сильно вытянутые индивиды с зародышевыми «бутоначатыми» ветвями	Распространены в отдельных регионах
Скипетровидные	Характерны концевые расширения в виде относительно крупных кристаллов	Очень редки
Стержневидные многостволовые		
Щепковидные	Несколько параллельно сросшихся стволов с редкими зародышевыми боковыми ветвями	Распространены в отдельных регионах

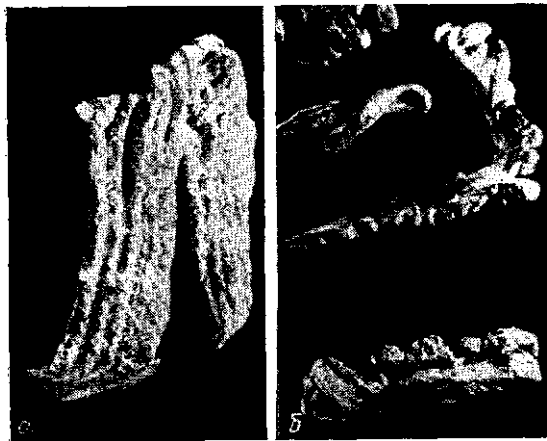
в «эпитермальных» рудах, главным образом в верхних частях рудных столбов, встречаются многочисленные, хорошо образованные дендриты золота.

По богатству и совершенству форм на одном из первых мест стоят дендриты из рудных полей Восточных и Западных Карпат: Рошие Монтана, Бая Сприе, Секэрымб, Магура и др. (фиг. 28, а—г). По данным Г. Рата и Г. Чермака у них преобладают грани (111) в комбинации с (100) или (100) в сочетании с (210); грани (210) нередки на головках ответвлений (фиг. 28, д, е). Дендриты составляют около 10—20% образцов золота в румынских коллекциях, однако эта цифра свидетельствует не столько о распространенности дендритных форм, сколько об интересе к ним минералогов. Судя по осмотренным нами собраниям дендритов и опубликованным данным, резко преобладают их плоские разновидности. Наибольший их поперечник 0,1—1 см.

реже до 3 см; у крупнейшего по площади очень тонкого пластинчатого дендрита он достигает 10 см (коллекция музея г. Брада).

Многие музейные образцы золота из месторождений Румынии представлены пластинчатыми дендритоидами — сплошными тонкими пластинками с неровными краями. Внешне они сходны с отпрепарированными прожилками, но на их поверхности заметны цепочки бугорков роста, намечающие контур осевого стержня дендритоида. Такие пластинки связаны постепенными переходами с листовидными дендритами, у которых иногда заметны щели между неполностью сросшимися ветвями (фиг. 28, з), и с типичными лапчатыми дендритоидами. Располагаясь в узких трещинных полостях, они вытягиваются параллельно стенкам, в широких — расположены под большими углами к поверхности стенок. Нередко они группируются в пучки, причем занимают лишь небольшую часть полости.

Уникальные образцы веточковидных выделений золота в трещинах спайности крупного (3 X 4) см белого кристалла гипса, найденные на месторождении Трияска, хранятся в музее университета г. Клужа, Румыния. Среди образцов из Трансильвании, находящихся в музее Ленинградского горного института, имеются тонкие дендриты большой площади (2,5 X 0,8x0,1 см) в трещине, секущей окварцованный андезит.



Фиг. 27. Формы дендритоидов золота из месторождений формаций средних глубин

а — Средний Урал, увел. 8;
б — Алдан, увел. 7

Во многом сходны с карпатскими дендритные выделения золота в «эпitherмальных» месторождениях других областей, в том числе пояса Скалистых гор в США, рудных провинций Бразилии, Новой Зеландии, Японии (Maslagen, 1908).

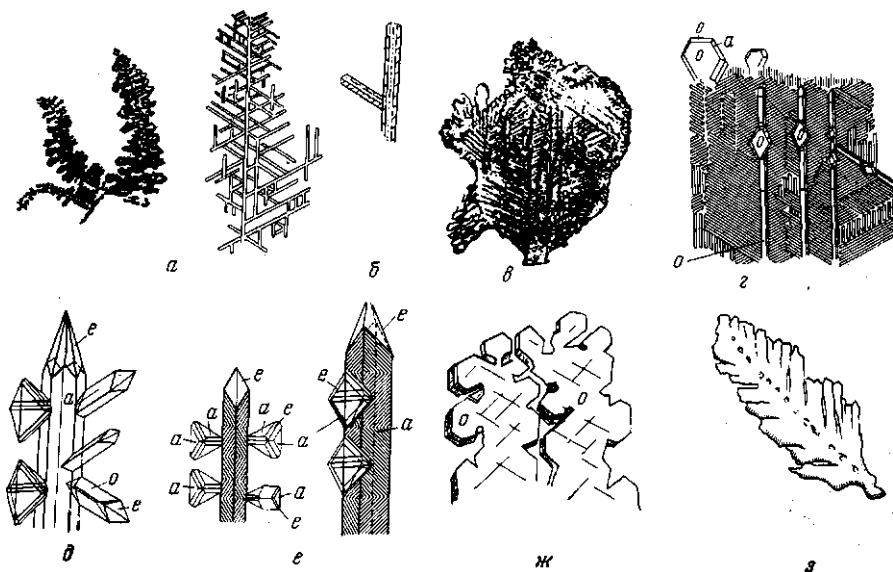
Дендриты самородного золота не являются редкостью в районах развития малоглубинного оруденения на территории СССР. Некоторые из них могут соперничать с лучшими образцами подобного рода, украшающими минералогические музеи мира.

Изумительные по совершенству, красоте и разнообразию форм дендриты встречались в районах Закавказья. В изученных нами образцах, найденных в этих районах геологом С. С. Ванюшиным, наряду с отпрепарированными, имеются дендриты в сохранившихся обломках жильного кварца. Все дендриты плоские, от 1—2 до 10—15 мм по наибольшему поперечнику. Особенно интересна веточка золота, с несколькими изогнутыми стебельками, покрытыми хорошо образованными, приблизительно равной величины (0,3—0,5 мм) кристалликами (фиг. 29, а). Наиболее развиты грани (ПО) и (311), менее — (111) и (100); общее количество выступов кристаллов пре-

вышелет 150. Отчетливо заметны три части дендрита, возникновение которых, по-видимому, типично для дендритного роста; их можно назвать «корневой», «стержневой» (основной) и «листочковой».

Корневая часть имеет вид плотной, почти прямоугольной пластинки, покрытой вытянутыми кристаллическими выступами; их веерообразное расположение показывает, что рост дендрита начинался из одного центра, по-видимому от «расщепленного» зародышевого кристалла. Массивность «корня» свидетельствует о достаточном питании дендрита на начальной стадии его роста. Большинство выступов ограничивается пределами «корня», а три переходят в длинные изогнутые стебли. Эта стадия роста индивида в условиях «голодания», в среде истощающихся растворов, сменилась иной, связанной с приоткрыванием полости, в которой рос дендрит, и новым поступлением питающего вещества, что привело к «листочковидному» обрастанию не только стволов, но и поверхности корневой части дендрита.

Варьирующие соотношения отмеченных элементов структуры дендритов определяют разнообразие их форм. При отсутствии новых поступлений растворов «листочковидные» обрастания не появлялись, и рост дендритов завершался образованием голых стволов. Примером служит упоминавшийся выше дендрит из Трансильвании, расположенный в трещине среди окварцованных

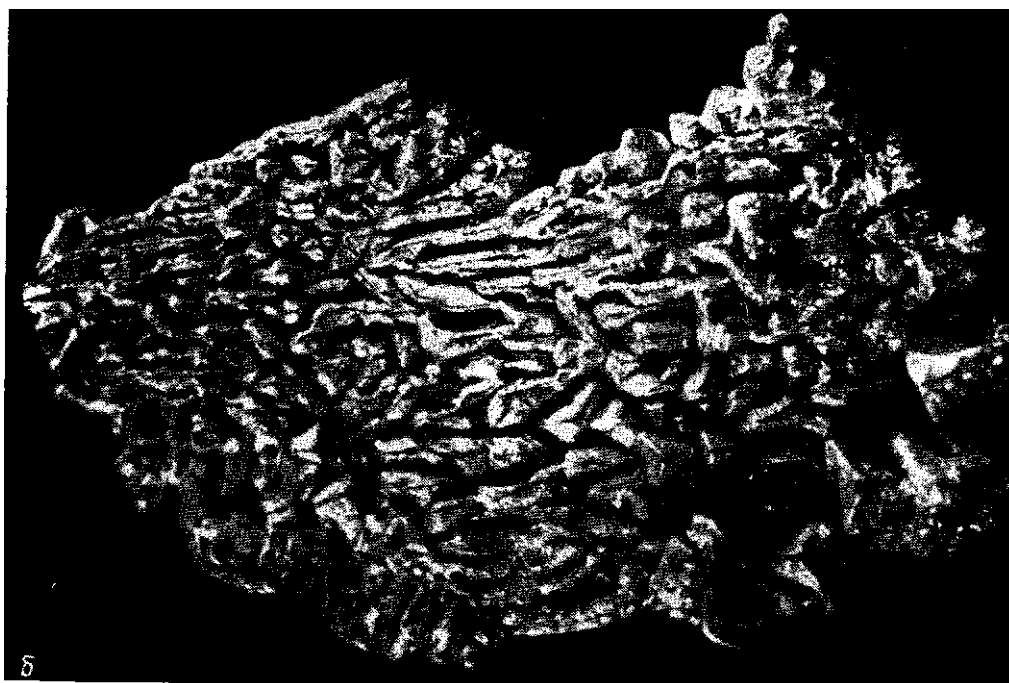


Фиг. 28. Дендриты и дендритоиды золота из малоглубинных месторождений.

а — г — Карпатские рудные провинции (Goldschmidt, 1918); ж — Балей; з — Рошье Монтана

андезитов: его корневая часть широкая, решетчатого строения, средняя представлена стержнем с «бутоначатыми» выступами на боках, а вершина образована голым стволом. По-видимому, рост дендрита осуществлялся при постепенном истощении раствора в относительно замкнутой трещинной полости.

В тех случаях, когда «стадия голодания» была слабо проявлена или отсутствовала, тонкие ветви не возникали; дендриты формировались как сплошные пластинки, покрытые в стадию «листочкового роста» своего рода барельефной скульптурой из выступов кристаллов кубических, октаэдрических, или более сложных (фиг. 29, б).

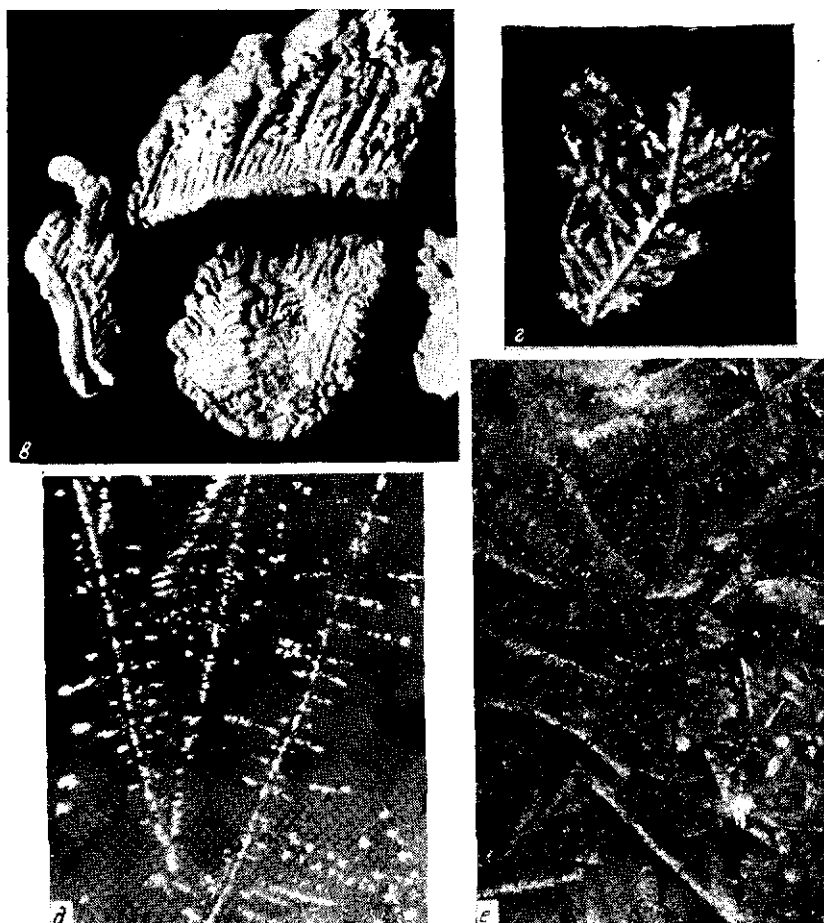


Фиг. 29. Дендриты золота из месторождений Советского Союза

Характерно разнообразие дендритных форм в образцах из одного рудного поля и района. Так, в месторождениях Закавказья наряду с веточковидными встречались дендриты плоские «плетеные», стержневые с бутончатыми боковыми выступами и др.

Районы распространения дендритов золота достаточно многочисленны. Прекрасные их экземпляры найдены в одном из месторождений Западной Чукотки (фиг. 29, *в*), в районах Нижнего Приамурья (фиг. 29, *г*), в месторождениях Балейской группы (фиг. 29, *д*, *е*). Листьевидные разновидности дендритов встречались в россыпях Забайкалья (Апрелково); решетчатые и барельефные, по сведениям В. Г. Моисеенко (1965), — в Селемджинском районе. Известны находки веточковидных дендритов в Алтайском крае (долина рч. Суенгу); один из них описан П. В. Еремеевым (1895) как разветвленный дельтоидный икоситетраэдр (311), сильно укороченный потригональной оси; ветви ориентированы под углом 60° к стволу.

Подавляющее большинство дендритных выделений золота найдено в отпрепарированном виде в разрушенных рудах и в россыпях. Особенности первичного их нахождения в рудах удалось сравнительно полно изучить



Фиг. 29 (продолжение)

в, *б* — Закавказье, увел. 13; *в* — Западная Чукотка (фото Т. И. Трениной), увел. 24; *г* — участок Бухтиянка, увел. 64 (фото В. И. Новикова); *д* — Балей, полиров, шлиф, увел. 216; *е* — там же скопление дендритов золота в халцедоне, пришлиф, штупф., увел. 16

лишь в Бале́йском рудном поле, где они оказались несколько иными, чем в Карпатских месторождениях. Так же как и в последних, в Бале́йских рудных телах резко преобладают тонкопластинчатые относительно мелкие дендритоиды шириной до 0,01—5 мм при толщине 0,006—0,2 мм. Они встречаются на разных глубинах, но в наибольшем количестве — на верхних горизонтах, где в отдельных жилах составляют до 30—50% видимого золота. Монолитное строение и неровные очертания краев придают дендритоидам вид жилок, за которые они долгое время принимались. Их природу нам помогли раскрыть наблюдения над скульптур'ами наиболее развитых поверхностей, где был замечен рисунок стволов и ветвей (Петровская и др., 1961).

Многочисленные тончайшие дендриты, часто ажурные папоротниковидные, скапливаются в четко ограниченных линзовидных и сфероидных участках, в которых они цементируются халцедоном (см. фиг. 29, *е*). На площади около 4 см² их насчитывается до 50—60. Отдельные мелкие дендриты трехмерные, но господствуют — плоские. На тонкие стволы, длиной 0,1—10 мм, с двух или одной стороны нарастает от 6—8 до многих десятков веточек, укорачивающихся к вершине дендрита; ветви второго порядка почти не развиты. Гранные формы плохо выражены, ветви имеют ямчатую поверхность. Нередко они прерывистые (см. фиг. 29, *д*); по-видимому, периодическое нарушение равновесия в системе раствор—дендриты приводило к потере устойчивости самородного золота, к коррозии и фрагментации дендритов. Подобные явления характерны для дендритной кристаллизации (Саратовкин, 1957).

Расположение дендритов чаще беспорядочное, но в коллекции Бале́йской разведочной экспедиции имеются уникальные образцы, в которых золото-кварцевые сфероиды до 1—4 см в поперечнике имеют концентрически-зональное строение с предпочтительно радиальной ориентировкой тончайших дендритов; их ветвистые кустообразные вершины направлены от центра сфероида к его периферии и образуют краевые части каждой зоны. Промежутки между зонами выделяются благодаря резкому уменьшению количества-золота в кварце (фиг. 30, *а*). Создается впечатление ритмической раскристаллизации золото-кремнеземных гелей. Многочисленные тончайшие дендриты и дендритоиды, свободно «висят» в массе халцедона и халцедоновидного кварца; в пустотах они не могли бы расти, не деформируясь под влиянием силы тяжести и не оседая на дно полостей. В изученных образцах изогнуты лишь редкие наиболее длинные стержни дендритов, что может быть, следствием их роста в вязкой среде.

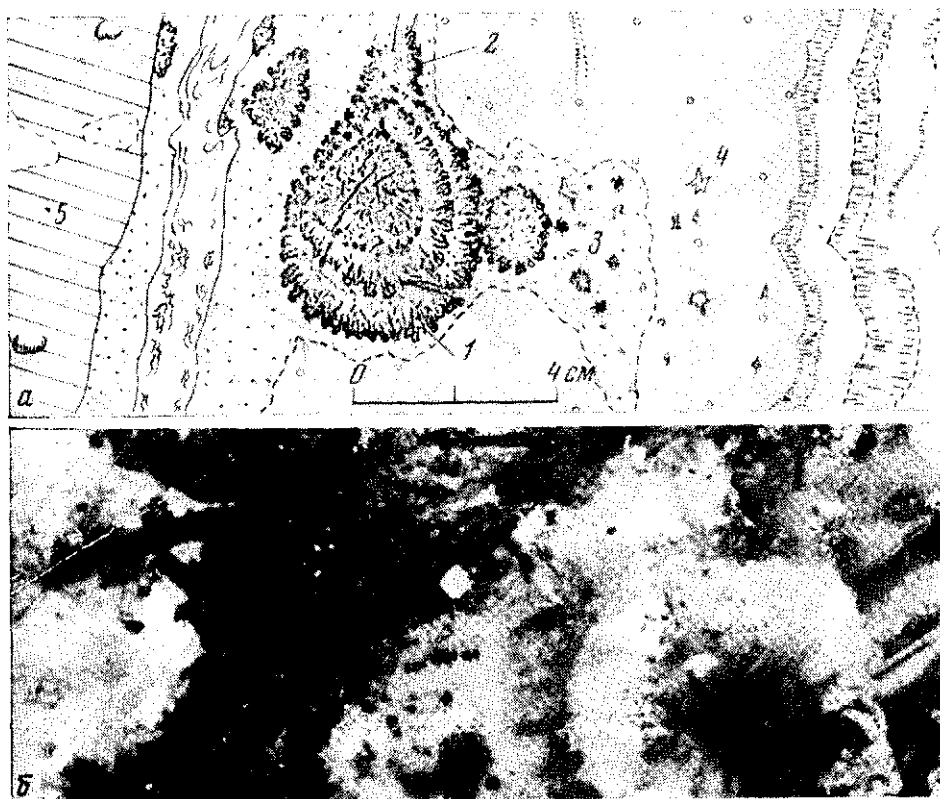
Рисунок метаколлоидной полосчатости халцедона подчиняется контурам дендритов золота; вершины стволов окружены скорлуповатыми слоями халцедона, но местами прорывают их, после чего продолжают в виде голого стержня или наоборот, покрываются густыми ветвями (фиг. 30, *б*). Очевидно, что рост дендритов начинался в период начального твердения гелей кремнезема. В тех случаях, когда корни дендритов уже были «блокированы» корочками халцедона, их вершины могли еще сохранять способность активного роста. В некоторых золото-кварцевых скоплениях в бале́йских рудных телах отмечаются обильные мелкие реликты раннего кварца, что позволяет допустить существование суспензий на какой-то стадии кристаллизации золота и кварца. При изучении руд Белой Горы и Бухтыанского участка овоидные скопления дендритов золота, подобные бале́йским, наблюдались непосредственно в аргиллизированных породах.

Приведенные данные являются вескими подтверждениями представлений о возникновении золото-кварцевых сфероидов в результате позднерудных узко локальных преобразований минерального вещества, при существенной роли гелевых фаз. В такое преобразование вовлекалось раннее пылевид-

ное золото. Это доказывается тем, что дендриты нередко скапливаются около обломков тонкозернистого кварца с золотом и даже нарастают на их поверхность*, но отсутствуют вблизи обломков, лишенных вкрапленности раннего золота.

В последнее время удалось выявить признаки природного интарудного препарирования дендритов при удалении цементирувавшего их халцедона или еще не затвердевшего геля кремнезема. В одном случае сохранились слоевидные полости, расположенные между двумя тонкими зонами халцедона, на поверхность которых нарастают свободные от кварца мелкие тонкие дендриты золота, близкие к лапчатым. Их кристаллизация в слоях геля подтверждается изгибами вышерасположенных слоев кварца около головки каждого относительно крупного дендрита (фиг. 31, *а*). Это уникальное образование в виде корродированного обломка заключено в агрегате более позднего халцедоновидного кварца.

Значительно чаще встречаются признаки выноса кремнезема из мест скоплений плоских дендритоидов золота. Остается пористый каркас из тонких золотых пластинок, относительно прочных благодаря «броне» из корочек гребенчатого кварца (фиг. 31, *б*). Однако не весь кварц отлагался позднее золота; его кристаллы оставляют отпечатки на золотилах, а выступы последних разделяют корневые части кристалликов кварца и придают поверх-



Фиг. 30. Дендриты золота в халцедоновидном кварце; Балей

а — округлые концентрически-зональные скопления дендритов золота (/) с вкраплениями блеклой руды (2) в пористом сером мелкозернистом кварце (3); среди кварца полосчатого строения (4), близ контакта жилы с окварцованными конгломератами (5); *б* — дендриты золота (темные) в сфероидах халцедоновидного кварца; фото шлифованного штуфа, увел. 18

Фиг. 3 1. Полости от выноса кремнезема из участка роста дендритов золота; Балей
a — щелевидная полость на месте одного из слоев коломорфного кварца; в ней тонкие дендриты золота; фото штуфа, увел. 6; *б* — каркас из пластинчатых дендритов золота (темные), обросших корочками мелкозернистого кварца; черное — пустоты; прозрачный шлиф, ник. х, увел 10; *в* — поперечный разрез пластинчатого дендритоида золота (белое) в мелкозернистом кварце (черное); полиров, шлиф, увел. 80

ности золота зубчатые формы (фиг. 31, б). Очевидно, что раскристаллизация золотоносных гелей кремнезема нередко начиналась с возникновением дендритов золота и кончалась отложением кварца, но в промежуточный сравнительно короткий период этим минералы кристаллизовались совместно. Признаком этого служит мелкоямчатый рельеф поверхности дендритоидов, характерный для золота не только Балейских, но и других месторождений малоглубинной формации.

Наблюдения над особенностями дендритных выделений золота в наиболее глубоко вскрытых эпитермальных месторождениях, особенно Карпатских, позволяют предполагать закономерное изменение их форм с глубиной. Описанные Г. Ратом решетчатые золотины в виде тонких каркасов проволочных субиндивидов, ажурные «веточки» и «папоротники», были найдены «а верхних горизонтах упомянутых месторождений. При дальнейших разработках чаще встречались более простые дендриты — ельчатые и листовидные, а также лапчатые дендритоиды, количество которых в современных коллекциях наиболее велико. На глубоких горизонтах дендриты почти исчезли. Проявления подобной зональности, по-видимому, типичны в целом для малоглубинных золоторудных месторождений.

В связи с отработкой верхних частей таких месторождений новые находки дендритов золота во всех странах мира становятся все более редкими.

Выделения неправильных форм

Характеризуя неправильные частицы золота, исследователи нередко ограничиваются упоминаниями о крючковатых, угловатых или пластинчатых формах и приуроченности их к трещинам в рудах. Вместе с тем вариации неправильных форм заслуживают большого внимания. Общей их чертой является подчиненность полостям, существовавшим к началу отложения золота или возникавшим во время его кристаллизации, но очертания, расположение и генезис таких полостей различны, что важно для понимания особенностей локализации золота в рудах.

Распознаются формы выполнения простых трещин, их субпараллельных или пересекающихся систем, цементации рудных breccий и, наряду с этим, золотые «слепки» инкрустированных кристаллами кварца полостей и промежутков между зернами кварца, карбонатов, сульфидов. Каждый из этих типов может быть расчленен на серии разновидностей (см. табл. 10).

Трещинные прожилковые выделения. Формы заполнения золотом трещин в жильном кварце известны с давних времен. Ограниченные стенками трещин золотины, как правило, анизометричны, уплощены. Соотношение толщины и максимального размера выделений (коэффициент уплощенности) колеблется от 1 : 20 до 1 : 5. В зависимости от этого и с учетом величины плоских частиц их именуют таблитчатыми, пластинчатыми, чешуйчатыми, пленочными (Dunn, 1929; Билибин, 1938). Первые два названия используются и при описаниях плоских кристаллов золота, что делает их неопределенными. Не совсем удачно ранее предложенное нами наименование «жилковидно-пластинчатый тип». Более строгим и соответствующим природе рассматриваемых форм представляется общий термин — прожилковые или плоские трещинные выделения (по аналогии с трещинными жилами). К таким выделениям относятся все прожилки толщиной менее 0,2 мм, для которых могут быть сохранены привычные достаточно четкие названия «пленки» и «чешуйки», а также более крупные обособления золота, до его самородков. Целесообразно уточнить шкалу их толщины (в мм): пленки (< 0,1); чешуйки (0,1—0,2); тонкие прожилки (0,2—0,5); прожилки средней толщины (1,0—2,0); крупные прожилки (> 2 мм).

Существенное значение имеют параметры анизотрии золотых частиц, в основном определяемые конфигурацией вмещающих трещин. Лентовидно вытянутые золотины обычно расположены на пересечениях разнонаправленных трещин или в местах ступенчатых изгибов поверхности одной трещины. Коэффициент удлинения их редко более 2—3. В сравнительно ровных трещинах параллельная их стенкам поверхность золотинок нередко имеет изометричные очертания. Контуры краев золотинок округлые или извилистые; изгибы отражают формы неровностей стенок трещин; иногда это следы призм кварца или кубических кристалликов пирита,

i \ Интересной особенностью трещинных золотинок является их склонность
 \ > образовывать тупые торцы. Они типичны для выделений золота в местах мелких изгибов трещин, у пересечений последних или на границах участков в разной степени дробленого кварца. По-видимому, выступающие части II поверхностей трещин блокировали рост скоплений золота в мелких полостях. Кроме подобных легко объяснимых случаев, встречаются такие, когда золотины, расположенные в плоскости довольно ровной трещины, заполняют лишь ее часть, оставляя другую пустой, причем торцы их также тупые и нередко совершенно ровные. К анализу этой особенности мы вернемся несколько позднее.

Трещинные выделения золота распространены на месторождениях всех рудных формаций, но господствующую роль играют в основном в малосульфидных рудах глубинных месторождений, особенно в участках интратрудного рассланцевания кварца.

В древних рудах месторождений Енисейского Кряжа (Советское и др.) все более или менее крупные скопления золота поздней генерации заполняют трещины в кварце и в сульфидах; 30—50% из них имеют плоские формы. Мелкие пленки и чешуйки золота сосредоточены в интенсивно рассланцованном кварце, часто по границам с включенными в нем сульфидами. Они наблюдаются также вблизи контактов кварцевых жил, во вмещающих сланцах и филлитах. Поверхность золотинок ребристая, представляя собой слепок ^ | неровностей трещин (фиг. 32, а). Некоторые золотины заполняют углубления на плоскостях скольжения в кварце и растерты по этим плоскостям. <

Аналогичный характер имеют трещинные выделения золота в Ленской золотоносной области. В имевшихся в нашем распоряжении образцах из Бодайбинского района крупные, близкие к самородкам скопления золота располагались в относительно тонких кварцевых прожилках среди переслаивающихся алевролитов и сланцев. Формы их преимущественно жилковидные пластинчатые. В местах пересечений трещин прожилки золота образуют угловатые раздувы. Сходные формы имеют золотины из других районов Ленской области. По данным Л. А. Николаевой, они тяготеют к участкам проявления поздней пирит-галенитовой ассоциации и, так же как последняя, образовались в завершающую стадию рудного процесса.

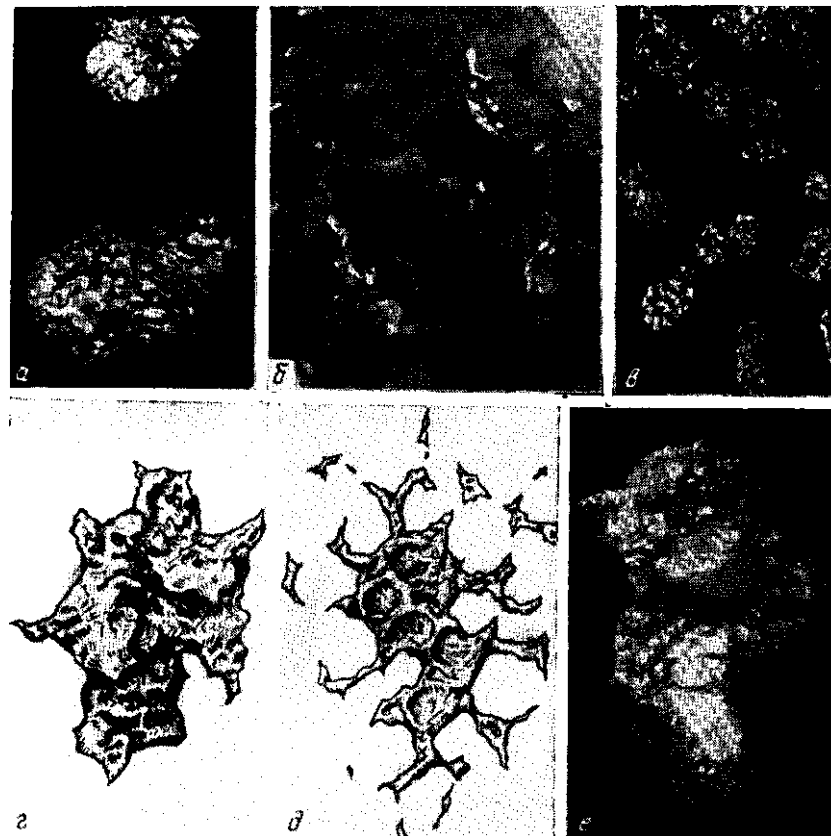
В ленских россыпях нередко встречаются куски белого крупнозернистого рассланцованного кварца, пересеченного прожилками золота, 0,5—1 мм мощностью, почти вкрест сланцеватости (фиг. 32, б) Такие соотношения довольно обычны и заставляют предполагать, что рассланцевание происходило после отложения самородного золота.

В зонах минерализованных пород участка гольца Высочайшего, р. Хомолхо и др. золото образует тонкие изометричные пленки на границах сульфидных вкраплений в трещинах среди кварца, пирита и пирротина, а также во вмещающих породах. Отделенные от породы они имеют вид пористых чешуек с неровными краями и мелкоямчатой поверхностью, повторяющей неровности рельефа мелких трещин (фиг. 32, в). Размеры их более мелкие, чем у золота из кварцевых жил (обычно менее 1 мм, редко до 2 мм).

Своеобразие форм и условий нахождения рассматриваемых частиц позволили нам и А. И. Фасталовичу в 1941 г. выделить их в особую «хомолхинскую» разновидность ленского золота в отличие от золота из кварцевых жил, получившего условное название «догалдынского». Это деление используется и в настоящее время (Николаева, 1960).

Прожилковые выделения золота характерны для многих месторождений глубинной формации (Восточная Чукотка и другие восточные районы СССР, рудные провинции Аляски, Канады, Австралии и др.).

В рудах, образованных на средних глубинах, трещинные формы золота распространены почти так же широко, но имеют некоторые отличительные особенности. В месторождениях ряда районов, в частности на Среднем и Южном Урале, наряду с одиночными прожилками золота нередко встречаются их сближенные серии, зачастую с разной ориентировкой трещинных золотинок. Штокверки, состоящие из прожилков самородного золота, нередко по размерам близки к самородкам. Многие прожилки содержат обильные обломки зерен вмещающих минералов. При их выщелачивании остаются плоские грубопористые губчатые золотины (месторождения Непряхинское, Невьянское, Васильевское и другие).



Фиг. 32. Трещинные прожилковые и цементационные выделения золота

a — отпрепарированные прожилковидные выделения, Енисейский Кряж, увел. 12; *б* — прожилки золота в кварце, Ленский район; увел. 2,5; *в* — отпрепарированные пористые пленки золота и трещин в породах, рудное поле Хомолхинское, Ленский район, увел. 17; *г, д* — комковидные золотины из кварцевых жил южной части Енисейского Кряжа, увел. 30; *е* — цементационные выделения золота в брекчии жильного кварца, Советское месторождение, увел. 6

Пленки и чешуйки золота в месторождениях средних глубин играют меньшую роль, чем в глубинных месторождениях. Они расположены в трещинах спайности анкерита в сульфидно-карбонатных залежах Центрального Алдана, по границам кристаллов пирита и арсенопирита в Ключевском, Дарасунском, Любовинском и других рудных полях Забайкалья, реже в трещинах, секущих агрегаты кварца, загрязненного реликтами пород.

Тонкие кружевные пленки золота распространены в эпитермальных убогосульфидных рудах всех минеральных типов, обычно сочетаясь с другими морфологическими разновидностями золотин; крупные монолитные прожилки для таких руд не характерны.

Цементационные выделения в брекциях и на пересечениях трещин. Золотины, располагающиеся в брекциях кварца и сульфидов ранних ассоциаций, обычно имеют угловатые, близкие к изометричным формы, повторяющие формы межобломочных полостей. Сходный вид имеют частицы золота, приуроченные к пересечениям различно ориентированных трещин в рудных телах, где агрегаты более ранних минералов также испытали дробление. Отсутствие уплощенности и сложные, часто разветвленные формы отличают рассматриваемые золотины от простых трещинных. Вместе с тем эти морфологические разновидности связаны друг с другом постепенными переходами и нередко встречаются в рудных телах совместно. Среди морфологических разновидностей могут быть названы комковидные, ячеистые и петельчатые цементационные выделения золота.

Комковидные золотины представляют выделения сложной, иногда причудливой формы с более плотной центральной частью, от которой в разные стороны отходят быстро выклинивающиеся ответвления, а иногда — лишь угловатые выступы (фиг. 32, *г*). Они напоминают комки пластичного вещества, что и определило выбор термина (Петровская, 1947), который широко используется в советской литературе по минералогии золота.

Характерны следующие детали комковидных форм. Соотношения длины • ответвлений и размера центральной монолитной «сердцевины» варьируют в зависимости от величины золотин и структуры вмещающих минеральных агрегатов. Мелкие частицы в большинстве своем имеют лишь угловатые выступы на поверхности, а крупные могут давать вытянутые прожилковидные «апофизы», наиболее длинные — вдоль трещин в деформированном кварце, где скопления золота нередко приобретают паукообразную форму (фиг. 32, *д*). В слабо деформированных агрегатах кварца преобладают изометричные угловатые частицы с немногочисленными короткими ответвлениями.

Различны и формы ответвлений. Наряду с островыклинивающимися отмечаются тупые, как бы обрывающиеся выступы, аналогичные тупым краям пластинчатых золотин; их концы местами округлены, а иногда покрыты несовершенными развитыми кристаллическими гранями. Более четко огранены ответвления от золотых «комков», располагающиеся среди таких относительно легко замещаемых минералов, как карбонаты.

Комковидными выделениями представлена большая часть (30—70%) золотин в рудах месторождений всех формаций, особенно — глубинной и среднеглубинной. Эти формы господствуют там, где тектонические подвижки перед отложением золота приводили к локальному растрескиванию и дроблению ранее образовавшихся минеральных агрегатов без возникновения протяженных трещин. Этим предопределилось развитие гнездовых скоплений

¹ Для аналогичных форм ранее предлагались названия «зубчатые» (Dunn, 1929) и «неправильные» (MacLagen, 1908j, как кажется, менее точные.

комковидных частиц. Из них крупные приурочены к рудным столбам, а мелкие, рассредоточенные, встречаются повсеместно, вне зависимости от степени богатства руд золотом.

Цементационными ячеистыми (комковидными ячеистыми) и петельчатыми названы сростки мелких ксеноморфных частиц золота, между которыми заключены зерна и обломки зерен вмещающих золото минералов. Каждый из фрагментов сростка обладает морфологическими особенностями, присущими трещинным золотинам: неровной, часто ямчатой поверхностью и наличием ответвлений. Последние обычно длиннее и тоньше, чем у типичных «комков»; утолщения в их центральных частях наблюдаются не всегда.

Петельчатые выделения представляют как бы крайние члены ряда усложняющихся по морфологии комковидных частиц золота, связанные с другими разновидностями постепенными переходами. Их отличает преобладание в сростках тонких ветвящихся межобломочных прожилков с отдельными комковидными раздувами. В отпрепарированном виде такие золотины имеют пористое строение (ранее они назывались нами ксеноморфными губчатыми). Общий их облик близок к комковидному. Это неправильные угловатые, почти изометричные или несколько вытянутые частицы, отличающиеся от комковидных лишь сложным внутренним строением; поэтому для них также приемлемо название «комковидные золотины ячеистого или петельчатого строения». По мере уменьшения частиц формы их становятся более простыми, приближаясь к комковидным. Величина комковидных фрагментов петельчатых сростков и ширина промежутков между ними варьируют. По этому признаку выделяются их грубаячеистые и мелкочаеистые разновидности; первые характерны для крупных золотин (не менее 1 мм) и самородков, включенных в жильном кварце; в сульфидах чаще образуются мелкочаеистые и петельчатые выделения золота.

По распространенности петельчатые формы уступают более простым прожилковым и комковидным; они развиты преимущественно в зонах рудных столбов. В глубинных месторождениях они встречаются реже, чем в месторождениях других формаций, и лишь в локальных участках мелкообломочных брекчий. Мы наблюдали их на глубоких горизонтах месторождения Советского, где золото цементирует мелкие обломки кварца (фиг. 32, е), и вмещающих сланцев, а также брекчированный пирит. Подобные образования известны в Ленском и других районах.

Грубаячеистые сростки комковидных золотин, в различных сочетаниях с мелкочаеистыми, характерны для богатых руд умеренносulfидных формаций, в частности, для старых «выборок» на месторождениях Ленинской группы на Южном Урале (ныне отработанных).

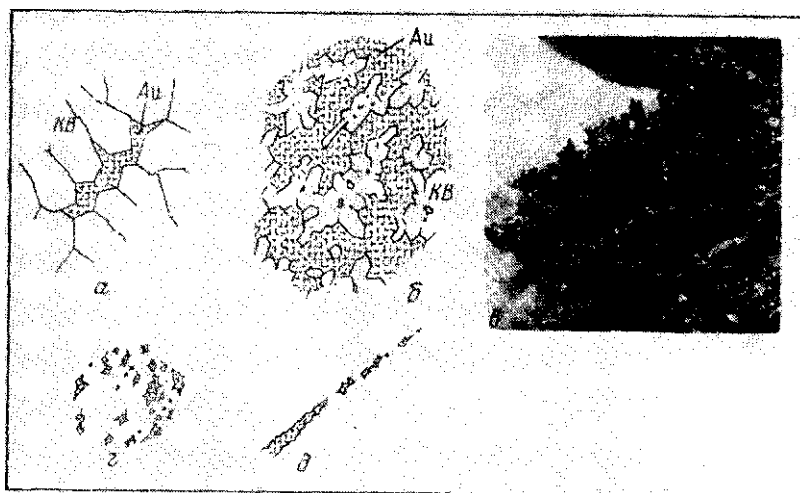
В рудах, формировавшихся близ земной поверхности, распространены только тонкочаеистые сростки золота, по внешнему виду не отличимые от описываемых ниже интерстициальных и, по-видимому, связанные с ними постепенными переходами. Они встречаются в рудных полях Забайкалья, Нижнего Приамурья, Восточного Узбекистана и других регионов и представляют одну из характерных для «эпитермальных» руд морфологическую разновидность выделений золота.

Интерстициальные частицы и выполнение друзовых полостей. Золотины, располагающиеся в интерстициях агрегатов кварца и других минералов, близки по форме к комковидным и чешуйчатым: это угловатые, иногда уплощенные частицы, обычно утолщенные в центре, с короткими острово-клиновидными выступами вдоль границ зерен вмещающих минералов. От трещинных золотин их отличают более простые формы и относительно ровные поверхности, определяемые отпечатками на золоте зерен и кристаллов кварца, карбонатов, сульфидов.

Выделения в друзовых полостях отличаются от интерстициальных компактностью и большим количеством на поверхности отпечатков кристаллов, в большинстве случаев кварца и карбонатов. Формы золотинок линзовидные или клиновидные, с бахромчатыми или пальцеобразными ответвлениями по трещинам в окружающем кварце (фиг. 33, *a*). Очевидно, что дробление жильного кварца предшествовало отложению золота в пустотках.

Золотины, являющиеся слепками мелких друзовых полостей, встречаются, главным образом, на месторождениях среднеглубинной формации, в отдельных рудных районах, преимущественно в верхних частях рудных столбов, где развиты пустоты интраминерализационного выщелачивания. Примером являются многие образцы золота из Березовского, Невьянского, Васильевского и других уральских месторождений. Возможно, что заполнение золотом полостей в агрегатах переотложенных минералов является главным условием возникновения характеризуемых форм. Крупные скопления золота в друзовых пустотах описываются ниже, в главе о самородках.

Интерстициальные частицы, как правило, мелкие (0,01—0,1 мм). В отличие от выделений в пустотах, они могут быть как эпигенетическими, так



Фиг. 33. Интерстициальные выделения золота в кварце

a — «дактилиды» среди кристаллов кварца, увел. 30; *б* — каркасные сростки, увел. 100; *в* — те же сростки, отпрепарированные растворением кварца в HF, увел. 8; *г* — округлые скопления интерстициальных частиц, увел. 130; *д* — линейное скопление интерстициальных частиц на продолжении пластинчатой золотины в мелкозернистом кварце; увел. 200 (*a* — золотины из Миасского района, остальные — из Балецкого рудного поля)

и сингенетическими по отношению к вмещающим минералам. Тонкие эпигенетические пленки золота с ответвлениями, секущими соседние зерна кварца и сульфидов, распространены в рудах почти всех формаций.

К сингенетическим по отношению к вмещающим минералам могут быть отнесены некоторые межзерновые выделения самородного золота в сульфидах поздней ассоциации, особенно в халькопирите и блеклых рудах, с которым оно образует тесные срастания, однако в большинстве случаев отмечаются признаки его более поздней кристаллизации (ответвления золота по трещинкам, локальные пересечения зерен сульфидов и др.).

Интерстициальные выделения золота, сингенетические с кварцем, харак-

терны для малоглубинных убогосульфидных руд, в частности, Балейского района, Нижне-Приамурской области и Восточного Узбекистана. Обычно наблюдаются локальные сростки короткопризматических двуконечных кристалликов кварца (0,01—0,05 мм) в виде каркасов, ячейки которых заполнены золотом (фиг. 33, б). В золоте «плавают» изолированные призмочки кварца, а в кварце заключены многочисленные вкрапления золота. Количественные соотношения минералов меняются от участка к участку (от 1 : 10 до 1 : 1) при общем преобладании кварца, но постоянны в пределах каждого скопления, удивительно однообразно построенного, с почти равномерным распределением золота. Размеры сростков варьируют от долей миллиметра до 1 см, а количество ксеноморфных частиц золота в них составляет от десятков до многих сотен. Извлеченные из окружающих руд, они имеют вид тончайшего ажурного каркаса (фиг. 33, в).

Примечательны общие округлые (фиг. 33, г) или линейные (фиг. 33, д) формы сростков; характерно постоянство размеров комковидных частиц и промежутков между ними.

*Выделения смешанных форм
(гемиидиоморфные частицы, сростки ксеноморфных
золотин и кристаллов)*

Частично ограненные золотины распространены довольно широко, особенно там, где золото отлагалось в неоднородных средах. «Смешанные» формы мы наблюдали у выделений видимого золота различной крупности, а также у самородков, в основном из месторождений формаций малых и средних глубин. Ими обладают золотины, заключенные в кварце, сульфиде, боковых породах.

Для «эпитермального» золота показательны следующие примеры. В пористых агрегатах гребенчатого кварца из месторождений Балейского рудного поля пленки золота интерстициального типа, достигая поверхности мелких друзовых полостей, обычно заканчиваются хорошо образованными кристаллами размером до 1,0—0,5 мм. Подобные формы имеют многие частицы золота из Бухтынского участка; будучи отпрепарированными в элювиальных россыпях они приобретают вид многогранников с более или менее длинными ксеноморфными «хвостами» (фиг. 34, а).

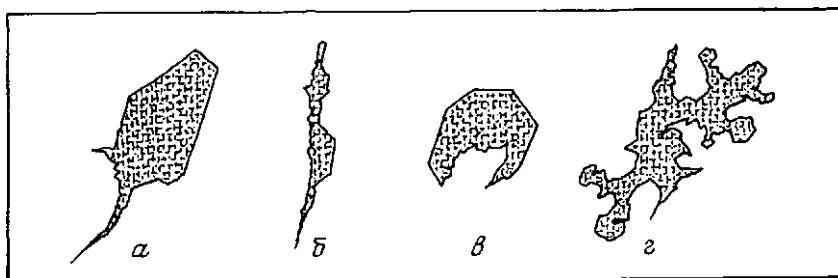
В прожилково-вкрапленных рудах месторождения Белая Гора и других в Нижне-Приамурье на контактах кварцевых прожилков и вмещающих аргиллизированных эффузивных пород нередко располагаются мелкие пластинчатые золотины, которые с одной стороны несут отпечатки зерен кварца, тогда как другая покрыта ограненными выступами (фиг. 34, б). Судя по распространенности подобных асимметричных золотин, в россыпях Нижнего Приамурья золото нередко выделялось по границам кварцевых прожилков.

Разновидностью смешанных форм, наблюдаемых на месторождениях Приамурья, являются пористые пленки и каркасы, образованные сростками ксеноморфных «комков» и кристаллов золота (каждый из них 0,05—0,2 мм); в ячейках между ними находятся обломки кварца и измененных пород, которые частью подверглись выщелачиванию (фиг. 34, в). В этих случаях неоднородность среды создавалась неполным выщелачиванием раздробленного вещества в местах локальных скоплений растворов, где возникали не только суспензии и гели, но и их смеси с мелкообломочным материалом. Для таких участков гемиидиоморфные выделения золота являются типоморфными.

В полях развития умеренносulfидных руд, например, Ключевском в Забайкалье, Самодумовском на Алдане, Крыловских жилах на Урале

и др., гемиидиоморфные золотины и их сростки встречаются часто. Они в целом имеют вид ксеноморфных выделений, прожилков или комков с отдельными несовершенно развитыми кристаллическими выступами. Последние обычно располагаются на границе золота с легко замещаемыми минералами (карбонатами, галенитом), а иногда — с сильно деформированным жильным кварцем (фиг. 34, з). Подобные выступы наблюдались нами на поверхности золотинок из месторождений Казаковского в Забайкалье, Лебединого на Алдане и др. В рудах месторождения Лебединого цементационные скелетные золотины на границе с мелкозернистыми агрегатами карбоната и галенита нередко имеют узловатые расширения и округлые окончания ксеноморфных веточек. При ближайшем рассмотрении они оказываются несовершенно развитыми кристаллическими субиндивидами золота.

В образцах руд из Невьянского и Васильевского месторождений Урала гемиидиоморфные частицы золота располагаются среди казалось бы однородных кварцевых агрегатов. Тщательное изучение границ золота и кварца показало, что последний со стороны кристаллических выступов золота сильнее изменен, трещиноват и между ним и золотом есть тончайшие «зазоры». Поверхность кварца у таких щелевидных полостей корродирована.



Фиг. 34. Гемиидиоморфные частицы золота и их сростки

а — кристалл с ксеноморфным «хвостом», Бухтынский участок; *б* — плоская частица с ограненными выступами на одной из сторон; месторождение Васильевское, Урал; *в* — кристалл с углублением на месте корродированного обломка кварца. Белая Гора; *г* — пластинчатое выделение с ограненными концами ответвлений, месторождение Лебединое, Алдан

Эти данные позволяют предполагать, что в развитии гемиидиоморфных разновидностей выделений золота участвовали явления внутрирудного выщелачивания, в общих чертах охарактеризованные выше (см. часть первая).

Особенности генезиса и типоморфизм морфологических разновидностей выделений золота

Анализ приведенных материалов позволяет наметить некоторые закономерности вариаций форм выделений самородного золота как функции его состава и условий образования.

Кристаллические фермы. Давно установлено, что богатство кристаллов золота гранями, в том числе высших символов, возрастает с увеличением содержания в нем серебра. Этот вывод обычно приписывается А. Макларену (MacLaren, 1908), однако, на 70 лет ранее он был сформулирован русским исследователем И. Авдеевым (1839).

Характерна тенденция «угнетения» октаэдрических граней у низкопробного золота. По-видимому, увеличение количеств атомов серебра на плоскостях наибольшей ретикулярной плотности способствовало повышению

скорости их роста и вытеснению медленнее развивающимися гранями куба и ромбического додекаэдра.

Интересная идея высказана в последние годы Н. В. Беловым (1966) об усложнении простых форм растущих кристаллов золота, серебра и меди вследствие их освобождения от примесей — изоморфных и не изоморфных; быстрое освобождение приводит к притуплению 12 ребер куба или октаэдра гранями ромбододекаэдра и даже к преобладанию последнего. Возможно, это одна из причин разнообразия кристаллов золота в пределах одного и того же месторождения. Условия их роста и, соответственно, освобождения от примесей менялись от участка к участку в зависимости от степени закрытости полостей, их конфигурации, характера окружающих минералов и т. д. Поскольку различия состава кристаллов невелики, можно предполагать, что усложнение их гранных форм определялось не столько степенью очищения золота от примесей, сколько динамикой этого процесса, что соответствует мысли Н. В. Белова.

С принимаемых позиций может быть объяснено появление сложных кристаллов золота в зонах сильного прогрева рудных полей, в частности, у контактов пострудных интрузий. Отмечена смена в подобной обстановке простых октаэдрических форм сложными, с развитыми гранями (211) и (110) (Фирсов, 1963). Очевидно, локальное развитие богатых гранями кристаллов золота должно привлекать особое внимание исследователей как возможный показатель неоднородных условий отложения и последующей перегруппировки рудного вещества.

Остается неясным вопрос о факторах, определивших различие форм соседних кристаллов в их сростках, примеры которых описаны выше. Пространственная сближенность индивидов делает маловероятным допущение о влиянии меняющихся свойств среды. В какой-то мере могла сказываться их ориентировка в период роста по отношению к потоку металлоносных растворов.

Равновесные формы кристаллов золота распространены далеко не одинаково; по-видимому, так же различными были диапазоны условий, в которых они могли образовываться. «Сквозными» являются октаэдрические формы, характерные для кристаллов как гипогенного, так и гипергенного золота; экспериментально они получены и при кристаллизации расплавов (Austen - Roberts, Rose, 1903). Значительно более узкими были пределы устойчивости кубических форм; грани (100) обычно лишь притупляют вершины октаэдров, а простые кубы весьма редки.

В отдельных работах по химии и технологии золота упоминаются опыты, показавшие, что из хлоридных растворов оно осаждается под действием щавелевой кислоты в виде октаэдров, а при взаимодействии с эфиром и сульфатом окиси железа — в форме кубов (Бойцов, 1946). Очевидно, что такие различия не случайны. Естественно предположить их связь с неодинаковыми окислительно-восстановительными условиями среды. Это предположение подтверждается изучением кристаллов природного золота из руд Восточных районов СССР, Узбекистана, Урала: располагаясь в участках минерализованных углистых сланцев или около их включений в кварцевых жилах (где создавалась восстановительная обстановка), они нередко имеют простой кубический облик, тогда как вдали от контактов с этими породами распространены октаэдры или полиэдры более сложных форм.

К важным и интересным вопросам морфогенеза кристаллов самородного золота относятся причины роста его искаженных многогранников, дендритов, дендритоидов и округлых зерен. Экспериментальная основа для их выяснения пока еще отсутствует, хотя первые уплощенные искусственные кристаллы золота были получены более ста лет тому назад В. Лэнгом (см. фиг. 21, и). В виде вытянутых призмочек и иголочек длиной до 6 мм золото

кристаллизуется при нагревании амальгамы (80°C). Попытки гидротермального выращивания кристаллов золота стали предприниматься лишь в последнее десятилетие. Голландские ученые Х. Ро и А. Робено (Rau, Robenay, 1968) осуществили опыты по растворению и кристаллизации чистого золота в запаянной кварцевой ампуле, которая помещалась в автоклав, заполненный CO_2 . Растворителями являлись концентрированные кислоты HJ , HCl , HBr в присутствии окислителей Cl_2 , Br_2 , H_2O_2 . Перенос золота из горячей в относительно холодную часть автоклава происходил при $300\text{--}500^{\circ}\text{C}$. Формы кристаллов золота почти не зависели от состава растворителя. Резко преобладали тонкие шестигранные пластинки толщиной $0,1\text{--}1\text{ мкм}$ и их сростки (см. фиг. 21, *к*). На фотографиях заметны торцовые грани (111) и (ПО). Отдельные индивиды лентовидно вытянуты. Аналогичные шестигранные, а также тригональные таблички золота были выращены Р. Краточвилем и его соавторами (Kratochvil et al., 1968) в гелях, выпавших из $0,2\text{ N}$ раствора хлорида золота при $\text{pH} = 4,5\text{--}5,0$. Под действием шавелевой кислоты при комнатной температуре в течение трех дней образовывались кристаллы с поперечником $0,1\text{--}0,2\text{ мкм}$; более мелкие из них имели округлые очертания. При помощи метода дифракции электронов установлено, что плоскости пластинок отвечают (111), а ребра — [ПО]. Наличие двойников не проверялось. Приведенные данные важны как показатели независимости в условиях опыта искаженного роста кристаллов от примесей серебра (переотлагалось чистое золото) и возможности роста пластинчатых индивидов в гелях; вместе с тем механизм такого роста они не объясняют. Суждения о нем могут базироваться лишь на некоторых положениях общей теории кристаллизации и на аналогиях с более изученными особенностями роста кристаллов других веществ.

Известно, что нитевидный рост кристаллов кубической сингонии может быть следствием искажений под сильнейшим влиянием симметрии кристаллизационной среды, но такое влияние вряд ли являлось причиной роста «проволочек» золота, часто образующих спутанные агрегаты.

Вызывают интерес экспериментально установленные тенденции нитевидного роста кристаллов различных веществ в газовой среде. Сорбция газов по отдаленной аналогии с механизмом нитевидной кристаллизации, установленным Р. Вагнером и В. Эллисом при выращивании «усов» кремния, могла бы объяснить развитие вытянутых индивидов золота, но это предположение требует проверки. Можно лишь отметить, что в участках, где по ряду признаков происходило вскипание растворов с обособлением CO_2 , проволочное и волосовидное золото встречается наиболее часто.

Доказано, что перепады давления, с которыми обычно связано изменение газового режима гидротерм, существенно способствуют росту нитевидных кристаллов, в частности иголочек и «усов» серебра (Christoph et al., 1966; Козлова, 1967). Было бы важно выяснить значение этих факторов и для самородного золота. Возможно, что развитие проволочных форм кристаллов золота служит показателем повышенной газонасыщенности растворов и изменчивого давления в минералообразующей системе.

К проволочному золоту в полной мере применимы выводы М. М. Малеева (1971) о конвергентном нитевидных форм минералов и позднем времени их развития: все вытянутые индивиды самородного золота принадлежат к поздней генерации минерала, но они росли как в пустотах, так и в твердом веществе других минералов.

Обсуждая генезис вытянутых кристаллов золота, важно учитывать их родственность с дендритными формами. Приведенные выше сведения убеждают нас в том, что большая часть проволочек золота может рассматриваться как стержни дендритов, лишенные боковых ветвей. При развитии зародышевых ветвей они приобретают отчетливые признаки дендритоидов.

Уплощенные иглы, как это доказано специальными исследованиями (Buckley, 1951), образуются в ходе дендритной кристаллизации и именуются поэтому «дендритными лентами». Но если иглы и ленты — «недоразвитые дендриты», то сами дендриты, по мнению многих ученых, представляют собой разновидности недоразвитых форм кристаллов, а кристаллы, особенно плоские, — доросшие «заполненные» дендриты. Таким образом, искаженные формы кристаллов являются как бы крайним членом ряда образований, объединяемых общностью дендритного характера кристаллизации. Условия такой кристаллизации далеко не во всем ясны. Установлено лишь, что ее развитию благоприятствуют повышенная плотность и вязкость кристаллизационной среды, пересыщение раствора, наличие в нем примесей, большая скорость кристаллизации при замедленной диффузии вещества, питающего рост кристалла, особенно в неподвижных растворах (работы Р. Фогеля, А. В. Шубникова, Г. Бакли и др.). Влияние всех этих факторов приводит к тому, что концентрация насыщения в тонком слое раствора у поверхности растущего кристалла оказывается неодинаковой и в местах ее повышения, как правило — у вершин кристаллов, происходит ускоренное отложение вещества. Характерно, что вначале нередко образуются только длинные иглы и лишь по достижении критических величин пересыщения на них возникают боковые ветви (Саратовкин, 1957). Иногда разветвления образуются уже на первом этапе роста, но затем растворяются.

Роль примесей заключается в том, что они меняют поверхностное натяжение и вязкость раствора, а при сорбции могут тормозить рост отдельных граней кристалла. Поскольку торможение минимально у вершин многогранников, здесь скорость роста оказывается наибольшей. Отмеченное положение справедливо также для элементов, входящих в состав кристаллизующегося вещества в виде твердого раствора, но в этом случае тормозящее действие сказывается лишь при высокой концентрации примеси в растворе, превышающей содержание ее в растущем кристалле (Саратовкин, 1957). Вероятно, подобную роль играло серебро при росте дендритов низкопробного золота, хотя не исключено влияние других примесей.

Мы сочли необходимым напомнить известные положения теории дендритной кристаллизации, чтобы показать множественность факторов, определяющих формы дендритных выделений. Материалы наблюдений, как показано выше, позволяют считать, что дендриты золота образовывались, главным образом, в тонких трещинах и в скоплениях вязких гелей (возможно и в суспензиях), на поздних стадиях рудообразования, нередко в процессе интенсивной интрарудной перегруппировки вещества.

Плоские формы проволочек (ленты), дендритов и кристаллов возникали при наличии одной или нескольких двойниковых плоскостей, параллельных наиболее развитым граням (111).

Искривление игольчатых и пластинчатых индивидов в процессе роста происходило вследствие внешних динамических воздействий или меняющихся соотношений кристаллизационного давления и сопротивления среды, различия концентраций растворов, вызывающего неодинаковое поверхностное натяжение на границах раздела твердой и жидкой фаз (Buckley, 1951). Сохранение толщины индивидов в местах их изгибов свидетельствует о быстрой консервации искривляющихся поверхностей пленками кварца; при отсутствии пленок такие места должны были бы резко утолщаться, так как деформированные участки неизбежно становились местами активного отложения золота.

Расщепленный рост кристаллов, по данным О. Лемана (O. Leman, материалы 1888 года), не потерявшим значения и в настоящее время, стимулируется быстрой кристаллизацией в условиях перепада температур и дав-

ления при активной роли примесей, а в отдельных случаях механическими повреждениями индивидов на какой-то стадии их формирования. Нахождение расщепленных кристаллов золота преимущественно в рудах малоглубинных месторождений свидетельствует о большой роли первых факторов. Наличие монокристалльных корневых частей у некоторых дендритов говорит о том, что стадия расщепленного роста нередко была промежуточной между стадиями монокристалльной и дендритной кристаллизации золота. Элементы расщепленного роста характерны и для щепковидных дендритоидов в рудах формации средних глубин, но они возникали не в начале, а в конце кристаллизации золота (расщеплены концевые части «щепок»).

О генезисе округленных форм монокристалльных зерен золота судить еще труднее, чем о природе его искаженных кристаллов. По-видимому, они возникали в разных условиях: при сокристаллизации и совместной перекристаллизации с сульфидами и при метасоматическом отложении золота. Имеющиеся данные приводят к представлению о более высокой, чем это считалось ранее, кристаллизационной способности золота, ограниченные зерна которого могут расти даже в кварце. Однако эта способность проявляется лишь при размерах индивидов, не превышающих сотые доли миллиметра.

Пространство для метасоматического роста индивидов золота освобождалось не только (или не столько) благодаря их кристаллизационному давлению, но также путем опережающего выщелачивания вещества замещающих минералов под действием золотоносных растворов. К их рассмотрению мы вернемся несколько позднее. Округление кристаллов, которое отражает развитие граней с малой ретикулярной плотностью, в частности тетрагексаэдров (310) и (410), притупляющих вершины и ребра октаэдров и кубов, по И. И. Шафрановскому и К.-М. Малковой (1950) может быть следствием частичного растворения золота. Это один из весьма вероятных способов формирования его каплевидных частиц при многократной интраминерализационной перегруппировке рудного вещества.

Анализ особенностей кристаллических индивидов золота приводит к общему выводу о высокой степени конвергентное™ их форм. Это относится как к хорошо образованным кристаллам, так и к округленным каплевидным зернам. Множественность факторов, влиявших на развитие гранных форм индивидов и их облик, должна учитываться при использовании морфологических признаков многогранников, как показателей условий кристаллизации золота. Относительное значение отдельных факторов неодинаково при отложении золота на разных глубинах, чем определяется зависимость распространенности морфологических разновидностей индивидов золота от формационной принадлежности золоторудных месторождений. По мере перехода от глубинных условий к малоглубинным возрастало влияние примеси серебра, неоднородности среды, локальных скоплений геля кремнезема, перепадов давления и вскипания растворов. В прямой связи с этим увеличивалась роль искаженных форм, вытянутых и плоских, при одновременном возрастании коэффициента удлиненности и уплощенности индивидов. Волосовидные кристаллы золота, наиболее тонкие пластинки и дендриты — типоморфные признаки малоглубинного оруденения; толстые, часто крупные, изометричные, реже таблитчатые многогранники, стержневые и щепковидные дендритоиды характерны для золота среднеглубинных месторождений. От среднеглубинных к малоглубинным рудам увеличивается частота встречаемости расщепленных и скелетных кристаллов. В рудах глубинных месторождений распространены преимущественно мелкие несовершенные изометричные кристаллы. Этим определяется типоморфизм кристаллических форм золота и возможность рассматривать их как индикаторы типа оруденения.

С большой долей уверенности могут также использоваться следующие эмпирически установленные закономерности. Наличие хорошо образованных кристаллов и дендритов и, особенно, их скоплений в целом может служить показателем: позднерудной продуктивной стадии рудообразования; относительно богатых рудных столбов; интратрудной перегруппировки вещества (кристаллы золота в пустотах эндогенного выщелачивания, приуроченность крупных индивидов к обломкам ранних золото-кварцевых агрегатов и др). Распространение проволочных и волосовидных форм может предположительно расцениваться как признак существенной роли газовой среды в процессе кристаллизации золота при резком изменении давления. Об изменении давления могут говорить и расщепленные формы индивидов, однако их появление, как и образование скелетных кристаллов может быть следствием активного влияния примесей, накапливавшихся около поверхности индивидов в конечный период их роста. Развитие дендритных форм золота также рассматривается как показатель влияния примесей, но в первую очередь оно указывает на существенное пересыщение растворов, относительно медленное их движение в приоткрытых участках тонких трещин, может быть, застойный режим, затрудненную диффузию в них вещества, их вязкость (гели кремнезема, суспензии) и в ряде случаев—на образование золото-кремнеземных гелей, давших метакolloидные агрегаты. Округлые скопления дендритов золота и халцедона должны рассматриваться как возможное проявление «гелевого метасоматоза» при формировании руд.

Неправильные и смешанные формы. При кажущейся простоте рассматриваемых вопросов, многое в них остается нераскрытым. Несомненной является эпигенетичность трещинных выделений золота по отношению к вмещающим минералам и принадлежность обладающих такими формами золотинок к продуктам поздних стадий рудообразования. Вместе с тем способ заполнения золотом пространств, открытых или приоткрывающихся в процессе минералообразования, не вполне ясен. О нем нельзя судить по нацелу залеченным трещинам, поскольку следы стадий формирования прожилков в таких случаях трудноразличимы. В тех случаях, когда золото не заполняет трещины по всей длине, можно предполагать консервацию одной из промежуточных стадий процесса ее заполнения. Лепешковидные формы золотинок, почти изометричные в продольном сечении, и тупые их торцы у незаполненных золотом участков полостей, по-видимому, являются следствием наращивания прожилка от одного или немногих центров кристаллизации, причем торец образован продвигающейся «фронтальной» гранью одного из кристаллических зерен золота. Приведенные ниже описания внутренних структур золотинок согласуются с этим предположением.

Наличие щелей вдоль стенок трещин и следы коррозии показывают, что выщелачивание кварца было причиной увеличения пространства для отложения золота. С этой точки зрения вариации морфологии золотинок могут рассматриваться как следствие менявшихся соотношений скоростей выщелачивания и осаждения вещества. В большинстве случаев последнее происходило быстрее, что приводило к исчезновению всех «зазоров», причем золотины по форме оказывались слепками полостей.

В известной мере близок к рассмотренному вопрос о природе сердцевин комковидных выделений. Как правило, их величина несоразмерна с шириной трещин, в которых отлагалось золото. Очевидно, что требовался вынос вещества стенок трещин с расширением полостей. Реликтовые включения кварца в чистых золотишках как будто подтверждают это положение. Вместе с тем при отсутствии золота нет и признаков локального растрескивания или оно имело иной характер (более протяженные и редкие трещины в кварце). Создается впечатление, что разрушение вещества стенок сопро-

вождало проникновение в трещины золотоносных растворов, а может быть, и усиливалось под их воздействием.

Сингенетичные интерстициальные выделения самородного золота в сульфидах являются обычными индикаторами парагенезисов золота поздней I генерации. Подобные соотношения с кварцем типоморфны для эпитермального золота. Характерно, что его скопления также сопровождаются растрескиванием более раннего кварца, мельчайшие обломки которого местами разделяют частицы золота. Специфичны для малоглубинных месторождений округлые формы участков, в пределах которых породы и руды, пропитанные поздними золотоносными растворами, испытывали разрушение и растворение и на их месте возникали локальные скопления гелей. Признаки этих явлений рассмотрены в I-й части работы. Генезис интерстициальных золото-кварцевых сростаний, по-видимому, имеет общие черты с происхождением сфероидов, состоящих из дендритов и дендритоидов золота. Об этом свидетельствуют следующие факты. Общие контуры скоплений интерстициальных частиц нередко так же округлы, как и упомянутые сфероиды. Такие частицы присутствуют в некоторых сфероидах наряду с дендритами и пластинчатыми дендритоидами. Отдельные тонкопластинчатые выделения золота в концевых частях распадаются на серии линейно расположенных интерстициальных частиц (см. фиг. 33, д).

Анализ отмеченных данных приводит к заключению, что разнообразие сростаний золота с сингенетичным ему гребенчатым и халцедоновидным кварцем укладывается в единый ряд вариаций — от хорошо оформленных дендритов через пластинчатые «дендритоиды» к интерстициальным золотинам; принадлежность к определенным членам этого ряда определялась лишь степенью опережения кристаллизации одного из минералов по отношению к другому.

В целом сближенность времени кристаллизации золота и кварца была наибольшей при рудообразовании на малых глубинах и резко уменьшалась по мере перехода к большим глубинам.

Возникновение смешанных форм и гемиидiomорфных выделений золота, как видно из предыдущего, связано с неоднородностью среды, в которой происходило его отложение. Признаки перехода от роста в стесненных условиях к свободному росту в пустотах типичны для сокристаллизации кварца и золота, с более длительным отложением последнего, а также для позднего заполнения золотом трещин и друзовых полостей в кварцевых и карбонат-кварцевых агрегатах. Асимметричное развитие кристаллических выступов на плоских золотилах говорит об избирательном, частью метасоматическом отложении золота на границе разных сред. Скелетные и ячеистые выделения в ряде случаев являются показателями кристаллизации золота в суспензиях и брекчиях, пропитанных высококонцентрированными водными растворами кремнезема. Вместе с тем аналогичные формы могут рассматриваться и как показатели интратрудных преобразований, поскольку последние приводят к усилению неоднородности руд, локальным деформациям, развитию пустот выщелачивания и друз кристаллов переотложенных минералов, особенно кварца.

Скульптуры поверхности выделений золота

Такие крупные элементы рельефа поверхности золотинов, как отпечатки кристаллов кварца и других минералов, грубая ступенчатость и штриховка граней, были замечены еще в прошлом веке; выявление тонких деталей рельефа начато недавно, но уже открыло новую область фактов, важных для понимания генезиса самородного золота. В развитии этих исследований,

как показывает наш опыт, большую роль играют методы электронной микроскопии, ранее для этих целей не применявшиеся. Вместе с тем многие особенности обнаруживаются под микроскопом и даже макроскопически.

Различный масштаб неровностей рельефа обуславливает то, что некоторые из них могут наблюдаться на поверхности мелких частиц золота, другие — преимущественно на самородках и крупных золотилах. К первым относятся: скульптуры роста на гранях кристаллов и на поверхности дендритов, скульптуры, фиксирующие интравудные деформации и коррозию золота, а также мелкие отпечатки минералов. Описания более крупных отпечатков зерен и кристаллов различных минералов, а также автоэпитаксических нарастаний приведено в разделе, посвященном самородкам.

Скульптуры роста. Наиболее частым их проявлением является линейная ступенчатость (штриховка на гранях кристаллов золота). Такая ступенчатость обычно рассматривается с позиции теории Косселя — Странского — Каишева как результат послойного отложения вещества на растущих гранях, начиная от ребер или от локальных участков кристаллической поверхности. Плоскости слоев роста соответствуют направлениям наиболее сильных связей в решетке минерала (высокой ретикулярной плотности) и расположены преимущественно по (111) и (100). Ступени роста ориентированы вдоль ребер $[111]$ или $[111] : [100]$.

Штрихи на гранях кристаллов золота упоминаются уже в первых кристаллографических описаниях этого минерала. Так, при изучении золота Карпатских месторождений Г. Рат (G. Rath) наблюдал на поверхности вытанутых кубов тонкую линейную штриховку, параллельную линиям пересечений (100) с (111) и (210) (см. фиг. 20, б), а В. Левис (W. Lewis) — глубокие штрихи на гранях трапецеэдра (811), параллельные ребрам между гранями (811) и (100). Поверхность (111) у кристаллов золота гладкая или покрыта системами штрихов трех направлений параллельно ребрам октаэдра, что облегчает распознавание октаэдрических форм.

Ступенчатость развита на гранях (ПО), (100) и (111) многих уральских кристаллов золота. П. В. Еремеев отметил ее наличие на плоскостях (ПО) сдвойнированного изометричного ромбического додекаэдра из Верхнеуральского района; грани (111) у этого кристалла гладкие (фиг. 35, а). О. Мюгге (O. Mugge) описал системы пересекающихся линий на гранях куба, октаэдра и ромбического додекаэдра из Березовского месторождения (фиг. 35, б). Подобные скульптуры наблюдались нами при изучении кристаллов золота из среднеглубинных месторождений разных рудных провинций СССР. Примечательно, что они имеются также на поверхности отдельных ксеноморфных частиц и прожилков золота (фиг. 35, б). В этих случаях может возникнуть предположение, что на золоте остались отпечатки штриховки граней вмещающих минералов, например пирита и кварца. Этому противоречат следующие данные. Ступенчатой поверхностью обладают не только пленки золота на гранях кристаллов упомянутых минералов (такие пленки относительно редки), но и прожилки, секущие зернистые агрегаты. Ступени не меняют направления при пересечении золотом разных зерен кварца; их ориентировка, как это удалось установить в отдельных образцах, подчинена $[111]$ золота. Эти данные необходимо учитывать при выяснении природы штрихов на поверхности отпрепарированных золотин из россыпей.

Вариации скульптур выражаются в различиях высоты ступенек роста. Грубая ступенчатость чаще наблюдается на поверхности выделений относительно высокопробного золота, отложенного в условиях средних и больших глубин. Так, на золотилах из месторождений Енисейского Кряжа высо-

Электронномикроскопические наблюдения осуществлялись нами совместно с К. Е. Фроловой, которой получены приводимые ниже снимки.

та ступенек роста 0,05—0,2 мм. Почти такие же ступеньки, параллельные (111), наблюдались на гранях (ПО) двойникового сростка крупных вытянутых кристаллов золота из Ленинского рудника на Южном Урале. Каждая из них состояла из тончайших слоев, границы которых замечались при больших увеличениях (фиг. 35, *г*). Контуры уступов прямолинейные или зубчатые; все зубцы ориентированы одинаково, углы между сторонами — около 60°.

Наиболее тонкие ступени высотой 0,3—0,4 мк и менее, наряду с относительно крупными, были обнаружены на поверхностях граней (111) тонкопластинчатых дендритоидов из месторождений Балецкого рудного поля (фиг. 35, *д*). Они совершенно ровные, прямолинейные и прослеживаются на расстояниях, в сотни и тысячи раз превышающих их высоту. Местами заметны зубчатые контуры и «обрывы» поперечных к ним линий, параллельных [111]. Торцы ступенек нередко расположены под углом 90° к (111), и, по-видимому, принадлежат к тому же семейству граней. В отдельных случаях углы тупые; по аналогии с гониометрическими данными, полученными для других минералов кубической сингонии, в частности для алмаза (работы А. С. Вишневого и О. В. Суходольской, 1966 г.) можно предположить, что торцы слоев роста образованы гранями (ПО), (311) и более высоких символов.

Кроме линейной ступенчатости на гранях кристаллов, дендритов и дендритоидов золота нередко наблюдались акцессории роста преимущественно в виде тригональных пирамидок, часто усеченных. Известно, что акцессории роста возникают на главных гранях кристаллов и очень редко на второстепенных, при больших пересыщениях растворов; их симметрия подчиняется симметрии основной грани. Формы пирамидок на кристаллах золота свидетельствуют об их развитии на гранях октаэдра; стороны их определяются плоскими реберными формами (Шафрановский, 1968) и параллельны ребрам октаэдра.

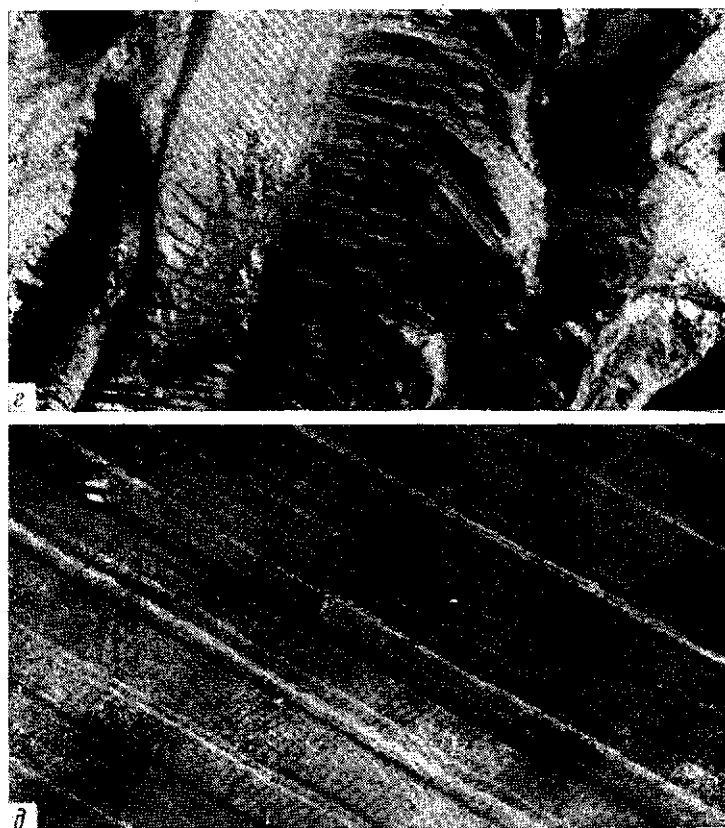
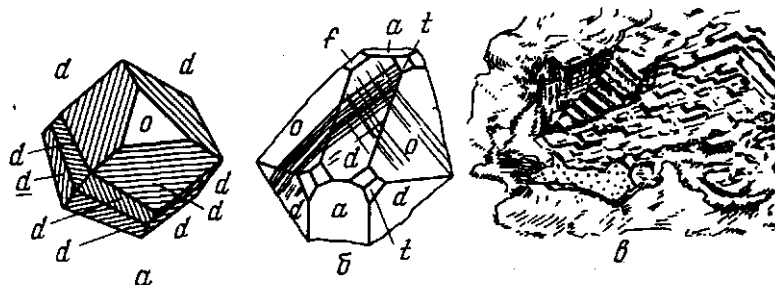
Размеры акцессориев на многогранниках золота непостоянны. Чаше встречаются мелкие усеченные пирамидки высотой 10—100 мк. Площадь основания пирамидок нередко превышает 0,5—1 мм². Характерно неравномерное распределение акцессориев: одни участки граней густо покрыты ими, на других они отсутствуют. Рост граней (111) кристаллов золота, очевидно, был полицентрическим.

Относительно крупные акцессории на гранях (111) кристаллов золота из Сысертского района Урала были описаны Р. Гельмхаккером (фиг. 36, *а*): их торцовые поверхности определены как (311) и (ПО), а у отдельных пирамидальных выступов — как (ПО) и (111) (фиг. 36, *б*). Близкие формы наблюдались нами на поверхности гемиидиоморфных золотин из южной части Енисейского Кряжа; высота пирамидальных выступов у них достигает 0,5 мм. Многочисленные тригональные пирамидки-акцессории обычны на поверхности крупных плоских золотин из уральских месторождений. На мелких золотилах из Дарасунского месторождения имеются пирамидки высотой 0,03—0,05 мм при ширине основания 0,1—0,15 мм (фиг. 36, *в*). На (111) дендритоидов золота Балецкого рудного поля они более крупные, но плоские, шириной до 0,1—0,2 мм и высотой в сотые и тысячные доли миллиметра (фиг. 36, *г*).

Золотины с аналогичной скульптурой поверхности встречены в районах Приморья (фиг. 36, *д*) и многих других областей.

Привлекает внимание развитие скульптур роста — линейных и пирамидальных — не только на гранях кристаллов, но и на поверхности отдельных трещинных золотин. Характерен в этом отношении образец из района Эльдорадо, США, хранящийся в музее Ленинградского горного института. Отпрепарированная поверхность прожилка золота (0,5—10 мм), секущего

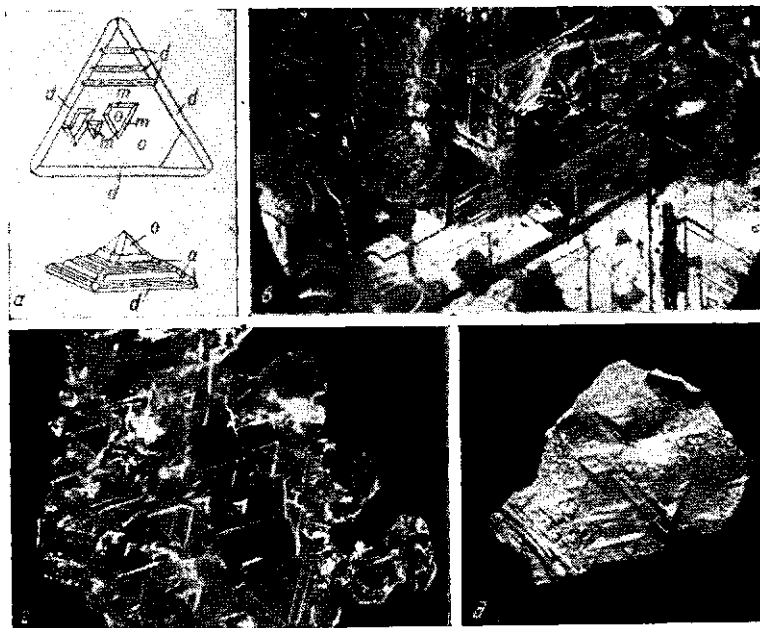
крупнокристаллический кварц, сплошь покрыта тригональными бугорками роста (фиг. 37); между ними и стенкой трещины заметны «зазоры». Эти наблюдения подтверждают заключение об опережающем выщелачивании кварца при заполнении трещин в нем золотом. Признаки «дорастания» трещинных золотин с образованием скульптур роста являются показателями таких явлений. Ориентировка бугорков не меняется в участках, где золото граничит с разными зернами кварца.



• ил. 35. Линейные скульптуры роста золота

a, б — штриховка на гранях (100) и (110) кристаллов из месторождений Каменского и Березовского районов Урала, по П. В. Еремееву и О. Мюгге (Goldschmidt, 1918); *в* — грубая ступенчатость на золотине из месторождения Северо-Енисейского района, увел. 75; *з* — ступенчатость на гранях крупного вытянутого кристалла из Ленинского рудника, увел. 16; *д* — тонкие штрихи-впадины и штрихи-выступы на грани (111) плоского дендритоида из Баея, целлюлозно-угольная реплика, увел. 3300

Имеющиеся данные свидетельствуют о широком распространении рассматриваемых форм рельефа золотин. Их вариации исследованы далеко не полностью. Известно, что скульптуры роста особенно чувствительны к влиянию внешней среды, что делает их особенно ценными при решении кристаллогенетических задач. Применительно к самородному золоту пока лишь намечается общая тенденция изменения некоторых особенностей таких скульптур по мере перехода от глубинных к малоглубинным месторождениям: высота ступеней роста уменьшается, так же как и высота тригональных пирамидок-аксессуариев; последние становятся все более плоскими, а их плотность возрастает, особенно на поверхности грани (111). Поскольку толщина слоев роста, как это доказано многими экспериментальными работами, зависит от степени пересыщения кристаллизационной среды и увеличивается по мере ее понижения (исследования О. М. Аншелеса, Б. Хонигмана, Ив. Костова и др.), можно предполагать, что скульптуры поверхности кристаллов золота также отражают подобную зависимость. Их различия в какой-то мере свидетельствуют о том, что на больших глубинах золото отлагалось из растворов, менее насыщенных, чем в близповерхностных условиях.



Фиг. 36. Тригональные пирамидки роста на гранях (111) кристаллов золота

а, б — Сысертский район (Goldschmidt, 1918); в — Дарасун, увел. 80; г — Балей, увел. 40V
 д — россыпи Приморья, увел. 10 (фото С. В. Яблоновой)

Особенности рельефа поверхности кристаллов золота, обусловленные интравудными деформациями. Линейные штрихи, образованные ступеньками роста на грани (111) пластинчатых кристаллов золота, нередко изогнуты вследствие пострудных деформаций или механических воздействий на золотины в процессе их извлечения из руд. В последнее время нам удалось заметить признаки интравудных пластических деформаций золота. На поверхности граней (111) тонких кристаллов и дендритоидов (образцы из Балейской группы месторождений) с помощью электронной микроскопии

были обнаружены системы тончайших (шириной 0,2—0,002 мк и менее) штрихов, идущих в трех направлениях под углами 60° друг к другу; по расположению они сходны со скульптурами полицентрического роста грани, но в отличие от них штрихи пересекаются, образуя правильную сетку с треугольными или ромбовидными ячейками (фиг. 38). Вдоль некоторых систем штрихов располагаются ступеньки роста, а на поверхности (особенно на торцах) — желобки или валики. Возникновение таких структур, очевидно, связано с развитием плоскостей скольжения, параллельных (111). Влияние их на контуры ступенек свидетельствует о том, что деформации происходили до завершения роста кристаллов. Это подтверждается декорированием мест пересечения штрихов мельчайшими неправильными частицами золота, хорошо видимыми в электронномикроскопическом препарате.

Признаки синкристаллизационного скольжения были установлены и при изучении линейных скульптур; в этих случаях ступени образуют не одну «лестницу», а серии периодически повторяющихся через 4—5 мк линейных впадин и выступов. Все они соразмерны по ширине (1,5—2 мк) и принадлежат к одной системе слоев (см. фиг. 35, д). Ступенчатое пониже-



Фиг. 37. Бугорки роста на поверхности золотины из прожилка в жильном кварце, месторождение Эльдorado, США

Образец из музея Ленинградского горного института, увел. 6 (фото В. И. Соболевского)

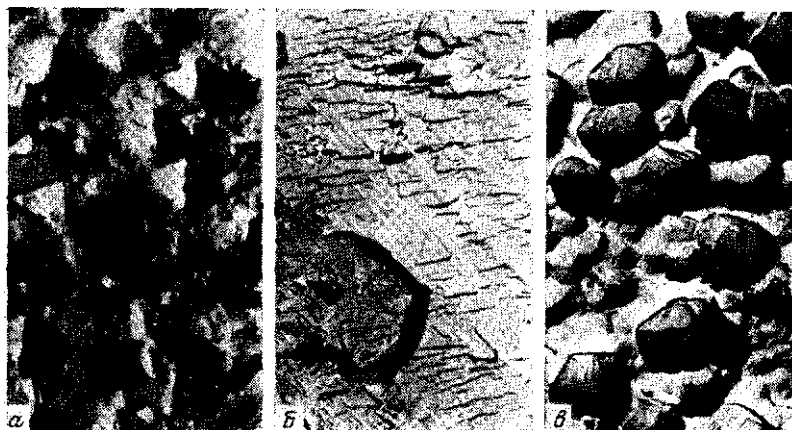
Фиг. 38. Сетчатый рисунок пересекающихся штрихов скольжения на поверхности ступеней роста плоского дендритоида из Балейского рудного поля; заметны частицы золота, декорирующие отдельные ступеньки; целлюлозно-угольная реплика, увел. 6000

ние слоев от осевых линий каждого линейного выступа в обе стороны к впадинам позволяет предположить, что выступы — это зоны максимально активного роста, связанные с плоскими дефектами упаковки кристаллической решетки золота (Петровская, Фролова, 1969). Возможность синкристаллизационного развития подобных дефектов доказана экспериментально (Шихава, Содомка, 1966). Их возникновение в золоте, по-видимому, было тесно связано с синкристаллизационными пластическими деформациями. Доказательства сводятся к трем основным положениям: рассматриваемые структуры заметны на поверхности только сильно уплотненных кристаллов и дендритов, легче искривлявшихся в процессе роста; они более отчет-

ливы в участках изгибов пластинок; экспериментальные данные показали, что изгибы тончайших кристаллов золота в процессе их роста сопровождаются появлением на плоскости (111) систем полос, параллельных и поперечных ребрам октаэдра (Suito, Uyedo, 1953).

С появлениями синкристаллизационных «сбросов», вероятно, связано ^x линейное расположение тригональных скульптур роста, вытягивающихся вдоль одной из систем штрихов (см. фиг. 36, **в**). Подобные признаки наблюдались только в образцах из среднеглубинных и малоглубинных месторождений. Их отсутствие у золота глубинных месторождений может иметь следующие причины: в этих условиях не образуются тонкопластинчатые, легко деформируемые в процессе роста индивиды, содержание серебра в самородном золоте, способствующего возникновению дефектов в его кристаллической решетке, очень низкое; признаки пластических деформаций могли уничтожаться при метаморфической перекристаллизации золота.

Рельеф золотин, обусловленный растворением. Поверхность многих частиц самородного золота мелкоямчатая. Приводимые ниже данные позволяют относить подавляющее большинство углублений на них к отпечаткам



Фиг. 39. Рельеф растворения золота (целлюлозно-угольные реплики с поверхностями золотин, протравленных царской водкой)

• **а, б** — поверхности прожилков, параллельные (111); месторождение Лебединое, увел. 12 000; **б** — то же, жилы Ответные, увел. 4000; **в, д** — поверхности пластинчатых дендритоидов, Балеи: **в** — полигональные ямки, увел. 6000;

неровностей стенок золотовмещающих трещин; однако в ряде случаев отмечается их несоответствие формам таких неровностей. Мы наблюдали подобные золотины в кварцевых жилах южной части Енисейского Кряжа, в образцах из Дарасунского месторождения, из Балейского рудного поля и др. • Формы углублений позволяют предполагать их возникновение в связи с коррозией золота; на плоскости (111) тонких пластинчатых кристаллов они имеют вид плохо выраженных отрицательных тригональных или шестиугольных пирамидок, обычно с округленными ребрами; количество их невелико (редко более 2—5), размеры — 0,03 мм и меньше. К признакам растворения, вероятно, может быть отнесено округление ребер пирамидок роста, довольно часто наблюдаемое. В одном случае удалось заметить кристаллики кварца на стенках правильных углублений на золотине.

Электронномикроскопическое исследование рельефа искусственного растворения золота после травления в течение 5—10 мин. показало следующее.

На гранях (111) кристаллов и на поверхностях неправильных золотинок, ориентированных параллельно (111), образуются тригональные фигуры травления, сходные с природными (фиг. 39, *а*); размеры их 0,5—2 мк. На деформированном золоте из Советского месторождения группировка фигур травления подчинена линиям скольжения (фиг. 39, *б*). Поверхность грани (111) плоского дендритоида из Балецкого рудного поля после травления покрывается преимущественно шестигранными углублениями (фиг. 39, *в*). Фигуры на выходах плоскостей скольжения имеют своеобразные «расщепленные» формы (фиг. 39, *г*). Возможно, что они фиксируют собой плоские дефекты упаковки в структуре золота. На поверхности одной из тонких золотинок, ориентированной под большим углом к плоскости (111), после травления наблюдался необычный «уступчатый» рельеф, напоминающий картину взаимно ограничивающих друг друга столбчатых субиндивидов (фиг. 39, *д*). Судя по расположению штрихов скольжения, заметных в виде системы тончайших темных полос, ни одна из плоскостей, четко ограничивающих «уступы», не отвечает (111). Природа такого рельефа остается неясной. Отмеченные факты позволяют предполагать, что ступенчатость граней кристаллов мине-



Фиг. 39 (продолжение)

г — «расщепленные» ямки, увел. 12 000; *д* — ступенчатые формы, увел. 6000

рала не во всех случаях является скульптурой роста, иногда она может быть следствием «травления золота» в эндогенных условиях.

Отпечатки кристаллов минералов. Эта разновидность скульптур на поверхности золотинок распространена не менее широко, чем скульптуры роста. Отпечатки несут не только ксеноморфные выделения, но и ограненные индивиды золота. Многие из них упоминались при описаниях форм золотинок, что позволяет привести здесь лишь обобщенные данные.

Правильной формы углубления, оставшиеся от кристаллов минералов, относительно редки. По частоте встречаемости на первом месте стоят отпечатки одной-двух граней кристаллов кварца, обычно более крупных, чем золотины. Головки кристаллов кварца оставляют углубления лишь на поверхности золотинок из друзовых полостей. Наиболее мелкие отпечатки (доли миллиметра) наблюдались на частицах золота из «эпитермальных» руд (Балецкий район, Нижнее Приамурье и др.), а сравнительно крупные (первые миллиметры) — на золотишках из руд формации средних глубин (Миасский район и др.). Характерно, что отпечатки мелких кристалликов наблюдаются даже в тех случаях, когда золото сечет по трещинам «сливные» гру-

бозернистые агрегаты кварца. По-видимому, выделению золота нередко предшествовала регенерация сколов кварцевых зерен или отложение гребчатого кварца поздней генерации.

На втором месте по распространенности стоят следы кубических кристаллов пирита, обычно мелких (0,1—0,02 мм и меньше). Они сохраняются хуже, чем отпечатки кристаллов кварца; иногда это лишь квадратных форм «выемки» по краям плоских частиц золота. Для золотин из отдельных районов, в частности Миасского, характерны ромбоэдрические углубления на поверхности — следы кристаллов карбоната; наиболее четко они проявлены на самородках.

Отпечатки трещин. Поверхности большинства неправильных выделений золота, особенно крупных, являются слепками неровностей стенок золото-вмещающих трещин. Заслуживают внимания различия их рельефа, зависящие от деформации минеральных агрегатов. Отпечатки сколов малодеформированных крупных зерен кварца имеют раковистую скульптуру, с неправильными, плавно изогнутыми бороздами и выступами. Рассланцованный кварц оставляет на золоте следы грубоступенчатых неровностей своих сколов. Поперечные трещины в кварце «отпечатываются» в виде хребтовидных выступов на поверхностях плоских золотин. Весьма отчетливо эти элементы рельефа проявлены у самородков трещинного типа.

Любопытны детали ямчатого рельефа. Наиболее крупные углубления оставлены на золоте обломками вмещающего дробленого кварца (см. фиг. 32, *е*). Дно и стенки таких углублений, а также пространство между хребтовидными выступами на плоских поверхностях золотин покрыты более мелкими ямками. Размеры их — десятые и сотые доли миллиметра, формы близкие к изометричной, внутренняя поверхность мелкозернистая. Они сближены и местами отделены друг от друга лишь невысокими тонкими барьерами, что придает рельефу ячеистый вид. Подобным рельефом обладает большинство трещинных золотин, расположенных в деформированном жильном кварце месторождений Енисейского края, восточных районов СССР, Баргузинского района и др. Золотовмещающий кварц не только трещиноват, но несет следы мозаичного распада зерен; блоки его мозаики соразмерны с ямками на поверхности золотин, между блоками располагаются мелкие выступы — ответвления жилок золота. Очевидно, мелкоямчатый рельеф отражает формы коррозии золотом соседних мозаичных зерен кварца. Сходный рельеф имеют золотины в агрегатах фламбоидального кварца; выступы золота приурочены к границам его субиндивидов.

Поверхности прожилков золота, секущих крупные кристаллы карбоната (месторождение Лебединское, Алдан), покрыты системой тонких прямолинейных валиков, отвечающих трещинкам спайности карбоната. Сохраняются также следы ступенчатых сколов последнего. Отпечатки на поверхности золотин других минералов плохо различимы. Лишь в отдельных случаях можно заметить контуры чешуек слюд и тонких кристалликов турмалина, распознаваемых по аналогии с формами выделений этих минералов в рудах, из которых извлечены золотины.

Исследования рельефа поверхности частиц самородного золота только начаты. Еще мало наблюдений над особенностями границ золотин с зернами сульфидов ранних генераций и поздних выделений, близких по времени отложения к золоту (продуктивные ассоциации). Можно лишь отметить, что их отпечатки лишены описанной выше мелкой ямчатости, а отпечатки обломков сохраняют все острые уступы сколов. Отсутствие следов коррозии говорит о близком к равновесному соотношении золотоносных растворов с сульфидными твердыми фазами.

В целом рассмотренные особенности рельефа поверхностей граней кристаллов и неправильных частиц золота позволяют судить: о степени пересы-

щения раствора (высота ступеней роста); о деформациях в процессе кристаллизации золота и дефектах упаковки, возникших при росте кристаллов {линии трансляционного скольжения, ограничивающие слои роста, штрихи-впадины, штрихи-выступы и др.); об условиях заполнения золотом трещинных и друзовых полостей (отпечатки неровностей трещин и регенерированных сколов зерен кварца и др.); о формах растворения золота (ямки природного травления).

Структуры выделений золота

Общая характеристика и особенности структур, возникающих при кристаллизации золота

Все сравнительно крупные частицы самородного золота имеют сложное внутреннее строение, определяемое зернистостью, наличием двойников, неоднородным распределением примесей, присутствием включений. Это положение, как видно из очерка истории исследований, было установлено еще в прошлом веке (Liversidge, 1897); с тех пор накоплены большие материалы минераграфических наблюдений, однако многие черты структуры золотин остаются недостаточно ясными. Далеко не полностью изучены особенности зернистого строения, закономерности расположения отдельных индивидов, характер двойников. Получено весьма мало данных о специфике структур перекристаллизованного золота, хотя признаки таких структур имеют важнейшее значение для суждений о генезисе золоторудных месторождений.

Методы исследований. Одной из причин недостаточной изученности строения золотин является состояние методики минераграфических работ. Даже безрельфное полирование не устраняет деформаций верхней части шлифов золота. Мы попытались избежать этого, применяя очень осторожную ручную полировку специально подобранными абразивами, однако такой способ оказался слишком трудоемким. В последние годы при подготовке препаратов мы использовали алмазные пасты, но и они не всегда давали нужный результат. Перспективным представляется метод электролитического полирования золота, пока еще мало разработанный.

В качестве травителей золота до сих пор используются лишь давно известные реагенты: царская водка, растворы хромового ангидрида в соляной кислоте (1:1) и цианистого калия (мы применяли 5—20%-ный раствор с примесью 1% NaOH).

Необходимы поиски новых травителей, особенно для выявления тонких деталей структуры зерен и агрегатов самородного золота. Такие поиски уже начаты. Мы попытались привлечь также методику ионного травления шлифов, что дало интересные результаты; работы выполнялись по нашей просьбе Р. В. Боярской. К. Е. Фроловой разрабатывается применительно к золоту метод автодекорирования предварительно протравленных поверхностей золотин. Сущность его заключается в том, что в каплю травителя на поверхности препарата добавляется концентрированный раствор золота, вследствие этого травление сменяется избирательной кристаллизацией металла в местах дефектов кристаллической структуры.

Что касается традиционных методов травления, то мы убедились в необходимости известной их специализации. Раствор хромового ангидрида в соляной кислоте хорошо выявляет элементы структуры, связанные с неоднородным распределением в золоте примесей серебра; возникающая при реакции тончайшая пленка, цвет которой зависит от ее толщины, выявляет зональность, пятнистую неоднородность, а при осторожном травлении и двойниковое строение зерен золота; полезно многократное травление по

3—5 сек., с промыванием в промежутках шлифа водой и просмотром его под микроскопом. Царская водка — реагент широкого диапазона действия, особенно если применять ее при разном разбавлении водой. Мы использовали разбавление 1:1, с последующей добавкой к капле реагента на поверхности шлифа нескольких капель его концентрированного раствора; через 2—3 сек. раствор нейтрализовался аммиаком и смывался. Таким способом обнаруживались зернистость, двойники и некоторые элементы субструктуры зерен золота. При изучении мелких, обычно легко перетравливаемых золотин (менее 0,05 мм) и низкопробного золота степень разбавления реагента повышалась, определяясь способом «проб и ошибок».

Щелочной раствор цианистого калия, так же как и царская водка, выявляет границы зерен и двойников золота, но общий рисунок структур получается менее выразительным: темные линии почти без полутонов. Наиболее эффективно он использовался для обнаружения тончайших различий зон роста дендритов и дендритоидов золота (электролитическое травление по 10—30 сек. при напряжении тока 1,5—3,0 в).

При минераграфическом изучении самородного золота существенное значение имеет оценка достоверности получаемых данных, поскольку при высокой пластичности и малой твердости минерала легко возникают ложные картины структуры его агрегатов. Например, ложная зональность может возникать при травлении шлифов, изготовленных без применения безрельефного полирования. Пленка деформированного в процессе шлифовки металла будет более толстой у границ золота и окружающих твердых (выступающих) зерен минералов; в результате по периферии золотин выявится трудно протравливаемая псевдовысокопробная зона. Повторная полировка усилит вогнутость центральной части золотины, и травление вновь выявит ее «зональность», укрепив исследователя в неверном выводе.

Столь же стойкими могут быть рисунки ложной внутренней неоднородности кристаллических зерен и даже их дендритной структуры. Остатки солей после недостаточной промывки часто кристаллизуются в виде дендритов, рост последних можно наблюдать под микроскопом, причем неоднократно, на одних и тех же местах. Для удаления таких дендритов (или таблитчатых кристалликов) нами применялась легкая подполировка шлифов.

Мелкопятнистые псевдоструктуры создаются при протравливании шлифов (имеющих наполированный слой деформированного золота) царской водкой, особенно ее парами. Они иногда ошибочно принимаются за доказательство двухфазности самородного золота.

Границы псевдозон и псевдозерен чаще расплывчатые, однако нечеткими могут быть и рисунки истинного строения минерала.

Приводимые ниже характеристики элементов структур агрегатов самородного золота суммируют результаты минераграфических исследований.

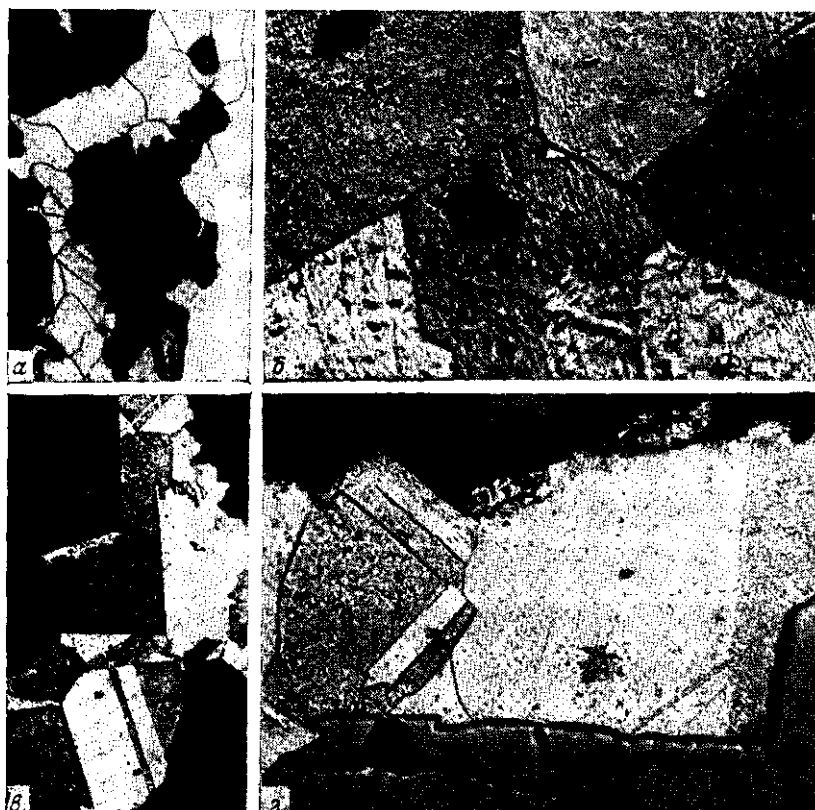
Зернистость. Подавляющее большинство видимых золотин (за исключением очень мелких и пылевидных) и все относительно крупные выделения золота состоят из двух—пяти и более кристаллических зерен размерами 0,002—10 мм.

Нами совместно с А. И. Фасталовичем была замечена зависимость величины зерен от размеров золотин: крупные золотины чаще бывают и крупнозернистыми. Характерны резкие различия размеров зерен в разных частях одной и той же золотины, с 10-кратным и более значительным превышением величины одного-двух индивидов по сравнению с остальными. Большие зерна занимают места раздувов прожилков и центральные участки комковидных золотин, выклинивающиеся части и ответвления слагаются преимущественно мелкозернистыми агрегатами (фиг. 40, а). Более однородные по величине зерна, обычно мелкие, образуют ячеистые и интерстициальные выделения золота.

Отмеченные соотношения характеризуют структуру золотин из многих месторождений Центрального Алдана, Сев. Казахстана, Урала и могут считаться общими для самородного золота.

В целом золото глубинных и многих среднеглубинных месторождений сравнительно крупнозернистое; мелко- и тонкозернистым строением характеризуются выделения «эпитермального» золота, однако это лишь общая тенденция гранулометрических вариаций, с многими отклонениями, зависящими от конкретных условий минералообразования.

Формы кристаллических индивидов в агрегатах золота чаще изометричные или слегка вытянутые (коэффициент удлинения обычно не более 2:1); границы их плавно изогнутые, местами почти прямолинейные (фиг. 40, б). Нередко замечается их подчинение кристаллографическим направлениям (111), определяемым по положению плоскостей срастания двойников. Особенно отчетливы проявления панидиоморфизма в структуре золота глубинных месторождений. В образцах из Ленского района имеются ветвящиеся прожилки золота в пирит-кварцевых агрегатах, сложенные зернами 0,01—0,03 мм, часто с гранями (111). Некоторые границы представляют плоскости, образующие угол около 135° к (111); вероятно, это (100); соседние зерна имеют менее четкое огранение (фиг. 40, в).



Фиг. 40. Зернистые структуры самородного золота; полиров, штуфы, протравленные царской вод* «ой (темно-серое — лимонитизированный пирит; черное — цемент шлифов)

а — зерна в прожилках и в их ответвлениях; месторождение Лебединское, увел. 80; б — зерна с прямолинейными границами, Алдан, Ороченский участок, увел. 260; в — агрегат идиоморфных зерен (прожилки в лимонитизированном пирите), галька из россыпей, прииск Каменистый, увел. 90; г — двойники, образующие углы 90° и 45° с границей прожилка; Дарасун, увел. 260

Примечательны особенности расположения индивидов в зернистых выделениях золота. Сравнительно давно было замечено (Петровская, Фасталович, 1952), что каждый индивид граничит, хотя бы небольшим своим участком, со стенками золотовмещающей полости или с отдельными включениями кварца, пирита и других минералов. Очевидно, что зародыши кристаллов золота возникали на границах твердой и жидкой фаз. В центральных частях агрегатов золота контуры зерен, не контактирующих с окружающими минералами, наблюдались только на продольных сечениях прожилков; поперечные всегда показывали картину роста всех индивидов от стенок трещин.

Зависимость зернистых структур от особенностей форм выделений золота выражается в следующем. В прожилках золота зерна нередко нарастают на обе стенки трещины, причем линия их соприкосновения друг с другом обычно не совпадает с осевой частью прожилка (см. фиг. 40, *а, в*). Отдельные кристаллические индивиды золота занимают всю ширину трещины, гранича с обеими ее поверхностями (фиг. 40, *г*). Они резко уплощены, и их длина в 2—3 раза превышает толщину (образцы из Ленского района, Енисейского края и др.). В ячеистых, петельчатых и интерстициальных выделениях золота отдельные сегменты представлены монокристалльными зернами, границы которых находятся у сочленений и пережимов ксеноморфных частиц.

Наблюдения последних лет приводят к выводу о существовании немногих предпочтительных ориентировок кристаллических индивидов золота в прожилках, что может рассматриваться как проявления ортотропизма. Об этом свидетельствует преимущественно поперечная ориентировка границ смежных зерен по отношению к поверхности, от которой начиналась кристаллизация золота; при изгибах стенок трещин меняется и положение границ зерен золота.

Чаще всего зерна ориентированы так, что параллельно обрастаемой поверхности расположена одна из плоскостей куба (около 50—60% случаев) или октаэдра (более 30% случаев). Их легко обнаружить в шлифах, поскольку плоскости двойников при этом ориентируются под углом 45° к внешним границам золотины или вдоль них. Положение зерен, при котором направление (111) параллельно контактам прожилков, иногда можно выявить по тригональным бугоркам роста на контактных поверхностях золота (см. фиг. 37).

Значительно реже встречаются иные ориентировки индивидов самородного золота. Например, в его тонких прожилках, секущих анкерит (Лебединское месторождение, Алдан), зерна расположены плоскостью (ПО) параллельно стенкам трещины, с отклонениями до 10° (измерения проведены по нашей просьбе В. Г. Лютцау в Институте машиноведения при помощи метода микролауэграмм).

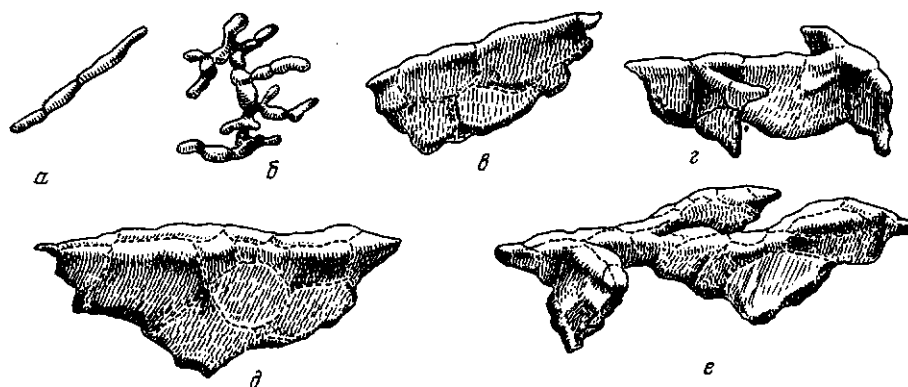
Характерно, что краевые зоны с признаками геометрического отбора растущих зерен, типичные для кварца (Леммлейн, 1945; Григорьев, 1965), в прожилках золота обычно отсутствуют. Возможно, что зародыши его кристаллов, неблагоприятно расположенные, были менее устойчивыми и растворялись, не оставляя следов. Не исключается также, что сами зародыши появлялись на стенках трещинных полостей избирательно. Подобные явления известны по экспериментальным данным. Так, Г. Бакли (Buckleу, 1951), ссылаясь на эксперименты Г. Химмеля, отмечает, что тонкие кристаллы алюмокалиевых квасцов ложатся на дно кристаллизатора преимущественно гранями (111), реже (100) и еще реже (110). При продолжающейся кристаллизации сказываются различия в скоростях роста разных граней кристаллов. Металлы с гранецентрированной кубической решеткой растут в 1,732 раза быстрее по нормали к грани куба, чем по нормали к грани октаэдра; в связи

с этим параллельно обрастаемой поверхности располагается преимущественно грань (100) (Desch, 1944). Эти положения, очевидно, справедливы и для самородного золота.

Предпочтительные ориентировки зерен наблюдаются также в прожилках перекристаллизованного золота из древних руд Енисейского кряжа, по-видимому, ориентирующее влияние поверхностей контактов прожилков сказывается и при эпигенетических процессах перекристаллизации.

Суммируя приведенные данные, можно перечислить следующие главные типы первичных зернистых структур самородного золота (фиг. 41).

а) Простой линейный; изометричные или вытянутые зерна «эшелонно» сростаются друг с другом, образуя линейные цепочки, отличающиеся от цепочковидных сростков кристаллов лишь неправильными очертаниями. В поперечных сечениях видны контуры лишь одного зерна, в продольных — серии зерен, границы между которыми перпендикулярны к оси сростка (фиг. 41, а); в последнем случае цепочковидные сростания не всегда отличимы от прожилков золота и распознаются лишь при сравнении разных сечений.



Фиг. 41. Типы зернистых структур самородного золота

а — простой линейный; б — сложный линейный (каркасный); в, г — однослойный плоскостной (простой и сложный); д, е — двухслойный плоскостной (простой и сложный)

б) Сложный линейный; несколько линейных сростков зерен золота, вытянутых в разных направлениях (фиг. 41, б). В различных сечениях наблюдаются серии поперечных и продольных срезов сростков, иногда принимаемых за сочетание прожилков и одиночных кристаллов; структура характерна для некоторых петельчатых и скелетных цементационных выделений золота.

в) Простые плоскостные однослойные; это один «слой» зерен, каждое из которых занимает всю мощность прожилка золота, соприкасаясь с обеими стенками трещины (фиг. 41, в); в поперечных сечениях жилок структура сходна с простой линейной, разрезы в плоскости жилок дают картину полизернистого строения.

г) Сложный плоскостной однослойный; сочетания различно ориентированных золотин, каждая из которых имеет свою плоскостную структуру (фиг. 41, г). В отличие от отмеченной выше эта структура характерна для цементационных выделений золота в брекчиях кварца и сульфидов, реже для петельчатых золотин.

д) Простые и сложные плоскостные структуры двухслойные: двухстороннее нарастание кристаллических зерен от краев к центру полостей

(фиг. 41, *з, ё*). Эти структуры часто сочетаются с отмеченными выше, и границы между ними в большой мере условные.

Двойники. Простым или полисинтетическим двойниковым строением обладает подавляющее большинство (не менее 80%) кристаллов и кристаллических зерен «видимого» золота. Наименьшие размеры сдвойникованных кристаллов 1–2 *мк*, наибольшие — миллиметры и первые сантиметры. В одном и том же зернистом выделении золота нередко присутствуют как двойниковые, так и монокристалльные зерна. Количественные их соотношения меняются от 10 : 1 до 1 : 1.

Структуры двойникового распространения среди золота месторождений всех рудных формаций. В глубинных месторождениях чаще, чем в других, наблюдаются простые двойники золота, когда двойниковая плоскость делит зерно примерно на две равные части (фиг. 42, *о*). Почти так же часто встречаются сростания трех индивидов, из которых средний несоразмерно тонкий, заметен в шлифах в виде очень узкой полоски в центральной части зерна. Подобные структуры типичны и для среднеглубинных выделений золота (фиг. 42, *б*). В некоторых полисинтетических сростаниях тонкие двойниковые полоски чередуются с широкими; равновеликие индивиды в них встречаются редко.

Двойниковые пластинки имеют не всегда правильные формы; многие из них обрываются в средних частях зерен; их поперечные ограничения прямолинейные или зубчатые. Примером служат двойники золота из Непряхинского месторождения Южного Урала (фиг. 42, *е*). Плоскости сростания ступенчато искривлены, границы ступенек и «обрывов» двойниковых полос ориентированы преимущественно под углом 90–80° к (111). Иногда такой угол близок к 65°, что может быть связано с развитием одной из граней (ПО) или граней более высоких символов. Зубчатые очертания сближают описываемые образования с двойниками прорастания.

Типичные двойники прорастания, в которых одна из двойниковых пластинок одного зерна заходит в соседнее зерно, встречались в золотилах из отдельных россыпей Ленского района, Центрального Алдана, Баргузина. Наблюдались также одиночные двойниковые пластинки, расположенные в центре индивидов золота и не соприкасающиеся с их внешними границами (фиг. 42, *г*). Некоторые двойники имеют остролиновидные формы и выклиниваются от края зерна к его середине, местами изгибаясь; толщина их изменяется от 0,05–0,03 *мм* до 0,005 *мм* и менее.

Двойники прорастания, в том числе и линзовидные, наблюдались в золоте из разнотипных месторождений, но лишь в поздних его выделениях, преимущественно там, где замечались признаки перекристаллизации рудного вещества.

Золото ряда близповерхностных месторождений отличается обилием двойниковых зерен, однако это не является общей закономерностью; известны месторождения той же формации, в которых преобладают монокристалльные выделения золота (некоторые рудные поля Нижнего Приамурья).

В рудах Балеиской группы месторождений более 50–60% монокристалльных индивидов золота сдвойникованы, причем двойники крайне разнообразны по форме. В ячеистых мелкозернистых выделениях золота они сменяют друг друга на интервалах 0,1–0,3 *мм* (фиг. 42, *д*). Преобладают простые двойники, но есть и полисинтетические, частью обрывающиеся, линзовидные и изогнутые. В поперечных сечениях тонкопластинчатых дендритоидов иногда удается обнаружить продольные двойниковые полоски (фиг. 42, *е*).

Пока еще трудно распознавать двойники, возникавшие в процессе роста индивидов самородного золота и при его перекристаллизации. Вероятно, структурам роста в меньшей мере свойственны двойники прорастания. Из-

Фиг. 42. Типы двойниковых сростаний золота; полиров, шлифы, протравленные царской водкой-серое (а) и черное (б, в) кварц, белое (д) пирит

a — простой двойник с плоскостью сростания, параллельной стенкам трещины, Советское месторождение, увел. 70; *б* — широкие и тонкие двойниковые полосы, Балей, увел. 225; *в* — сложное двойниковое сростание; белый прожилок по границе зерен — гипергенное золото, Непряхинское месторождение, увел. 220; *г* — двойники прорастания, Ороченский участок, Алдан, увел. 225; *д* — агрегаты зерен-двойников; Балей, увел. 200; *е* — двойниковые полосы в плоском дендритоме золота; Балей, увел. 55

гибы и линзовидная форма двойниковых полосок в какой-то части являются следствием внутренних напряжений в кристаллической решетке золота, связанных с большим количеством примесей.

Зоны роста кристаллов. Зональность индивидов золота зависит от их состава: она не обнаруживается у высокопробного золота, слабо и лишь в отдельных зернах замечается в умеренно высокопробных выделениях и ярко выражена в низкопробных, особенно — весьма низкопробных разновидностях минерала. Поскольку проба золота уменьшается при переходе от глубинных к малоглубинным месторождениям, соответственно возрастает роль его зональных структур (Ramdohr, 1960; Петровская, 1969²; Николаева, Бадалова, 1970). В месторождениях формации больших глубин зональные кристаллы и зерна золота неизвестны. В среднеглубинных месторождениях они изредка встречаются. Мы находили их в месторождении Лебедином, на Алдане, Л. А. Николаева и Р. П. Бадалова — в месторождениях Каракутан и Ю. Бессапан — в Западном Узбекистане. Обычно зональность в индивидах золота нечеткая и количество зон невелико, редко более двух-трех (фиг. 43, а). Аналогичное строение имеют умеренно низкопробные золотины (про-

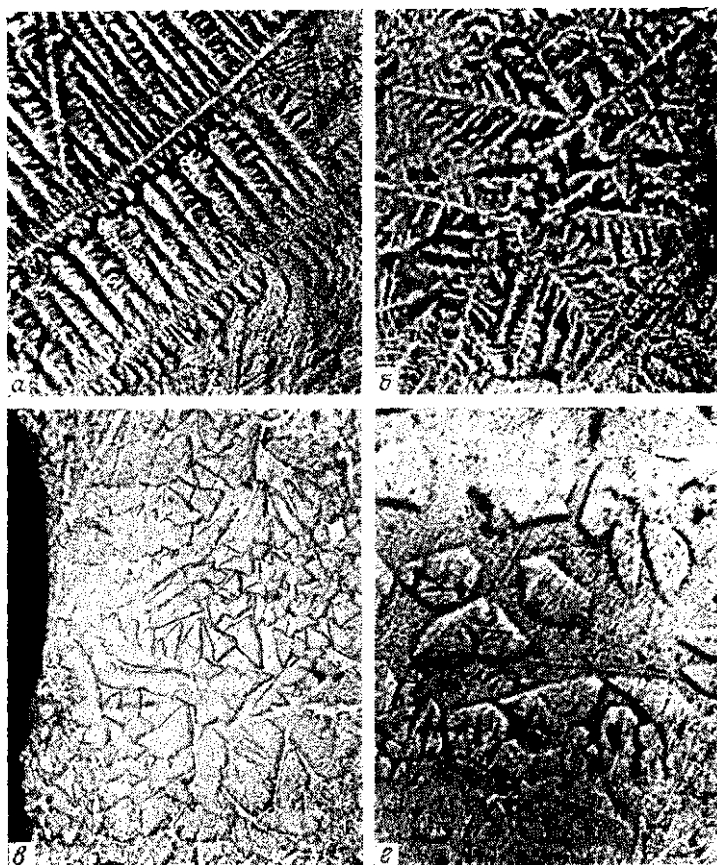


Фиг. 43. Зональность роста индивидов самородного золота; полирован, шлифы, — протравленные царской водкой (а — в) и $CrO_3 + HCl$ (г)

а — широкие зоны роста кристалла золота (светло-серый фон — галенит); месторождение Лебединое, увел. 125; б — тонкие зоны; месторождение Валунистое, фото Т. И. Трениной, увел. 215; в — зональность дендритоида золота, Новая Гвинея, фото М. С. Фишера; увел. 100; г — зоны «дорастания» веточки дендритоида; черное — цемент шлифа, месторождение Белая Гора, фото В. М. Новикова, увел. 180

ба 700—750) малоглубинных рудных полей (Балейское и др.). Вместе с тем высокосеребристое «эпитермальное» золото ($> 40\% \text{ Ag}$) почти всегда зонально. Зоны в нем резко очерчены и многократно повторяются. Их число от 3—5 (месторождение Белая Гора) до 20 (месторождения Охотско-Чаунского пояса). В кристаллах золота из месторождения Валунистого на Чукотке (фиг. 43, б) зональность была выявлена Т. И. Трениной. По М. С. Фишеру (Fisher, 1935) зональность свойственна золоту из рудных районов Новой Гвинеи (фиг. 43, в). Ее признаки отмечаются при описаниях золота Японии, Китая, Новой Зеландии.

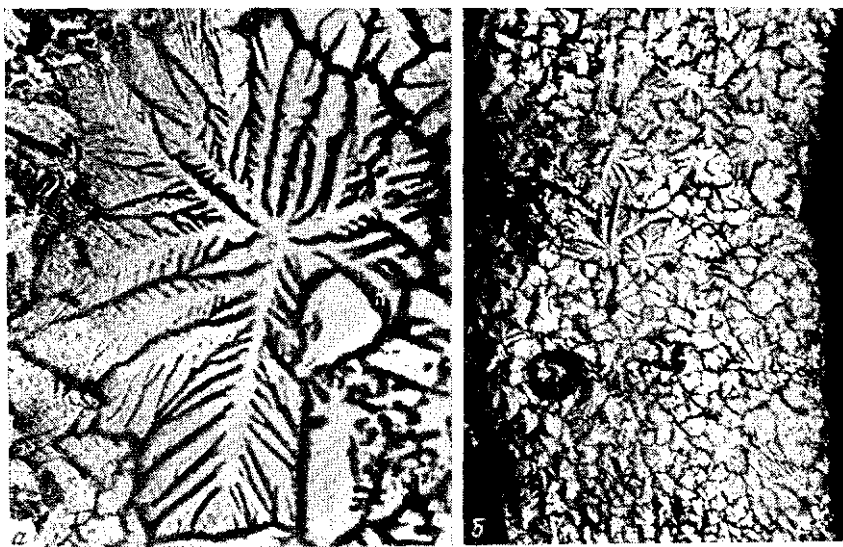
Судя по контурам зон, формы изометричных кристаллов в процессе роста менялись мало. В единичных случаях замечен переход от простых кубооктаэдрических форм к более сложным, среди которых удалось распознать лишь (ПО). В нескольких кристаллах периферические зоны менее правильны, чем внутренние; они зубчато-изогнуты, очерчивая серии сближенных полигональных выступов (см. фиг. 43,6). Такие структуры могут быть следами колломорфных наслоений или многоглавого расщепленного роста кристаллов.



Фиг. 44. Скелетно-дендритные структуры роста; полиров, шлифы, протравленные раствором цианистого калия под электрическим током
а — папоротниковидная; участок Апрельково, увел. 360; б — звездчатая, тот же участок, увел. 360; в — зубчатая, Тьелгинское месторождение, увел. 310; г — лепестковидная, Непряхинское месторождение, увел. 600

Дендритные структуры роста. Зональность дендритов золота еще более четкая, чем изометричных кристаллов. Зоны в них, резко очерченные тонкие или расплывчатые широкие, повторяют очертания ветвей или ориентированы нормально к ним, как бы наращивая их длину (фиг. 43, *г*). Внутренние зоны иногда окаймляют расчлененные корродированные фрагменты ствола и ветвей дендрита, соединяемые лишь более поздними слоями золота (см. фиг. 43, *в*); последние места также несут следы локальной коррозии. В этих случаях зональность фиксирует признаки периодической смены роста и растворения дендритов, что в целом характерно для дендритной кристаллизации (Саратовкин, 1957).

Своеобразным проявлением рассматриваемых структур служат следы дендритных реликтов в индивидах золота, впервые обнаруженные А. И. Фасталовичем (1941). Дальнейшие исследования показали их широкое распространение и неодинаковый характер в образцах из разнотипных месторождений. Выявлены две разновидности структуры, названные скелетно-дендритной и мозаично-дендритной (Петровская, 1969²). Первая структура, определяемая нахождением в каждом зерне дендритового остова, варьирует в зависимости от его формы. Наблюдаются остовы папоротниковидные, решетчатые, звездчатые, лапчатые и др.



Фиг. 45. Мозаично-дендритные структуры золота; полиров, шлифы, протравленные раствором цианистого калия под электрическим током

a — звездчатое внутреннее строение мозаичного блока; дендрит из/россыпи по р. Храм, увел. 250;
б — часть веточки того же дендрита, увел. 70

Прекрасные папоротниковидные субструктуры обнаружены в крупных плоских зернах золота из участка Апрельково (Забайкалье); направление роста дендритов — от краев зерна к его центру; ветви ориентированы под 90° к стволам (фиг. 44, *a*). В соседних зернах выявляются аналогичные «скелеты», но иначе ориентированные; их ветви образуют угол 60° с главной осью. Рисунок местами меняется на звездчатый; возможно, это характерно для поперечных сечений трехмерных дендритовых остовов (фиг. 44, *б*). В отдельных монокристаллических участках имеется несколько звездчатых или лапчатых реликтов роста; некоторые из них образованы широкими лепестко-

видными ветвями, отходящими от одного центра, что придает им сходство с чашечкой цветка.

Скелетные решетчатые структуры наблюдались в зернах золота из Тыркандинского района Якутии, зубчатые и лепестковидные — в золотилах из Непряхинского месторождения на Урале и в пластинчатых кристаллах — частях Тыелгинского самородка (фиг. 44, в, г). Неясные дендритные реликты обнаруживались при травлении отдельных золотилов из Ленского района, в котором, как и в других районах развития глубинного оруденения, морфологически выраженные дендриты золота отсутствуют.

Вторая из двух рассматриваемых субструктур золота особенно своеобразна. Наиболее полно она изучена в образцах дендритов из Закавказья (см. фиг. 29, а): ветви дендритов сложены мозаикой мелких блоков, каждый из которых представляет обособленный «субдендрит» поразительно правильной звездчатой трехлучевой или шестилучевой формы (фиг. 45, а). Блоки изометричны, границы их резкие, размеры (0,05—0,15 мм) меняются от центра к периферии веточек основного дендрита, видимо, по зонам роста (фиг. 45, б). Подобное строение, лишь менее четкое, наблюдалось у многих кристаллических зерен без признаков дендритных форм, в частности, у золотилов из месторождений Балейского рудного поля и Охотско-Чаунского пояса. Удивительно мало варьируют размеры блоков: во всех месторождениях они не превышают 0,01—0,2 мм.

Возникновение мозаично-блоковых структур обусловлено особым механизмом дендритной кристаллизации золота. В определенные моменты в окружающем растворе, по-видимому, возникали многочисленные зародышевые дендриты, часть которых прилипла к поверхности основной растущей грани с подчинением ее ориентировке. Новый слой на грани создавался путем разрастания субдендритов до полного их слияния. Этим может быть объяснена несоразмерность блоков в одних и тех же зонах роста основных дендритов (см. фиг. 45, б); наибольшей величины достигали субдендриты, удачнее ориентированные или случайно лишенные близких соседей, которые могли бы мешать их росту.

Различия деталей структур субдендритов: толщина ветвей, их количество и др., вероятно, вызваны теми же причинами, которые определяли вариации общих дендритных форм золотилов.

Изложенные представления опираются на экспериментально подтвержденные положения теории кристаллизации, согласно которым рост индивидов может осуществляться не только нарастанием молекулярных слоев на поверхности граней, но и путем присоединения (прилипания) к последним возникающих в растворе зародышевых кристаллических пластинок. Мысль о таком росте, впервые высказанная Е. С. Федоровым, затем была развита А. В. Шубниковым, опыты которого, проведенные в 1933 году совместно с М. П. Шаскольской, подтвердили указанную возможность. В настоящее время эти положения рассматриваются как объяснение одного из механизмов кристаллизации (Buckley, 1951; Корр, Clark, 1971).

Мозаично-блоковая структура наблюдалась нами только в образцах «эпитермального» золота, что позволяет относить ее к категории типоморфных признаков.

*Структуры, созданные в связи
с эндогенными преобразованиями золота*

Структуры агрегатов самородного золота являются весьма чуткими индикаторами интраминерализационных изменений рудного вещества. При механических, химических и термических воздействиях менялись особенности распределения в золоте примесей, размеры, формы и расположение кристаллических зерен, характер двойников.

Работы ряда исследователей (Звягинцев, 1941; Фирсов, 1963; Моисеенко, 1965; Сахарова и др., 1968) доказали сильнейшие изменения структуры золотин в зонах повышенных температур, в частности в связи с внедрением пласклерудных интрузий и даек. Данные наших наблюдений показывают, что преобразованные структуры агрегатов золота возникали в широком диапазоне условий и значительно более распространены, чем это предполагалось. Структурные изменения начинались еще до завершения процесса формирования руд, под влиянием более поздних растворов и продолжались в послерудное время. К определяющим такие изменения факторам относится воздействие не только температуры, но и динамических усилий, а также длительность их воздействий. Ниже охарактеризованы элементы структур, связи которых с эпикристаллизационными явлениями наиболее отчетливы.

Структуры распада. Однозначно интерпретируемые пластинчатые и решетчатые структуры распада характерны для медистого золота из Карабашского месторождения на Урале (Ложечкин, 1939). Параллельные полосы, различающиеся по содержанию меди, ориентированы по (111) зерен золота; местами они имеют формы тонких линз.

В образцах из месторождений острова Борнео, судя по опубликованным снимкам, сделанным при помощи сканирующего устройства электронного микроскопа, медистое золото обособлено в виде пятнообразных участков в обыкновенном золоте (Stumpfl, Clark, 1965). Аналогичным способом изучена неоднородность низкопробного золота в наших образцах из месторождений Охотско-Чаунского и других районов. Выявлены пятнистые обособления золота, отличающегося концентрацией серебра более высокой, чем средняя для данной золотины. Возможно, что причиной этого является распад твердого Au-Ag раствора. К рассмотрению этого вопроса мы вернемся в следующем разделе главы.

Каймы и межзерновые прожилки. Эти сравнительно редкие структуры иногда сходны с зональными, но несут признаки более существенных возрастных различий обрастаемого и обрастающего золота, в отдельных случаях при коррозии первого. Каймы и прожилки представлены преимущественно низкопробным золотом, что отличает их от сходных по виду гипергенных новообразований. Пленки почти чистого серебра на золотилах из колчеданных руд Урала отмечены П. Я. Ярошем. В. Велчев наблюдал наросты электрума на частицах золота из золоторудных месторождений Болгарии. Такие примеры не единичны.

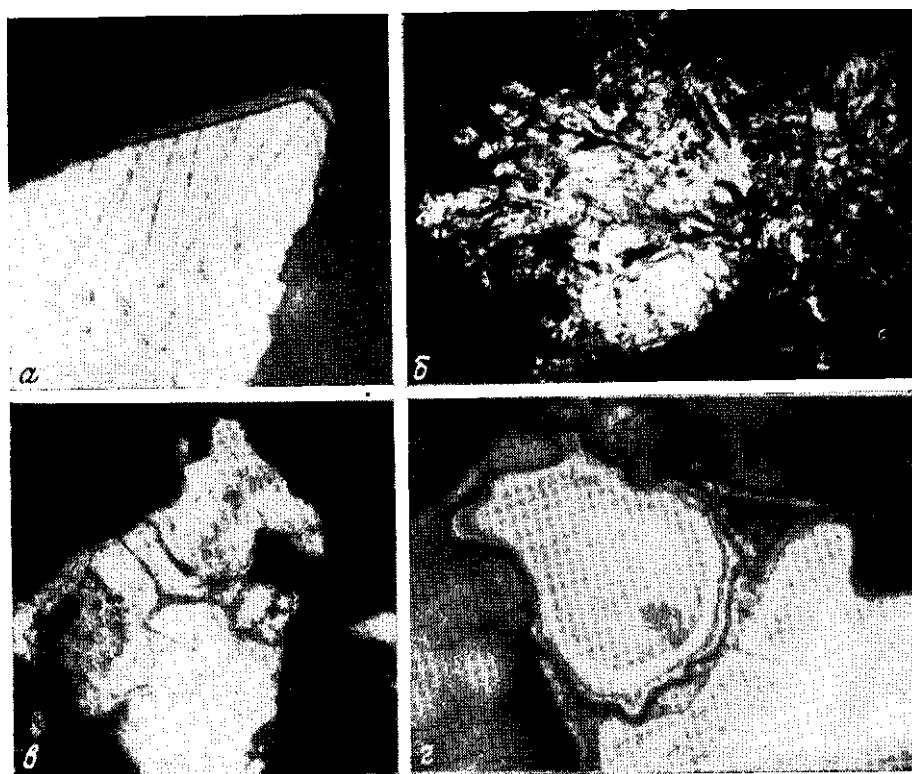
Изучение образцов, собранных В. М. Новиковым на месторождениях Нижнего Приамурья, привело нас к выводу, что ранее образованные кристаллы золота подвергались действию более поздних растворов с высокими содержаниями серебра. Реакционные образования в одних случаях представляют тонкие 0,01—0,05 мм пленки низкопробного золота на гладких, гранях кристаллов минерала (фиг. 46, а), в других — мелкие ветвящиеся межзерновые прожилки, в третьих — бахромчатые каймы на периферии золотин с разъеденными краями (фиг. 46, б). Встречаются сплошные выделения низкопробного золота, в которых сохраняются лишь угловатые разъеденные высокопробные островки. Такие структуры не встречались у золота, измененного в зоне гипергенеза.

Реакционные каймы медистого золота замечались на выделениях «обыкновенного» золота в рудах Урала (Переляев, 1953). Новообразованные высокосеребристые оторочки характерны для золота из месторождений, в которых минералы серебра (аргентит, полибазит и др.) участвуют в составе поздних парагенезисов. Очевидно, состав оторочек непосредственно зависел от состава металлоносных растворов поздних стадий. Подобные явления могли происходить также при наложении юной серебро-золотой минерализации

на более древнюю собственно золотую. Как отмечалось в разделе, посвященном геологии эндогенных месторождений золота, такое наложение предполагается в пределах рудного поля Мурунтау (Зап. Узбекистан). Интересно, что здесь в зернистых агрегатах умеренно высокопробного и высокопробного золота встречаются тончайшие межзерновые прожилки низкопробного золота (фиг. 46, **в**). Признаки указанных структур должны привлекать пристальное внимание минералогов.

Кроме четких кайм обрастания на краях некоторых золотин наблюдаются расплывчатые зоны, отличающиеся по составу от центральных частей. В отличие от зон роста, они не подчиняются кристаллографическим направлениям, а повторяют округлые и неправильные контуры границ отдельных зерен или зернистых выделений золота. Их можно видеть в образцах золота из Балецкого рудного поля, месторождений Нижнего Приамурья и Чукотки (фиг. 46, **г**). Возможно, к этому же типу относятся структуры золотин из Новой Гвинеи (Fisher, 1835) и некоторых месторождений Родезии (Eales, 1961).

Подобное расположение зон трудно объяснить условиями первичной кристаллизации самородного золота. По-видимому, они созданы эпикристаллизационным привносом серебра или перегруппировкой его примеси в краевых зонах золотин.



Фиг. 46. Структуры эпигенетических преобразований золота; полированные шлифы (темно-серое и черное — цемент), протравленные $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$ или царской водкой

а — пленка серебристого золота на гранях кристалла более высокопробного золота; Белая Гора, увел. 300; **б** — бахромчатые периферические и межзерновые выделения низкопробного золота (серое) в высокопробном (белое); там же; увел. 72; **в** — серебристое золото в интерстициях агрегатов более высокопробного золота; Мурунтау, увел. 320; **г** — зональность, подчиненная границам зерен золота; Белая гора, увел. 50 (**а**, **б**, **г** — фото В. М. Новикова)

Структуры собирательной перекристаллизации и укрупнения зерен.

Существует предположение, что при изменениях золота его тонкозернистые концентрически-слоистые структуры вследствие собирательной кристаллизации могут исчезнуть (Ramdohr, 1960). Это допущение, несомненно, правдоподобное, редко обосновывается необходимыми данными наблюдений. Его вероятность определяется тем, что в процессе рудоотложения, особенно на малых глубинах, золото нередко выпадало в виде тонкодисперсных и коллоидных осадков. Их раскристаллизация, относящаяся к диагенетическим преобразованиям рудного вещества под действием более поздних горячих растворов, должна была приводить к укрупнению частиц минерала. Вместе с тем в некоторых месторождениях наряду с укрупненным сохранилось до наших дней тонкодисперсное самородное золото, которое образует тончайшие сростания с кварцем; видимо, этот минерал препятствовал объединению частиц золота (месторождения Балейской группы, некоторые месторождения Восточного Узбекистана, Таджикистана и др.).

Известны проявления раскристаллизации метаколлоидного золота на поверхности дендритоидов; при этом почковидные наросты золота приобретают гранные формы.

Под действием потоков глубинного тепла и более поздних горячих растворов, вероятно, перекристаллизовывались не только тонкодисперсные, но и более крупные частицы золота. Основанием для этого вывода служат признаки исчезновения в золотилах границ отдельных зерен, сохраняются лишь их «обрывки». Подобные структуры наблюдались в средних частях комковидных выделений и раздувов прожилков золота.

Структуры рекристаллизации. Упоминания о таких структурах встречаются в литературе довольно часто, но лишь немногие работы содержат анализ их особенностей. Обычно используются аналогии с перекристаллизованными сплавами, для которых характерны равновеликие взаимно ограничивающие друг друга зерна и обилие двойников прорастания (Van der Veen, 1925; Fisher, 1935). Такая аналогия недостаточна как основание для выводов. Строение золота, особенно древнего, могло неоднократно меняться в условиях, резко отличающихся от лабораторных. Не всегда учитывается, что экспериментальные данные относятся в основном к деформированным металлам. Рекристаллизация, как процесс снятия внутренних напряжений в кристаллических зернах сплава, выражается в зарождении и росте новых зерен, лишенных внутренних напряжений. Это лишь частный случай перекристаллизации, охватывающей более широкий круг явлений.

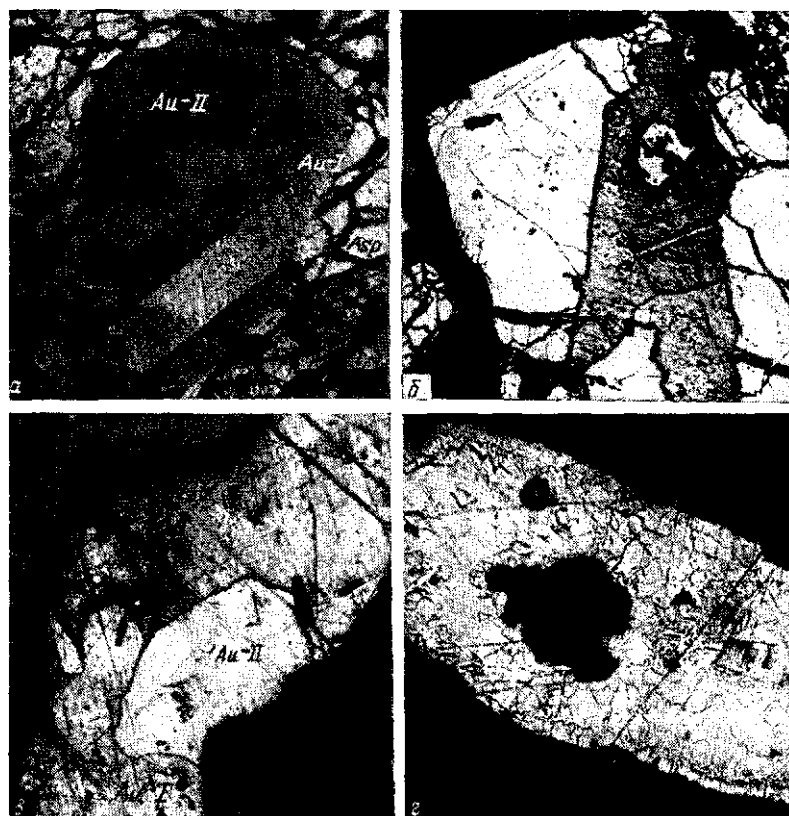
Интенсивность рекристаллизации, как известно, зависит от предшествовавших деформаций металла и в сильнейшей степени стимулируется повышением температуры (Тамман, 1931; Кузнецов, 1941; Buckley, 1951). Наблюдения наши и А. И. Фасталовича доказали, что рекристаллизация деформированного самородного золота могла протекать без термических воздействий. Выводы относились к процессам, происходившим в россыпях (Петровская, Фасталович, 1952, 1955), но они, несомненно, могут быть распространены и на рудное золото. Основания для этого следующие.

При характеристике физических свойств золота мы отмечали противоречия между его способностью к пластической деформации и редкостью обнаружения признаков последней в природных образованиях металла. Их лишены тонкие прожилки и межобломочные скопления золота в сильно деформированном трещиноватом и гранулированном кварце месторождений в областях древнего оруденения (Енисейский Кряж, Ленский район и др.). Вместе с тем трудно представить, что золото здесь не деформировалось, тем более, что в связи с поздними тектоническими движениями многие его частицы раздавлены, растерты по зеркалам скольжения в кварце. Отсутствие структур деформации может рассматриваться как следствие интенсивной и

широко развитой рекристаллизации древнего золота. Некоторым подтверждением этого служат следующие признаки.

В прожилках золота зерна нередко равновеликие, что мало характерно для первичных зернистых структур минерала. Многие неправильные частицы оказываются полностью монокристалльными. В Ленском районе встречались золотины, представляющие агрегаты полигональных, взаимно ограничивающих друг друга зерен. Сходство структур такого золота и перекристаллизованных сплавов отчетливое, что отмечалось также Л. А. Николаевой (1968). Вместе с тем нет уверенности, что указанные структуры не возникли в россыпях.

Отчетливые свидетельства рекристаллизации золота установлены при изучении золотин из месторождений Енисейского Кряжа. В отдельных зернах золота из участка Герфедского были замечены мелкие включения другого золота, несущего следы деформации в виде изогнутых штрихов скольжения; формы их неправильные, угловатые. Подобные включения, относимые нами к реликтовым, изредка встречались в золотилах из Баргузинского района и некоторых восточных районов СССР. Около них обрываются двойниковые полосы во вмещающих зернах перекристаллизованного золота



Фиг. 47. Структура перекристаллизации самородного золота; полирован, шлифы, протравленные царской водкой

а — полоски реликтовых точечных включений раннего золота (Au — I) в перекристаллизованном (Au — II), Asp — арсенопирит; месторождение Казаковское, увел. 100; **б** — прожилок золота в арсенопирите; месторождение Советское, увел. 100; **в** — структура вставания новообразованных зерен (Au — II) в «старый» индивид (Au — I); Герфедское рудное поле, Енисейский Кряж; увел. 35; **г** — зоны рекристаллизации около включений в прожилке золота; жилы Ответные, увел. 80

(фиг. 47, а). Многие прожилки золота из месторождений Северо-Енисейского района, как отмечалось выше, сложены относительно крупными индивидами, причем выполнение основной трещинной полости и боковых ее ответвлений нередко представлено одним монокристалльным зерном (фиг. 47, б); в неизмененных агрегатах минерала ответвления обычно сложены обособленными мелкими зернами (см. фиг. 40, а). В пределах одного агрегата размеры индивидов сравнительно мало меняются. В редких случаях более мелкие зерна располагаются на краях крупных индивидов, как бы вращаясь в их тела (фиг. 47, в). Замечена их приуроченность к местам изгибов прожилков золота, по-видимому, эпигенетических. По периферии золотин и вокруг включений в них иногда располагаются зоны мелкозернистого золота (фиг. 47, г).

Каждый из отмеченных признаков может неоднозначно трактоваться, но в совокупности они достаточно убедительны как свидетельство рекристаллизации самородного золота.

Грануляция. В. Г. Моисеенко (1965), затем Н. А. Калиткина (1971) заметили, что после нагревания до 300—600° золотины распадаются на мелкие изометричные фрагменты с размерами 0,0п мм, после чего происходят дезинтеграция металла и его рассеивание в окружающих кварце и сульфидах. Характер фрагментов не изучался; это могут быть отдельные кристаллические зерна и блоки мозаики в их пределах. Возможно, что в зонах экзоконтактов пострудных интрузивов золото на какой-то стадии изменения приобрело подобное строение, однако признаки его в природных образцах пока не выявлены.

Краткие характеристики структур самородного золота сведены в табл. 14. Их сопоставление показывает, что многообразие элементов структур в основном определяется тремя группами факторов: изменением условий роста зерен, вызывавшим возникновение зональности и дендритных субструктур; влиянием стенок полостей, на которых отлагалось золото; развитием эпигенетических преобразований минерала.

Таблица 14
Структуры выделений самородного золота

	Структуры первичной кристаллизации	Структуры, связанные с эндогенными преобразованиями
Индивиды	Двойники простые и полисинтетические Зональность, подчиненная кристаллографическим направлениям Дендритные структуры роста Мозаичные и слоистые субструктуры роста	Двойники, чаще полисинтетические, обрывающиеся (прорастания) Зональность, подчиненная контурам зерен и границ золотин Пятнистая неоднородность зерен; реликтовые контуры зерен золота ранней генерации Субструктуры распада
Агрегаты	Зернистые структуры (цепочечные, однослойного нарастания, двухслойного нарастания)	Поздние каймы и межзерновые прожилки Элементы структур собирательной перекристаллизации Структуры деформации и рекристаллизации

Типоморфизм первичных и новообразованных структур золотин лишь начинает выявляться. Для золота глубинных месторождений наиболее характерны структуры рекристаллизации, с которыми в большой мере связано преобладание крупнозернистых агрегатов с признаками вращающихся одних зерен в другие, двойники прорастания и т. д. Среднеглубинное золото отличается неоднородной зернистостью, различной позицией крупных и мелких зерен, признаками укрупнения последних, в том числе диагенетического, распространением двойников и тройников, слабо проявленной зональ-

ностью индивидов, реликтами грубых дендритных остовов в монолитных зернах. Золото малоглубинных руд характеризуется относительно мелкой зернистостью, разнообразием двойников, зональностью, которая усиливается с возрастанием содержания серебра, тонкой дендритной субструктурой.

Повсеместное развитие различных структур перекристаллизации позволяет предположить, что первичное строение золотин во всех случаях в той или иной степени преобразовано.

Тонкие субструктуры кристаллов и кристаллических зерен

В настоящее время можно считать установленным, что все кристаллы и кристаллические зерна самородного золота имеют сложное внутреннее строение. Они представляют мозаику более мелких субиндивидов — блоков, слегка повернутых относительно друг друга, а каждый субиндивид и зерно имеют тончайшую слоистую структуру, подчиненную определенным кристаллографическим направлениям.

Мозаичность. Представления о субструктурах самородного золота зарождались еще в прошлом веке. П. В. Еремеев (1895), изучая шероховатость граней кристаллов этого минерала из Олекминского края, пришел к выводу, что его многогранники состоят из мельчайших частиц той же формы (211), сросшихся в параллельном положении. Отметим, что эта мысль была высказана за три года до опубликования в 1898 г. работы О. Мюгге (Mugge), на которую нередко ссылаются как на первую констатацию мозаичности природных кристаллов. Позднее о срастаниях «тысяч мельчайших кристаллов», образующих «сплошные пластины золота», писал В. И. Вернадский (1922). С. Ф. Жемчужный (1922) допускал, что в структуре самородков «большие полиэдры состоят из более мелких ячеек». Все высказывания относились к сравнительно крупным (десятые доли миллиметра и более) субиндивидам, заметным макроскопически или под микроскопом.

Тонкая мозаичность золота не была известна. Ее признаки нам удалось обнаружить при изучении электронномикроскопических препаратов на репликах, полученных К. Е. Фроловой (Петровская и др., 1969). Доказательства мозаичного строения исследованных золотин вполне убедительны: мелкие хорошо образованные кристаллы золота в кварце (фиг. 48, с) после травления царской водкой оказались состоящими из множества изолированных субзерен (фиг. 48, б). Такое же строение имеют ксеноморфные золотины. Одна из них изображена на фиг. 48, в. Тонкие ступеньки роста и слабо намечающиеся штрихи скольжения, проходящие через всю золотину и несколько меняющие направление в ее центральной части, свидетельствуют о монокристалльности золотины, состоящей из двух-трех блоков, повернутых под небольшими углами друг к другу. После травления каждый блок «распадается» на множество более мелких (0,5—1 мк) субблоков (фиг. 48, г).

Электронномикроскопические наблюдения позволили изучить формы и расположение блоков мозаики золота. Степень разориентировки их определялась по нашей просьбе В. Г. Лютцау (лаборатория Института машиноведения) при помощи метода микролауэграмм. Этот метод, как известно, позволяет судить об элементах неоднородности в «топографической картине строения кристаллов», в том числе о блоках мозаики (Ровинский и др., 1967). Измерением фрагментов увеличенных пятен микролауэграмм устанавливались величины достаточно крупных (порядка сотых долей миллиметра) дезориентированных субиндивидов. Пучки лучей, в зависимости от направлений отражающих плоскостей кристаллической решетки соседних блоков, расходились или перекрывали друг друга, что обуславливало появление светлых или темных полос по границам фрагментов исследуемых интерфе-

ренционных пятен. По ширине полос, с учетом расстояния между образцом и фотопленкой, проводилось вычисление углов дезориентировки блоков мозаики. При изучении тонкомозаичных структур использовались приемы приближенных определений размеров блоков по вытянутости пятен в тангенциальном направлении (фиг. 48, *д*).

Первые результаты опубликованы в 1969—1971 гг. в наших статьях с К- Е. Фроловой, В. Г. Лютцау и др. Полученные данные свидетельствуют о том, что кристаллическим зернам самородного золота свойственны как грубая, так и тонкая мозаичность: величина блоков в первом случае более 0,1 мм³ во втором — 0,5—3 мк и менее.

Блоки (до 0,02 мм) обнаружены в плоских прожилковидных выделениях золота из Советского месторождения на Енисейском кряже. Более крупные субиндивиды (до 1—1,5 мм) характерны для прожилков золота в трещинах спайности анкерита из месторождения Лебединого на Алдане (фиг. 48, *е*). Наряду с грубомозаичными выделениями в рудах месторождения имеются частички тонкомозаичного золота с размерами блоков 0,5—0,05 мк.

Тонкомозаичные структуры наиболее отчетливо проявлены в зернах низкопробного золота из месторождений формации малых глубин (28—40% Ag), но и здесь в плоских «доросших» дендритах, наряду с мелкими, обнаруживаются блоки величиной 0,1—0,3 мм. Таким образом золото из разнотипных месторождений характеризуется лишь общим преобладанием грубой или тонкой мозаичности. Наблюдаются признаки сочетания той и другой: крупные субиндивиды в свою очередь оказываются состоящими из мелких блоков, размеры которых в одном зерне или в крупном блоке более постоянны, но в разных зернах золота из одних и тех же руд различны (0,5-н — 2—3 мк). В мелких ответвлениях золотин, в которых размеры кристаллических зерен уменьшаются, величина блоков не изменяется или возрастает.

Углы дезориентировки блоков различны. Для исследованных образцов золота из месторождений Енисейского кряжа и Узбекистана они составляют 2—8°. Близкие величины характеризуют повороты блоков мозаики в зернах алданского золота. Наибольшая степень дезориентировки блоков установлена в кристаллах золота из месторождения Белая Гора (Приморье); углы поворота блоков в них достигают 3—8°, а на периферии кристалла. — 30° и более, т. е. субиндивиды по существу являются индивидуализированными кристалликами (зона расщепленного роста).

Характерны различия формы блоков в зернах золота из малоглубинных и глубинных месторождений. В «эпитермальном» низкопробном золоте преобладают изометричные, обычно слегка округленные субзерна (см. фиг. 48, *в*, *г*). На поверхности граней его кристаллов местами заметны ограниченные выступы блоков кубической или октаэдрической формы (фиг. 49, *а*, *б*), иногда более сложные, с входящими углами, что придает им вид сростков кристаллов или скелетных субкристаллов (фиг. 49, *в*). Эти различия, с учетом состава исследованных золотин (см. табл. 5), позволяют предполагать, что формы блоков мозаики, как и кристаллов золота в целом, усложняются с увеличением содержания примеси серебра. Границы блоков обычно резкие, но местами намечаются лишь тончайшими зонами ямок травления.

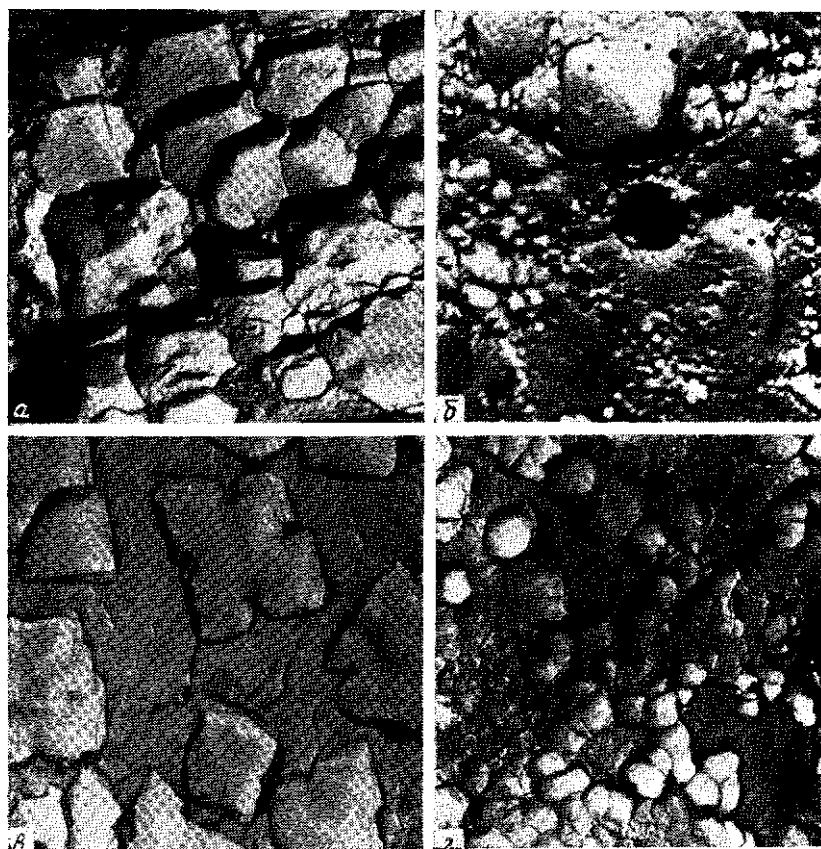
Во многих участках развиты четко очерченные межблоковые прожилковидные обособления золота, относительно легко травящегося, по-видимому, обогащенного серебром. Прожилки мало меняются по мощности, их количественное соотношение с веществом блоков в пределах каждой золотины удивительно постоянное, а распределение почти равномерное, что можно объяснить, лишь допуская их принадлежность к элементам структур распада. В разных золотинах из одного и того же месторождения отмеченные особенности варьируют, а сравнение образцов из различных месторождений выявляет еще большую их изменчивость.

Фиг. 48. Мозаичность самородного золота, выявленная при помощи прицельных реплик и микролауэграмм

a — кристаллик золота в кварце; увел. 12 000; *б* — тот же кристаллик после травления царской водкой; *в* — участок ксеноморфной золотины (*серое*) в контакте с кварцем (*темное справа вверху*); заметны штрихи скольжения и ступеньки роста; увел. 4000; *г* — то же, протравлено царской водкой; *о* — г. Агатовское месторождение; *д* — общий вид микролауэграммы мозаичного зерна золота, месторождение Лебединое; *е* — одно из пятен той же микролауэграммы, увел. 16

Максимальное количество межблокового вещества характеризует золото из месторождений Агатовского и Белой Горы. Намечается тенденция его концентрации в периферических участках кристаллов и кристаллических зерен золота. В образцах из месторождения Белая Гора межблоковое вещество в периферической зоне кристаллов золота образует фон, на котором выделяются отдельные грубоограненные блоки и их группы (см. фиг. 49, **в**). В краевых частях отдельных золотинок из Агатовского месторождения межблоковое вещество также преобладает, а блоки группируются полосами, окаймляющими изометричные участки (фиг. 49, г). В других золотишках обнаружена эффектная картина кружевной сети «прожилков» мощностью 0,1—0,5 мк (фиг. 50, а).

Оригинальна внутренняя структура прожилковидных обособлений. К. Е. Фроловой удалось получить электронномикроскопические снимки, показывающие, что каждый межблоковый «прожилок» состоит из еще более мелких (доли микрона) изометричных субблоков (фиг. 50, б). Последние как бы вдвинуты в тело граничащего с ними блока, что определяет мелкоизвилистые формы границ «прожилков». Создается впечатление разрастания межблоковых обособлений за счет вещества блоков.



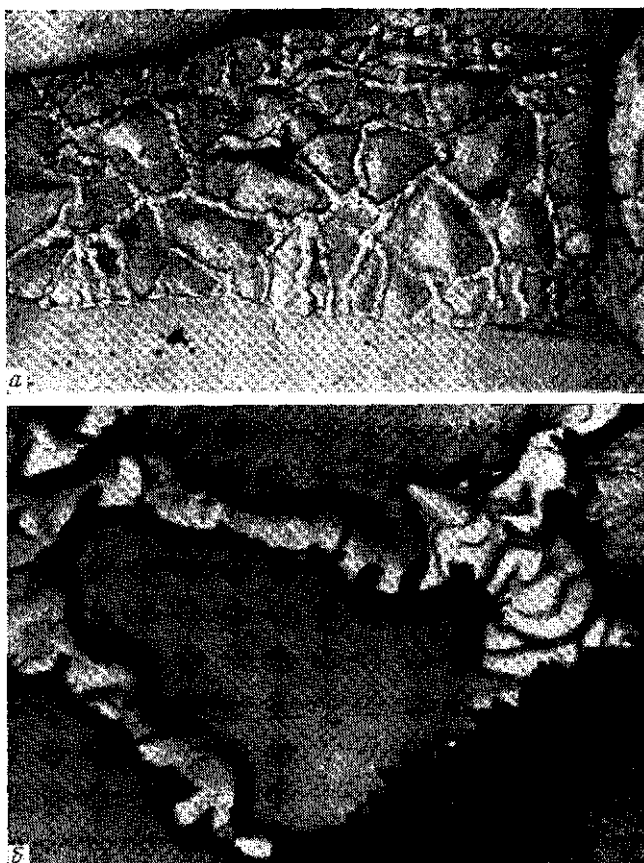
Фиг. 49. Ограниченные выступы блоков мозаики на поверхности зерен золота (целлюлозно-угольные реплики со сколов, протравленных царской водкой)

а — кубические, месторождение Агатовское, увел. 6000; б — октаэдрические (в верхней части снимка); Балей, увел. 12 000; в — сложных форм; Белая Гора, увел. 6000; г — гирляндовидные зоны округлых блоков; месторождение Агатовское, увел. 4000

Замечается тенденция к вытягиванию краевых блоков нормально к границам зерен. У таких границ образуются своего рода гребенчатые зоны блоков шириной 1—2 мк, местами довольно четко отделяющиеся от внутренних частей индивидов золота, в которых блоки изометричны. Менее четкие прерывистые «гребенчатые» зоны разделяют смежные зерна золота в его агрегатах.

Многократным травлением и последовательным изучением все более глубоких частей золотин установлено, что по направлению к их центру мозаичность становится менее четкой; границы мельчайших блоков очерчиваются более тонкими линиями, а межблоковые обособления исчезают или сменяются скоплениями ультрамелких блоков. Подобный характер имеет тонкая блоковая мозаика в зернах золота из Балейского рудного поля (см. фиг. 49, а). Разновидностями блоков мозаики являются описанные выше «субдендриты» в дендритных выделениях золота из Закавказья и других областей.

В зернах высокопробного золота из глубинных месторождений границы субиндивидов выявляются труднее, часто лишь в виде пологих ложбинок на поверхности золотин или зон большей плотности фигур травления (фиг. 51, а). Блоки изометричные, полигональные. В образцах из месторождения Советского замечались признаки подчинения их границ направлениям



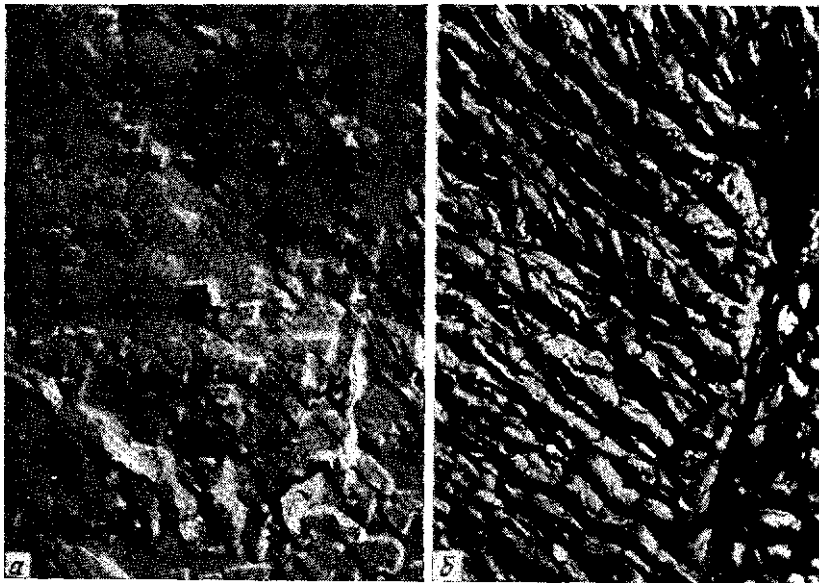
Фиг. 50. Межблоковые обособления в мозаичном золоте; целлюлозно-угольные реплики с протравленной поверхности золотины

а — общий вид, увел. 4000; б — детали строения, увел. 24 000

плоскостей скольжения. В этих случаях элементы мозаики могут иметь, метаморфогенную природу (полигонизация индивидов при их деформации). Крайнюю степень деформации отражают блоковые структуры, образованные вытянутыми в одном направлении линзовидными субзернами, (фиг. 51,6).

Слоистые субструктуры. Эти элементы сверхтонкого строения золота обнаруживаются при исследовании травленных поверхностей всех его кристаллов и кристаллических зерен. Они наблюдаются и в тех случаях, когда зерна имеют мозаичное или дендритовое внутреннее строение, но легче замечаются в однородных монокристаллических участках.

Рисунки субструктур в разных зернах золота неодинаковы. Впервые заметившие их А. И. Педашенко (1936) и В. А. Поликарпова (1941) выделяли разновидности «ромбоидального» и «почковидного» строения зерен. Работы А. И. Фасталовича и наши (1952) расширили этот перечень, прибавив к нему «листоватые» субструктуры. Все эти названия используются в современной литературе (Бадалова, Николаева, 1970). Однако мы убедились, что различия двух из упомянутых рисунков непосредственно зависят от ориентировки исследуемых поверхностей. На гранях (111) и (100), а также



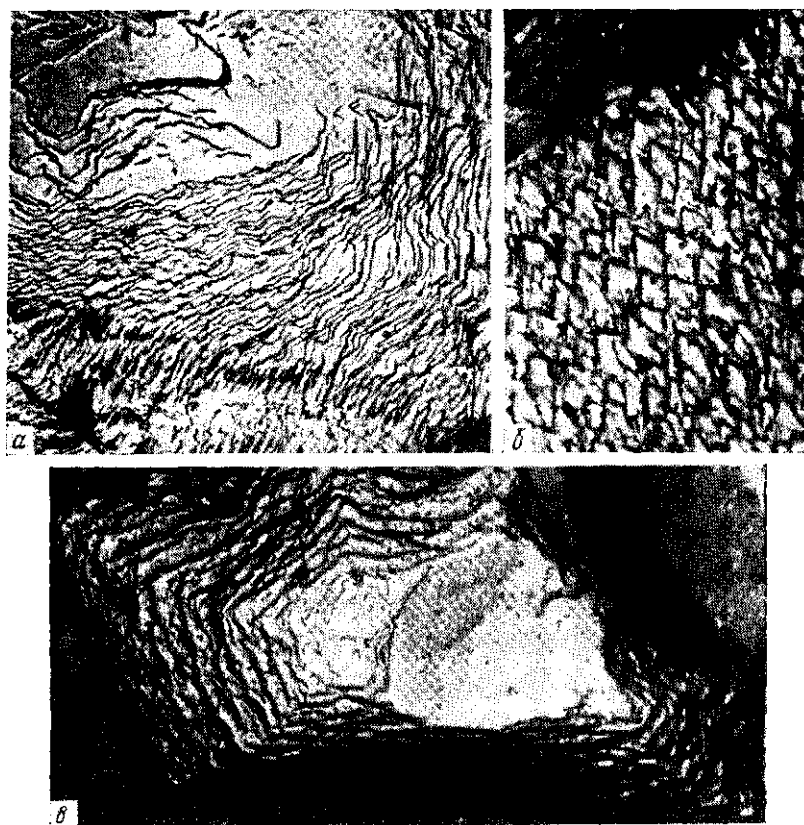
Фиг. 51. Мозаичное строение золота из глубинных месторождений; целлюлозно-угольные реплики с протравленной поверхности золотин; месторождение Советское

a — перекристаллизованное золото; контуры блоков — в виде пологих ложбинок; *б* — деформированное золото из того же месторождения; сланцеватая текстура мозаики, увел. 4000

на близких к ним сечениях наблюдаются мало поддающиеся травлению гладкие поверхности. При глубоком протравливании вдоль границ кристаллических зерен выявляется тончайшая ступенчатость, представляющая обнаженные торцы плоских слоев (фиг. 52, *a*). Контуры их в одних случаях — зубчатые, в других — волнистые. Границы слоев нередко параллельны ребрам октаэдра.

В разрезах зерен, поперечных к плоскости (111), видны только «торцовые» части слоев, и рисунок субструктуры становится линейным. Тончайшие полосы не всегда имеют строго параллельные границы, местами они рас-

ширяются и даже расщепляются на две субпараллельные полосы, по-видимому, в местах выходов линейных дефектов. Наиболее часто это прослеживается у границ зерен или двойников. В сечениях под углом к (111) и близких к (ПО), после травления выявляется своеобразный «черепитчатый», «ромбовидно-чешуйчатый» рельеф. Он образован ромбовидными, иногда — полигональными, выступами торцовых частей слоев, имеющими вид плоских однообразно ориентированных «чешуек», почти одинаковой величины (3—5 мк). Углы между их сторонами — от 75° — 85° до 90° (фиг. 52, б). Наиболее отчетливо подобная структура наблюдалась в золоте из Ленского района; ромбовидные ячейки в его зернах были наиболее правильными и крупными (Петровская, Фасталович, 1952). Аналогичные данные получены Р. П. Бадаловой и Э. П. Николаевой (1970) при изучении высокопробного золота из месторождений Узбекистана. В золоте из других районов выявлялась более тонкая, иногда трудно различимая под микроскопом, черепитчатая структура. Такой же результат дало применение ионной бомбардировки: в глубоко протравленных участках ксеноморфного выделения золота обнаружены «торцы» тончайших параллельных слоев; поверхности последних относительно гладкие (фиг. 52, в).



Фиг. 52. Слоистая субструктура самородного золота

а, в — гладкие площадки — (111); торцы слоев обнажены в участках глубокого травления вдоль границ зерен; фрагмент Тьелгинского самородка, увел. 1000; б — плоскость, близкая к (100), с выходами слоев на поверхность в виде ромбовидных чешуек, золотина из Ленского района, увел. 800 (а, б — полиров, шлифы, протравленные KCN под электрическим током; световой микроскоп); в — целлюлозно-угольная реплика с поверхности золотины, ионное травление; Балей, увел. 5000)

Приведенные данные позволяют заключить, что ультратонкая структура однородных монокристалльных выделений золота в большинстве случаев слоистая. Толщина слоев от 0,5 жкд для ленского золота до 0,01 мки менее — для золотинок из Балецкого рудного поля Забайкалья. Вариации наблюдаемых рисунков субструктуры обусловлены тем, что исследователь видит различные срезы слоев, в основном параллельные граням октаэдра. Остается неясным, все ли направления (111) в этом отношении равноценны или есть их различия, определяемые положением граней по отношению к стенкам золотовмещающих полостей и потоку растворов в период роста кристалла золота. Ответ на это должны дать экспериментальные работы.

Формы выступов торцовых частей слоев на одинаково ориентированных сечениях зерен, вероятно, могут несколько варьировать в зависимости от состава примесей, их распределения, от характера дефектов кристаллической структуры золота, возможно и от условий его кристаллизации. Исследование подобных зависимостей остается задачей будущего.

Соотношение мозаичных и слоистых субструктур золота определяется тем, что каждый мозаичный блок при глубоком протравливании его границ обнаруживает внутреннее слоистое строение. Границы слоев отчетливо видны на боковых поверхностях блоков, близких к (100) и (111). Дезориентировка субиндивидов определяет углы между плоскостями слоев, составляющих соседние блоки мозаики.

О природе субструктур золота. Для суждений о генезисе мозаичности золота могут быть привлечены следующие экспериментально и теоретически обоснованные заключения о субструктурах кристаллических веществ. Мозаичность присуща всем реальным кристаллам. Представления о ней, зародившиеся при минералогических исследованиях, были развиты благодаря успехам рентгенометрии и стали одними из фундаментальных положений общей теории кристаллизации (Buckley, 1951; Кузнецов, 1953; Уманский, 1960 и др.). Согласно этим положениям, блоки мозаики являются фрагментами кристаллической решетки (10^{-2} до 10^{-7} см), повернутыми на углы, измеряемые минутами, редко — первыми градусами. Дислокационный механизм формирования границ блоков определяет концентрацию вдоль них примесных центров. Для наших целей важно, что мозаичность может развиваться в процессе роста кристаллов и в послекристаллизационное время.

О факторах, способствующих мозаичному росту, существуют различные мнения. Считается, что среди них главную роль играет повышенная скорость кристаллизации, ее неравновесные условия (Кузнецов, 1953), влияние примесей при неравномерном их накоплении у продвигающегося фронта слоев на поверхности граней кристаллов (Buckley, 1951). Работами последних лет доказана существенная роль напряжений сжатия и растяжения, возникающих в разных частях растущего кристалла. Мозаичные блоки могут представлять собой части не строго параллельно сросшихся ветвей дендритов; накопление примесей между последними практически всегда приводит к появлению блоковой мозаики (Buerger, 1932). Эпикристаллизационная мозаичность развивается как следствие полигонизации кристаллов и перераспределения в них примесей (Buckley, 1951; Мокиевский и др., 1962). Таким образом, допускается полигенность рассматриваемых субструктур. По-видимому, различным является и генезис мозаичности самородного золота. Склонность к дендритной кристаллизации и значительная примесь серебра обуславливали неизбежность мозаичного роста индивидов самородного золота. Возникновение большей части мозаичных структур золота в процессе кристаллизации подтверждается их зависимостью от первичной зернистости и зональности кристаллов и дендритов (мозаично-дендритовое строение).

Влияние примесей фиксируется прямой зависимостью степени четкости

мозаики от пробы золота; по мере снижения пробы субструктуры минерала становятся все менее отчетливыми. Этим определяется типоморфизм мозаичности. Признаки послекристаллизационных мозаичных структур золота лишь начинают выявляться («сланцеватые» мозаичные структуры, полигонизация кристаллических зерен деформированного золота).

Природа тонкой ступенчатости на гранях кристаллов может быть объяснена, исходя из концепции послойного роста граней. Новые слои, формирование которых могло начаться ранее, чем заканчивался рост нижележащих слоев, «догоняли» последние и двигались вместе с ними, что должно было приводить к более грубослоистому строению кристаллического вещества. Экспериментальные работы последнего времени дали новые подтверждения слоистого роста кристаллов, в том числе металлических с гранецентрированной кубической решеткой (Тиллер, 1959). Плоскостями роста для них являются (111) или (100); толщина крупных слоев от 50—100 Å до 0,1—1 мк. Имеются данные о слоистом росте кристаллов золота. Их зародыши, образующиеся в различных условиях, в том числе в коллоидных растворах, имеют форму пластинок, уплощенных по (111), толщиной в несколько атомных слоев (Borries, Kauche, 1940; Klaua, Bethge, 1968); с увеличением размера они постепенно утолщаются, но даже достигая нескольких микрон, имеют толщину не более 0,1—0,5 мк (Khatochvill *et al.*, 1968).

Относительная легкость протравливания границ слоев может быть обусловлена скоплениями вдоль них примесей и дислокаций.

Минеральные и газовые включения

Минеральные включения. Частота встречаемости включений (в основном кварца и сульфидов) максимальна в крупных золотилах и самородках; при уменьшении размеров выделений золота она резко снижается.

Примечательно, что золото, нередко отлагавшееся среди интенсивно раздробленного кварца и несущее на поверхности выделений отпечатки фрагментов его кристаллов, почти не сохраняет в своих агрегатах его мелких включений. Золотом цементируются лишь крупные обломки кварца, которые являются обычными «узниками» самородков. Поверхности обломков всегда несут признаки коррозии; лишь интерстициальные выделения золота из малоглубинных месторождений содержат включения мелких некоррелированных призматических кристалликов кварца.

Из сульфидов в золоте чаще встречаются кристаллы и обломки зерен пирита; они наблюдались в отдельных золотилах из месторождений Советского, Лебединого, Ключевского и многих других, принадлежащих к глубокой и среднеглубинной формациям, реже в образцах из малоглубинных месторождений (Балейское, Агатовское и др.). Признаков правильности в ориентировке и расположении кристаллов пирита, которые могли бы свидетельствовать о синтаксическом характере сростаний (Амосов, Гуреев, 1971), нами не наблюдалось. Не отмечалось также зависимости локализации включений от зон роста индивидов золота; во всех изученных случаях сравнительно крупные включения разделяют поля роста его зерен и по отношению к золоту являются протогенетическими. Убедительных признаков сингенетичности таких образований нам найти не удалось. Некоторая часть зерен сульфидов, находящихся на границе золота и кварца, может быть отнесена к более поздним выделениям (антимонит, пирит и др.)

Мелкие частицы сульфидов в золотилах не всегда легко диагностируются при помощи традиционных минераграфических методов. С. С. Боришанская (1952) отмечает затруднения, возникающие при определении истинного цвета таких частиц, искаженного из-за высокой отражательной способности

окружающего золота, сложность травления подобных сростаний и т. д. По данным этого исследователя, относительно часто в золотилах встречаются зерна арсенопирита, галенита, блеклой руды, антимонита, буланжерита, висмутита, теллуридов, пираргирита, реже — халькопирита, сфалерита и пирита.

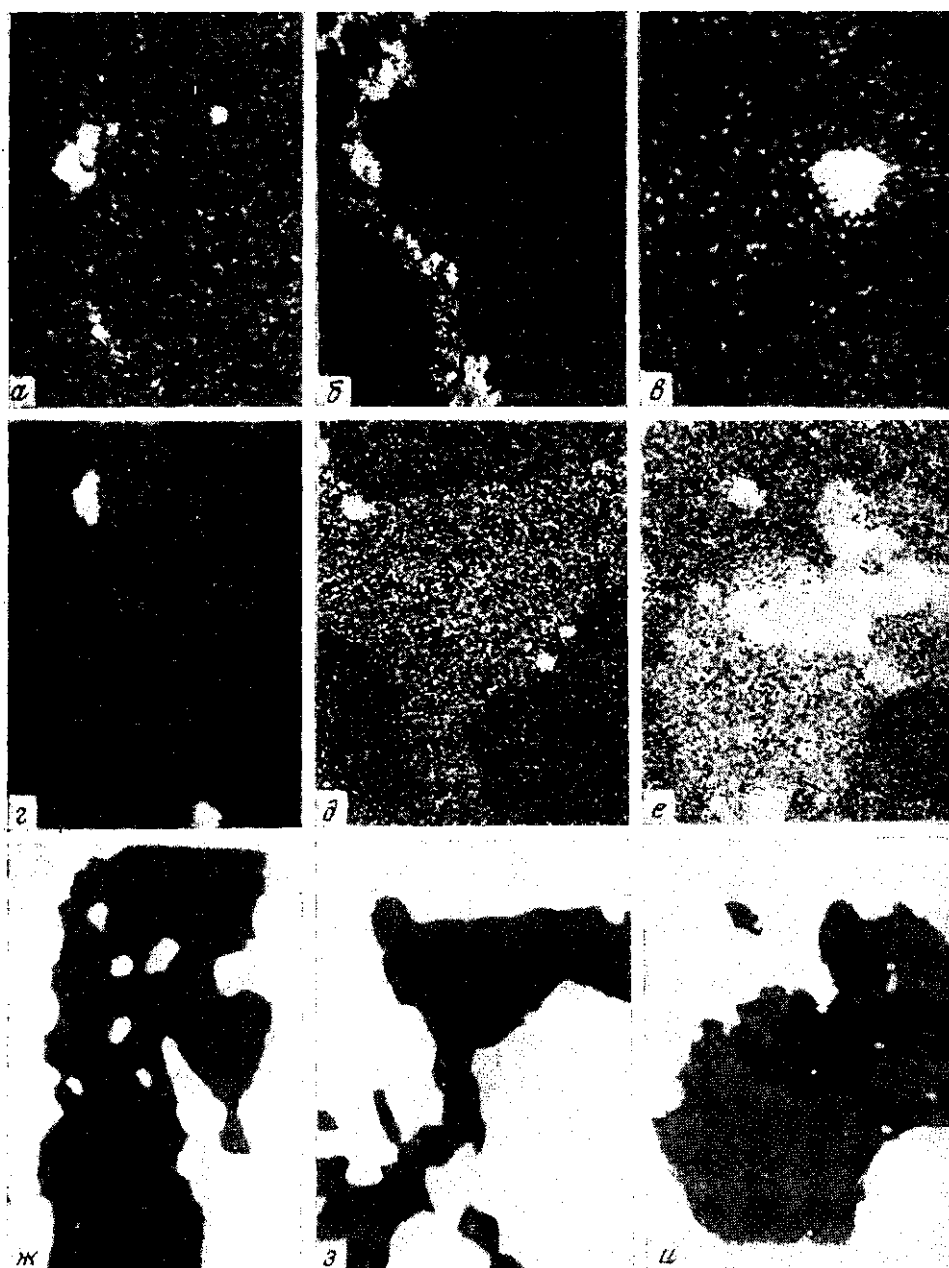
Для изучения мелких включений в золоте была предпринята попытка использовать метод электронного микрозонда. Работы по нашей просьбе выполнялись в лаборатории ИГЕМ Т. И. Лосевой на микроанализаторе MS-46 «Камека» с локальностью 2 мк при ускоряющем напряжении 30 кВ; применялись К и L серии излучений. Полученные результаты в совокупности с данными микроскопических исследований позволяют отметить следующие закономерности.

Мелкие зерна сульфидов (менее 10 мк) находятся преимущественно в краевых частях золотин и по их контактам с вмещающим кварцем; частота встречаемости их в центре выделений золота на один-два порядка ниже. Создается впечатление, что микрочастицы сульфидных минералов оттеснялись к периферии участков кристаллизации золота.

Пирит в виде включений в золоте встречается чаще, чем это считалось ранее, и в основном в образцах из руд пиритового типа. Его кристаллики (5—20 мк) обнаружены, например, в золоте из Ленского района (фиг. 53, а); около них отмечаются повышенные концентрации фосфора, возможно в мельчайших зернах апатита. Единичные зерна пирита наблюдаются под микроскопом в золотилах из месторождений Ключевского, Любовинского, Лебединого и др. На Балеysком месторождении включения (10—50 мк) его окружающих кристалликов не являются редкостью, но лишь в относительно крупных золотилах цементационного типа, в которых они занимают места ячеек петельчатой сети (см. фиг. 42, д). Мелкие зерна и кристаллы золота не содержат пирита; пылевидные частицы последнего всюду «оттеснены» к краям частиц золота (фиг. 53, б). Арсенопирит аналогично пириту образует в золоте включения реликтового типа и встречается только в образцах из руд, обогащенных мышьяком. Зерна галенита (3—10 мк) обнаружены при помощи электронного микрозонда в ленском и балеysком золоте; как правило, это мелкие изометричные частицы, расположенные по краям золотин (фиг. 53, в). В рудах месторождения Лебединого в золотилах отмечены локальные скопления примесей Си, Pb, Zn, Bi — типоморфных элементов золотоносных минеральных ассоциаций; по-видимому, это микровключения халькопирита, галенита, сфалерита, висмутита. Зерна блеклых руд нередки у границ золотин из Балея (фиг. 53, г, ж).

Подтверждается заключение С. С. Боришанской (1952) о широкой распространенности включений в золоте теллуридов. Повышенная частота их нахождения характерна для «эпитермального» золота; теллуриды обнаруживались почти в каждой золотине из малоглубинных месторождений Охотско-Чаунского пояса (фиг. 53, д, з), Восточного Узбекистана, Забайкалья; несколько реже они отмечались в образцах из среднеглубинных месторождений и в единичных случаях — в рудах, сформированных на больших глубинах. Это соответствует общему изменению роли теллуридов в месторождениях золота разных формаций. Обычно во включениях преобладают теллуриды серебра, значительно более редки теллуриды висмута и свинца. В одном образце из малоглубинного месторождения Чукотки обнаружено сростание золота с селенидом серебра, по-видимому, агвиларитом; его частицы (2—3 мк) в отличие от теллуридов, сосредоточенных по краям золотин, находятся и в центральных частях последних (фиг. 53, е, и).

На поверхности выделений «эпитермального» золота нередко наблюдаются кристаллики сульфидов (фиг. 54, а), а также чешуйки гидрослюд и минералов каолининовой группы (фиг. 54, б).



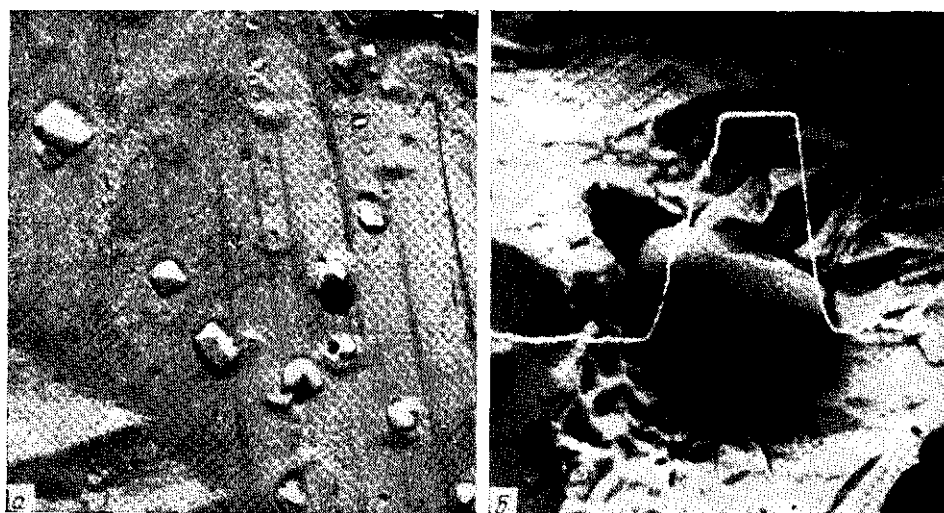
«риг. 53. Минеральные включения в самородном золоте, выявленные при помощи электронного микронзонда; растровые изображения в рентгеновских лучах

« — FeK α ; малоокатанная золоти́на с зернами пирита (светлые участки), из россыпи центральной части Ленского района, увел. 300; б — FeK α ; железистые минералы у края золоти́ны из Балея: увел. 250; в — РbM α ; включение свинецсодержащего минерала в золоти́не из Бале́йского рудного поля, увел. 1000; г — CuK α , тот же шлиф, SbL α ; по периферии веточки дендрита золота, по-види" «ому, зерна тетраэдрита; Бале́й, увел. 750; д — TeL α ; зерна теллурида на границе золоти́ны и кварца; Агатовское месторождение, увел. 250; е — селенид серебра (светлое) в сростании с золотом; увел. 250; ж — и — изображения в поглощенных электронах тех же участков, что и на снимках г, д, е <темно-серое — Au; серое — Ag и минерал Рb; белое — кварц)

По убывающей распространенности минералы включений в золоте могут быть расположены в следующий ряд (в % от общего числа золотин с включениями): кварц (65%), пирит и арсенопирит (48%), каолинит, гидрослюда, серицит, хлорит (21%), халькопирит (18%); халькопирит и блеклые руды (12,5%); теллуриды (8%); сфалерит и галенит (5,5%); сульфосоли Ag, Bi, Sb и другие минералы (2,5%).

Данных для сравнений минеральных включений в золоте из разных районов еще недостаточно. Можно предполагать, что региональная специфика, сказывающаяся на парагенезисах золота и примесей в нем, влияет и на характер рассматриваемых сростаний. Зависимость их от преобладающих в определенных регионах минеральных типов оруденения отмечалась выше. В литературе имеются сведения о включениях платины в золоте из районов, где развиты платиноносные комплексы пород (Stumpfl, Clark, 1965; данные электронно-зондового анализа золотин с острова Борнео).

Газовые включения. Долгое время такие включения в золоте не замечались исследователями, хотя общее изучение газовой-жидких реликтов растворов в минералах золотых руд было начато еще в прошлом столетии (работы



Фиг. 54. Частицы минералов на поверхности плоских золотин, Балей

а — кристаллики сульфидов; целлюлозно-угольная реплика, увел. 20; *б* — чешуйка минерала содержащего глинозем (показана концентрационная кривая Al), увел. 1850

Дж. Филлипса, 1868; В. Линдгрена, 1896, и др.). Мелкие полости в зернах золота в шлифах маскировались наполированным слоем металла, а если и были заметны, то принимались за пустоты от выщелоченных или выкрошившихся частиц других минералов.

Присутствие газов в самородном золоте было впервые обнаружено С. Ф. Жемчужным (1922), наблюдавшим при нагревании самородков появление на их отполированной поверхности «пузырей, которые лопались с треском и шипеньем»; предполагалось, что это газообразные продукты диссоциации карбонатных включений в золоте. Позднее Л. А. Николаевой (1954) удалось доказать существование природных газовых включений в золоте: на окатанной поверхности золотин из россыпей Ленского района ею были замечены полусферические бугорки — вздутия, увеличивавшиеся при нагреве образцов. Вскрытие показало, что под ними находятся округлые или дисковид-

ные пустоты. Ряд признаков, характеризующих ниже, позволяет считать, что газы были захвачены золотом в эндогенных условиях; позднее это было подтверждено нашими находками газовых включений в рудном золоте.

Особенности газовых включений изучались мало, только в образцах ленского золота, главным образом в связи с попытками определить температуру и давление, при которых золото отлагалось (Гапон, 1962; Бабкин, Куклин, 1966). Состав капсулированного вещества не был определен, расположение включений в зернистых агрегатах золота не рассматривалось.

Нами совместно с М. М. Элинсон и Л. А. Николаевой была предпринята попытка более полного исследования вакуолей в ленском золоте. Дополнительные материалы дало изучение включений в золоте из других районов СССР.

Общая характеристика вакуолей. Полости газовых включений, кроме отмеченных в ленском золоте, наблюдались нами в золотинах из месторождений и рудопоявлений Нижнего Приамурья (Белая Гора, Бухтынский участок), Забайкалья (Балейское, Ключевское), Алдана (Лебединое), Казахстана (Степняк), Урала (Непряхинское), из россыпей Забайкалья (Апрелково), Закавказья (р. Храм); В. С. Когеном они наблюдались в золотинах из района Станового хребта (устное сообщение). С большой долей уверенности можно предположить, что их наличие является распространенной, а может быть, и общей особенностью выделений самородного золота, и лишь несовершенство методов наблюдений затрудняет их распознавание.

Судя по имеющимся данным, газовые включения в золоте распределены резко неравномерно; в одном и том же месторождении могут встречаться золотины, богатые включениями и лишенные их. Для обнаружения вакуолей требуется изучение от десятков до сотен образцов. В Ленском районе Л. А. Николаевой из весьма большого количества золотин было отобрано несколько сотен с видимыми вздутиями на поверхности, в основном из одной россыпи (фиг. 55, а). Среди образцов золота из месторождений Нижнего Приамурья хорошо выраженные полости газовых включений отмечены в 5—10% кристаллов и кристаллических сростков. Во многих месторождениях подобные находки единичны.

Величина вакуолей варьирует в широких пределах (от нескольких микрон до 1—1,5 мм) и мало зависит от крупности золота. Некоторые мелкие золотины из россыпей Ленского района имеют большие вздутия, занимающие до $\frac{1}{4}$ площади их поверхности, тогда как многие крупные частицы золота несут на поверхности только мелкие бугорки (фиг. 55, б).

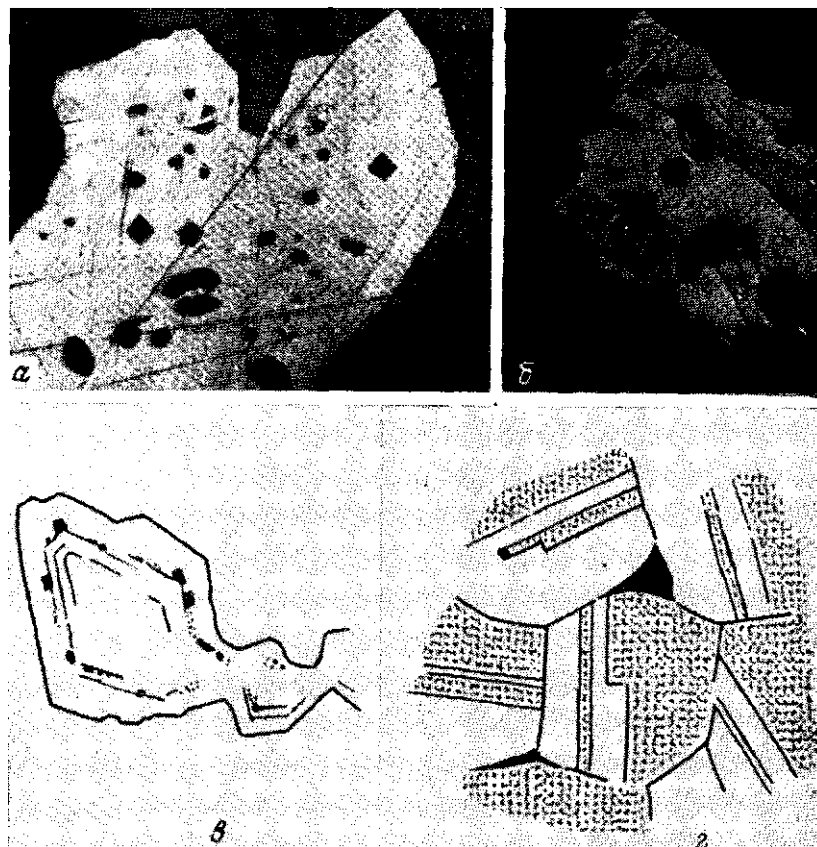
В целом ленское золото отличается относительно большими размерами газовых включений; диаметр полусферических вздутий достигает 1,5 мм. Вместе с тем при изучении полированных шлифов были замечены довольно многочисленные мелкие пустотки (сотые и тысячные доли миллиметра), располагающиеся в тех же участках, что и крупные полости. В золоте из Нижнего Приамурья многочисленные пустотки имеют размеры порядка 5—15 мк, редко до 0,1 мм. Соразмерные с ними полости отмечены в золотинах из Балейского рудного поля и других районов.

Формы пустот разнообразны. Наиболее легко распознаются правильные сферические или полусферические пустотки, замечаемые даже в шлифах. В большинстве своем они мелкие. Крупные полости чаще имеют угловатые или сложноразветвленные очертания. Такими являются многие полости включений в золоте из Ленского района (фиг. 55, в). Угловатые пустотки местами удлинены вдоль осевой плоскости уплощенных золотин. Нередко наблюдаются линзовидные (дисковидные, по Л. А. Николаевой) и гроздьевидные их формы. При постепенном срезании полусферических вздутий мы наблюдали появление вначале нескольких отверстий (фиг. 55, г), которые ниже

Фиг. 55. Формы полостей газовых включений и рельеф их стенок в россыпном золоте из Ленского района
a — вздутия на окатанной поверхности золотин над газовыми включениями; увел. 10; *б* — ана-
логичные бугорки на поверхности отпечатков обломков кварца на золоте; увел. 16; *в, г* — формы
полостей газовых включений на срезах золотин, увел. 40; *д*.— вид вскрытой полости; верхняя **часть** —
в виде откинутой «крышки», увел. 40; *е* — ступенчатая скульптура стенок полостей, увел. 90 (*д, е* —
из материалов Л. А. Николаевой)

объединялись в сферическую полость с диаметром около 0,5 мм. Дно полостей редко округлое; зачастую оно имеет коническую форму. Л. А. Николаевой и нами наблюдались характерные тонкоступенчатые скульптуры на стенках многих пустот (фиг. 55, *д, е*); иногда такие скульптуры сменяются мелкоямчатыми. Эти вариации свидетельствуют о различии условий формирования вакуолей и, может быть, о некоторых особенностях состава выполнявших их газовых смесей. В золотилах из жилы Ответной (Енисейский край) замечались лишь единичные линзовидные и амeboобразные полости, местами со ступенчатой формой стенок. В изученных образцах золота из некоторых месторождений Южного Урала и Казахстана пустоты имеют округлые и конусовидные формы.

Для золота, отложенного в близповерхностных условиях, характерно наличие как округлых, так и полигональных пустот, имеющих вид правильных отрицательных кристалликов (фиг. 56, *а*). Последние мы обнаружили во многих образцах золота из Бухтынского участка и других рудных полей Нижнего Приамурья. Симметрия ограниченных пустот подчинена симметрии и формам самих кристаллов; визуально определяются грани куба и ромби-



Фиг. 56. Полости газовых включений (черные) в рудном золоте, полиров, шлифы
а — кубические полости в периферических частях и более сложные — в «ядрах» кристаллов золота; участок Бухтынка, увел. 150; *б* — округлые полости в сдвойникованных зернах золота, месторождение Степняк, увел. 160; *в* — полости в виде отрицательных кристаллов по зонам роста индивидуальных золота; участок Бухтынка, увел. 60; *г* — полости по границам зерен перекристаллизованного золота, Ленский район, уве*. 160

ческого додекаэдра; дно некоторых полостей имеет очертания, напоминающие контуры граней тетрагон-триоктаэдра, типичных для описываемых кристаллов золота, особенно из Бухтынского участка.

Вакуоли с контурами граней на стенках могли возникать в процессе кристаллизации золота или при его перекристаллизации. Аналогичные явления изучены экспериментально на примере включений в кварце (McLagen, Phakey, 1966, и др.).

Расположение рассматриваемых образований неравномерное, часто кучное. Золотины из Ленских россыпей на некоторых участках своей поверхности несут по 2—3 вздутия и более, другие — лишены их. Вздутия наблюдаются как на сглаженных при окатывании поверхностях золотин, так и на стенках углублений, с отпечатками зерен кварца (см. фиг. 55,6). Как показали минераграфические наблюдения, полости газовых включений занимают разные позиции. Часть их, обычно более правильной округлой формы, находится непосредственно в зернах золота, преимущественно в их крайних частях (фиг. 56,6). Полости в виде отрицательных кристаллов концентрируются в центре или на периферии золотин (фиг. 56, а). Иногда полосы их скоплений параллельны зонам роста индивидов золота (фиг. 56, в). Уплотненные и особенно угловатые неправильной формы полости приурочены к границам кристаллических индивидов золота (фиг. 56, г).

Состав включений. В настоящее время имеются достоверные данные о содержании в рассматриваемых полостях лишь газовых смесей. А. Е. Гапон (1962) отметил, что только в двух из пятидесяти вскрытых им полостей в ленском золоте наблюдались капельки бесцветной прозрачной жидкости, неvspишающей, но быстро улечуивающейс с образованием белого налета. Состав жидкости не определен, как и состав налетов.

Наши данные подтверждают представления о существенно газовом выполнении полостей в золоте. Жидкая фаза, если и присутствовала в них (исчезая в виде пара при вскрытии вакуолей), то в резко подчиненных количествах и, вероятно, не во всех включениях.

Состав газов в ленском золоте определялся по нашей просьбе М. Г. Гуревичем и М. М. Элинсон в лаборатории газового анализа ИГЕМ АН СССР. Образцы золотин с видимыми вздутиями на поверхности были отобраны Л. А. Николаевой. При проведении первых определений золото нагревалось до 1000—1100° С и газовые вытяжки подвергались анализу. На поверхности полуплавленных «спекшихся» в сплошной комок золотин обнаружено множество отверстий от взорванных газовых включений, причем большинство из них имело размеры более крупные, чем до прокаливания золота. Это может быть следствием увеличения полостей в полурасплавленных участках золотин под давлением расширяющихся газов или сегрегацией последних в процессе нагревания.

В дальнейшем анализ газов проводился без прокаливания образцов золота. По схеме М. М. Элинсон был сконструирован миниатюрный прибор для вскрытия газовых полостей в золоте при помощи подвижного микроножа в небольшом герметизированном прозрачном сосуде, из которого предварительно удалялся воздух. Золотина прикреплялась к дну сосуда так, чтобы участки вздутий над газовыми включениями располагались непосредственно под лезвием ножа.

Удалось выполнить шесть анализов газов, извлеченных из достаточно крупных, до 1 мм, включений в золотилах (табл. 15). Результаты их (с учетом данных, полученных ранее) показали, что полости в ленском золоте заполнены в основном CO₂. Из других компонентов в заметных количествах присутствуют только азот и редкие газы. Поданным М. Г. Гуревича они составляют 11,55% газовой смеси (при исследованиях одиночных включений их обнаружить не удалось); количество аргона близко к воздушному, но ве-

Таблица 15

Состав газовых включений в самородном золоте и жильном кварце из Ленского района

№ анализа	Объем полости, мл	CO ₂	N ₂	CH ₄	Примечания
Золото; извлечение без нагрева					
	0,08	0,02	0,0	0,0	H ₂ S, SO ₂ , CO не обнаружены, N ₂ — не определялся
	0,032	0,07	0,0	0,0	
	0,004	0,012			
		0,011			
	0,006	Следы	Следы	Следы	
Золото; извлечение при 1080—1200° С					
6	Валовой состав	79,8	0,0	8,7	N ₂ = 11,5
Жильный кварц с золотом и сульфидами					
7	Валовой состав	64,4	19,4	—	N ₂ = 16,2
Жильный кварц с альбитом и карбонатом					
8	Валовой состав	88,5	4,75	—	N ₂ = 6,75
Массивный жильный кварц					
9	Валовой состав	83,3	7,2	—	N ₂ = 9,5

Анализы выполнены: 1—5 М. М. Элинсон (содержание газов в мл);
6—9 — М. Г. Гуревичем (в объемн. %)

личина отношения его к азоту в 70 раз выше, чем обычная для воздуха. В одном включении присутствовал водород; в газах, извлеченных при прокаливании золота, этот элемент не обнаружен, но установлено наличие метана (8,65%), который мог образоваться из Н и CO₂ при высоких температурах.

Приведенные данные относятся к крупным газовым включениям, содержащимся в золоте из Ленского района. Определение состава газов в золоте из других районов встречает ряд методических трудностей. Разрезание золотин неприменимо из-за мелких размеров и рассредоточенное™ газовых включений. При извлечении газов способом прокаливания проб нужны большие количества золота, при этом анализу подвергаются не первичные газы, а продукты их высокотемпературных реакций. Простое размельчение или раздавливание золотин, как показали специальные опыты, не эффективны, так как не освобождают капсулированных в золоте газов. Очевидно, нужны новые методики, возможно, с использованием ультразвука, ионного распыления золота и т. д.

Значительный интерес представляет детальное исследование жидких фаз, которые иногда обнаруживаются в вакуолях, и пылевидных осадков на стенках последних.

П. В. Бабкин и А. П. Куклин (1966) заметили в одном из ста вскрытых ими включений комочек (около 0,3 мм) из снежно-белых иголок минерала. Установлено наличие в нем фосфора; показатель преломления минерала 1,625. На стенках исследованных нами вакуолей в ленском золоте в единичных случаях обнаруживались налеты, содержащие Fe, Mg, Ca, Cl (данные электронно-зондовых определений Т. И. Лосевой). Ю. Г. Щербаков (1967) отмечает также наличие хлора в золоте из месторождений Горного Алтая и Горной Шории.

Д а в л е н и е в н у т р и в к л ю ч е н и й . Л. А. Николаева наблюдала, что при вскрывании полостей стенки их иногда разрываются и срезанная часть золота отбрасывается давлением выходящих газов (см. фиг. 55, д). Аналогичные факты замечались нами и другими исследователями. П. В.

Бабкин и А. П. Куклин (1966) предприняли попытку определить величину внутреннего давления по расширению полостей предположительно сферической формы. Это давление, по заключению названных авторов, близко к 530—850 *атм*, что дало основание относить месторождения Ленского района к образованиям относительно больших глубин (около 2,5 км). Поскольку формы вакуолей более сложные, чем принимаемые при упомянутых расчетах, результаты последних не бесспорны. Данные, полученные лабораторией газового анализа ИГЕМ АН СССР, показали непостоянство величин внутреннего давления во включениях, что может быть следствием отмечавшейся выше их гетерогенности.

А. Е. Гапоном (1962) была предпринята попытка использовать включения в ленском золоте для целей минералотермометрии: золотины нагревались, и температура, при которой на их поверхности появлялись единичные выпуклости (80—200° С), принималась за температуру отложения золота из растворов. Такой подход лишен достаточных обоснований, поскольку не учитывались многие условия, влияющие на результаты измерений (размеры и форма включений, состав газов, строение золотинок и др.). Число вздутий возрастало при нагревании до 240—280°; это объяснялось расширением глубоко расположенных включений, но их существование не проверялось изучением срезов золотинок. Вместе с тем одна из установленных температур (200° С) является близкой к температуре отложения золотоносного кварца, определенной при помощи метода гомогенизации газово-жидких включений (см. фиг. 7).

Происхождение и типоморфизм включений. Среди минеральных включений в золотинах господствуют реликтовые; сингенетические характерны лишь для «эпитермального» золота. Этот факт является одним из показателей меньшей дифференциации золотоносных растворов в малоглубинных условиях по сравнению с глубинными.

Обнаружение при помощи электронного микронзонда мельчайших частиц сульфидов в золотинах подтверждает представления о механической природе некоторых примесей в нашем минерале. Состав включений определяется, в основном, составом продуктивных минеральных ассоциаций (ранних и поздних) и, соответственно, позволяет судить о последних, если в распоряжении минералога имеются лишь отпрепарированные золотины. Отмеченный выше ряд частот встречаемости минералов-включений в общих чертах отвечает распространенности этих минералов в парагенезисах золота. Вместе с тем он зависит и от степени сохранности зерен различных минералов и их обломков при взаимодействии с золотоносными растворами; неравновесность по отношению к последним резко снижает частоты нахождения в золоте мелких обломков кварца и многих минералов изменчивых ассоциаций. Это обстоятельство и общая тенденция золота кристаллизоваться обособленно от других минералов определяют относительную редкость в нем микровключений минералов.

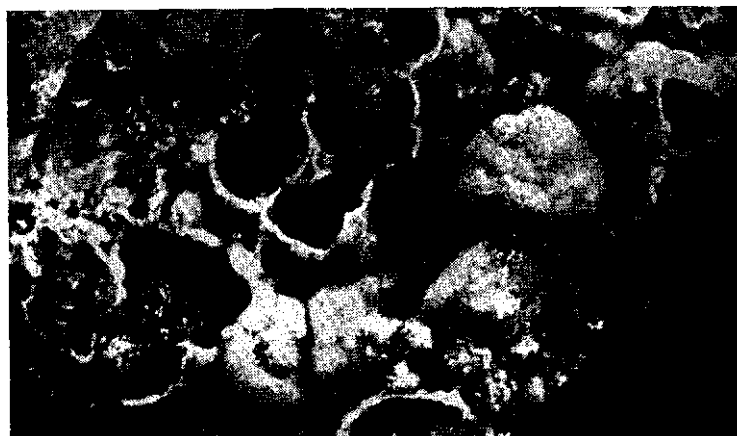
Особого внимания заслуживает вопрос о генезисе газовых включений. Расположение их по зонам роста индивидов золота и существование полостей в виде отрицательных кристалликов, повторяющих формы кристалла-хозяина, не оставляют сомнений в том, что газы капсулировались в процессе кристаллизации золота. Вместе с тем полное или почти полное отсутствие в них жидкой фазы противоречит общим хорошо обоснованным представлениям об отложении золота из водных растворов, реликты которых захватывались рудообразующими минералами. В кристаллах золотоносного кварца в таких реликтах преобладает жидкая фаза с переменным, в общем подчиненным количеством газовых составляющих.

Несоответствие состава и фазового состояния включений в минералах, ранее не привлекавшее внимания исследователей, может быть объяснено.

если допустить избирательное накопление газов вследствие их активной сорбции на поверхности отдельных минералов или прилипания пузырьков CO_2 , перекрываемых новыми слоями кристаллизующегося вещества. Возможно, что подобные пузырьки находились в центре округлых полых наростов на стенках некоторых пустот интраминерализационного выщелачивания в балейских рудных телах (фиг. 57). Наросты образованы тонкими корочками розоватого Мп-содержащего кальцита, сходного с кальцитом, участвующим в поздней кварц-карбонатной ассоциации в рудах.

Захват CO_2 в виде округлых пузырьков наблюдается и при современном минералообразовании, связанном с деятельностью углекислых источников (Kuhn, 1953).

Рассматриваемые явления — один из реально существующих путей возникновения газовых включений в минералах, отлагавшихся растворами в период вскипания последних (Клия, Леммлейн, 1961). При формировании золотых руд вскипание нагретых растворов было обычным в участках резко понижающегося давления. Можно предположить, что в этих условиях мелкие пузырьки газа прилипали предпочтительно к частицам золота, особенно к их «свежим», обладающим сложным ступенчатым рельефом, поверхностям.



Фиг. 57. Полные пузырьчатые наросты на стенках полости в кварцевой жиле, скорлупки сложены кальцитом; Балей, увел. 1,7

Для проверки этого предположения мы провели следующий простой эксперимент. Частицы рудного и россыпного золота, а также осколки кварца и сульфидов помещались в насыщенный CO_2 слабощелочной гидрокарбонатно-натриевый раствор ($\text{pH} = 7,8-8,0$). Выделение пузырьков газа наблюдалось под бинокулярной лупой: подсчитывались их количества и длительность сохранения на поверхности зерен различных минералов. Аналогичные опыты проведены со свежими сколами штуфов (4—6 см^2) золото-сульфидно-кварцевых руд. Во всех случаях обнаруживалась избирательная концентрация пузырьков газа на свежих поверхностях золотин: количество прилипших к ним пузырьков было в 5—10 раз больше, чем на зернах других минералов. В ванночках с газированным раствором пузырьки исчезали со сколов кварца почти через 15—30 мин., со сколов сульфидов — через 1—2 часа; на поверхности золотин они сохранялись больше трех суток (до прекращения опыта). Избирательное накопление пузырьков углекислоты на поверхности золотых частиц представляется очевидным.

Тяготение газовых включений к краям кристаллов свидетельствует о том, что адсорбционная способность золота усиливалась в поздние периоды кристаллизации, возможно, в связи с образованием зон расщепленного роста кристаллов (см. разделы о морфологии и структуре золотин); неравномерное их распределение может быть следствием периодически повторяющегося вскипания растворов. При продолжении кристаллизации золота захваченные газовые пузырьки деформировались, приобретали очертания отрицательных кристаллов или вытянутых конусовидных полостей. Подобные изменения форм пузырьков, прилипших к растущим граням кристаллов, изучены экспериментально (Шубников, Парвов, 1969).

Отсутствие жидкой фазы во включениях в золоте, вероятно, связано с плохой смачиваемостью поверхности золотин (Erb, 1968); в этом легко убедиться, наблюдая мелкие золотины, «плавающие», несмотря на высокий удельный вес, на поверхности капли воды.

Как известно (Плаксин, 1958; Erb, 1968, и др.), свежееобнаженные поверхности самородных металлов становятся гидрофобными вследствие быстрой, даже мгновенной адсорбции кислорода; гидратные пленки на них легко разрываются в местах прилипания пузырьков воздуха. На этом основаны широко используемые методы флотационного обогащения золотых руд. Тенденция к прилипанию определяется тем, что поверхностная энергия межфазовых границ при этом существенно снижается. Повышение концентрации кислорода усиливает гидрофобность золота. Учитывая это, следует признать, что в «эпитермальных» условиях, в зонах смешения глубинных растворов и богатых кислородом поверхностных вод вероятность нахождения воды в рассматриваемых включениях является минимальной.

Полученные данные заставляют более осторожно подходить к интерпретации минералотермометрических определений и анализу сведений о соотношении газовых и жидких фаз во включениях, в частности, при обосновании выводов о роли пневматолитовых процессов при формировании руд. В ряде случаев газовый состав включений может быть простым следствием избирательного прилипания газовых пузырьков на поверхности отдельных граней растущих кристаллов некоторых минералов.

Результаты определений состава капсулированных в золоте газов подтверждают положение о важной роли углекислоты в рудообразовании (Бетехтин, 1953). Высказывались предположения об участии CO_2 в гидротермальном переносе и отложении золота (Воегг и др., 1967), однако необходимые обоснования еще не найдены. Очевидно лишь то, что металлоносные растворы были газированными и что их вскипание сопровождало и, вероятно, содействовало осаждению золота. Одним из индикаторов этих явлений могут служить описанные включения в самородном золоте.

Межзерновые скопления газов могли накапливаться в процессе роста индивидов золота или возникать при перераспределении газов после его кристаллизации. Последнее представляется вероятным по следующим соображениям.

Возможность движения газов в металлах, в том числе диффузионного, доказана экспериментально (Seith, 1955). Объемная диффузия относительно невелика, но процесс значительно активизируется при повышенных температурах благодаря некоторому разрыхлению кристаллической решетки металлов; газы сосредоточиваются обычно по границам зерен и мозаичных блоков. Основываясь на этих данных, естественно предположить, что межзерновые пространства в агрегатах самородного золота служили своего рода ловушками газов, диффузия которых могла быть связана с нагревом и перекристаллизацией рудного вещества. Высказанное предположение объясняет тот факт, что угловатые и линзовидные межзерновые газосодержащие полости характерны для золота из древних руд, переживших неоднократные дефор-

мации и перекристаллизацию (Ленский район, Енисейский край). Поскольку вакуоли в нем значительно крупнее, чем в золоте, не испытывавшем указанных изменений, можно допустить, что перекристаллизация являлась причиной (или одной из причин) укрупнения газовых включений в золоте. Некоторым подтверждением этого вывода служат упоминавшиеся выше признаки увеличения газовых «пузырей» при прокаливании ленского золота.

Нельзя исключать возможность удаления части газовых составляющих путем весьма длительной их диффузии, что должно было приводить к изменениям состава газовых включений в золоте. Это относится к благородным газам, наиболее легко диффундирующим (Seith, 1955), водороду, галоидам и др. Для проверки высказанного предположения необходимо сопоставление состава газов, капселированных в юном и древнем золоте, с использованием методик, позволяющих извлекать содержимое мельчайших включений из золотин.

В целом по мере перехода от месторождений глубинных к малоглубинным не только уменьшаются средние размеры содержащих газы полостей, но и закономерно меняются их формы от неправильных, часто уплощенных, к округлым, конусовидным, а затем — к отрицательным кристаллам.

Неоднородность самородного золота и некоторые вопросы его кристаллохимии

Самородное золото всегда неоднородно. Отличаются по составу не только зерна в агрегатах, но и отдельные части одного зерна или кристалла. Неоднородность, обусловленная зонами роста индивидов (McConnell, 1907; Fisher, 1935; Николаева, Бадалова, 1970, и др.), может рассматриваться лишь как ее частный случай. И. С. Волынский («Определение рудных минералов под микроскопом», 1949) отметил, что под микроскопом с синим фильтром наблюдаются петельчатые, грубоэмульсиевидные и пластинчатые сростания разновидностей золота, по-видимому, различающихся по содержанию серебра. Более детально такие разновидности не были описаны.

Достоверные сведения о составе золота в разных участках его зерен пока еще весьма ограничены, хотя быстро пополняются благодаря все более широкому использованию методов электронного микрозонда и лазерного спектрального анализа. Полученные данные дополняются минераграфическими материалами и измерениями микротвердости золота. Часть их опубликована нами и нашими соавторами в 1971 г. в сборнике «Вопросы однородности и неоднородности минералов».

Систематика неоднородностей может основываться на размерах участков золотин, неодинаковых по составу: 0,5 мм — грубая (зональность агрегатов и относительно крупных зерен); 0,5—0,05 мм — мелкая и 0,05—0,005 мм — очень мелкая (тонкая зональность индивидов, пятнистое распределение в них примесей, сростания зерен золота неодинакового состава и др.); 1—5 мк — тонкая и менее 1 мк — ультратонкая (мозаичные структуры, структуры межблоковых обособлений и др.).

Распределение и формы нахождения малых примесей в золоте. По имеющимся пока еще ограниченным данным, не только серебро, но и другие примеси распределены в зернах и агрегатах золота неравномерно. В ряде случаев, как показывают электронно-зондовые анализы (см. фиг. 58), это связано с наличием в золоте мелких и ультрамелких включений различных минералов. Существование таких включений во многом объясняет часто наблюдаемую зависимость примесей в золоте от состава окружающих минеральных агрегатов и петрохимических особенностей рудовмещающих пород. Вместе с тем

неравномерно распределены и такие примеси, которые не входят в состав минеральных включений.

Спектральные анализы, выполненные с помощью лазерного анализатора, показали, что в образцах из Балейского рудного поля в разных частях неправильных относительно крупных золотинок на расстоянии в 0,1 мм содержания меди меняются почти в два раза (от 0,02 до 0,04%; среднее по данным химического анализа—0,03%). В дендритоидах золота из Агатовского месторождения содержания Си варьируют от 0,001 до 0,004%.

М. С. Сахарова (1969) установила повышение концентрации Fe, а также Ag в золоте на границе с сульфидами и предположила, что это является следствием диффузионного обмена элементами смежных зерен минералов. Выше упоминались наблюдения А. П. Переляева и М. Н. Альбова, показавшие обогащение медью краевых частей золотинок из отдельных уральских месторождений, по-видимому, связанное с действием на золото более поздних медьсодержащих растворов. Локальные сегрегации меди найдены в серебристом золоте из месторождений острова Борнео (Stumpfl, Clark, 1965): методом электронного микрозонда определены колебания содержаний меди (0,1—30,3%) и серебра (0,8—57,2%); неоднородность этого золота считается первичной. В золоте из Карабашского месторождения (Урал) химическим анализом обнаружены вариации содержаний Си в пределах 4—46% (Ложечкин, 1939). Предполагалось, что при 18% Си кристаллы минерала однородны, однако это требует проверки; не исключена их ультратонкая неоднородность.

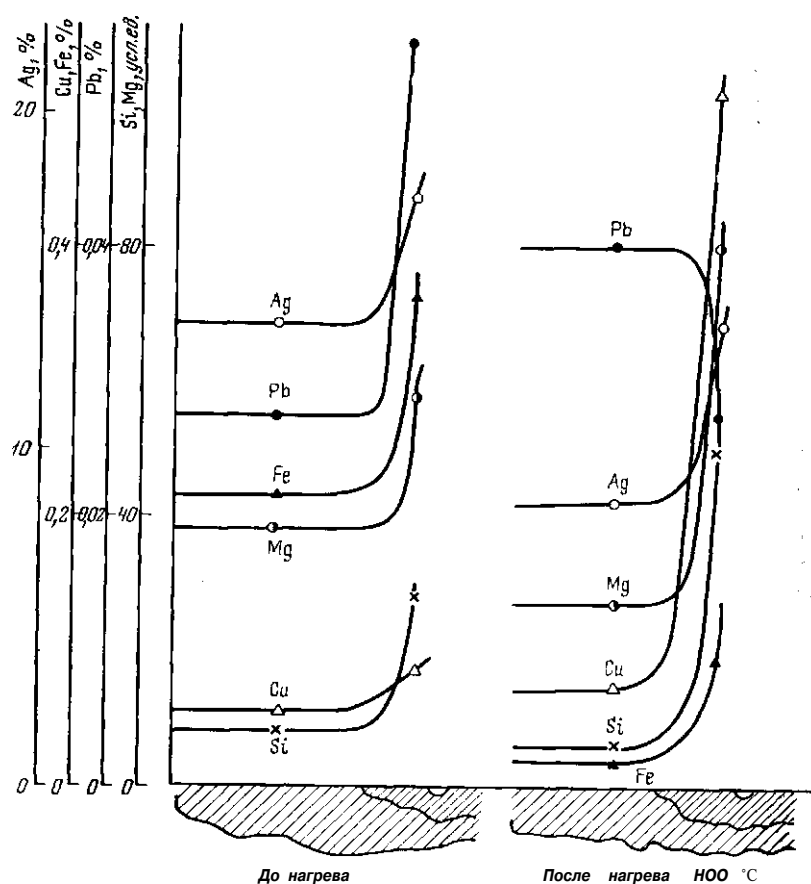
Распределение других примесей в самородном золоте (кроме Ag, Си, Fe) почти не изучалось. Методы электронного микрозонда оказались для этого недостаточно чувствительными. Более перспективным представляется применение спектрального лазерного анализа. Серия анализов, проведенных по нашей просьбе Г. Л. Васильевой, выявила различия концентрации ряда элементов в разных частях агрегатов золота. В изученных образцах ленского золота замечена их зависимость от близости к полостям газовых включений в золоте; около последних содержания Ag и Си возрастают в 1,5—2 раза, Si и Са почти в 3 раза, Fe в 6—7 раз, Ti в 13—30 раз (фиг. 58). При сильном нагревании образцов (до 800—1000° С) упомянутые различия становятся более контрастными, что указывает на тенденцию примесей перемещаться к границам газовых включений. Очевидно, что при нагревании золота приобретают подвижность не только Си, Ag, Hg, Bi, для которых это доказано экспериментами В. Г. Моисеенко (1965), но и примеси других элементов. Относительно инертным оказался свинец, количество которого в двух случаях из четырех почти не менялось.

Представления о формах нахождения рассматриваемых примесей могут основываться на следующих данных. Экспериментально доказана способность золота давать соединения со многими элементами (табл. 16), но в природе найдена лишь ничтожно малая их часть (см. табл. 3). Почти все искусственные соединения золота крайне неустойчивы.

Метастабильными являются и твердые растворы в золоте большинства элементов; при изменениях термодинамических условий, как правило, происходит их распад, возникают новые фазы, в том числе интерметаллические соединения. Впервые это было установлено Н. С. Курнаковым и его учениками для сплавов Си — Au. При медленном охлаждении такие сплавы, первоначально гомогенные, ниже 370° С распадались на две фазы: AuCu (43—66 атомн.% Au) и AuSi³ (19—34 атомн. % Au). Впоследствии были найдены природные соединения Au²Cu³—купроаурид (Ложечкин, 1939) и AuCu⁸—аурикуприд (Ramdohr, 1960). К продуктам распада относятся пластинчатые и решетчатые сростания медистого и обыкновенного золота из уральских месторождений.

Явления распада твердых растворов меди в золоте в последние десятилетия изучены весьма детально и описаны в десятках работ. Применение методов просвечивающей электронной микроскопии позволило наблюдать начальные стадии упорядочения сплавов (с 50% Си) с повышением температуры отжига; вначале при 100° С происходит зарождение упорядоченных прослоек в кристаллах, ориентированных по (ПО); при более высокой температуре начинается рост доменов и, наконец, образуются крупные пластинчатые субиндивиды (Hirabayashi, Weissmann, 1962). Аналогично ведут себя сплавы золота с рядом других элементов. Перераспределение примесей, возникновение упорядоченности ближнего порядка и затем образование новых стабильных или метастабильных фаз доказаны при изучении охлаждаемых сплавов Au — Pb (Тамман, 1931), Au — Mn (Watanabe, 1960), Au — Ni (Сандзе, Гуляев, 1966), Au — Co и др. Отмечается наличие ближнего порядка в сплавах Au — Pd. Ставится под сомнение существование однородных твердых растворов Au-Pt (Немилов и др., 1946).

Упорядоченные сплавы обладают то одномерной (Au — Co), то двумерной (Au — Mn) антифазной доменной структурой. Состав и количество фаз,



Фиг. 58. Изменение концентрации примесей в ореолах у газовых включений в золоте из Ленского района по данным спектрального лазерного анализа

1 — фон, 2 — ореол; размеры ореолов не в масштабе

Т а б л и ц а 16

Синтезированные интерметаллические соединения и сплавы золота

Источник	Состав	Источник
Грум-Гржимайло, 1956	Au ^x Pt	Роберте, 1966, Pearson, 1963
Norman, Warren, 1957	Au [^] Pd	
То же	AuTis	
Cabri, 1965	AU2V5	
1915	AuNi	Санадзе, Гуляев, 1966
	AuIn	Роберте, 1966
Роберте, 1966	AuIri2	То же
	AuCa	
То же	AuTi	
	AU27Ti73	
	AuBes	
	Au ^x Be ₂	
	AuZr3	
	AuioZrgo	
Pearson, 1963	Au ₁₀ Zr93	
То же	Au ₁₀ Zr95	
	AuNbe	Rosi, 1963
	AuMg	Roberts, 1963
	Au ² Na	То же

возникающих на последних этапах распада интерметаллических соединений, существенно варьируют. Так, в гексагональной решетке сплава Au — Co образуются участки кубической гранецентрированной решетки Au³Co или примесь Co образует собственную фазу, частицы которой декорируют плоскости (110) (Campbell, Mulddwer, 1961). Сплавы Au — Pb превращаются в смеси четырех фаз: Au, Au²Pb, AuPb² и Pb (Тамман, 1931) и т. д. Важны сведения о ступенчатости превращений с возникновением серий промежуточных состояний, со все большей степенью обособления компонентов смесей. Примером служит диссоциация интерметаллических соединений AuHg, AuHg², Au²Hg и Au³Hg с образованием все более очищенных от ртути фаз. Существенно также, что в интерметаллических соединениях могут присутствовать избыточные количества одного из компонентов системы, причем это не только простые смеси (твёрдо-жидкие для системы Au — Hg), но и твердые растворы (Курнаков, и др., 1915).

Основываясь на упомянутых экспериментальных данных и материалах изучения природных объектов, мы приходим к выводу, что примеси в золоте, содержащиеся в существенных количествах (0, п — п%), присутствуют преимущественно в виде собственных минеральных фаз. Соединения золота и твердые растворы в нем различных элементов за редкими исключениями (например, Au—Si) не могли сохраняться сколько-нибудь длительное время и должны были неизбежно распадаться, по-видимому, стадийно. Остается неясным, подчиняются ли подобной закономерности малые примеси в золоте (сотые и тысячные доли процента). Можно лишь допустить, что некоторая их часть остается в кристаллической решетке золота в рассеянном состоянии, в виде локальных сегрегации вдоль границ зерен, мозаичных блоков, около газовых включений и т. д. Вероятны также ультрамелкие включения минералов, не обнаруживаемые современными методами. Среди них могут быть и минералы золота, в том числе пока еще не известные. Это допущение опирается на установленные в последние десятилетия положения, со-

гласно которым фазы, неустойчивые в относительно больших объемах кристаллических зерен, могут возникать и длительно сохраняться в очень тонких пленках, если они обладают более низкой поверхностной энергией; существование таких фаз экспериментально доказано на примере сплавов Fe — Ni и Fe — V (Пинес, Гребенник, 1958). Не исключено, что это относится к природным соединениям Au с Fe, Bi, Ni, Co и другими металлами как сингенетическим, так и эпигенетическим (связанным с упорядочением твердых растворов) по отношению к первоначально кристаллизовавшемуся золоту.

Почти не изучены формы нахождения газов в золоте. Естественно предположить, что N, H, O, C (CO₂) и Cl образуют изолированные включения, особенности состава и генезис которых рассмотрены выше. CO₂ участвует и в составе микрочастиц карбонатов. Часть газов, возможно, находится и в междоузлиях и дефектах кристаллической решетки самородного золота.

Распределение серебра. Неоднородность самородного золота обусловлена в основном неравномерным распределением в нем серебра. Она резко возрастает и становится контрастной с увеличением содержаний Ag свыше 30—35%; при более низком содержании серебра она редко обнаруживается минераграфическими методами, но электронно-зондовый анализ выявляет ее признаки даже у золота, содержащего всего 10—15% Ag. По-видимому, специфической чертой низкопробного золота является не столько общая неоднородность (Петровская, 1969²; Николаева, Бадалова, 1971), сколько контрастные ее проявления.

Распределение серебра по зонам роста кристаллов и дендритов золота изучено лишь весьма приближенно. Судя по скорости травления зон и отдельным электронно-зондовым определениям, различия концентрации Ag в них достигают 15—30% от суммарного содержания этого элемента. Многократное повторение зон наблюдается значительно реже, чем изменение содержания серебра только в периферических частях индивидов. Их обогащение серебром более обычно, чем обеднение, причем наиболее рельефно оно проявляется в образцах из руд, содержащих сульфиды серебра. Серебристые периферические зоны обнаружены у дендритоидов из Агатовского месторождения и у кристаллов с Бухтынского участка (табл. 17). Содержания Ag в одном из кристаллов, определенные рентгеноспектральным анализом, меняются от одного края к другому в последовательности: 21,7—34,8—36,7%. Близкая величина была получена для более крупных кристаллов из того же участка Л. А. Николаевой при помощи метода пробирного камня: 21% Ag в центре и 35,0% Ag в периферических зонах (Берман, Новиков, 1969); очевидно, в некоторых случаях этот простой метод может использоваться для изучения неоднородности золотин.

В образцах из руд, относительно бедных минералами серебра, встречались индивиды золота как с повышенными, так и с пониженными концентрациями Ag в периферических зонах, иногда в пределах одного и того же месторождения (см. табл. 17). Примерами служат дендриты и дендритоиды из балейских руд; края некоторых из них обогащены серебром на 3—4%, тогда как в других индивидах соотношения обратные: их «ствол» содержит 27,2%, а концы веточек — 25,7% Ag. Поданным локального лазерного анализа, в центре пластинчатых дендритоидов из того же месторождения содержится 21,42—24,8%, а по краям 19,65—23,00% Ag.

В отдельных случаях зоны с различным содержанием серебра, как отмечалось выше, не подчиняются кристаллографическим направлениям индивидов минерала, а следуют вдоль границ его зерен или по периферии золотин. На отличия состава краевых частей агрегатов золота от центральных впервые обратил внимание С. Ф. Жемчужный (1922) при изучении уральских самородков золота. Признаки подобной зональности наблюдались М. С.

Таблица 17

Результаты (%) локального анализа отдельных золотин: рентгеноспектрального (Au, Ag) и лазерного спектрального (Си, Fe и др.)

Образец	Аи		Си	Другие примеси	Au 4- + Ag
Дендритовидная золотина из кварца (Агатовское)					
центральная часть	58,6	40,4	Следы	Следы Fe, Si	99,0
краевая часть	52,8	48,2	»	То же	
то же	49,4	53,5			
Дендрит (Закавказье)					
центральная часть	67,8	33,0	Не определялись		100,8
краевая часть	55,5	47,8	То же		
то же	53,1	48,5			
Дендрит (Балей)					
центральная часть	74,3	26,0	0,021)	Сл. Fe, Si, Mg, Sb	100,3
краевая часть	78,5	20,5	0,29 Sb		
то же	69,0	31,2	0,39 J		
Золотина неправильной формы (Балей)					
центральная часть	73,8	26,9	Не определялись		100,7
краевая часть	73,2	26,9			
то же	68,0	31,6			
Золотина неправильной формы (Лебединое)					
центральная часть	92,3	7,0	Не определялись		99,3
краевая часть	85,6	12,7			
то же	96,5	6,1			
Золотина неправильной формы (Мурунтау)					
центральная часть	90,9	10,0	Не определялись		100,9
краевая часть	90,9	9,9			
то же	93,0	8,6			

Фишером при изучении золотин из Новой Гвинеи (Fisher, 1935), И. Н. Плаксыным (1958) и нами в образцах золота из некоторых месторождений СССР. Количественные определения Ag в рассматриваемых зонах немногочисленны. Г. Элис (Eales, 1961) показал, что края золотин из месторождения Джюзи Майн в Родезии на 10—20% беднее серебром, чем их центральные части.

Имеющиеся материалы, в том числе результаты количественных электроннозондовых определений, показали, что неоднородности зернистых выделений золота, относимые нами к зональности III рода (Петровская, 1971), распространены шире, чем это предполагалось ранее, и что они различаются расположением зон и концентрацией в них серебра (фиг. 59).

В 10—12% исследованных золотин, в том числе из рудных полей Балейского, Мурунтау и др., периферические зоны преимущественно обеднены серебром. Судя по концентрационным кривым, это зоны неширокие и не очень четкие. Содержание Ag в них на 5—10% ниже среднего для золотин в целом (фиг. 59, а, б). В 40% исследованных образцов соотношения обратные. Так, в выделениях золота из балейских руд со средним содержанием серебра до 28% концентрация последнего в краевых частях увеличивается до 32,2%.

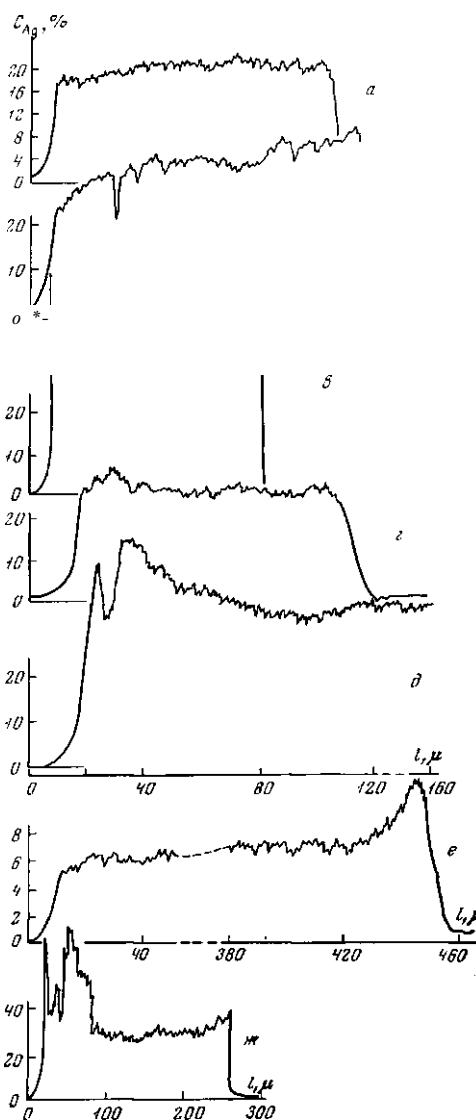
Неожиданно распространенной оказалась неоднородность, определяемая асимметричным расположением скоплений серебра у одного края золотин. Признаки такого распределения серебра отмечены нами в 1969 г. (концентрационная кривая состава балейского золота). Подобные данные получены для золота из месторождений Агатовского, Лебединого, отдельных место-

рождений Восточного Узбекистана и Чукотки, причем не только для неправильных частиц, но и для кристаллов (см. табл. 17, фиг. 59). Большинство золотин было заключено в кварце, что исключает влияние вмещающей среды.

У противоположного обогащенному серебром края золотины концентрация не отличается от средней для данного выделения или заметно ниже средней. Например, ксеноморфная частица золота из Балецкого месторождения со средним содержанием 21,4% Ag на одном краю обеднена этой примесью (20,9%), а на противоположном — обогащена ею (23,0%). Аналогичную закономерность выявляет спектральный лазерный анализ: золотины из Агатовского месторождения в краевой части содержат на одной стороне 52,0—62,4% Ag, на противоположной — 39,2—40,0 и в центральной части — 40—43%. Иногда асимметрия сказывается в разной степени обогащения серебром краевых зон.

У высокопробного золота асимметричная зональность также проявляется, но менее отчетливо. Например, небольшая неправильная частица золота из руд месторождения Лебединого в центральной части содержит около 7% Ag, а на противоположных краях — 6,1 и 12,7%; отдельные золотины из Мурунтау содержат в аналогичном разрезе 9,9—10,0—8,6% Ag.

Примечательно, что близкорасположенные золотины в одном и том же штуфе (месторождение Балецкое) нередко обедняются или обогащаются серебром в краях, одинаково расположенных по отношению к осевой плоскости рудного тела (см. фиг. 59, ж). Эта особенность может быть следствием либо анизотропии минералообразующей среды, либо послекристаллизационного перемещения серебра в одном направлении (возможно, определяемом тепловым потоком). Независимость рассматриваемых направлений и приуроченность их к границам золотин с вмещающим кварцем позволяют считать более вероятным второе предположение.



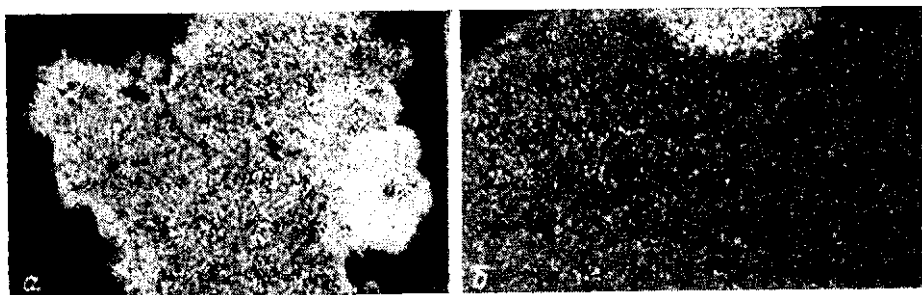
Фиг. 59. Кривые содержания серебра в самородном золоте (данные электронного микрозонда)

Месторождения: а — Балец (частицы неправильной формы); б — Бухтынка (кристалл); в — Агатовское (пластинчатое выделение); г — Тасеевское (дендрит); д — Закавказье (дендритоид); е — Лебединое (частица неправильной формы); ж — Чукотка (сросток зерен)

Растровые изображения в рентгеновских лучах дают картины, сходные с описанными выше. Наряду с золотиными, имеющими сплошные высоко-серебристые зоны (фиг. 60, а), обнаруживаются такие, у которых серебро сосредоточено на одной из сторон или в отдельных пятнообразных участках (фиг. 60, б). Содержания Ag у краев золотин по отношению к центральным частям, по данным количественных электронно-зондовых определений, различаются на 3—14%.

Разнообразие структур, создаваемых неоднородным распределением серебра в золотиных, подтверждается результатами измерений микротвердости из отдельных участков.

Среди образцов золота из Бухтынского участка наблюдаются кристаллы с более твердой (серебристой) периферической зоной (см. фиг. 14, а); иногда это зона расщепленного роста (см. фиг. 14, б), для которой особенно характерны повышенные содержания примесей. Дендритоиды и ксеноморфные частицы золота из Балеической группы месторождений имеют то более твердые, то сравнительно мягкие краевые зоны, что согласуется с приведенными выше данными о распределении в них серебра. Встречаются золотины, в пределах



Фиг. 60. Формы зон и участков повышенного содержания серебра (светлое) в краевых частях золотинов; растровые изображения в рентгеновских лучах AgL^{α}

а — сплошные зоны; Восточная 4-й отк., увел. 250; б — пятнообразный участок; месторождение Агатовское, увел. 400

которых обнаруживаются лишь небольшие обособленные участки повышенной твердости.

Особый интерес представляет ультратонкая неоднородность низкопробного золота (с 35—45% Ag), связанная с мозаичностью его зерен и наличием межблоковых обособлений (см. раздел о тонких субструктурах золота). Точная их диагностика не могла быть проведена из-за крайне малой их толщины (доли микрона). Концентрационные кривые, полученные методом микрозонда, показали лишь общую изменчивость содержаний серебра; его чистые обособления не обнаружены.

Причины неравномерного распределения серебра в самородном золоте различны. Высокая серебристость периферических зон роста кристаллов и дендритов естественно было бы объяснить накоплением серебра в остаточных растворах. Неоднородность отдельных монокристалльных зерен могла возникать в процессе дендритной или ячеистой кристаллизации с накоплением примесей между ветвями растущих дендритов (Саратовкин, 1957) или по краям выступов на фронте кристаллизации (Любов, Темкин, 1961). Однако такие объяснения оказываются недостаточными, если речь идет о высокопробных периферических зонах или о тонкой контрастной зональности, с чередованием богатых и бедных зон во всем кристаллическом индивиду. По-видимому, действие факторов, влиявших на поглощение самородным зо-

лотом серебра, было пульсирующим; вряд ли таким образом могла меняться концентрация примесей в растворах, особенно вязких, в которых формировались дендриты золота.

Основываясь на соображениях, высказанных при анализе причин вариаций пробы золота (см. раздел о составе золота), мы склонны считать, что наиболее существенное влияние на неравномерность распределения примеси, серебра в нем оказывали периодические изменения окислительно-восстановительных условий минералообразования. Такие изменения, как известно, могли быть следствием пульсации тектонических движений стенок рудовмещающих полостей, приводивших к падению давления, вскипанию растворов, смешиванию их с богатыми кислородом вадозными водами; меняющийся от участка к участку режим тектонической жизни трещинных полостей, по-видимому, был одной из главных причин непостоянства положения высокосеребристых зон в индивидах золота из одной и той же жилы. Роль других факторов, в том числе накопления примесей в остаточных растворах, представляется второстепенной.

Суммируя сказанное, можно выделить следующие основные разновидности неоднородности золотин, обусловленные неравномерным распределением в них серебра: обогащение им одной или нескольких зон роста индивидов; относительно пониженные или повышенные его содержания в краевых частях неправильных зерен и зернистых агрегатов, нередко на одной стороне золотин; пятнообразные скопления примесей в отдельных участках зерен; образование тончайших межблоковых зон, обогащенных серебром. В следующем разделе сделана попытка показать неодинаковое происхождение таких неоднородностей.

Кристаллохимические особенности и неоднородность золота. Природное золото, по мнению большинства исследователей, представляет собой твердый раствор $\text{Au} - \text{Ag}$. Это мнение базируется на упомянутых выше данных, позволяющих предполагать полный изоморфизм золота и серебра, а также на материалах исследований, показавших постепенное изменение свойств сплавов с увеличением концентрации одного из их компонентов (Рудницкий, 1956) с одновременным изменением параметров кристаллических фаз (Кузнецов, 1941).

Вывод о непрерывности ряда $\text{Au} - \text{Ag}$ сплавов в настоящее время не подвергается сомнению, однако возможность его распространения на природное золото не бесспорна. В ряду разновидностей самородного золота имеется перерыв, приходящийся на интервал содержаний Ag 43—72%, а если не считать кюстелита — 43—98%; очевидно, в природе полная смесимость Au и Ag не проявляется. Интерпретация этого факта, уже давно замеченного исследователями, обычно сводится к общему указанию на отличие природных «сплавов» от искусственных (Вернадский, 1922; Переляев, 1953). Вместе с тем вопрос о сущности этих отличий является одним из главнейших в кристаллохимии самородного золота. Какие факторы ограничивали вхождение серебра в кристаллическую решетку золота в природных условиях? Имелись ли причины, препятствовавшие образованию отсутствующих членов ряда твердых растворов $\text{Au} - \text{Ag}$, и ли соответствующие им разновидности минерала возникали как метастабильные фазы, впоследствии распадавшиеся? Поиски ответов в большой мере связаны с исследованием тонких и тончайших структур характеризуемого минерала.

Наблюдения, показывающие контрастную неоднородность самородного золота с 35—40% Ag , приводят к заключению, что состав низкопробного золота менялся во времени, так как высокосеребристые члены ряда были метастабильными.

Крайняя позиция в вопросе о неустойчивости твердых растворов $\text{Au} - \text{Ag}$ была занята И. Бужором (Bujor, 1948) и позднее А. П. Переляевым (1953).

Природное золото рассматривалось ими как механическая смесь частиц золота и серебра; аргументация этого представления была явно недостаточной. И. Бужор ссылаясь лишь на наличие треугольных фигур (по-видимому, травления) на поверхности природных и искусственных золото-серебряных сплавов. А. П. Переляев ограничился приведением отдельных микрофотографий шлифов протравленного золота. Предположение Р. П. и С. Т. Бадаловых (1964) о «практическом отсутствии в природных условиях золота пробы 700—750» также базировалось лишь на отдельных минераграфических наблюдениях. Таким образом, хотя высказывания о неустойчивости некоторых разновидностей самородного золота можно найти в работах наших предшественников, но детальное обоснование их в литературе отсутствует.

Основным доказательством метастабильности природных твердых растворов Au—Ag определенного состава служат признаки перегруппировки в них серебра с образованием его локальных сегрегации, частью в виде резко очерченных участков. По-видимому, золото могло кристаллизоваться как более или менее гомогенный минерал, но позднее состав его изменялся, нередко с распадом твердых растворов.

Из разновидностей самородного золота с разным содержанием серебра наиболее устойчивы те, которые сохранили свой состав в течение геологического времени; очевидно, что они должны быть наиболее распространенными. К устойчивому должно быть отнесено золото с 20—22% Ag, особенно широко распространенное, присутствующее в рудах всех формаций (см. фиг. 8), в меньшей мере — золото с 25—30% Ag.

Четкие признаки интенсивной перегруппировки серебра наблюдаются при его содержании в золоте свыше 25—30%. При меньшем содержании серебра не подвергалось заметному перераспределению; самородное золото освобождалось от него лишь под действием таких сильных стимуляторов, как термические и, возможно, динамические воздействия. Об этом свидетельствуют признаки метаморфогенного облагораживания самородного золота и нахождение высокопробных его разновидностей в месторождениях формации относительно больших глубин. Возникает предположение, что в самородном золоте какая-то часть серебра (не более 20—25% от вещества минерала) более прочно связана с кристаллической решеткой, чем «избыточная» часть, атомы которой более легко меняют свои места. Чтобы определить причину этого, обратимся к некоторым общим положениям кристаллохимии золота.

По существующим представлениям в кристаллической структуре минерала (14-атомная элементарная ячейка гранецентрированного куба) серебро занимает те же позиции, что и атомы золота. Однако их свойства неодинаковы (химическое сродство к кислороду и сере и др.). Серебро, как менее «благородный» металл, должно легче извлекаться под действием растворителя, чем золото, а атомы последнего могут служить защитой для глубже расположенных атомов серебра. Очевидно, что увеличение количества «растворимых» атомов (т. е. понижение пробы золота) должно приводить к общему снижению устойчивости минерала. При полностью неупорядоченном расположении атомов Au и Ag, исходя из теории вероятности, может быть вычислено соотношение количеств элементов, при котором защитное действие более благородных атомов будет существенным. Такие расчеты были произведены Л. Восом (Voss, 1919) и затем проанализированы Г. Тамманом (1931). Показано, что при отношении Ag : Au менее 3:8, когда каждый четвертый атом Au может быть замещен на Ag, действие растворителя легко разрушит всю кристаллическую структуру, так как защитная роль атомов будет недостаточной. Выше указанного предела стойкость сплава повышается. С рассматриваемой точки зрения при соотношении Ag : Au = 6:8 (проба 700) и 7:8 (проба 670) распределение атомов серебра таково, что параллельно

(100) и (ПО) лишенные Ag сетки решетки будут располагаться через одну, что затруднит вынос растворимой примеси. На поверхности грани (111) подобным чередованием будут характеризоваться выходы плоских сеток, параллельные ребрам октаэдра. Удаление примеси произойдет до большей глубины, но лишь при содержаниях Ai меньше 85%; более чистое золото окажется стойким.

Изложенная схема может быть привлечена для объяснения отсутствия природного золота, содержащего более 60% Ag в тех случаях, когда оно участвует в парагенезисах с серебряными минералами; при взаимодействии с ненасыщенными растворами такое золото не могло быть стабильным и быстро разрушалось. Примечательно, что сплавы Ai с 50% Ag также быстро теряют устойчивость под действием растворителей (Masing, Gaubatz, 1942). Что касается золота пробы 600—750, то вряд ли подвижность в нем серебра определялась малой степенью защиты его атомов атомами золота. Этому противоречат следующие данные. Кривые растворимости Au — Ag сплавов, как указывает Г. Тамман, существенно различаются, если они построены по результатам экспериментов и по вычислениям, относящимся к неупорядоченным системам; защитное действие золота на серебро оказывается большим, чем ожидаемое по теоретическим расчетам. Минералогические наблюдения позволяют считать, что миграция серебра осуществлялась в пределах кристаллических зерен не столько под действием растворителя, сколько диффузионным путем.

Таким образом, вопрос об устойчивости разновидностей золота не решается анализом простой модели неупорядоченной структуры твердых растворов Au — Ag. Природа рассматриваемых различий, вероятно, более сложна. При высокой концентрации серебра могли активно проявляться две противоположные тенденции: к самоочищению кристаллической решетки золота от примесей (автолизия, по А. Е. Ферсману) и к стабилизации в ней примесных центров. Следует также иметь в виду неполную идентичность решеток серебра и золота. По экспериментальным данным (Саркисов, 1963), межатомные расстояния у золота 2,8782; у серебра — 2,8835 Å; размеры элементарной ячейки $ad^u = 4,0699$; $ad^{\wedge} = 4,0772$. Такие различия нивелируются лантанидным сжатием, но при этом возникают напряжения, под действием которых часть атомов «выталкивается» в межузельные пространства кристаллической решетки и получает способность к диффузионному перемещению.

Большая по отношению к золоту диффузионная подвижность серебра при повышенных температурах соответствует так называемому эффекту Киркендала, определяющему зависимость динамики процесса от температуры плавления компонентов металлических сплавов (Cottrell, 1959). Скорость диффузии Ag в Ai при 870° по экспериментальным данным оценивается в 0,000037 см² в день (Fraenkel, Houben, 1921), т. е. 133 200 см² за 1 млн. лет. При таких темпах диффузии все рудное золото должно было бы освободиться от примесей. При более низких температурах процесс его очищения протекал значительно медленнее. Длительный процесс диффузии мог бы приводить к удалению большей части примесей, если бы не проявлялась тенденция к закреплению серебра в местах несовершенств кристаллической решетки золота.

Современная модель реальной кристаллической структуры сплавов основывается на представлении о взаимодействии растворенных в металле атомов с различными дефектами, распределение и форма скоплений которых зависят от состава вещества и энергии дефектов (Rees, 1954; Cottrell, 1959). Дефекты кристаллической решетки определяют пути перемещения и места концентрации примесей. Направление диффузии диктуется не градиентом концентраций, а энергетической выгодностью скоплений примесей в наиболее нарушенных участках кристаллической решетки. Экспериментально и

теоретически доказано, что повышение концентрации растворенных в сплавах элементов вызывает понижение энергии дефектов упаковки в таких сплавах (Seeger, 1957). Вследствие дислокационного характера границ зерен и* блоков мозаики такие границы, наряду с трещинами, служат каналами для диффузионного перемещения атомов примесей (Уманский, 1960; Wood et. al., 1966).

⁷Золото, со свойственными ему высокими плотностями дислокаций порядка 10^7 — 10^9 (Wang e. o., 1968, и др.) и тонкими мозаичными структурами кристаллических зерен, легко деформируемое при динамических воздействиях, представляет собой фазу, в которой диффузия примесей, прежде всего серебра, не только возможна, но, по существу, неизбежна. Локальные скопления примесей должны быть приурочены к участкам и зонам концентрации дислокаций и других дефектов. В гранецентрированных решетках ряда сплавов, включая золото-серебряные, так же как и в структуре чистого золота, установлены тетраэдрические области конденсации дефектов типа вакансий (Kimura e. o., 1963, и др.). После закалки и старения в золоте, кроме тетраэдрических, появляются призматические (гексагональные) дефекты упаковки; электронномикроскопические исследования показали, что их сечения имеют полигональные формы с 3, 4, 5 и 6 углами, со сторонами по [ПО? (Segall, Clarebrough, 1964).

Особый интерес представляют плоские дефекты, наличие которых в кристаллической решетке золота доказано при помощи методов рентгеновской топографии (Wagner, 1960; Сидс, 1966, и др.). По своему характеру это дефекты упаковки, расположенные параллельно одной из граней октаэдра. Нарушения упаковки с векторами сдвига (Бюргерса) $1/6$ [112] и $1/3$ [111] смещают решетку на вектор $1/6$ [114], что приводит к возникновению трансляции некоторого количества узлов решетки с ориентацией, соответствующей двойнику, с поворотом вокруг [111]. Действие следующей частичной дислокации с вектором Бюргерса $1/6$ [121] приводит к новому такому же повороту, и соседняя часть решетки получает первоначальную ориентировку (Кларк и др., 1966). Представление о подобном механизме «расслаивания» гранецентрированных кубических решеток может быть привлечено к объяснению слоистого строения кристаллов золота и легкости протравливания границ слоев (Петровская, Фролова, 1969), в которых, по-видимому, накапливались примеси, в первую очередь Ag.

Допуская закономерное распределение серебра, нельзя не остановиться на возможности упорядочивания твердых Au — Ag растворов. Некоторые исследователи отрицают такую возможность, ссылаясь на то, что экспериментальные данные и рентгенограммы сплавов соответствуют модели непрерывных полностью неупорядоченных смесей (Рудницкий, 1956). Однако имеются и другие мнения. Например, Дж. Фишер (Fisher, 1954) считает, что «до сих пор не обнаружено действительно идеальных твердых растворов», так как в них легко создается ближний порядок, исчезающий лишь при высоких температурах.

Признаки упорядоченности и появления новых фаз выявлены в Au—Ag сплавах. Н. Норман и Б. Уоррен (Norman, Warren, 1951) на рентгенограммах двух образцов таких сплавов обнаружили сверхструктурные линии, позволившие предположить ближний порядок структур и наличие фаз AuAg и AuAg³. Н. В. Грум-Гржимайло (1956), подвергнув исследованию серию специально изготовленных эталонных сплавов с содержанием Ag от 0 до 100% и используя данные других исследователей, установил, что кривая зависимости константы эффекта Холла от состава сплавов имеет изломы; положение последних рассматривается как возможный признак образования интерметаллических соединений состава Au³Ag, Au²Ag³ и AuAg³. По заключению автора, полученные данные соответствуют резуль-

тэтам прецизионных рентгенометрических измерений и расчетам параметров кристаллической решетки сплавов (при содержаниях Au 89,5 ат.% ~ 4,0690 Å, при 50% — 4,0678 Å и 22% — 4,0722 Å).

Позднее К- Буркхардтом и Н. Ван-Луком (1966) была обнаружена и изучена сверхструктура сплавов золота, определяемая чередованием пачек, которые состоят из четырех и десяти плотно упакованных слоев, сдвинутых на половину постоянной решетки в направлении [ПО].

Установлено, что в плотнейших упаковках атомов одинакового размера возможно образование плотнейших сверхструктурных слоев и групп слоев. Такие слои, характеризующиеся наиболее сильными связями атомов и высокой ретикулярной плотностью, могут быть плоскостями роста. С ними, как и с плоским дефектами упаковки, связано «слоистое» распределение примесей в монокристаллах. Слоистые кристаллы Au-Ag сплавов описаны в ряде работ (Scheil, 1943, и др.).

Учитывая отмеченные данные и особенности сверхтонкой слоистости индивидов самородного золота, мы считаем возможным допустить, что структуры природных твердых растворов обладают определенной степенью упорядоченности, вероятно, неодинаковой у золота разной пробы.

Резкие границы, разделяющие участки зерен с разными содержаниями серебра (особенно границы блоков мозаики и межблоковых обособлений), не характерны для полностью неупорядоченных твердых растворов металлов; они возникают при распаде их на более упорядоченные составляющие, которыми могут быть интерметаллические соединения Au-Ag с соотношениями, близкими к стехиометрическим. Предположения о существовании подобных соединений высказывались и ранее при попытках объяснить перерывы в серии природных твердых золото-серебряных растворов, но из-за отсутствия эмпирических данных они представлялись большинству исследователей неубедительными.

Почти полтора столетия тому назад Ж- Бусенго (Boussingault, 1827, 1851) выделял следующие разновидности соединений золота: Au_2Ag ; Au_3Ag , Au_5Ag , Au_7Ag , Au_8Ag , Au_{12}Ag . Это деление, основанное лишь на анализе частот встречаемости золота определенной пробы в месторождениях Американского континента, вызвало резкую критику (Авдеев, 1839). Позднее В. И. Вернадский (1922) вновь вернулся к мысли, что «золото и серебро ... способны в природных условиях давать определенные соединения, которых они не образуют в сплавах». Вопрос остался нерешенным.

Если интерметаллические соединения существуют, то они вряд ли столь множественны, как это предполагал Ж- Бусенго. Анализ частот встречаемости золотин разной пробы и признаки распада твердых растворов с определенной концентрацией серебра приводят к выводу, что наиболее вероятным членом гипотетического ряда интерметаллических соединений является Au_2Ag (21% Ag), а не AuAg (35% Ag), как это допускается по данным изучения сплавов. За короткое время жизни сплавов распад, вероятно, не достигал стадии образования более высокопробных фаз, и последние возникали лишь в течение очень длительных периодов «старения» природных твердых растворов.

При выпадении золота из растворов, по-видимому, смесимость металлов была более широкой. О степени гомогенности самородного золота в этот период говорит относительное постоянство его среднего состава в пределах рудных тел. Изменение самородного золота с течением времени должно было приводить к приближению его состава к составу устойчивого интерметаллического соединения. В согласии с представлением Н. А. Курнакова (Курнаков и др., 1915) об упорядочении Au-Si сплавов, можно допустить, что каждое из Au-Ag соединений содержит некоторые количества «избыточного» серебра в виде твердого раствора. Такое «избыточное» се-

ребро, менее прочно связанное с кристаллической структурой золота, должно быть более подвижно. С увеличением содержания серебра резко усиливается его перераспределение. Так, при пробе золота 800 в перераспределении (по расчетам) участвует лишь 3—5% Ag, а при пробе около 750—600 — до 20—25%.

Согласно принятым положениям, умеренно высокопробное (особенно распространенное) золото является устойчивой формой Au_2Ag с относительно небольшим избытком серебра; наиболее высокопробное золото представляет собой измененную модификацию, потерявшую не только избыточное, но и часть находившегося в связанном состоянии серебра; низкопробное золото содержит много избыточного серебра.

Учитывая возможность возникновения устойчивых соединений в тонких пленках (Пинес, Гребенник, 1958) и отсутствие чистого серебра в неоднородном золоте, можно предположить, что межблоковые обособления в мозаично построенных индивидах низкопробного золота представлены соединением $AuAg$. В более крупных выделениях эта фаза неустойчива, о чем свидетельствует неоднородность золота пробы 600—500.

Существование неоднородного, в том числе «двухфазного», золота в рудах, не подвергавшихся термическому воздействию, может рассматриваться как следствие того, что со Бременем природные твердые растворы $Au-Ag$ теряли устойчивость и распадались. Подобные изменения известны в металловедении под названием «старения» сплавов. Продуктами старения являются сегрегации примесей и появление новых более устойчивых фаз. В природных условиях такие явления, вероятно, сказываются на неоднородности не только золота, но и других минералов переменного состава. Для них целесообразно было бы ввести название «старение минералов», обозначающее те изменения, которые регулируются в основном временем и не связаны с термическим и динамическим метаморфизмом. Действие метаморфизма лишь усиливало эти процессы.

Основываясь на положении о полигенности природы элементов-примесей в золоте, можно выделить следующие их группы.

А) Первоначально входившие в сравнительно большом количестве в состав твердых растворов, а при потере последними устойчивости — образовавшие участки упорядоченной структуры и обособленные интерметаллические соединения с золотом (Ag, Си) И Л И самостоятельные соединения (Pt, Pd, Fe и др.).

Б) Входившие в состав включений в золоте различных минералов и зависящие от состава продуктивных (в том числе «индуцирующих») ассоциаций в рудах (Zn, Pb, As, Sb, Mn, Sn, Ti, Ca, Mg и др.).

В) Характерные для локальных сегрегации типа атмосфер Сузуки в дефектных участках кристаллической решетки золота (те же элементы, что и отмеченные выше, но в рассеянном состоянии).

Г) Участвующие в составе газовых включений в золоте (O, C, Cl, N, H).

Глава третья

САМОРОДКИ ЗОЛОТА

Крупные скопления золота в россыпях и рудных месторождениях всегда вызвали острый интерес исследователей в связи с загадочностью условий их образования. Дискуссии по вопросам их генезиса не прекращаются по настоящее время. Вместе с тем количество посвященных им публикаций, значительнее в XIX в., резко уменьшилось в первой трети XX в. и продолжает сокращаться. Одной из причин этого является возрастающая роль россыпей крупных самородков в россыпях вторичного обогащения рудных месторождений, многие из которых уже выработаны. Кроме того, при форсированных процессах выемки и переработки больших объемов рудной массы крупные выделения золота не часто попадают в руки исследователей.

Существует мнение, что самородки не определяют главной промышленной ценности месторождений золота и поэтому их изучение представляет лишь «академический» интерес. Нет необходимости доказывать неправильность этого суждения. Особенности крупных скоплений золота дают важнейшие сведения об условиях накопления металла в рудах и россыпях. Не случайно открытие зернистой структуры золотых выделений и первые морфологические характеристики золота основывались на результатах изучения самородков. Актуальность такого изучения бесспорна, особенно в связи с обсуждением генезиса рудных столбов и зон вторичного обогащения месторождений!

Многочисленные сведения о находках самородков публиковались в кратких газетных заметках начала XX в.; в последние годы традиция таких публикаций возродилась. Описания ценнейших экспонатов из отдельных отечественных месторождений опубликованы А. О. Озерским (1843, 1844), А. Э. Купфером (1916), а позднее В. И. Соболевским (1949, 1970), нами и А. И. Фасталовичем (1952), А. П. Смолиным (1970). Имеются зарубежные публикации, посвященные самородкам Калифорнии, Канады и других областей (Kimble, 1907; Gaarden, 1942; Rohthier, 1963).

Термин «самородок» понимается не всегда одинаково. Э. Дан (Dunn, 1929) к самородкам относил «крупные массы золота весом от 30 г до десятков килограммов», В. И. Соболевский (1949) — скопления более 10 г. По Ю. А. Билибину (1938), самородки — «частицы, резко выделяющиеся по своей крупности из общей массы металла», причем «для каждой россыпи и даже для каждого участка россыпи устанавливается свой предельный вес самородков»; минимальный их вес от 0,1 до 1 г и более. В практике разведки ряда россыпей принято считать минимальным весом самородка 10 мг (Нифонтов, 1937), хотя чаще указывается вес 1 г и более.

г Название «самородок» применимо к крупным сплошным скоплениям золота как в россыпях, так и в коренных месторождениях (Петровская, Фасталович, 1952; Крейтер и др., 1958; Альбов, 1960, и др.). Представляется правильным следующее общее определение: золотые самородки — это сравнительно крупные обособления золота в рудных и россыпных месторождениях, обычно резко отличающиеся по своим размерам от преобладающей массы частиц золота и обладающие весом более 1 г. Выделяющуюся ранее Ю. А. Билибиным и нами категорию мелких самородков (10 мг весом) целесообразно относить к классу «крупного» золота.

За историю мировой добычи золота найдены многие тысячи самородков. В. И. Соболевский (1970) оценивает их количество в 8—10 тысяч, но в действительности их значительно больше. Только в пределах одного Миасского района Урала обнаружено более 2000 самородков (Кулибин, 1886; Смолин, 1970). Большинство крупных скоплений золота не сохранилось.

Самородки-гиганты весом в десятки килограммов являются уникалами; общее их число — порядка первых десятков. Существует традиция каждому самородку крупного размера или необычной формы давать особое название («Большой треугольник», «Тыелгинский» и др.).

В истории русских коллекций самородков большую роль сыграл специальный государственный указ, по которому с 1825 г. все самородки весом в несколько золотников должны были поступать в музей Петербургского Горного института «как предметы особо редкие»; в 1838 г. предельный вес самородков, подлежащих хранению, был повышен до 1 фунта (Соболевский, 1970). Коллекция самородков явилась основой организованного впоследствии Алмазного фонда СССР.

Существуют положения, определяющие условия отбора и документации золотых самородков в пределах нашей страны.

Распространенность и условия нахождения самородков

Самородки встречаются чаще в россыпях, чем в коренных месторождениях. На последние приходится едва ли более 10% общего количества известных находок; вероятно, эта доля более велика, так как при добыче руд замечается и учитывается лишь небольшая часть относительно крупных обособлений золота.

В россыпях самородки обычно располагаются близ коренных источников, часто в элювии, на «головах» золото-кварцевых жил (Альбов, 1970). Многие из них представляют куски жильного кварца с включениями золота.

Частота нахождения рассматриваемых образований не одинакова в разных золотоносных областях. За рубежом крупнейшие из них встречены в Калифорнии и Аризоне (США), в Канаде и ряде районов Австралии (Qaaden, 1942). В последней обнаружены наиболее крупные из известных в настоящее время самородков, в частности «Плита Холтермана».

I | Самородками золота славятся многие золотоносные провинции нашей \ / страны, где распространены золото-сульфидно-кварцевые месторождения \ I раннего возраста и практически всех формаций.

Наиболее частые находки самородков золота характерны для областей распространения малосульфидного глубинного оруденения. Особо следует отметить Ленский золотоносный район, в пределах которого найдены многочисленные самородки весом до нескольких килограммов. Золото отдельных россыпей на 40—50% представлено частицами более 2—4 мм, а на 12% — самородками величиной свыше 8 мм. В аллювиальных отложениях нередко находились куски жильного кварца с «самородковым» золотом; последнее обнаруживалось также в кварцевых жилах.

Самородки встречались в золотоносной провинции Енисейского края как в россыпях, так и в коренных месторождениях, но лишь немногие из них сохранились. Архивные сведения свидетельствуют, что они были преимущественно мелкими, редко до 400 г весом (Андрианов, 1947). По данным рудничной документации и нашим наблюдениям, гнезда рудных самородков каждый по 10—20 г и более находились в разных частях рудного поля Советского. В наибольшем количестве такие выделения золота обнаруживались в верхних участках рудных столбов, ниже они исчезали, но еще ниже появлялись вновь в головах слепых рудных столбов, хотя и не столь крупные и обильные, как на верхних горизонтах. Нам приходилось видеть скопления золота размерами до 1 см на глубине первых сотен метров от поверхности. Они кучно группировались около контактов кварцевых жил и вмещающих сланцев, в местах изгибов рудных тел и их разветвлений. В таких участках жильный кварц интенсивно раздроблен и несет следы интратрудного выщелачивания; обильны крупные гнезда арсенопирита, также деформированного и пронизанного прожилками поздних сульфидов и золота.

С полями малосульфидного золотого оруденения связаны богатые самородками (весом от сотен граммов до 2—3 кг и более) россыпи Колымского края, Баргузина, Чукотки. Известны находки крупных рудных самородков в восточных районах; они образуют скопления в жилах трещиноватого крупнозернистого кварца; во внутренних частях скоплений имеются гнезда арсенопирита, который, как и в Енисейском крае, деформирован и пронизан золотом. В ассоциации с ним отмечены мелкие зерна пирита, блеклых руд, галенита.

В большинстве областей развития умеренносульфидного среднеглубинного оруденения самородки золота встречаются реже, чем в полях малосульфидной минерализации, однако некоторые из них славятся обилием самородков. На одном из первых мест в этом отношении стоит Южный Урал, особенно Миасский район. В его пределах многие разрабатывавшиеся в прошлом кварцево-рудные жилы (месторождения Кулюшинское, Васильевское и др.) содержали богатейшие «кусты» (карманы и линзы) золота длиной до 10—20 м и более, приуроченные к верхним частям рудных столбов. Каждый из них представлял собой сосредоточение многочисленных самородков весом от нескольких граммов до 1 кг и более и давал при добыче десятки килограммов металла; золото в кустах составляло до 50% рудного вещества (Смолин, 1970). Глубина расположения кустов от 5—6 до 50—70 м от дневной поверхности. Отмечена их приуроченность к контактам жил, к местам пересечений жил разных направлений, крутых и пологих. По сведениям В. Э. Воронцова, в изложении А. П. Смолина (1970), наблюдались горизонтальные зоны концентрации самородков, лежащих «как будто на полке». Можно предполагать, что такой «полкой» служила поверхность пологих зон трещиноватости, контролировавших локализацию золота.

Экспонирующиеся на выставке Алмазного фонда СССР Тыелгинские золотые «монстры» являлись частями гнездовидного скопления золота. Многие куски самородного металла, добытые из этого скопления, весили от 100—300 а до 2 кг. За два дня тыелгинская «выборка» дала свыше 40 кг золота (Соболевский, 1949); с глубиной руды стали бедными. Куст самородков был вскрыт в участке Тыелгинской жильной зоны, прослеживаемой по контакту рассланцованных пиритизированных серпентинитов и дайки диоритов (Сигов, 1948). Вероятно, руды здесь были обогащены сульфидами, так как самородки располагались в рыхлой массе бурого железняка с реликтами кварца и разрушенных пород. Особенности самородков (характер отпечатков, наличие кристаллических выступов и др.) свидетельствуют о первоначальном нахождении золота в сильно раздробленных минеральных

агрегатах с многочисленными полостями выщелачивания, частично инкрустированными мелкими кристаллами кварца и карбонатов.

В сходных с отмеченными условиях, вероятно, образовался крупнейший из найденных в нашей стране самородок «Большой треугольник». Впервые описавший его А. Л. Озерский указал, что тело исполинской «самородки» (ранее говорили не самородок, а «самородка») лежало на плотном диоритовом плотике в россыпи по речке Ташкутарганки, вероятно, на месте головы карбонат-кварцевой металлоносной жилы. Оно было прикрыто «глиной, не рыхлой, а плотной, прикипевшей, так что при очищении ее отколачивали молотком, а потом варили несколько часов в мыльном шелоке» и «вытирали медной проволоочной щеткой» (Озерский, 1843). По-видимому, от самородка отделялись остатки породы, с которой он контактировал. Россыпь, в которой был найден «Большой треугольник», изобиловала скоплениями крупного золота.

Золотые самородки весом до 2,5 кг добывались в верхних частях Кочкарского месторождения, до 20—70 г — на Кумакском рудном поле. Аналогичные находки известны в Гумбейском, Джетыгаринском и других районах Южного Урала.

Многие самородки получены из старейших в нашей стране золотоносных районов Среднего Урала: Березовского, Невьянского и других как из россыпей, так и из коренных месторождений. Рудные самородки весом в 100 г и более в большинстве своем добыты в верхних частях богатых золотом жил. Условия их нахождения в общих чертах сходны с описанными выше. Наличие полостей выщелачивания с крупными друзами кристаллов кварца и сульфидов свидетельствует об интенсивном проявлении эндогенного выщелачивания и переотложения рудного вещества (Березовское рудное поле и др.).

Небольшие самородки не являются редкостью в россыпях Центрального Алдана; в рудных телах, служащих источниками питания россыпей, золото образует скопления до 1 см в поперечнике. Мы наблюдали их как в окисленных, так и первичных пирит-анкеритовых рудах месторождения Лебединого всюду в верхних частях рудных столбов, с минералами поздней сфалерит-галенит-халькопиритовой ассоциации или с продуктами их гипергенного изменения. Могут быть названы также рудные провинции Алтая, Мариинской Тайги и Забайкалья с господством умеренносульфидных золоторудных месторождений формации средних глубин, с которыми пространственно связаны россыпи, содержащие самородки; в большинстве районов они немногочисленные, а вес их редко превышает 2—3 кг.

В последние годы в Верхнеамурской области (Селемджинский район и др.) встречены «гнезда» самородков весом до 2—2,6 кг; из одного только участка россыпи было поднято более ста самородков (публикация в газете «Известия» от 14/X 1966 г.).

В областях малоглубинного оруденения находки крупных сплошных масс золота не известны. Мелкие самородки весом 10—20 г, редко до 100 г, встречались в рудах и россыпях Карпатских провинций Румынии, Забайкалья, Закавказья, Северного Кавказа в СССР, пояса Скалистых гор в США и др. В тех случаях, когда имелась возможность проследить расположение рассматриваемых образований в коренных месторождениях малоглубинной формации, замечалась та же тенденция их концентрации в верхних частях богатых рудных столбов, что и в глубинных и среднеглубинных рудных полях. Так, на месторождениях Балейской группы самородки до 1 см встречались на верхних горизонтах, реже в участках слепых рудных столбов. Подавляющее большинство самородков карпатских месторождений было найдено в «головах» обогащенных рудных зон, в пористых рудах с пустотами, выстланными мелкокристаллическим кварцем.

Приведенные данные позволяют отметить следующие, в большой мере общие, особенности нахождения рассматриваемых образований.

1) Самородки золота встречаются в золото-сульфидно-кварцевых месторождениях разного генезиса, но их количество резко уменьшается по мере перехода от глубинных к малоглубинным рудным формациям.

2) Они не являются принадлежностью только россыпей или зон окисления рудных месторождений, но находятся и в первичных рудах в пределах рудных столбов, приуроченных к местам пересечения жил разного состава, зонам смятия, дробления и т. д.

3) Диапазон глубин распространения крупных скоплений золота измеряется сотнями метров (Енисейский кряж и другие районы), но по падению рудных тел частота встречаемости самородков обычно резко падает. Наиболее богаты самородками «головы» рудных столбов. В отдельных месторождениях отмечаются повторяющиеся на разных глубинах зоны крупных выделений золота, причем верхние зоны обычно богаче нижних; эта зональность в основном является первичной, эндогенной, что доказывается усилением в упомянутых зонах поздней сульфидной минерализации. Различия верхних и нижних частей рудных столбов контрастны в «эпитермальных» месторождениях и сглаживаются при переходе к глубинным рудным полям.

4) В рудных телах крупные скопления золота расположены в раздробленном жильном веществе, часто с признаками выщелачивания, перекристаллизации и переотложения рудообразующих минералов.

Морфология самородков

Крупные скопления золота морфологически не менее разнообразны, чем мелкие золотины; их особенности так же определяются развитием собственных кристаллических форм или подчинением формам золотовмещающих полостей. В соответствии с этим выделяются самородки-кристаллы и их сростки, самородки-дендриты, а также трещинные, цементационные скопления и «слепки» друзовых полостей. Вместе с тем перечисленные формы обычно сложнее, чем характерные для видимого золота, что не позволяет рассматривать самородки как увеличенные во много раз золотины. Кроме простых одиночных прожилков крупные скопления золота образуют системы прожилковидных выделений, субпараллельных или ветвящихся, типа штокверков. Встречаются линзовидные и овалоидные формы, не характерные для мелких золотинок. По сравнению с последними более значительна роль смешанных форм.

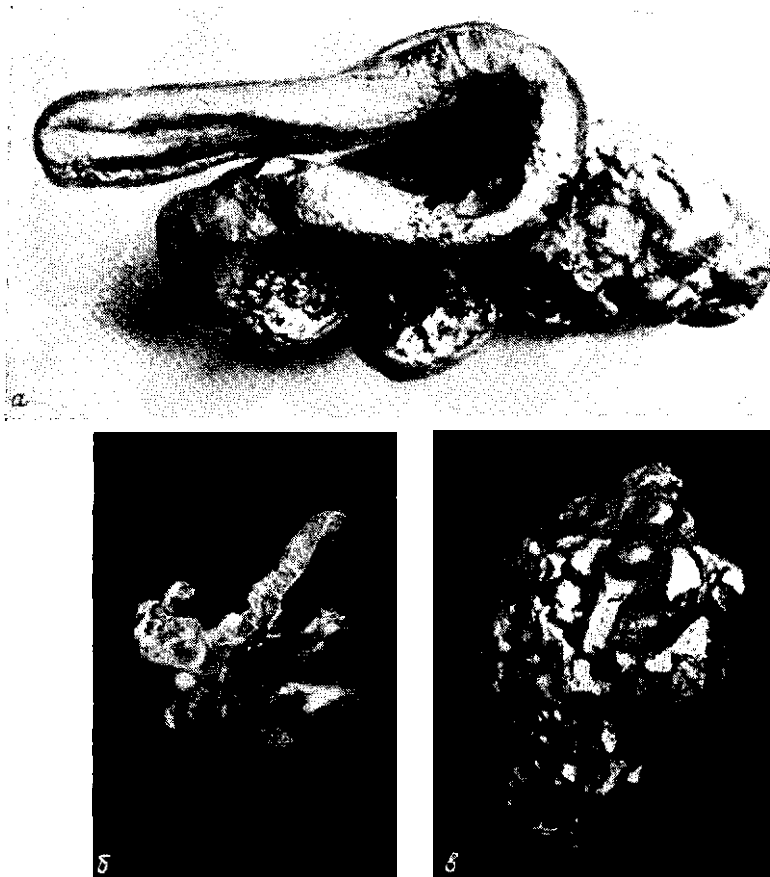
Результаты сравнительного изучения самородков показывают, что черты их морфологии зависят не только от условий локализации золота в рудных телах, но и от некоторых региональных особенностей оруденения.

Самородки-кристаллы и друзы. Такие самородки относительно редки и особенно ценны. Главная часть их в нашей стране найдена в россыпях Южного и Среднего Урала, связанных с месторождениями умеренносульфидных руд. Отдельные находки известны в других областях, в том числе в Западной Сибири и Забайкалье.

Особенно редки крупные изометричные и таблитчатые одиночные кристаллы; близки к мелким самородкам лишь некоторые из описанных выше октаэдров и кубооктаэдров, в единичных случаях со слабым развитием граней (ПО), (211) и (311) (Еремеев, 1894). Их максимальный вес 5—10 г, размер 1—1,5 см. Несколько чаще встречаются вытянутые кристаллы, причем их размеры во много раз превышают величину самых крупных изометричных и плоских многогранников.

Экземпляры необычно больших (длиной до нескольких сантиметров) стволонидных кристаллов золота имеются в музее Ленинградского горного института. Один из них, из Петропавловской шахты близ Березовска, был описан А. Купфером (1916), и его фотографии помещены во многих сводках по минералогии золота. Этот замечательный самородок (вес его 91,2 г) состоит из двух частей: небольшое комковидной формы «основание» переходит в змеевидно изогнутый кристалл, общая длина которого около 8 см, а толщина — 0,5—0,8 см (фиг. 61, *а*). Поперечное сечение кристалла имеет вид вытянутого треугольника с округленными вершинами; можно предположить развитие искаженных форм (111) или (311). Грани имеют продольную штриховку; вдоль ребер наблюдаются валикообразные выступы высотой около 0,3 мм; другие скульптуры роста не сохранились; поверхность самородка шагреневая.

Второй самородок из Березовского района — еще более крупный (744 г), имеет форму толстого ствола, длиной 10,5 см и толщиной 1—2,5 см, постепенно сужающегося к одному из концов. Его основанием, как и в описанном выше самородке, служит комковидное скопление золота; на нем заметны отпечатки кубических кристаллов пирита. Поверхность «ствола»



Фиг. 61. Самородки-кристаллы и друзы кристаллов золота, Урал

а — змеевидно изогнутый кристалл, увел. 2; *б* — пучковидный сросток вытянутых ромбических додекаэдров, увел. 2,3; *в* — сплошной агрегат крупных кристаллов

покрыта продольными субпараллельными бороздами и выступами. Концевая часть кристалла изогнута.

Изгибы крупных «стволов» позволяют предполагать, что отложение золота происходило в сравнительно небольших полостях, стенки которых ограничивали рост вытянутых индивидов.

Общее количество известных кристаллов-самородков не превышает первых десятков; не будет преувеличением отнести их к уникальным образованиям. Более обычны самородки-друзы кристаллов; вес их — от первых десятков до нескольких сотен граммов. Значительное количество таких самородков получено из Миасского района. Среди них представлены почти все разновидности сростков, охарактеризованные при описании видимого золота.

Примером простых пучковидных друз служит небольшой (18 мм в поперечнике) самородок из Невьянского месторождения. Его образуют десять слегка вытянутых ромбических додекаэдров с грубой штриховкой на гранях, росших от одного центра (фиг. 61, б). Некоторые «пучки» состоят из нескольких рядов тесно сросшихся друг с другом изометричных многогранников; от «корневой» к расширяющейся части пучка размеры кристаллов увеличиваются, иногда в 2—3 раза, а формы становятся более совершенными.

Среди миасских самородков-друз известны сростки правильных однообразно ориентированных октаэдров. Часть образцов представлена монолитными телами линзовидной формы; о принадлежности их к друзам свидетельствуют изометричные бугрообразные выступы на поверхности — сглаженные головки кристаллов золота (фиг. 61, в).

Искаженные формы многогранников в самородках-друзах обычно представлены «проволочными» кристаллами. Сравнительно крупные их сростки встречены в рудах многих среднеглубинных и отдельных малоглубинных месторождений, но они несколько отличаются от уральских.

Интересен небольшой самородок (3x2,5 X 1 см, вес 22 г) из одного месторождения Центрального Алдана (фиг. 62, а), описанный нами почти три десятилетия тому назад. Это уплощенное тело, с почти квадратным основанием, представляющее собой пористый сросток мелких кристаллов и ксеноморфных золотинок, на которых нарастали тонкие лентовидные кристаллы золота длиной до 5—7 мм. Наиболее многочисленны они у одного из краев сростка. Подобное образование из металлических волосков и ленточек, найденное геологами комбината БалеЙЗОЛОТО на одном из рудников этого предприятия, описано нами под названием «самородок Золотое руно» (Петровская, 19692): скопление густорасположенных сильно вытянутых в одном направлении индивидов золота напоминает овальный кусочек шкуры с золотой «шерстью» (фиг. 62, б). Длина и ширина ленточек увеличивается к одному краю самородка, где размеры индивидов достигают 8x X 4,5 мм. Основанием ажурного сростка (заметного в просветах между порослью волосков) служит тонкозернистое золото-кварцевое обособление угловатой формы. По-видимому, мелкие золотины в ядре сростка, как и в алданском самородке, служили «питательной средой» для росших на нем более поздних кристаллов.

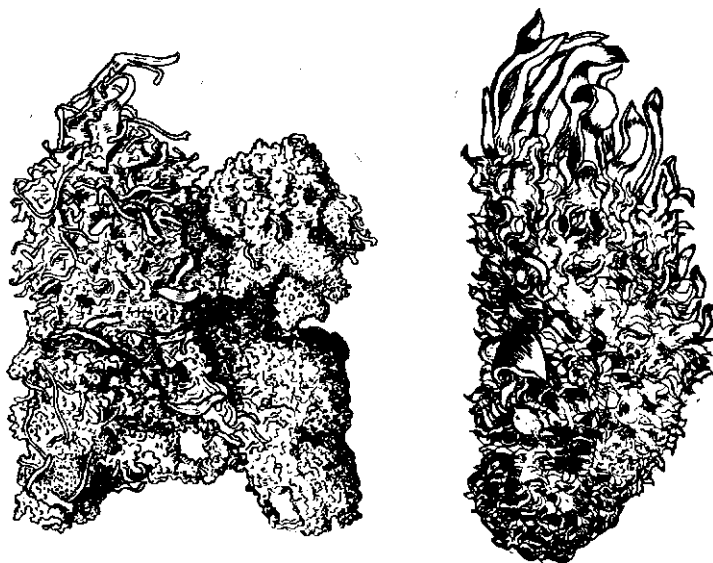
Самородки-дендриты и дендритоиды. Крупные скопления золота, обладающие дендритными формами, являются наиболее редкими среди самородков; по частоте встречаемости они не сопоставимы с мелкими дендритоидными золотинами. Однако их количество в музейных коллекциях несоизмеримо велико: благодаря причудливости и красоте форм они значительно чаще, чем другие самородки, передавались в музеи.

Крупные дендриты, так же как и мелкие, встречаются в месторождениях, формировавшихся близ земной поверхности, и в связанных с ними

россыпях, но только в отдельных районах. Таковы упоминавшиеся при описании дендритных золотин районы Брада и Бая-маре в Румынии, Забайкалье в СССР, Орегон в США и др.; дендритоиды распространены, кроме того, в некоторых областях развития среднеглубинного золотого оруденения (районы Урала, Западной Сибири и др.).

Количество дендритных самородков, обнаруживаемых в отдельных месторождениях, — от единиц до многих десятков. Насколько можно судить по литературным данным, все они происходят из верхних частей богатых рудных столбов и очень редко сопровождаются сульфидами. Их спутником, как показывают сохранившиеся в коллекциях штуфы руд, обычно является мелкогребенчатый кварц.

Большинство известных нам самородков-дендритов и дендритоидов относится к плоским, реже к стержневым разновидностям; трехмерное расположение ветвей наблюдается весьма редко и лишь в более грубых дендритоидных сростках. Величина их обычно составляет несколько сантиметров, вес 5—10 г, но есть самородки-дендритоиды весом более 500—600 г. Мелкие дендритные самородки описаны в главе, посвященной видимому золоту.



5

a

Фиг. 62. Самородки — сростки проволоковидных и лентовидных кристаллов

a — Центральный Алдан, увел. 3; *б* — Балей; увел. 3

Здесь мы ограничимся характеристикой отдельных наиболее крупных их представителей, обращая внимание на те черты их морфологии, которые не отмечались ранее.

Большая часть уральских самородков-дендритоидов, как и более мелких монокристалльных индивидов золота, представляет собой тип стержневидных образований (см. табл. 13). Приведем описания отдельных их экземпляров, которые мы имели возможность изучить. Один из них весом 20,75 г, найденный в Невьянском районе, имеет форму сильно вытянутой трехгранной призмы длиной 35 мм (фиг. 63, *a*). Грани призмы покрыты линейными продольными выступами высотой около 0,3—0,5 мм и напоминают поверхность щепок. От ребра ответвляется изогнутая уплощенная по (111) пластин-

ка. Зародышами ответвлений являются и другие реберные формы дендритоиды. Подобные формы типичны для уральских самородков.

Реже встречаются крупные стержневые дендритоиды с «бутоначатыми» выступами на поверхности, играющими роль зародышей боковых ветвей. К такому типу относится небольшой (9,8 г) золотой самородок с Урала, хранящийся в музее Ленинградского горного института (фиг. 63, б). Почти вся его поверхность, за исключением узкой продольной полосы, покрыта бутончатыми выступами октаэдрической формы, укрупняющимися от одного конца «ствола» к другому, более утолщенному.

Плоские самородки-дендритоиды на Урале редки. Известны единичные давние их находки в россыпях из окрестностей Березовского рудного поля. Один из наиболее крупных (623,6 г) экспонирован на выставке в Алмазном фонде СССР. Это крупнопластинчатое (120 X 80 X 13 мм), в общем монолитное тело, одна из поверхностей которого почти ровная, является слепком стенки трещины. На противоположной стороне резко выделяются выступы нескольких (не менее четырех) субпараллельных дендритоидов, по-видимому, росших в открытой полости. В осевой части каждого из них заметен контур тонкого ствола; боковые ветви различимы лишь на одном крупном дендритоиде (фиг. 63, в). Поверхности ветвей и вершины дендритоидов покрыты изометричными выступами головок кристаллов величиной 3—4 мм (октаэдры с округленными ребрами).

Заслуживает описания еще один плоский оригинальный дендритоид из Ленинградской коллекции. Он найден в прошлом веке на Успенском прииске в пределах «Земли Оренбургских казаков» (Купфер, 1916). Вес его 91,2 г, размеры 60 X 45 X 5 мм. Это сросток расположенных почти в одной плоскости довольно широких пластинчатых субиндивидов с поперечником около 10—15 лш каждый. Пластины группируются в виде плоского пучка, в основании которого находится один субиндивид, а на расширяющемся конце — четыре — шесть. Форма краев определяется контурами выступающих частей субиндивидов — шестигранных или прямоугольных, что придает всему самородку сходство с лапчатым дендритоидом (фиг. 63, г). Щелевидные полости фиксируют границы пластинок в центра сростка. Поверхности каждой пластины покрыты бороздами, субпараллельными одной из сторон шестигранных выступов, по-видимому, вдоль [111]. Описанные особенности характерны для расщепленных кристаллов золота.

На Урале в Березовском районе найдены редчайшие экземпляры самородков — трехмерных дендритоидов, которые мы имели возможность изучить. От их центральных стволов длиной до 18 мм и толщиной около 0,5 мм под углом 90° в четыре стороны отходят по 4—5 коротких (0,8—1 мм) ветвей. Формы их округлые, сглаженные окатыванием; местами слабо заметны полигональные очертания, напоминающие кубооктаэдры, грани (100) которых параллельны оси дендритоида.

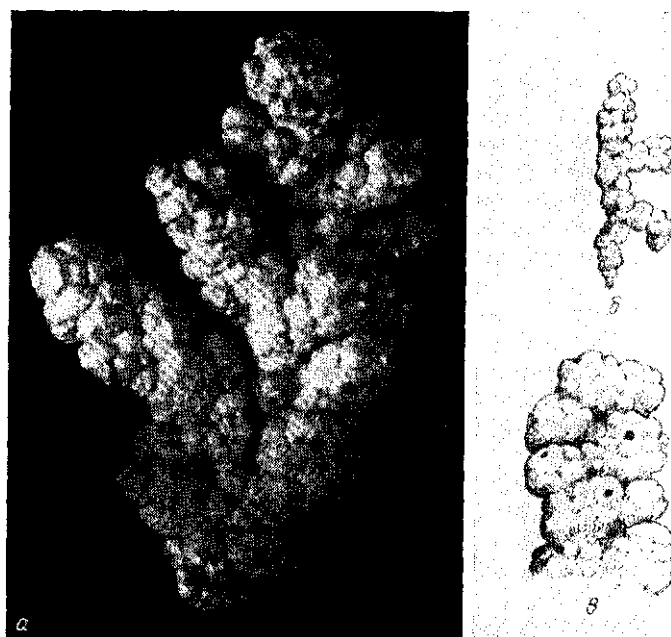
В той же россыпи, где найдены трехмерные дендритоиды, обнаружены два самородка, сходные по общим очертаниям с описанными выше, но отличающиеся необычной почковидной формой поверхности ствола и ветвей. А. П. Смолин (1970), давший первое их описание, считает, что они представляют собой псевдоморфозу золота по натечным скоплениям гидроокислов железа. По нашим наблюдениям, самородки представляют собой довольно массивные удлиненные тела (15 x 7 x 6 мм и 12 x 10 x 5 мм), с короткими толстыми ответвлениями под углами приблизительно 60° у одного самородка и 90° у другого (фиг. 64, а, б). Ответвления расположены с трех сторон центрального стрежня, количество их невелико (одно — три с каждой стороны). Стержни и все ответвления с поверхности сплошь покрыты сближенными до соприкосновения округлыми почковидными выступами с поперечником 0,5—1 мм. Соседние выступы местами сливаются, местами разде-

Фиг. 63. Самородки-дендритоиды

a — стержневидный с продольными гребнями и пластинчатым ответвлением; Невьянский район, увел. 1,5; *б* — стержневидный с бутончатыми выступами на поверхности, Урал; *в* — плоский — с бутончатыми выступами; Урал, увел. 1,5; *г* — плоский — лапчатый, Оренбургская область, увел. 1,6 (*б, г* — фото В. И. Соболевского)

ляются тонкими щелями. Каждая «почка» состоит из более мелких полу* сферических фрагментов аналогичной формы, которые, в свою очередь, имеют тонкое почковидное строение. Величина крупных почек увеличивается от одного конца самородка (подобие корневой части дендритоида) к противоположному. Мелкие почки, расположенные в углублениях, где поверхность самородка лучше сохранилась, местами имеют полигональные очертания и представляют плохо образованные кристаллики золота. Все выступы монолитны, без признаков включений каких-либо гипергенных минералов.

Отмеченные особенности позволяют считать, что описанные образования являются не псевдоморфозами полимониту, а трехмерными дендритоидами золота, стержни и ветви которых покрыты коркой более позднего золота, вероятно, метакolloидного происхождения. Подтверждением служит то, что в основании одного из сростков из-под корки явно выступает часть осевого стержня (фиг. 64, б). Описанные образования относятся к числу уникальных. Другие упоминания о колломорфных выделениях самородного золота в литературе относятся к мелким золоти́нам.



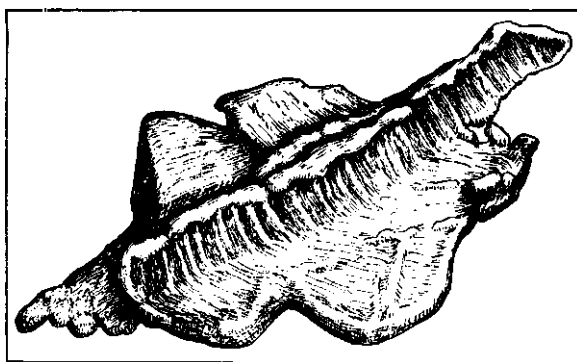
Фиг. 64. Самородки с почковидными наростами, на «почках» — мелкие ямчатые углубления, Урал а, б — общий вид двух самородков (а—увел. 6, фото А. П. Смолина, б—увел. 1,6); в— деталь строения веточки самородка; черное — конусовидные углубления, увел. 8

Характерно разнообразие форм самородков-дендритоидов в одном и том же месторождении (например, стержневых, плоских и трехмерных в Березовском рудном поле).

Весьма интересен алтайский самородок, напоминающий скульптурное изображение летящего дракона (фиг. 65); мы считаем возможным описывать его под этим названием. Телом «Дракона» служит центральный стержневидный субиндивид длиной 85 мм и толщиной 3—5 мм; крылья образованы расположенными в одной плоскости, по обе стороны от стержня, крупными слегка уплощенными кристаллами размерами до 29 х 25 х 16 мм. Формы

наиболее развитых граней кристаллов ромбовидные, углы между сторонами, измеренные прикладным гониометром, около 120° , а с торцовыми гранями — около 80° ; вероятно, это комбинация (111) и (ПО). Более точные измерения выполнить не удалось. Поверхности кристаллов неровные, ямчатые, с отпечатками обломков вмещающих минералов и поперечных трещин. Можно предположить, что рост гигантского дендритоида происходил в полости, заполненной мелкообломочным материалом, который, возможно, был взвешен в вязком растворе, как и при образовании дендритных золотин.

В районах развития малоглубинного оруденения столь большие самородки, как описанные выше, не встречались. Относительно крупные выделения золота рассматриваемого типа найдены на месторождениях Западных Карпат. Судя по описаниям (Helke, 1934; Щербаков, 1960), наибольший самородок из этих месторождений представлял собой тончайшую ровную пластинку длиной и шириной 10 см, с неровными выступами на краях, по-видимому, дендритоидными. К этому же типу относятся некоторые самородки из коллекции академика Н. Петрулиана. Один из них, найденный на месторождении Рошие Монтана, по нашим наблюдениям, представляет



Фиг. 65. Самородок «Дракон», Алтай, $\frac{2}{3}$ натур, величины

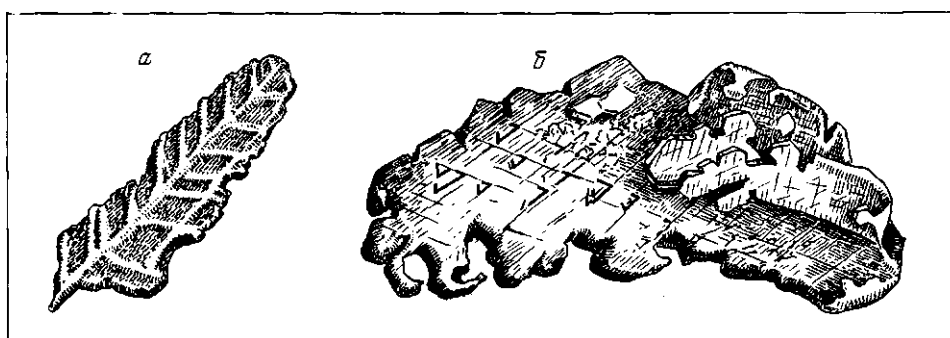
собой плоский доросший дендрит (приблизительно $40 \times 15 \times 0,1$ мм). Дендритное строение устанавливается лишь по рисунку выступающих на поверхности тонких валиков: стволового, вытянутого вдоль оси удлинения самородка, и симметрично расположенных по бокам (ветви). Характерно сужение пластинки к одному из краев, видимо, к «корневой» ее части (фиг. 66, а), что типично в целом для крупных дендритоидных выделений «эпитермально» золота.

Интересны румынские самородки, представляющие сростки пластинчатых дендритоидов. Расположение последних пучковидное (сросшиеся основаниями расходящиеся пластины), или субпараллельное. Наблюдались группы пластинок, ориентированных под 90° друг к другу; возможно, это — редкая разновидность трехмерных дендритов. Один из таких самородков (из Рошие Монтана), детально осмотренный нами, состоял из «базальной» крупной ($9,0 \times 4,0 \times 0,15$ см) пластинки и трех более мелких, расположенных поперечно к основному индивиду и вытянутых параллельно его [111] (фиг. 66, б). Каждая пластинка, судя по ориентировке пересекающихся штрихов скольжения и тригональным, местами шестиугольным пирамидкам роста, а также по плоским однообразно расположенным шестигранным выступам на краях, является тонким лапчатым дендритоидом (или ветвями дендритоида). Мелкие пластинки у середины самородка отделяются от поверх-

ности базального индивида, как бы нависая над нею. Самородки, подобные описанному, встречаются в ряде месторождений Западных Карпат. Сохранившиеся в некоторых образцах части стенок золотовмещающих полостей свидетельствуют, что дендритоиды располагались в довольно крупных пустотах на корочках мелкокристаллического кварца. Следы выкрошившихся призмочек кварца заметны в виде шестигранных «заливов» на краях пластинок (см. фиг. 66, б).

В целом самородки-дендриты и дендритоиды, образованные на малых глубинах, отличаются от среднеглубинных господством тонкопластинчатых форм, отсутствием «стержневых» разновидностей и меньшими размерами.

Самородки — слепки друзовых полостей. Особенностью многих уральских самородков являются отпечатки на их поверхности кристаллов карбоната и кварца, нараставших на стенки золотовмещающих полостей. Таков широко известный самородок, получивший название «Заячьи Уши». Это замечательное образование (весом 3 кг 345 г) было найдено в тридцатых годах на Ленинском прииске Южного Урала; в настоящее время оно экспонируется на выставке Алмазного фонда СССР. Слегка уплощенное тело



Фиг. 66. Самородки-дендриты, Западные Карпаты

а — листочковидный, натур, вел.; б — сrostок плоских дендритов; 1/3 натур, вел.

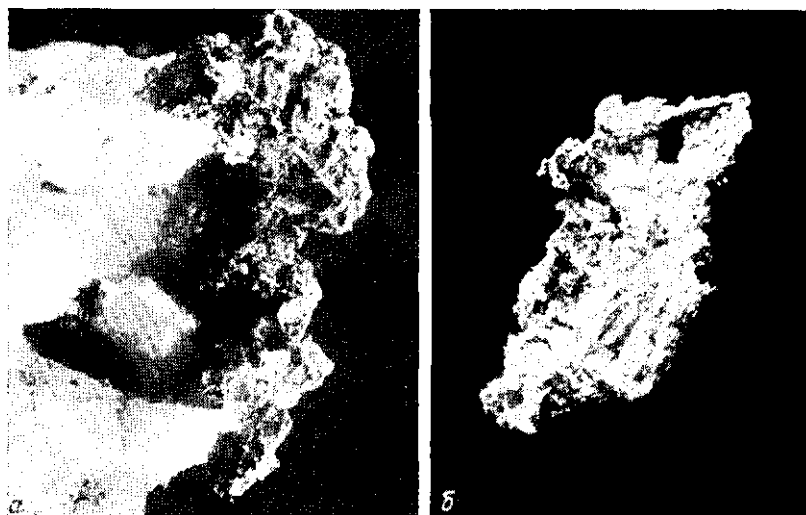
самородка (11 x 8 x 5 см) имеет прямоугольные очертания, осложненные глубокими впадинами на краях. «Впадина» сглаженной шестигранной формы разделяет «уши» самородка, очевидно, рост последнего ограничивался крупными (0,5—1 см в поперечнике) шестоватыми кристаллами кварца. Наиболее развитые поверхности самородка несут ромбоэдрические отпечатки кристаллов карбоната и угловатые — обломков кварца. По-видимому, в золотовмещающей полости присутствовали продукты дробления жильного вещества. Грубопрямоугольная форма самородка может рассматриваться как следствие контроля прямоугольной системой интерминерализационных трещин.

Скопления золота в друзовых полостях нередко имеют груболинзовидную и округлую «овалоидную» форму. Типичен груболинзовидный самородок из россыпи Миасского района. Длина линзы около 5 см, максимальная мощность — 2 см; соотношение длины и толщины (3 : 1) такие же, как у многих других уральских самородков.

Специфической чертой самородков является асимметрия форм: одна их сторона почти ровная, другая — выпуклая. Подобная асимметрия, отмеченная А. П. Смолиным (1970) у самородков из уральских россыпей, рассматривалась как следствие неравномерного истирания поверхностей золота при его перемещении вместе с другим кластическим материалом. Наши

наблюдения показывают, что различен первоначальный рельеф плоских и выпуклых сторон асимметричных скоплений золота. Неодинаков и характер отпечатков минералов на них. Мы встречали самородки, одна из сторон которых ровная или с отпечатками неровностей стенок трещин, а другая — выпуклая, с отпечатками ромбоэдров карбоната. Это позволяет считать, что рассматриваемые формы возникали в процессе отложения золота на границе разных сред.

Обособления золота, заполняющие весь объем друзовых полостей, обычно монолитны. Признаком оставшихся незаполненными пустот являются выступы кристаллов золота на поверхности массивных самородков. Примером служит самородок весом 138,9 г из жилы Кашеевской Ленинского рудного поля на Южном Урале. Основная его часть имеет груболинзовидную форму; на золоте хорошо сохранились отпечатки кристаллов кварца и карбонатов, а в углублениях — включения этих кристаллов. От линзовидного тела ответвляется изогнутый «ствол» — вытянутая четырехгранная призма длиной 2 см и толщиной 0,5–0,7 см; на ее гранях заметны углубления от обломков и кристаллов карбонатов и кварца. Во всех случаях



Фиг. 67. Самородки из среднеглубинных месторождений

a — ячеистое скопление золота в друзовой полости; Васильевское месторождение, увел. 1,6;
б — отпрепарированный прожилок с отпечатками неровностей стенок трещины на поверхности; Березовское рудное поле, увел. 2,2

отчетливо проявляется приуроченность уральских самородков к полостям со сложной историей формирования (дробление, выщелачивание, инкрустация стенок). Золото не проявляло склонности концентрироваться в «простых» друзовых полостях и не отлагалось на головках шестоватых кристаллов кварца, если они не были раздроблены. Нередко скопления золота находятся буквально рядом с такими полостями, но занимают места мелко-обломочной брекчии кварца и карбоната. Примером служит ячеистый самородок из¹ месторождения Васильевского на Южном Урале (фиг. 67, *a*). Он расположен на краю друзовой полости с шестоватыми кристаллами кварца, но, судя по формам ячеек и остаткам минералов в них, золото цементировало брекчированное жильное вещество. Очевидно, что дробление жильного кварца являлось необходимым условием выполнения золотом друзовых полостей.

тей, не менее важным, чем в случае формирования самородков трещинного типа.

Самородки неправильных и «сме ланных» форм. Самородки этого типа наиболее распространены; к ним относится большая часть (не менее 70—80%) мелких и средних скоплений золота и все крупнейшие. Формы их, как упоминалось выше, сложнее, чем у мелких трещинных выделений, но встречаются и простые прожилки, «комки», груболинзовидные тела (фиг. 67, б).

Простыми или сложными прожилковыми формами обладают почти все самородки, найденные в районах глубинного малосульфидного оруденения: Ленском, Восточно-Чукотском, в некоторых районах Колымы, а за рубежом — Аляски, Канады и др. К этому же типу относятся очень крупные самородки Австралии, в том числе знаменитая «Плита Холтермана», представляющая собой жилу золота длиной 142 см и мощностью около 10 см или более; суммарный вес золота этой плиты 93 кг, а вместе с породой она весит 285 кг (Rohthier, 1963). Вероятно, однотипны и другие австралийские самородки: «Желанный незнакомец» (70,9 кг), «Блестящий Барклай» (54,2 кг), «Канадец-1» и «Канадец-2» (50,2 и 40,0 кг) и др.

В отдельных случаях удастся наблюдать крупные скопления золота в коренном залегании или в глыбах кварца из россыпей. Обычно это короткие прожилки или их системы разного направления.

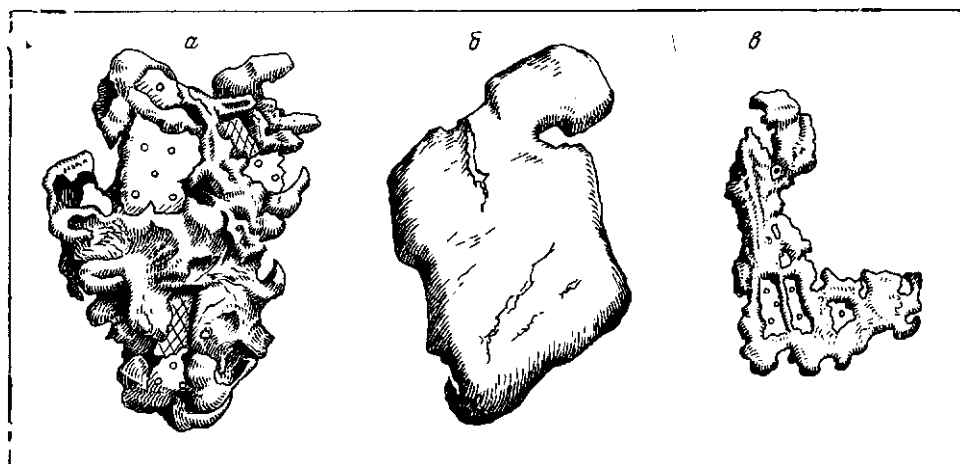
Наряду с плоскими самородками трещинного типа, в тех же районах распространены комковидные «куски» золота. Они не достигают столь больших размеров, как упомянутые выше, но вместе с тем их вес измеряется нередко первыми килограммами. Форма их сложнее, чем у мелких комковидных золотин; центральная их часть обычно более массивная, с неправильными угловатыми или сложноизвилистыми очертаниями, иногда с включениями жильного кварца. Угловатые выступы, переходящие в более или менее длинные ответвления, местами сочленяются с другими близко расположенными комковидными выделениями золота, образуя гнезда цементационно-брекчиевого строения. Ячеистые (скелетные) самородки, как правило, приурочены к участкам брекчии жильного кварца (месторождения/Енисейского кряжа и др.). В россыпях, после выкрашивания кварца, такие самородки приобретают грубопористую структуру.

Количественные соотношения плоских и угловатых комковидных скоплений золота неодинаковы в разных районах; различаются и детали форм таких скоплений. Среди осмотренных нами самородков из Енисейского кряжа, в основном мелких, преобладают комковидные, часто с деформированным кварцем, иногда — с карбонатом (фиг. 68, а). Примером жилковидных образований является самородок из аллювиальной россыпи по р. Б. Мурожной — притоку р. Ангара (Андрианов, 1947). Скопление золота (вычисленный вес 435,5 г) находилось в кварцевом валуне. Оно оценено как уникальное для южной части Енисейского кряжа, однако это вряд ли справедливо; редким может считаться здесь лишь обилие в небольшом объеме жильного кварца относительно крупных (до 1 см мощностью) субпараллельных жилок золота (семь на интервале 20 см). В этом же штуфе отмечено наличие тонких до нитевидных прожилков и мелких вкраплений золота.

В россыпях Ленского района распространены крупные самородки трещинного типа как плоские, так и комковидные. Зачастую встречаются глыбы белого массивного кварца, сильно деформированного, рассланцованного, с реликтами серицита и пустотами от выщелоченного пирита. Почти поперек сланцеватости его секут прожилки золота — мелкие (см. фиг. 32, б) и крупные (мощностью до 1 см и более). На поперечных срезах глыб можно видеть, что прожилки ступенеобразно изогнуты (переход из одной системы трещин в другую). Края их ровные, нередко тупые. Комковидные скопления золота различной формы (частью грубоячеистые) встречены не только в

россыпях, но и в кварцевых жилах и прожилках Ленской провинции. Одно из них, найденное в Догаддынском районе, слагало почти нацелс участок небольшого кварцевого прожилка (устные сведения Т. М. Дембо). Треугольные очертания самородка позволяют предполагать его приуроченность к месту пересечения разнонаправленных трещин. Поверхность его грубо-ямчатая, форма углублений угловатая. По наблюдениям Л. А. Николаевой и нашим, подобными формами обладает большинство мелких самородков и россыпей центральной части Ленской провинции.

Сходны с описанными формы многочисленных самородков из восточны? районов СССР (Чукотка, Колымский край, Баргузин и др.). Примечательно, что многие плоские самородки имеют отчетливо прямоугольные, треугольные или груборомбовидные очертания (фиг. 68, б). Некоторые из них (например, самородок из рудной провинции Баргузинской Тайги, фиг. 68, в) имеют Г-образную форму. Обычно в подобных скоплениях золота сохраняются включения кварца или оставленные им углубления. Отмеченные особенности подтверждают высказанную выше мысль о приуроченности самородков к участкам сопряжения трещин в жильном кварце; видимо, плоскости некоторых из трещин препятствовали разрастанию прожилков золота по их длине и определяли угловатые формы его скоплений.



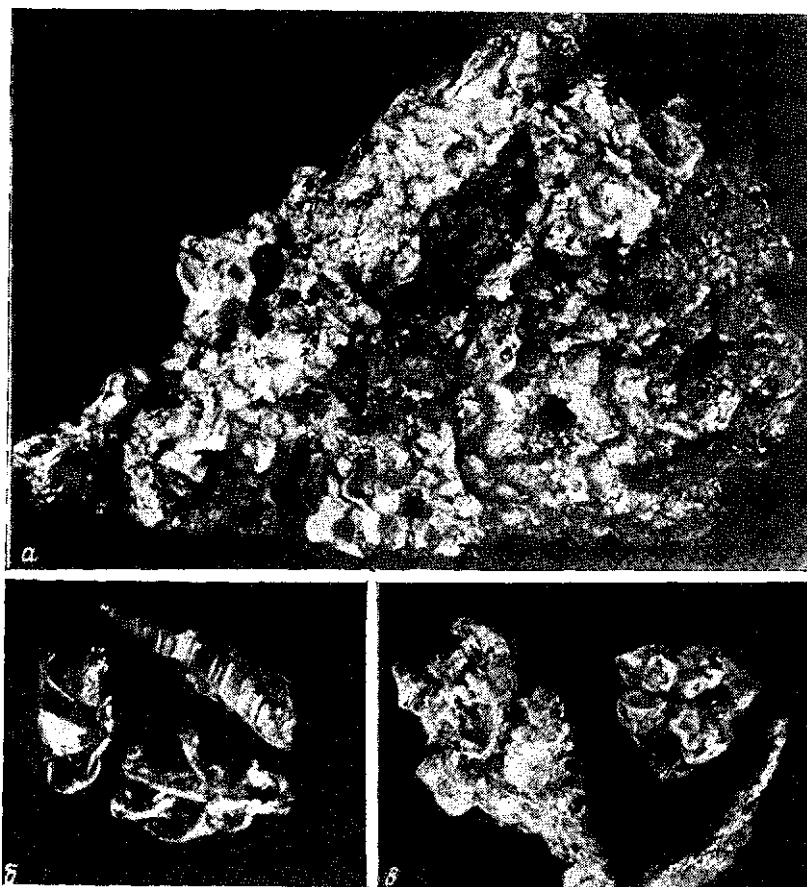
Фиг. 68. Самородки трещинного типа из глубинных месторождений

а — комковидный, в углублениях — включения кварца (отмечены кружочками) и карбонаты (штриховка); Герфудский район, Енисейский край, увел. 5; б — ромбовидный плоский; восточные районы СССР, V» натур, величины; в — Г-образный — с включениями кварца, район Ципикана, 1/3 натур, величины

В областях распространения умеренносульфидного оруденения самородки трещинного типа встречаются так же часто, но делят господствующую роль с другими морфологическими разновидностями скоплений золота. Строение их нередко более сложное, чем у самородков из провинций развития малосульфидных руд. Прожилки золота образуют мелкие штокверки. Распространены ячеистые или грубогубчатые скопления золота. У комковидных самородков выступы-ответвления относительно длинные, и между ними местами сохраняются включения кварца. Такие самородки известны в районах Южного Урала, Мариинской Тайги, Восточных Саян и других областей. Общие очертания крупных скоплений золота в меньшей степени, чем описанные выше, подчинены главным направлениям трещин в жиль-

ном кварце, но отдельные самородки имеют прямоугольные или треугольные формы, несомненно продиктованные трещинными системами. Таким является «Большой треугольник». Это крупное плитообразное тело толщиной около 8 см и длиной «катетов» 27,5 и 31,0 см; углы между сторонами 45, 50, 85° (фиг. 69, *a*). От простых прожилков его отличает крайне неровный рельеф поверхности, с множеством углублений и выступов, частью ограниченных. По-видимому, самородок образовался в трещинной полости, стенки которой подверглись выщелачиванию.

На Урале, чаще чем в других золотоносных провинциях, встречаются самородки смешанных форм. Распространены сростки ксеноморфных или гемиидиоморфных индивидов, обычно искаженных и вытянутых. Классическим примером подобных образований являются упоминавшиеся выше тыелгинские самородки «Большой» (14 кг 231 г) и «Малый» (9 кг 386 г). В. И. Соболевский (1970) приводит следующее их описание. «Весь самородок. . . состоит из тончайших золотых пластинок, местами почти пленок. Они прикреплялись к несколько более массивным частям, как бы к каркасу. Отдельные пластинки представлены сверкающими агрегатами кристаллов, проволочками, ветвистыми выделениями. Внутри этого кружевного агре-



Фиг. 69. Самородки смешанных форм

a — самородок «Большой треугольник», $\frac{2}{3}$ натур, величины; *б, в* — части тыелгинских самородков, увел. 2,5

гата свободно лежат кристаллы золота, . . . тонкие пластинки изъеденного кварца и порошковатый пиролюзит. . . По-видимому, это пример гипергенного золота в зоне выветривания». Приведенная характеристика в целом верна, но вывод ее автора нельзя согласиться. Описанная структура не отличается от обычной для ячеистых скоплений эндогенного золота, образованных в участках дробления и интравудного выщелачивания кварца и других минералов. Насколько мы могли заметить при тщательном осмотре тьелгинских уникумов, в их более плотных сердцевинах находятся группы сквозных отверстий, как угловатых, так и квадратных, оставленных кристаллами пирита. Кристаллы золота и их сростки, судя по имеющимся в нашем распоряжении мелким фрагментам самородков, обладают теми же сложными формами, которые вообще свойственны золоту уральских месторождений. Любопытна изменчивость облика кристаллов в разных частях самородка — от лентовидного с грубой ступенчатостью на поверхности развитой грани, вероятно (ПО), и дендритоидного (фиг. 69, б) до изометричного, близка к тетраэдрическому (фиг. 69, в); многие частицы в сростке гемиидиоморфны. Для «эпитермальных» месторождений самородки неправильных и смешанных форм не характерны.

Скульптуры поверхности самородков

Рельеф поверхности самородков, если он не сглажен окатыванием и истиранием, всегда неровный и сложный. По общему характеру он однотипен с описанным для видимого золота, но имеет свои отличия. •

Скульптуры роста. К таким скульптурам относятся ограненные выступы кристаллических зерен на поверхности самородков (см. фиг. 61, в) и рельеф граней кристаллов. С увеличением размеров скоплений Самородного металла становятся более крупными и упомянутые скульптуры роста. Крупнейшие кристаллические выступы, до 10 см, как видно из предыдущего, характерны для уральских самородков, у которых наблюдался и наиболее грубый ступенчатый рельеф граней. Заслуживает особого рассмотрения одна деталь скульптуры, которую удалось обнаружить при изучении ряда самородков из восточных районов СССР и Южного Урала.

На их поверхности замечаются желобообразные углубления, местами переходящие в грубаячеистые зоны, которые разделяют монолитные скопления золота (фиг. 70). В некоторых случаях прослеживаются лишь тонкие (0,1—0,5 мм) длинные (70 мм и более), часто прерывистые щели ломаной формы, похожие на трещины; в контурах их изломов наблюдается известная правильность. Удалось установить, что это следы полостей, разграничивающих выступы кристаллов на сближенных агрегатах золота (фиг. 70, б). Полному срастанию агрегатов, по-видимому, препятствовали перегородки из скоплений раздробленных и перетертых жильных минералов; местами на стенках щелей сохранились мелкие обломочки кварца и их отпечатки. Там, где подобные перегородки были широкими, возникали упомянутые выше грубаячеистые зоны между монолитными частями самородков.

Полицентрический рост являлся лишь частным случаем локального накопления золота, но его признаки важны как еще одно свидетельство существенной роли явлений выщелачивания в освобождении пространств для отлагавшегося самородного золота.

Судя по расположению монолитных участков и строению друзовых сростков, рост самородков нередко был «моноцентрическим» и шел от центра к периферии или к одному из краев золотовмещающей полости.

Отпечатки трещин. Крупные прожилковидные выделения золота обычно имеют ребристый рельеф поверхности, копирующий строение сколов кварцевых агрегатов (см. фиг. 67, б). При наличии трещин, поперечных к золото-

вмещающим, на поверхности плоских самородков, как и на золотилах, появляются узкие и длинные хребтообразные выступы, представляющие собой очень короткие ответвления («заливы») от основного тела самородка вдоль таких трещин. Обычно их ширина 0,1–2 мм, при такой же высоте. Иногда они заметны лишь в отдельных участках поверхности, но нередко прослеживаются от края до края самородка. Длина их 2–5, реже до 10 см, формы то правильные, то с пологими изгибами и довольно часто — с разветвлениями; верхние окончания тупые, что придает им вид валиков. Отпечатки поперечных трещин характерны лишь для плоских самородков, у комковидных скоплений золота аналогичную роль играют угловатые выступы, отходящие от их компактной сердцевины. При параллелепипедальной или треугольной форме плоских скоплений золота протяженные валики обычно ориентированы параллельно одной или двум их сторонам. Это является еще одним подтверждением того, что рост самородков ограничивался системами поперечных трещин.

Классическим примером трещинного рельефа является поверхность крупного самородка из россыпи Восточной Чукотки (фиг. 71). Плиткообразное монолитное тело прямоугольной, слегка удлиненной формы (площадь

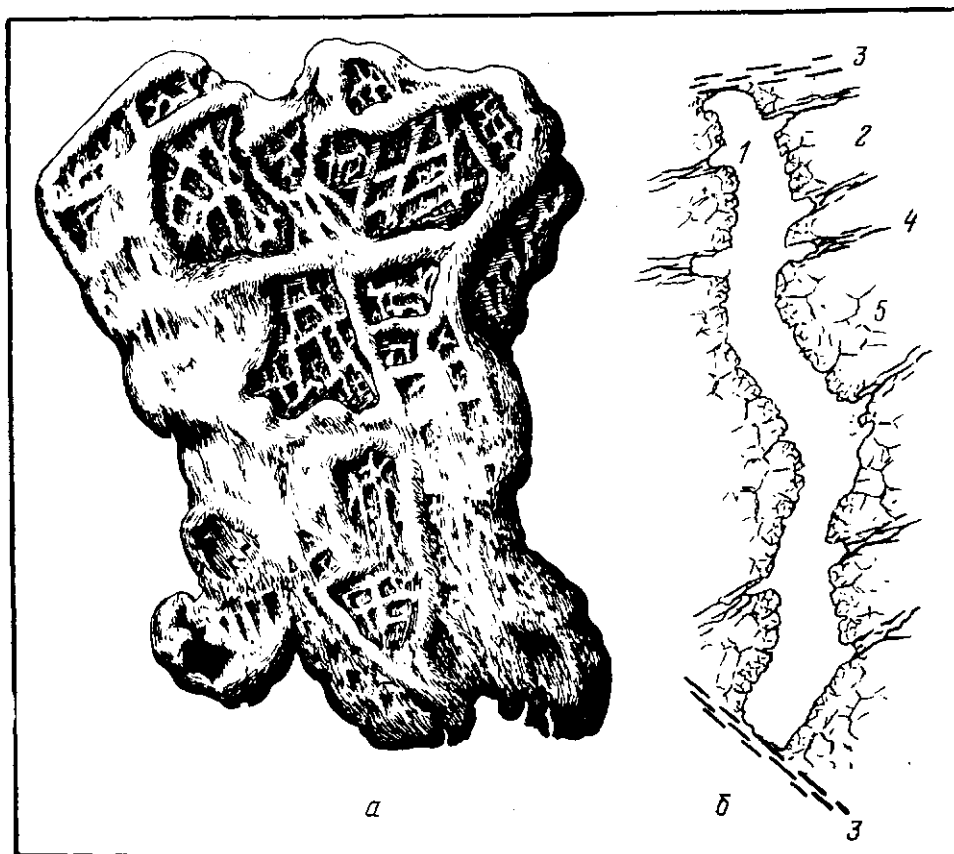


Фиг. 70. Скопления золота, разделенные зонами грубопористого строения; заметны отпечатки кристаллов пирита; увел. 1,5 (фото В. И. Соболевского); б — схематическая зарисовка шелевидной полости, разделяющей поля роста зерен в агрегатах золота; увел. 8

13,6 X Ю см и толщина 0,8–1,8 см) с несколькими поперечными и одним продольным пологими изгибами (фиг. 71, б), покрыто густой сеткой валиков, нескольких направлений, в основном продольных и поперечных. Выступы несколько сглажены при окатывании в россыпи, однако нигде не обнаружено их изгибов и приклепывания, обычных для островыклинивающихся ответвлений. Своеобразным является сочетание трех в известной мере обособленных систем выступов — отпечатков трещин, отличающихся по высо-

те и толщине. Резко выделяется грубая сетка из крупных валиков высотой 2—3 мм и шириной 1—5 мм. В угловатых, близких к изометричным ячейках этой грубой сети, на их дне и на стенках выступает более тонкая и густая сеточка валиков высотой и толщиной не более 1 мм и длиной 2—10 мм. Находясь в углублениях, они сохранились от истирания, но так же, как и крупные выступы, имеют тупые торцы. Ячейки между ними изометричные, полигональные. На дне их просматривается еще более тонкий сетчатый рисунок, образованный отпечатками тончайших трещин. Подобный рельеф с меньшей степенью четкости замечается и на торцовых поверхностях самородка. Между системами отпечатков разной крупности нет постепенных переходов. Ориентировка мелких валиков местами неодинакова в пределах крупных соседних ячеек. Это позволяет предполагать, что тонкие трещины образовались позднее уже заполненных золотом и испытывали их влияние. Из этого следует, что растрескивание жильного кварца сопровождало кристаллизацию золота в трещинной полости. Реликты сильно деформированного сливного кварца наблюдаются на дне многих углублений, в ячейках сети, как крупных, так и самых тонких.

Чукотский самородок является уникальным по рельефности отпечатков трещин различных систем, обычно наблюдаются лишь отдельные элементы



Фиг. 71. Рельеф поверхности самородка трещинного типа из Восточной Чукотки; натур, величины
a — общий вид; *б* — реконструированный поперечный разрез; / — золото; 2 — кварц; 3 — зоны трещиноватости, ограничивавшие рост самородка; 4 — поперечные относительно крупные трещины, фиксируемые валикоподобными выступами на поверхности самородка; 5 — зоны тонкой трещиноватости кварца около самородка

такого строения. Как упоминалось выше, оно свойственно не только трещинным образованиям, но и самородкам «смешанных» форм. В последних единичные валики замечаются как на поверхности участков неправильных форм, так и на гранях кристаллов, в местах, где последние граничат с трещиноватыми стенками золотовмещающих полостей. Вероятно, подобную природу имеют упоминавшиеся выше валики на пластинчатых выступах самородка «Дракон» (см. фиг. 65). В отдельных случаях сами валики состоят из цепочковидно группирующихся несовершенно развитых кристаллических индивидов (0,2 мм и менее), а головки кристаллов образуют верхние края валиков. Это свидетельствует или о свободном росте кристаллов золота вдоль приоткрытых трещин, или о метасоматическом разрастании их в раздробленном веществе, выполняющем трещины и слагающем около-трещинные участки.

Отпечатки кристаллов. На поверхности самородков часто наблюдаются крупные отпечатки граней ромбоэдрических кристаллов карбоната. Осо-



Фиг. 72. Ромбоэдрические отпечатки карбоната на золоте

a — поверхность самородка из Миасского района; увел. 12; *б* — отпечатки ступенчатых сколов кристаллов карбоната; остальная поверхность — слепок со скола сильно корродированного кварца; 3/4 натур, величины

бенно характерны они для миасских самородков, но отмечаются также на поверхности отдельных скоплений золота из районов Енисейского края, некоторых районов Западной Сибири и др. Поверхности золота, выполнявшего друзовые полости в жилах, почти сплошь покрыты отпечатками ромбоэдрической формы. Количество их и размеры неодинаковы для разных самородков; от единичных мелких до нескольких десятков мелких и крупных (длинная диагональ до 5—10 мм, глубина 0,5—2 см). Они наблюдались на самородках «Большой треугольник», Тyelгинский и др.

Стенки ромбоэдрических углублений удивительно гладкие; местами наблюдается лишь грубая или тонкая их ступенчатость. Индивиды золота с присущей им линейной скульптурой поверхности образуют выступы лишь вне отпечатков карбоната, кристаллы которого явно ограничивали рост зерен золота (фиг. 72, а).

В расположении отпечатков замечается некоторая закономерность: одна из граней (1011) кристаллов карбоната чаще ориентирована параллельно плоской поверхности самородка; по-видимому, так они нарастали на стенки полостей. В отдельных случаях на поверхностях крупных ромбоэдрических углублений имеются мелкие, также ромбоэдрические, оставшиеся от поздних поколений кристаллов, нараставших на грани более ранних. Отложению золота предшествовала длительная кристаллизация карбоната.

Кристаллы кварца редко оставляют на поверхности самородков отпечатки правильных форм. Большинство углублений имеет неправильную форму с мелкоямчатыми ячеистыми стенками и распознавать их с уверенностью можно лишь по сохранившимся включениям кварца. Короткие ответвления золота вдоль трещин и границ мозаичных блоков кварца местами оканчиваются несовершенными развитыми кристалликами. Агрегаты кварца нередко оказываются сильно изъеденными и оставляют на поверхности золота неправильные кавернозные углубления, в то время как соседние зерна карбоната совершенно не корродированы (фиг. 72, б). Агрессивность золотоносных растворов наиболее велика по отношению к деформированному кварцу.

Обращает внимание редкость отпечатков кристаллов сульфидов, что может быть объяснено их дроблением, предшествовавшим отложению золота. Лишь в отдельных самородках (из Ленского района, Баргузинской Тайги, Западной Сибири) можно заметить углубления и сквозные квадратные отверстия от кристаллов пирита (см. фиг. 70, а). Нами не встречались и в литературе не описывались отрицательные формы, которые могли бы рассматриваться как отпечатки на золоте колломорфных выделений гипергенных минералов.

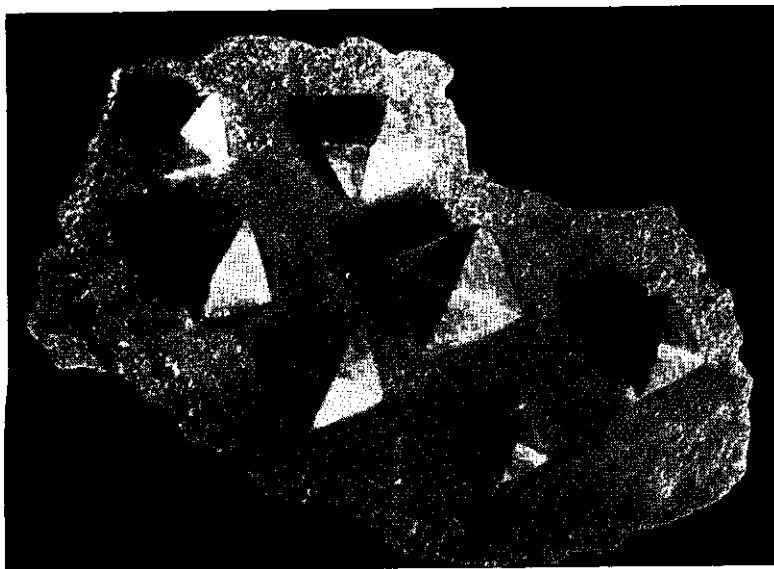
Скульптуры автоэпитаксических нарастаний¹. Такие скульптуры обнаружены нами лишь в последнее время и описаны в публикациях 1969—1971 гг. Наиболее отчетливо они проявлены на поверхности самородков, но встречаются и на крупных золотилах. В большинстве своем это мелкие (0,01—1 мм) «бородавчатые» выступы на гранях кристаллов и на поверхности неправильных выделений золота. Они сходны с бугорками роста, но отличаются от них особенностями рельефа, не всегда одинакового с рельефом кристалла-«подложки» (меньшая степень шероховатости граней, отсутствие ступенчатых скульптур и т. д.). Многие наросты не расширяются, а сужаются у основной грани, прикрепляясь к ней более тонкой «ножкой».

¹ Термин «автоэпитаксия» предложен для обозначения ориентированных нарастаний кристаллов новой генерации на гранях ранее сформированных кристаллов того же вещества, в отличие от гетеротаксии, когда срастающиеся вещества имеют разный состав (Костов, 1965; Чистяков, 1968). Выделением категории автоэпитаксических нарастаний привлекается внимание к проявлениям зависимостей кристаллизации поздних выделений минерала от наличия кристаллов его ранних генераций.

Группируясь участками, выступы нигде не сливаются и не образуют сплошного слоя на обрастаемой поверхности, что не позволяет относить их к скульптурам роста основного кристалла. Тригональный облик, свойственный аксессуариям роста, для них не характерен.

В сравнительно редких случаях, когда выступы хорошо огранены, устанавливается преобладание у них октаэдрических и кубооктаэдрических форм; ребра и вершины несколько сглажены. Обычно одна из граней (111) кристаллов-наростов располагается параллельно одноименной грани кристалла-подложки, что позволяет отнести срастание к «двойниковой эпитаксии» по терминологии Митчела и Кори (Костов, 1965).

Если подложкой служит грань куба, кристаллы-наросты ориентируются перпендикулярно к ней одной из четверных осей симметрии. В этих случаях проявления автоэпитаксии особенно отчетливы. Примером служит уникальный сросток золота, кратко описанный А. П. Смолиным (1970)¹. Образец найден в Абзелиловском районе Башкирии в маломощной кварцевой жиле (развалы ее верхней, богатой золотом части), в пустотке с кристаллами кварца. Золото представлено тонкой пластинкой с неровными краями и



Фиг. 73. Октаэдры золота на поверхности плоской золотины из среднеглубинного месторождения, Южный Урал (фото А. П. Смолина)

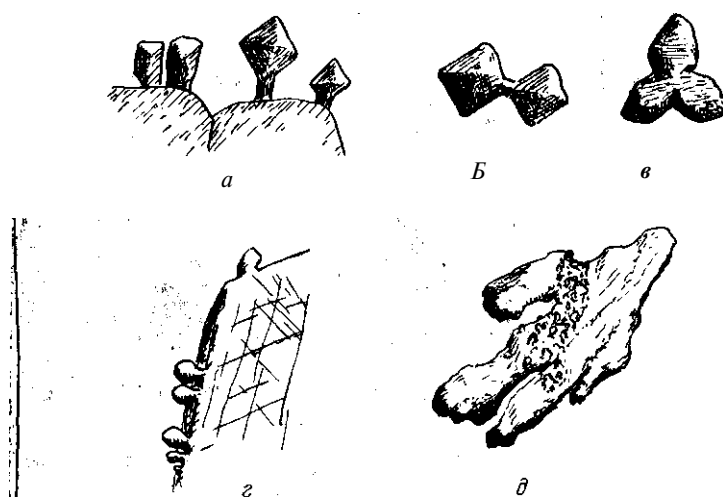
шероховатой поверхностью, на которую росли семь хорошо образованных однообразно ориентированных октаэдров (фиг. 73). Подобное расположение октаэдрических наростов, но с менее совершенными гранями мы наблюдали у отдельных самородков из Ленского и Невьянского рудных полей Южного Урала (фиг. 74, а). В нескольких случаях замечались октаэдры, сросшиеся вершинами (фиг. 74, б). Образование таких «гангельных» сростков октаэдров, между вершинами которых нередко находится тонкий «мостик», установлено при кристаллизации некоторых веществ из растворов (Шубников, Парвов, 1969); по-видимому, их рост близок к дендритному.

¹ К сожалению, этот образец был утерян; сохранилась лишь его фотография, любезно переданная нам А. П. Смолиным, и пересказанные этим исследователем сведения нашедшего золотины штейгера С. И. Лазарева.

Некоторые кристаллы срастаются в виде оригинальных «трилистников» типа тройников (фиг. 74, б). Такие тройники наблюдались на крупных самородках из Миасского района Южного Урала и менее четко — в образцах из восточных областей СССР.

Облик кристаллов-наростов не всегда изометричный; встречаются вытянутые проволоковидные их разновидности (месторождение Березовское на Урале, россыпи Центрального Алдана и Западной Сибири).

Наросты, по крайней мере четко выраженные, наблюдаются лишь у небольшой части самородков и золотин. Они встречались в единичных образцах золота из россыпей, связанных с глубинными месторождениями, и в 8—10% самородков из районов развития среднеглубинного оруденения. Наиболее часты новообразования на эпитермальном золоте. Так, каждая пятая плоская золоти́на из просмотренных нами в некоторых румынских коллекциях имела на поверхности мелкие автоэпитаксисические наросты (месторождение Рошие Монтана и др.). Размеры их от 0,3 мм и менее, до 1—2 мм, формы изометричные, иногда плоские шестигранные (см. фиг. 66, б).



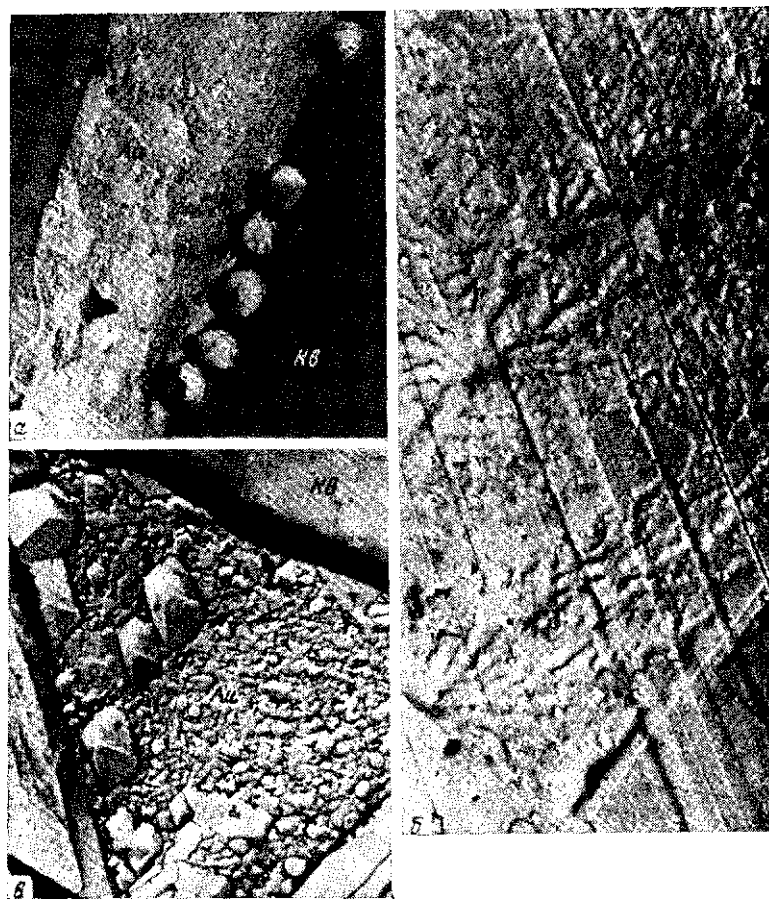
Фиг. 74. Автоэпитаксисические наросты золота на самородках

а — октаэдрические грибообразные; увел. 10; б — «гантельные» (сростки октаэдрических кристаллов; увел. 15; в — «трилистники», увел. 30; г — каплевидные (на ребрах шестигранных табличек золота); увел. 10; д — полосовидное скопление наростов неясной формы на (111) дендрита-подложки; увел. 2,5 (а, б, в — из Миасского района; в, г — Рошие Монтана, Зап. Карпаты)

Любопытны особенности расположения автоэпитаксисических новообразований. Изредка они наблюдаются в виде своеобразной бахромы на торцовых гранях плоских кристаллов и дендритоидов (фиг. 74, г), но обычно усеивают отдельные участки наиболее развитых поверхностей. Такие участки, довольно четко очерченные, располагаются у краев пластинок или в виде полосы в средних их частях, иногда пересекая границы ветвей дендритоидов (фиг. 74, д). В пучках тонких пластинок золота наросты густо покрывают лишь один (крайний) индивид и единичны на остальных. В отдельных образцах они имеются по всей поверхности плоских дендритоидов,

но резко укрупняются (в 3—5 раз) у их краев или в центре. Отмечены грибообразные частицы золота, прикрепленные тонкой ножкой к вершинам тригональных акцессориев роста на гранях (111) кристалла-подложки, и частицы, декорирующие выходы плоскостей скольжения на тех же гранях.

В образцах золота из малоглубинных месторождений Забайкалья и восточных районов СССР не удалось заметить видимых в лупу автоЭпитаксических нарастаний, но более тонкие скульптуры этого типа обнаружены при помощи электронной микроскопии. В образцах из Балецкого рудного поля на поверхности плоского дендритоида, заключенного в тонкозернистом кварце, выявлены серии изометричных округленных выступов с поперечником 0,5—1 мкм (фиг. 75, *а*). Неправильные лепешковидные новообразования декорируют выходы плоскостей скольжения на грани (111) (см. фиг. 38). Та же грань дендритоидов в отдельных случаях несет тончайшие дендритные наросты толщиной не более 1 мкм и с наибольшим поперечником 2—10 мкм, редко до 20 мкм. Они группируются полосами, параллельными одной из систем штрихов скольжения, или сосредоточиваются в отдельных зонах роста дендритоидов-подложек. Формы их звездчатые трех-



Фиг. 75. Ультратонкие автоэпитаксические наросты золота на золотинах, реплики со сколов <Кв—кварц, Аи—золото>

а — изометричные на пластинчатой золотине; Балецк; скол без травления; увел. 10 000; *б* — дендритные пленки; прямые линии — выходы плоскостей скольжения на кристалле-подложке; Агатовское месторождение; скол без травления, увел. 4000; *в* — искусственные наросты на глубоко протравленной поверхности золотины; Агатовское месторождение, увел. 6000

или шестилучевые: из одного центра радиально расходятся ветви (шириной в доли микрона), имеющие десятки и сотни ответвлений (фиг.75, б). Углы между основными и боковыми ветвями в среднем близки к 60°.

Характерна приуроченность пленок-дендритов к тригональным акцессориям на грани-подложке, которые нередко служат их сердцевинами. Там, где последние плохо выражены, наросты менее развиты, их ветви короткие, без боковых разветвлений и часто сменяются линейными валиками вдоль выходов плоскостей скольжения.

Приведенные данные позволяют заключить, что локализация автоэпитаксических наростов, как и акцессориев на гранях кристаллов золота, тесно связана с дефектами кристаллической решетки кристалла-подложки, в том числе генерированных при интрарудных деформациях. Такая зависимость обычна у эпитаксических нарастаний различных типов, включая автоэпитаксические (Чистяков, 1968). Ее подтверждает экспериментальное исследование эпитаксического отложения золота на молибдените (Montet, 1967) и других минералах. В природных условиях, по-видимому, сказывалось и направление движения поздних золотоносных растворов (неравномерное распределение наростов).

Автоэпитаксия проявлялась при повторном отложении или переотложении золота в эндогенных условиях, до завершения рудообразующих процессов. В зоне гипергенеза перерождение приповерхностных частей золотин исключает ориентирующее влияние «подложки» на рост новых зародышей кристаллов золота. Поэтому формы и строение наростов гипергенного золота на первичных золотилах из окисленных руд не проявляют зависимости от ориентировки зерна-подложки. Отмеченное положение подтверждается результатами простых опытов. На измененной («шагреновой») поверхности золотин из россыпей при воздействии разбавленных растворов хлорного золота образуется осадок в виде неправильных тонкогубчатых комочков. После нагревания золота до 1000°, т. е. почти до температуры его плавления, на их месте появляются дендритообразные сростки кристаллов, но расположены они беспорядочно. Вместе с тем на свежих поверхностях, обнаженных при глубоком травлении золота, явления автоэпитаксии воспроизводятся достаточно отчетливо. По данным К- Е. Фроловой, они обычны при изготовлении препаратов для электронномикроскопических исследований. После травления золотин царской водкой (15—20 мин.) в каплю травителя, уже насыщенного растворенным металлом, добавлялась золотая «пыль», и на исследуемой поверхности возникали мелкие, хорошо образованные кристаллы золота с гранями (111) и (ПО) (фиг. 75, в).

Полученные результаты находятся в согласии с общим положением о значении чистоты поверхности кристалла-подложки для развития эпитаксических нарастаний.

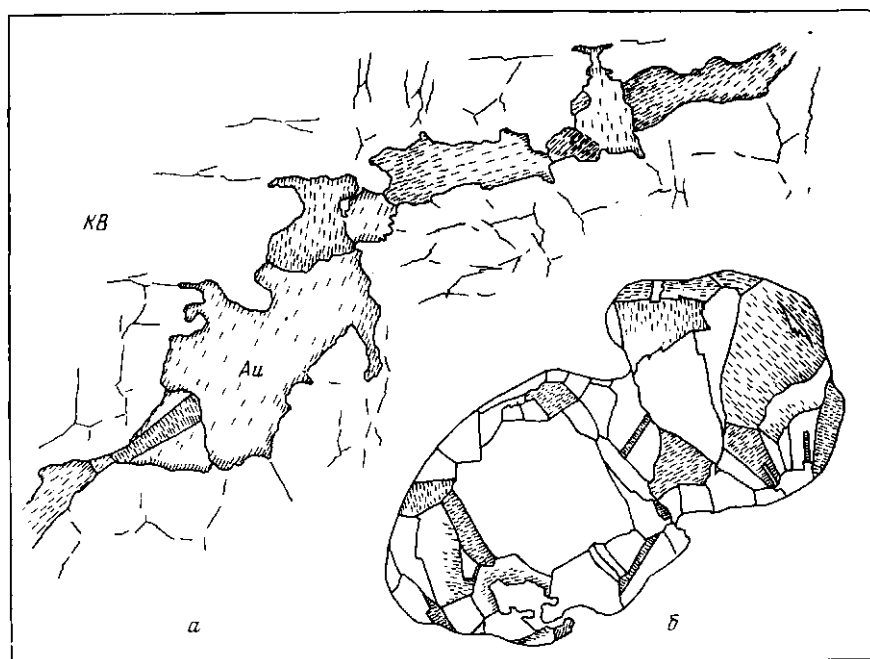
Для оценки типоморфного значения автоэпитаксии важно, что распространенность золота с наростами увеличивается от месторождений глубинных к малоглубинным. Различны также формы и размеры новообразований: на золотилах из глубинных месторождений наросты изометричные, мелкие; для среднеглубинного золота характерны более крупные изометричные, реже вытянутые кристаллики; крайнее непостоянство форм и размеров отличает автоэпитаксические наросты на эпитермальном золоте; преобладают плоские формы, в отдельных случаях дендритные.

Вместе с автоэпитаксическими зародышами на отдельных самородках наблюдались выделения мелкопризматического кварца — характерного продукта интраминерализованной перегруппировки рудного вещества. Возможно, что одним из ее проявлений являлись поздние кристаллы золота на поверхности ранее образованных золотин и самородков.

Состав и строение самородков

Имеющиеся материалы относятся в основном к периферическим частям самородков; состав и строение их «сердцевин» исследованы лишь в единичных случаях (при распилах образцов).

Немногочисленные химические анализы не выявляют существенных отличий в составе самородков и мелких золотинок из одних и тех же руд и россыпей (если не считать нередко отмечаемой более высокой пробы самородков из коренных месторождений). В соответствии с общими закономерностями, определяющими вариации пробы золота, самородки в областях развития малоглубинного оруденения всегда обогащены серебром. На Алтае известны скопления «электрума» весом до 400 г, но подобные находки редки. В районах распространения среднеглубинных и глубинных месторождений содержание серебра в самородках колеблется от 3—7 до 15—20% (Енисейский край, Ленский и восточные районы СССР).



Фиг. 76. Внутренняя структура самородков трещинного типа, Ленский район

а — поперечное сечение прожилка золота в кварце; увел. 30; *б* — продольное сечение плоского самородка из россыпи; увел. 10. Зарисовки А. И. Фасталовича. Шлифы протравлены царской водкой

Сходство с крупными золотинами проявляется и в особенностях неравномерного распределения серебра. Содержание последнего в краевых частях самородков по сравнению «сердцевинами» нередко понижено, по некоторым данным, на 5—7% (McConnell, 1907). Эта неоднородность, замеченная еще в прошлом веке (Соколов, 1826, и др.), неоднократно исследовалась и трактовалась то как проявление первичной зональности в скоплениях золота, то как результат их изменения в россыпях. В отдельных случаях содержание серебра к периферии самородков не только уменьшается, но даже несколько возрастает. Так, в распиленном уральском самородке весом 91,6 г, по данным С. Ф. Жемчужного (1922), в краевых частях содержится 17,93% Ag, а в центральных— 17,84—17,92%. В этом само-

родке, как и в изученных нами из Алданского, Ленского и Енисейского районов, спектральные анализы выявляют те же примеси, что и в крупных золоти́нах из коренных месторождений: постоянно присутствуют Си (0,01—0,1%), Fe (от следов до 0,5%), РЬ (тысячные доли процента). Более детальная характеристика химизма самородков остается задачей будущего.

Последователи представления о гипергенной природе самородков обычно не касаются вопросов их внутреннего строения. Между тем А. Ливерсидж, изучавший структуру австралийских самородков, еще в прошлом веке доказал, что оно полностью однотипно свойственному рудному золоту (Liversidge, 1897). Проведенное нами и А. И. Фасталовичем сравнительное исследование золота из первичных руд, зоны окисления и россыпей подтвердило единообразие общих черт их внутреннего строения (Петровская, 1947; Петровская, Фасталович, 1952). Сходство проявляется в формах и расположении кристаллических зерен, распространенности и характере двойников, в составе включений и других особенностях. Отличительными чертами структуры самородков являются лишь более крупные размеры некоторых индивидов (до 1—2 см).

Относительно просты по строению пластинчатые самородки. Крупные прожилки золота в кварце галек из Ленского и других районов состоят из ряда зерен, каждое из которых нередко занимает всю мощность прожилка (фиг. 76). В его плоскости выявляется обычная картина агрегата ограничивающих друг друга зерен. Для грубокомковатых самородков характерно «двухслойное» расположение индивидов, нарастающих на противоположные стенки золотовмещающих полостей. Такую же структуру имеют отдельные части каркасных (ячеистых) выделений золота, цементирующего мелкие обломки кварца. Минераграфические исследования подтверждают, что округлые выступы на поверхности самородка образованы отдельными несовершенными кристаллами, часто простыми двойниками.

Примечательна еще одна особенность строения самородков, ранее не привлекавшая внимания: в их центральных частях зачастую располагаются несоразмерно более крупные зерна, величина которых не всегда зависит от общей конфигурации самородка. Монокристалльными оказываются части самородка, разделенные включениями кварца, а также серии близко расположенных выступов во вмещающие минеральные агрегаты. Двойники золота редкие, тонкие. На периферии самородка они сменяются зернистыми агрегатами. Эта особенность может быть следствием различий условий кристаллизации золота в начале и в конце периода формирования самородков или последующего укрупнения зерен в центральных частях скопления золота, когда их периферические части продолжали расти. С последним согласуются признаки прерывистости отдельных участков границ, разделяющих смежные зерна золота; местами сохраняются лишь их обрывки, едва заметные даже при глубоком травлении шлифов.

Включения в самородках

Возможности исследования реликтов минеральных сред, в которых формировались крупные скопления золота, в значительной мере ограничены в связи с тем, что большинство самородков получено из россыпей, где включения минералов полностью или почти полностью удалены из золота выкрашиванием или выщелачиванием. Сохранившиеся включения, в том числе мельчайшие, представляют большой интерес.

Кварц. По частоте встречаемости первое место среди включений в самородках занимает кварц. Его мелкие зерна можно видеть на дне углублений на поверхности золота, а более крупные выделения — между сближен-

ными прожилковидными ответвлениями самородков. Особенности его неодинаковы в образцах из разных районов. Самородки из древних золотосносных провинций включают обломки сильно деформированного кварца, крупнозернистые агрегаты которого пересекаются прожилками золота. В областях распространения среднеглубинного оруденения самородки содержат не только обломки кварца, но и фрагменты шестоватых полупрозрачных кристаллов, а в «эпитермальных» месторождениях и связанных с ними россыпях — мелкие, часто водяно-прозрачные кристаллики, нередко двуконечные. По мере перехода от глубинных месторождений к малоглубинным включения кварца в золоте становятся менее деформированными, более идиоморфными. Местами удается заметить признаки перекристаллизации обломков раннего деформированного кварца; последний на границе с золотом в узких зонах (1—2 мм) становится более прозрачным, а местами в нем заметны контуры новообразованных кристалликов.

Сульфиды и теллуриды. Включения сульфидов в самородках наблюдаются сравнительно редко, преимущественно в образцах из первичных и окисленных умеренно сульфидных руд. В небольших самородках из Березовского, Советского и некоторых других месторождений обнаружены единичные кристаллики пирита, обломки кристаллов арсенопирита, реже — каплевидные включения халькопирита, галенита, сфалерита, в золоте из Березовского рудника — айкинита, в самородках из Забайкалья — теллуридов серебра.

Сплошные скопления золота из окисленных руд обычно не имеют изолированных включений гидроокислов железа; последние, как правило, заполняют углубления на их поверхности.

Другие минеральные включения. Отдельные самородки содержат мелкие обломки измененных пород: зеленых сланцев, змеевиков, березитов. Чешуйки серицита сохранились в щелевидных полостях некоторых самородков с Урала. В одном самородке обнаружены включения столбчатых кристаллов черного турмалина, длина их около 1 мм и толщина 0,3 мм (Миасский район). В самородках «рудного» золота нередко кристаллы и обломки кристаллов карбоната, обычно анкерита (Алдан, Южный Урал).

Признаки газовых включений. На стертой поверхности кристаллических выступов некоторых самородков и между ними замечены немногочисленные (по 2—4) сферические и конусовидные углубления, 0,3—0,5 мм в поперечнике. По форме они сходны с описанными выше полостями газовых включений в золоте. К чертам сходства относится также мелкоступенчатый рельеф стенок углублений: мы склонны предполагать принадлежность их к полостям газовых включений, так же как округлых конусовидных и полигональных пустот, обнаруживающихся на разрезах мелких самородков. Если это предположение справедливо, то следует признать, что крупные газовые включения в самородках встречаются более часто, чем в золотинах.

К Одной из оригинальных особенностей описанных выше уральских самородков почковидной формы (см. фиг. 64) является наличие на поверхности выступов и между ними множества мелких «дырочек» — конусовидных углублений, с округлым сечением. Их глубина (0,5—1 мм) обычно больше, чем поперечники; размеры последних довольно постоянные (0,2—0,5 мм). Стенки гладкие, реже с тончайшей ступенчатостью, характерной для полостей газовых включений в золоте. Количество полостей максимально вблизи корневых частей самородков (до 15 на площади 2 X 4 мм), распределение их резко неравномерное, с кучной группировкой. Образование описанных полостей можно представить как следствие прилипания пузырьков CO_2 к поверхности золотых самородков на какой-то стадии их роста. Можно допустить, что необычное обилие пузырьков связано с высокой способностью свежееотложенного коллоидного золота к адгезии газов.

Глава четвертая

ТОНКОДИСПЕРСНОЕ ЗОЛОТО

Существование тончайших «невидимых» частиц золота в сульфидах предполагалось еще в прошлом веке (Соколов, 1826; Donn, 1898), но интерес к ним усилился лишь в тридцатые годы текущего столетия в связи с установлением значительных потерь металла при флотации сульфидных руд (Мостович и др., 1931; Anderson, 1934). Появились термины «упорное» или «связанное» золото и золото «свободное». Микроскопические наблюдения иногда обнаруживали в сульфидах частицы самородного золота в 2—5 *мк*, но во многих случаях оно оставалось невидимым — «субмикроскопическим» (Burg, 1930). С увеличением разрешающей способности микроскопов критерий «видимости» утратил свою определенность и верхний предел размеров тонкодисперсных частиц (около 10 *мк*) приобрел условное значение (Head, 1936; Schweigart, 1965). Некоторые исследователи вместо тонкодисперсного золота выделяют категории микроскопического и субмикроскопического золота. Границы их также в большой мере условны и намечаются разными исследователями неодинаково. Так, по М. Хэйкоку (Haucock, 1937), размеры микроскопически видимых частиц 0,1—100 *мк*; по В. М. Крейтеру с соавторами (1958) — 0,5—200 *мк* и т. д.

Главными объектами изучения на первом этапе служили колчеданные руды, в которых основная часть золота «невидима», поэтому сложилось представление о тонкодисперсном золоте как о специфической форме нахождения этого минерала в сульфидах. Вместе с тем не учитывались давно известные факты распространения столь же тонких частиц золота в существенно-кварцевых рудах многих «эпитермальных» месторождений.

Несмотря на некоторую расплывчатость понятия «тонкодисперсное золото», его сохранение представляется необходимым, так как тончайшие вкрапления золота во всех случаях возникали при особых условиях минералообразования, о чем свидетельствуют взаимоотношения их с вмещающими минералами и широкое распространение в рудах лишь определенных формаций; кроме того, в интравудных, метаморфогенных и гипергенных процессах они ведут себя иначе, чем более крупные («видимые») выделения минерала. Изучение тонкодисперсного золота создает основу для решения таких кардинальных вопросов минералогии золота, как возможности его изоморфного вхождения в решетку сульфидов, образования его сернистых соединений и т. д.

К тонкодисперсному золоту целесообразно относить его частицы (но не атомы Au) от долей микрона до 10 *мк*, содержащиеся в зернах и зернистых агрегатах различных минералов, как сингенетичные, так и эпигенетичные по отношению к ним.

В группе частиц тонкодисперсного золота целесообразно различать подгруппы микронных (1—10 $\mu\text{м}$) и субмикронных (доли микрона) частиц (соответственно микроскопическое и субмикроскопическое золото, по М. Хэйкоку). В последнее время при помощи электронной микроскопии выявляются частицы золота величиной в несколько тысячных долей микрона, и они имеют четкие фазовые границы (Hausen, Kegg, 1968).

Методы изучения тонкодисперсного золота были разработаны Г. Бюргом и И. Н. Масленицким. Шлифы золотоносных сульфидов, не содержащих микроскопически видимых включений золота, нагревались до 200—800° С, после чего на поверхности появлялись его укрупненные выделения. Этим не только подтверждалось наличие очень тонких выделений золота в минералах, но и доказывалась его способность к перегруппировке в твердых фазах. Подобные же исследования выполнены и другими авторами (Coleman, 1957; Моисеенко, 1965; Сахарова и др., 1968). В промышленности применение обжига флотоконцентратов уже давно позволило резко повысить извлечение из руд «упорного» золота.

Для оценки количественных соотношений видимого и тонкодисперсного золота мы применяли стадийное (все более тонкое) измельчение мономинеральных проб золотоносных сульфидов с обработкой фракций разной крупности циановыми растворами; при этом растворялись лишь те золотины, которые обнажались на поверхности обломков сульфидных минералов, а внутри их оставались более мелкие золотины. Химические анализы каждой порции позволяли определять долю ультрамелких частиц в общем количестве металла в исследуемой пробе.

Изучение форм тонкодисперсных вкраплений золота оказалось возможным лишь в последнее десятилетие благодаря развитию методов электронной микроскопии. Вначале из-за трудностей изготовления препаратов и особенно расшифровки снимков работы развивались крайне медленно. Первая попытка, предпринятая А. А. Ивановым (1951), с нашей точки зрения, была неудачной: из-за несовершенства примененной методики снимки были нечеткими, а их интерпретация маловероятной. На опубликованных фотографиях выделяются густорасположенные белые округлые пятна величиной около микрона, по-видимому, отображающие дефекты пленок. Количество их несоразмерно велико при характерном для изученного пирита содержании золота.

В последние годы в рассматриваемой области намечается определенный прогресс. Удачные фотографии реплик со сколов золотоносных сульфидов из месторождений Болгарии (выполненные К. Е. Фроловой) приведены в статье В. Н. Велчева (1965). Интересные электронномикроскопические снимки золотосодержащих сульфидов из месторождений Казахстана опубликованы А. Г. Каймирасовой (1968), из Зодского месторождения Закавказья — В. Ф. Гуреевым и его соавторами (1968). К сожалению, во всех случаях диагностика частиц золота оставалась предположительной и нередко сомнительной. В качестве диагностических признаков указывались «высокий рельеф» и плохая огранка зерен (Гуреев и др., 1968) или «шагреновая поверхность» золота в шлифах (Каймирасова, 1968). Нет необходимости доказывать недостаточность подобных критериев. Очевидно, что применение электронной микроскопии не может быть достаточно успешным без разработки методик уверенной диагностики частиц тонкодисперсного золота. Отсутствие таких методик заставило автора и К. Е. Фролову надолго отложить публикацию результатов электронномикроскопических исследований тонкодисперсного золота, начатых за несколько лет до появления работ названных выше авторов.

Трудности отделения тонких частиц золота от «матрицы» ограничивали возможности применения методов микрофракции. Поэтому мы попыта-

лись использовать приемы травления зерен минерала реагентами избирательного действия. Раствор царской водки был особенно удобен, поскольку он почти полностью растворял мелкие зерна сульфидов, от которых золото на репликах не всегда легко отличимо. Кварц оставался неизменным, а на поверхности золотинок появлялся рельеф травления, который сравнивался со скульптурами поверхности травленных тем же реагентом более крупных золотин; особенно характерными были рисунки слоистых и тонкомозаичных субструктур минерала (см. фиг. 48, 52). В отдельных случаях использовались кислоты, растворяющие минерал-хозяин, но не действующие на включения в нем золота. При этом формы включений становились более рельефными и могли сравниваться с формами более крупных золотин. Приводимые ниже описания показывают, что черты морфологии ультрамелких зерен самородного металла достаточно специфичны и могут служить целям их приближенной диагностики. Указанные приемы использовались при изучении сколов золотоносных минеральных агрегатов и частиц суспензий, получавшихся при ультразвуковом диспергировании образцов. В отдельных случаях диагностика проверялась методами микродифракции.

Распространенность и распределение в рудах

Частицы тонкодисперсного золота распространены значительно более широко, чем видимые золотины. Они присутствуют во всех рудных месторождениях не только золота, но и многих других металлов, где видимое золото не встречается, а также рассеяны в больших массах гидротермально измененных пород. Вероятно, не будет преувеличением утверждать, что эта форма нахождения самородного золота в эндогенных месторождениях является универсально распространенной. Соответственно велики общие количества «распыленного» золота.

В месторождениях некоторых рудных формаций преобладающая часть золота представлена ультрамелкими его вкраплениями в сульфидах. Таковы колчеданные, свинцово-цинковые и медно-никелевые формации руд. Тонкое золото в существенных количествах присутствует в рудах многих сульфидно-кварцевых месторождений. Очевидно, что его роль в общем балансе добываемого металла значительна.

В колчеданных месторождениях количественные соотношения тонкодисперсного и мелкого золота варьируют: в одних районах они составляют 9 : 1, в других — приближаются к 1 : 1. К последним относятся районы Урала. Частицы золота менее 10 мк по отношению к общему количеству металла в рудах представляют: в месторождениях Блява и Сибай — 57% (Крейтер и др., 1958), Учалы и Гай — около 53% (Лачко, Кирова, 1968). В гайских рудах много золотин 0,1—0,2 мм; Г. Н. Пшеничный (1962) наблюдал выделения золота до 0,9 мм, мы встречали золотины до 2х4 мм.

Замечалось, что в рудах, испытавших пострудный метаморфизм, тонкодисперсного золота меньше, а мелкого — больше, чем в рудах неметаморфизованных. Эти наблюдения позволили В. М. Крейтеру (1948²) предположить, что укрупнение золота вызвано пострудной перегруппировкой и может служить критерием метаморфизма колчеданных руд. Однако в неметаморфизованных тонкозернистых рудах типа куроко, в частности, в месторождении Сяканаи, зерна золота довольно велики (в среднем — 10—20 мк) (Урасима, Сато, 1968), тогда как в сульфидных месторождениях Канады, руды которых нередко изменены, 85% золота представлены частицами менее 10 мк и более 50% — частицами 1—5 мк (Наускок, 1937). По-видимому, гранулометрические особенности выделений золота регулировались более сложной совокупностью факторов.

Анализ материалов опробования и данные наших наблюдений на месторождениях Гай, Сибай, Учалы позволяют предполагать связь укрупнения выделений золота с формированием поздней галенит-сфалеритовой ассоциации. В участках ее развития содержание золота несколько повышено по сравнению с относительно однообразным «фоновым», близким в большинстве месторождений к 1–2 г/т.

Известны колчеданные месторождения (Урупское на Кавказе и др.), в которых тонкодисперсное золото играет незначительную роль, а преобладают вкрапления величиной 0,1–2 мм (Вихтер и др., 1968).

Полиметаллические месторождения так же, как и колчеданные, характеризуются изменчивыми содержаниями тонкодисперсного золота, но видимые золотины в них более редки. Во многих месторождениях, например Садонском, Эльбрусском, Квайсинском на Кавказе (Хетагуров, 1968), величины частиц золота не превышают 1–5 мк. В рудах Майкаинского месторождения в Казахстане по данным В. В. Аристова (в кн. Крейтер и др., 1958) золото, не извлекаемое амальгамацией и цианированием, составляет 24,1% от всей его массы, а частицы менее 0,074 мм — около 67%; более крупные золотины (до 0,1 мм) образуют около трети всего золота. Величина некоторых золотинов до 0,2 мм. Ультрамелкое золото ассоциируется с пиритом ранней генерации, относительно крупное — с более поздним баритом, а также с галенитом и блеклой рудой.

Содержания золота (как и серебра) в месторождениях разных структурно-фациальных зон Рудного Алтая различаются в 6–10 раз (Вейц, Покровская, 1967). Относительно высокой золотоносностью характеризуются руды месторождений Лениногорской и Зырянско-Бухтарминской зон, Змеиногорского и некоторых других рудных полей; бедны золотом месторождения Прииртышской зоны, Золотушинская и Вавилонская группы месторождений. Повышены концентрации тонкодисперсного золота во многих свинцово-цинковых месторождениях Забайкалья, Кавказа и других областей.

Эти данные указывают на зависимость распространения тонкодисперсного золота в существенно сульфидных рудах от региональных геохимических особенностей рудных провинций; повышенные его содержания отмечаются в тех районах, где наряду с медным и свинцово-цинковым развито золотое оруденение.

Тонкодисперсными выделениями представлена часть золота в рудах месторождений медно-никелевой формации. Данные последних лет по месторождениям Норильского района (Разин, Боришанская, 1970; Keays, Crocket, 1970) показывают, что золото в них распределено резко неравномерно и тесно связано с сульфидами; в мономинеральных пробах сульфидов его содержание тем выше, чем богаче золотом руды в целом. Вкрапления золота от 1 до 300 мк (чаще 10–150 мк), однако, наряду с ними, по-видимому, присутствует более тонкое золото, относимое некоторыми исследователями к изоморфной примеси в минералах (Годлевский, и др., 1970).

В золото-сульфидно-кварцевых месторождениях распределение «невидимого» золота резко неравномерное. Его содержание в отдельных рудных телах меняется от участка к участку и в целом неодинаково в месторождениях разных формаций. Известны глубинные месторождения, большая часть золота которых представлена частицами в 5–10 мк. К ним относится жила Джанант в рудном поле Йелоунайф (Канада); наибольшие размеры золотинов в них 50 мк (Coleman, 1957). Золото в виде очень тонких до тонкодисперсных частиц преобладает в рудном поле Мурунтау. Распределение его здесь не равномерное; на картах опробования выделяются участки и полосы повышенной концентрации золота, местами идущие под углом к

простирацию основных рудных тел. Это позволяет предполагать, что золото отлагалось в ранее деформированных кварцевых телах.

По-видимому, в сходных условиях тонкодисперсное золото находится и в других рудных полях глубинной формации. Месторождения с преобладанием тонкодисперсного золота среди представителей этой формации весьма редки. В большинстве случаев руды подобных месторождений, как отмечалось выше, содержат крупные золотины, а тонкодисперсное золото составляет не более первых процентов от общей массы извлекаемого металла. Тонкое золото сосредоточено в сульфидах ($4-3 \text{ г/т}$), реже — в деформированном кварце. Оно установлено в рудных телах месторождений Советское, Кочкарское, в зонах вкрапленной сульфидной минерализации Ленского и многих других районов.

) В рудах среднеглубинных месторождений главная масса тонкого золота заключена в сульфидах. Так, например, на месторождении Голден Хил с сульфидами связано 99% золота; средние размеры его частиц $5-7 \text{ мк}$ (Schweigart, 1965); еще мельче частицы золота в золоторудном месторождении Акупан на Филиппинах, где предполагается даже наличие твердого раствора золота в сульфидах (Callow, Woreley, 1965). Вкрапления золота $1-7 \text{ мк}$ наблюдались нами и другими исследователями в рудных полях Забайкалья (Дарасунское, Ключевское, Любовинское и др.), Узбекистана и Казахстана (Кокпатасское, Степняк), Алтая (Бакырчик) и многих других.

/ В скарновых месторождениях золото также в большей части тонкодисперсное (Карасик, 1953; Вахрушев, 1972). Со стадией галенит-сфалеритовой минерализации в этих месторождениях связано укрупнение золота.

1 В убогосульфидных рудах малоглубинных месторождений содержание тонкодисперсного золота наиболее изменчиво, а распределение его наименее равномерно; размеры частиц зачастую близки к коллоидным. Местами такие частицы образуют скопления, видимые даже невооруженным глазом; в рудах других формаций подобные скопления отсутствуют.

Известны эпитермальные месторождения, в рудах которых почти все золото невидимо, хотя содержание его измеряется десятками граммов на тонну руды (отдельные месторождения в рудных поясах Кордильеров, Восточных Карпат, острова Фиджи, Японии и др.). Во многих месторождениях ультратонкие вкрапления золота наблюдаются вместе с более крупными. Например, в рудах Балейской группы месторождений 75% золота представлено частицами, измеряемыми микронами; в меньшем количестве присутствуют более тонкие вкрапления, а в отдельных участках рудных тел скапливается видимое золото. Сочетания мельчайших ($0,2-1 \text{ мк}$) и более крупных частиц самородного золота характерны для близповерхностных месторождений Восточного Узбекистана (Моисеева, 1969), Центральной Чукотки (Сидоров, 1966), Нижнего Приамурья (Берман, Тренина, 1968), рудного поля Кремница в Чехословакии (Bohmer, Harman, 1969), многих месторождений Румынии (Helke, 1924; Giusca a. o., 1963) и др.

С глубиной почти всюду относительно крупные золотины исчезают и господствуют очень мелкие и тонкодисперсные его выделения. Это характерно для многих глубоко вскрытых месторождений Карпатских рудных провинций, пояса Скалистых Гор и др.

Среди месторождений тонкодисперсного золота особое место занимает открытое в 1962 г. очень своеобразное месторождение Карлин в Неваде (США). Это пологая неправильная зона тонкой рассеянной с пятнообразными сгущениями рудной минерализации среди палеозойских мергелистых доломитово-известняковых толщ. Породы содержат $0,2-0,6\%$ углистого вещества, которому приписывается существенная роль в миграции и осаждении золота (Radtke, Scheiner, 1970). Ситовой анализ показал, что $85,8\%$

золота сосредоточено во фракции — 400 меш и только 5,9% — во фракции +200 меш. Электронномикроскопические снимки указывают на наличие частиц золота величиной 0,005 $\mu\text{м}$ (Hausen, Kegg, 1968). Пока это месторождение остается уникальным, но не исключены подобные открытия в других районах мира.

✓ Минералы-носители тонкодисперсного золота

Ультрамелкие вкрапления золота находятся во многих минералах: сульфидах, кварце, различных силикатах, карбонатах, окислах, участвующих в составе разнотипных руд и пород; однако перечень постоянных концентраторов «невидимого» золота более ограничен. На месторождения медно-колчеданной формации (Урал и другие области) 80—90% его сосредоточено в пирите; за ним следует халькопирит, а остальные минералы играют подчиненную роль (Мостович и др., 1931; Масленицкий, 1940, 1948; Плаксин, 1958). В свинцово-цинковых месторождениях ряды минералов по убывающему содержанию золота неодинаковы в разных районах. На первом месте среди них нередко стоит галенит, далее идут пирит, халькопирит, сфалерит (Anderson, 1934; Аксенов и др., 1970), но известны месторождения (Майкаинв Казахстане), где основным концентратором тонкодисперсного золота является пирит (Крейтер и др., 1958; Бакенов, 1963). В золото-сульфидно-кварцевых месторождениях «невидимое» золото содержится не только в сульфидах, но и в кварце, карбонатах и других минералах.

Особенности тонкодисперсного золота неодинаковы в разных ассоциациях золотоносных минералов.

Сульфиды ранних генераций. Подавляющее большинство главных минералов-носителей «невидимого» золота представлено минералами ранних парагенезисов. В рудах колчеданных формаций это преобладающая масса тонкозернистого пирита, постоянно содержащего 0,2—1,5 г/т золота, сравнительно равномерно распределенного. Размещение ультрамелких частиц золота в зональном пирите не изучено, можно лишь предполагать, что расположение сингенетических включений должно в какой-то мере подчиняться зонам его роста. Присутствие раннего халькопирита в агрегатах пирита не влияет на содержание в нем золота. Поздние генерации пирита, в том числе вкрапления его в ранних тонкозернистых агрегатах, а также прожилковые выделения позднего халькопирита, в 2—5 раз беднее золотом по сравнению с ранними выделениями тех же минералов, но иногда включают относительно крупные золотины — до 0,05—0,1 мм и более.

Содержания золота в пирите из свинцово-цинковых месторождений различных районов близки к упомянутому; как отмечалось выше, нередко более богат золотом галенит. Например, в Зырянском месторождении Рудного Алтая, по анализам 215 мономинеральных проб, золото содержат (в г/т): пирит—1,2—3,6; галенит — 2,8—16,2; халькопирит — 0,5—1,5; сфалерит — 0,1—1,8 (Аксенов и др., 1970). В том же регионе в Александровском месторождении халькопирит не золотоносен (Вейц, Покровская, 1957).

В месторождениях медно-никелевых руд установлена преимущественная связь тонкодисперсного золота с сульфидами меди, главным образом с халькопиритом. В рудах Норильского района в этом минерале сосредоточено свыше 20% от общего количества золота. Не менее золотоносен талнахит (34,9%), затем следуют кубанит и магнетит (Годлевский и др., 1970). Золото образует также тончайшие сросты с платиновыми минералами (Генкин, 1968). В сперрилите при помощи электронного микрозонда обнаружено

до 4—5% Au (Разин, Боришанская, 1970). В рудах Садбери халькопирит содержит до 39 г/т Au, т. е. в 5 раз больше, чем пентландит и пирротин (Keays, Crocket, 1970). Повышенным содержанием золота отличается халькопирит медно-молибденовых руд Алмалыкского и Алтын-Топканского районов Узбекистана; по данным С. Т. Бадалова и А. К. Касимова (1961), в нем содержится 20—22 г/т Au, а в пирите — 1,5—3,5 г/т. Медные минералы ранних генераций являются носителями золота в сульфидоносных скарнах (Карасик, 1953; Hilker, 1967); вместе с тем в железорудных скарнах те же минералы почти лишены золота (Вахрушев, 1972).

Большой разброс рассматриваемых величин характеризует сульфиды ранних генераций золото-кварцевых месторождений, причем колебания нередко отмечаются в пределах одного и того же рудного поля. В месторождении Советском мы попытались определить концентрацию «невидимого» золота обработкой цианидами различных по крупности зерен мономинеральных проб пирита и арсенопирита ранних генераций. Оказалось, что при измельчении до —200 меш растворами извлекалось до 95—97% металла и только 3—5% могли быть отнесены к категории тонкодисперсных частиц. Анализы 21 мономинеральной пробы показали, что в пределах рудных столбов арсенопирит, образующий вкрапления в жильном кварце и в боковых породах, содержит 16,8—82,2 г/т золота, а в бедных рудах месторождения — не более 1—3 г/т. Содержание золота в пирите ранней генерации (по 25 пробам) соответственно составляет от 0,5 до 170 г/т.

Электронномикроскопические наблюдения позволили обнаружить в ранних сульфидах енисейских месторождений частицы золота величиной 3—7 мк. Такие же частицы вместе с более крупными под микроскопом замечались лишь в трещиноватых участках арсенопирита, что служит указанием на позднее отложение или переотложение золота. В кристаллах раннего высокозолотоносного пирита из Ленского района вкрапленность пылевидных и микронных частиц золота сгущается по границам блоков минерала-хозяина и исчезает близ крупных золотинок, около которых нередко «пустые» ореолы.

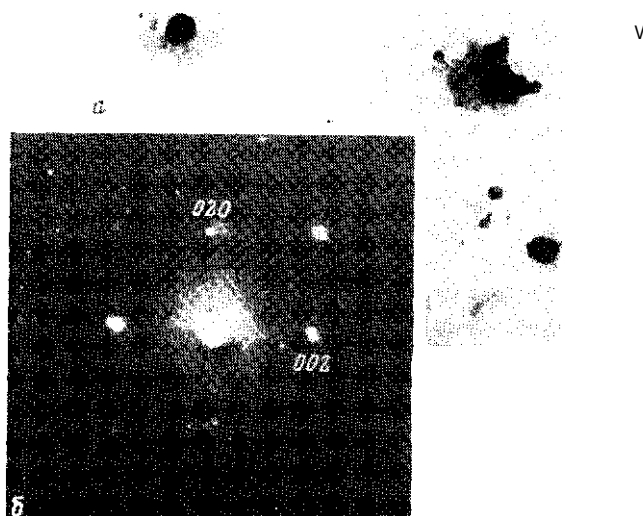
В д арсенопирите из Дарасунского месторождения ультрамелкие (1,5—0,06 мк) включения, отнесенные к золоту, наблюдались М. С. Сахаровой и ее соавторами (1972) при помощи сканирующего электронного микроскопа; диагностика их осуществлялась по морфологической аналогии с более крупными золотинами; нагревание приводило к появлению на поверхности шлифов укрупненных частиц золота.

В пирите из золоторудных месторождений Казахстана, по данным А. Г. Каймирасовой (1968), золото сосредоточивается в центральных частях зерен и отдельных зонах в них, которые автором рассматриваются как зоны роста.

Особенно интересна необычно высокая концентрация «невидимого» золота в сульфидах ранних генераций отдельных золоторудных месторождений. Например, в пирите Зодского месторождения в Закавказье содержание Au колеблется в пределах 22,3—387,0 г/т, а при наличии отчетливых признаков более позднего золота достигает 2515 г/т (Гуреев и др., 1968). В арсенопирите из месторождения Бакырчик (Восточной Казахстан), как показали работы А. М. Гаврилова (1971), содержание золота часто более 100 г/т (50—1000 г/т по 20 пробам), причем золотины под микроскопом наблюдаются редко и размер их не превышает 5—10 мк. Высокозолотоносны тонкоигольчатые и мелкопризматические кристаллики, образующие вкрапленность в палеозойских песчано-сланцевых породах; относительно бедны золотом крупные призматические индивиды арсенопирита. Большая часть золота находится в состоянии ультратонкого рассеяния и не выщелачивается циановыми растворами даже при измельчении арсенопирита до —325 меш.

Результаты постепенного растворения проб (с анализами растворов) привели А. М. Гаврилова к выводу о сосредоточении тонкодисперсного золота в центральных частях кристаллов арсенопирита.

Во многом аналогичны проявления «невидимого» золота в некоторых месторождениях Западного Узбекистана, представленных зонами рассредоточенной, преимущественно арсенопиритовой минерализации в палеозойских породах. По данным А. М. Гаврилова, кристаллы арсенопирита здесь нередко содержат свыше 100 г/т золота при отсутствии видимых его частиц. Автор и К. Е. Фролова при электронномикроскопическом изучении этих кристаллов методом реплик со сколов не обнаружили несомненных вкраплений золота. Лишь в суспензиях, полученных из обогащенного золотом арсенопирита, в результате просмотра многочисленных препаратов удалось обнаружить частицы величиной 0,4—0,02 мк, предположительно отнесенные к золоту (фиг. 77, а); впоследствии диагностика их была подтверждена методом микродифракции электронов (фиг. 77, б). Под действием царской водки частицы растворялись, оставляя прозрачные «ободки» по контурам зерен.



Фиг. 77. Частицы тонкодисперсного золота, выделенные из арсенопирита; месторождение Бакырчик обр. А. М. Гаврилова, а—суспензия на угольной подложке, увел. 30 000; б — микродифракционная картина от одного из кристаллов золота

Сульфиды и теллуриды поздних ассоциаций. Как отмечалось выше, с проявлениями поздней сульфидной минерализации в рудных полях всех формаций связано относительно крупное золото. Ни один из минералов, входящих в их состав, не может рассматриваться как постоянный носитель тонкодисперсной вкрапленности самородного золота. При микроскопических исследованиях в них изредка встречаются лишь отдельные точечные включения золота, чаще всего в пирите, халькопирите, борните, в сопровождающем их барите, блеклых рудах, изредка в висмутине, айкините и других минералах. В отличие от ультрамелких частиц, рассеянных в кристаллах пирита и арсенопирита ранних генераций, поздние вкрапления золота, как правило, тяготеют к интерстициям агрегатов. На границе с

поздними сульфидными прожилками во вмещающих их ранее сформировавшихся агрегатах сульфидов наблюдаются группы ультрамелких (5—7 мк) частиц золота, исчезающих в удалении от прожилков. Этот признак, а также приуроченность к ослабленным участкам зерен сульфидов, позволяют распознавать под микроскопом более позднее тонкодисперсное золото.

Сульфиды малоглубинных месторождений обычно бедны золотом. Низкие его содержания характерны для пирита из некоторых руд Нижнего Приамурья (Фомин, 1968), Балейского и других районов. Золотоносный пирит известен в месторождениях района Брада (Западные Карпаты); Г. Бюрг (Burg, 1930) предполагал, что золото захватывалось при кристаллизации гелей.

Единичные вкрапления золота величиной 1—5 мк нередко обнаруживаются в зернах теллуридов — гјссјага, тетрадимита и др. (месторождения Балейское, Ключевское и др.), чаще у их периферии.

Кварц. Несколько неожиданным оказалось обнаружение существенных количеств тонкодисперсного золота в агрегатах раннего сильно деформированного кварца, слагающего золотоносные жилы ряда глубинных месторождений. Это характерно для некоторых участков Советского месторождения (Петровская, 19562). Разведочное опробование и минералогические наблюдения Н. П. Нестеровой, Р. П. Бадаловой, Л. А. Николаевой и автора выявили такое золото в жилах сливного деформированного кварца на рудном поле Мурунтау. Здесь при достаточно высоких содержаниях золота в рудах обнаруживаются лишь мелкие и пылевидные его частицы размерами 3—10 мк. В имевшихся в нашем распоряжении образцах из рудных полей Советского и Мурунтау пылевидные золотины располагаются вдоль трещин и по границам мозаичных блоков деформированного кварца. Местами они образуют «облака» (1—1,5 мм) густой вкрапленности в кварце, окрашивая его в желтый цвет. Такие сгущения тяготеют к трещинам и местами располагаются около более крупных золотинок. Это же характерно для отдельных образцов из Кочкарского рудного поля.

Существенно отличны от описанных особенности распределения тонкодисперсного золота в кварце «эпитермальных» руд. В них тонкозернистый метаколлоидный кварц и халцедон — главные носители ультрамелких частиц самородного золота; последние или рассеяны в массе кварца, или сосредоточены в нем, нередко настолько значительно, что золото становится «видимым». Такие участки имеют характерные округлые пятнообразные, линзовидные или полосовидные формы. Они наблюдались нами на Балейском рудном поле, где находятся между слоями метаколлоидного кварца (см. фиг. 5, а). На расколах по поверхности слоев можно видеть порошковатые зеленовато-бурые налеты или пятна окрашенного золотом кварца.

Коричневые скопления тонкодисперсного золота обнаружены А. М. Жирновым (1972) на одном из рудных полей Кураминской зоны в Средней Азии. В месторождении Омуи в Японии, по данным С. Ивасаки (Iwasaki, 1924), «взвесь» коллоидных частиц золота окрашивает в бурые тона жильный скрытозернистый кварц. Подобная пигментация кварца коллоидно-дисперсным золотом отмечается М. Бёмером и М. Харманом на месторождении Кремнице в Чехословакии (Bohmer, Harman, 1969). По-видимому, какая-то часть золота находится в состоянии весьма тонкого, близкого к коллоидному рассеяния, и его частицы в рудах не всегда обнаруживаются даже при помощи электронной микроскопии.

Минералы изменчивых ассоциаций. Немногочисленные спектральные анализы серицита, хлорита, альбита, карбонатов из участков реликтов пород в жильном кварце некоторых рудных полей (Советское, Герфедское и др.) показывают повышенное содержание золота, порядка 1—5 г/т, при

отсутствии его видимых частиц. Такие содержания установлены только в рудных телах, относительно обогащенных золотом, и резко снижаются за их пределами. Это позволяет предполагать, что золотоносность упомянутых минералов связана с их осаждающим действием на золото.

В полосчатых эпитермальных рудах тонкодисперсное золото чаще концентрируется вдоль тех границ слоев кварца, по которым расположены скопления тончайших чешуек диккита и гидрослюд. Частицы самородного золота величиной 1—3 мк и менее местами нарастают на торцы таких чешуек. Подобные сростания описаны в литературе. В месторождении Карлин в Неваде тонкое золото ассоциируется с галенитом, сфалеритом, антимонитом, халцедоновидным кварцем, реальгаром, но главными его носителями являются глинистые минералы; золото нарастает на торцы их чешуек (Hausen, Kerr, 1968).

Минералы метаморфогенных ассоциаций в рудах. Судя по весьма ограниченному литературным данным, ассоциации минералов, возникших при метаморфизме руд, бедны тонкодисперсным золотом. Так, золото не обнаруживается в кварц-пирротиновой ассоциации полиметаллических руд Нерчинского района, в минералах метаморфизованных медно-пирротиновых руд Рудного Алтая, в частности, Вавилонского месторождения (Вейц, Покровская, 1957) и др. В некоторых медно-колчеданных месторождениях Южного Урала отмечаются пониженные содержания золота в пирротине, образование которого, возможно, связано с термическими воздействиями на халькопирит-пиритовые агрегаты. Выше упоминались данные о выносе золота при относительно высокотемпературных преобразованиях минеральных агрегатов из Селемджинского района (Моисеенко, 1965).

Породообразующие минералы. Наиболее полные сведения о золотоносности минералов пород опубликованы Ю. Г. Щербаковым (1967). Им отмечена общая тенденция возрастания средних содержаний золота в ряду кварц—полевые шпаты—темноцветные минералы (биотит, амфибол, пироксен). Установлено, что одним из главных концентраторов золота в градах является магнетит. Выделения этого минерала в рудных телах содержат мельчайшие — Тагиты золота наряду с более крупными (Гуров, 1969; Колосова, Онищук, 1970).

Морфология и состав ультрамелких частиц золота

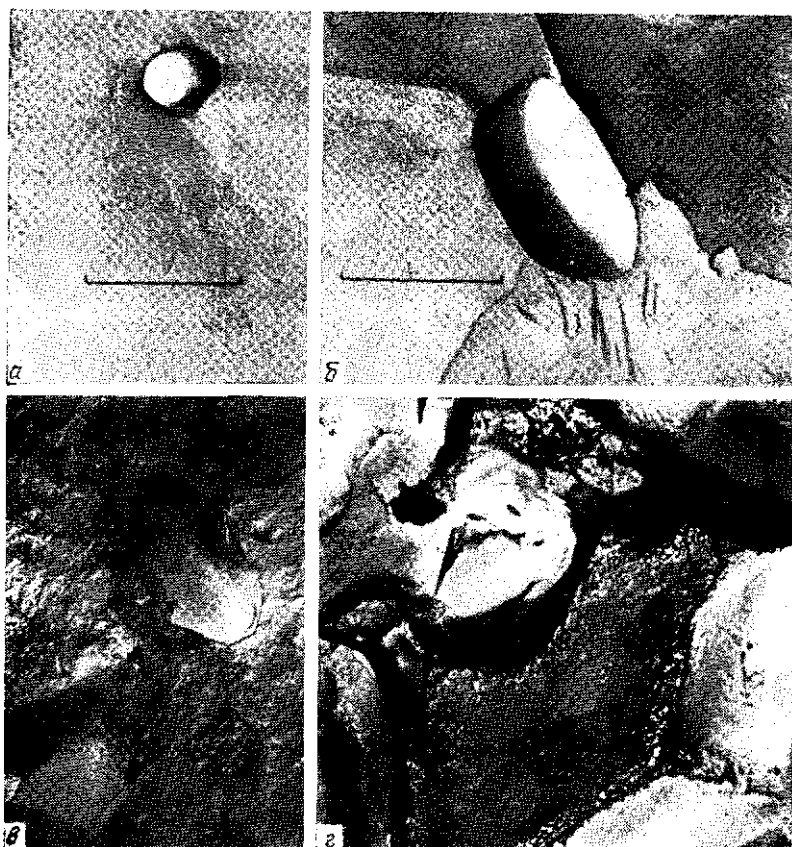
Вкрапления золота в сульфидах, видимые под микроскопом, обычно имеют округлую изометричную (каплевидную) форму. Господство частиц такой формы отмечено всеми исследователями золотоносного пирита. Преимущественно изометричны ультрамелкие частицы золота в деформированном жильном кварце.

Мы попытались изучить формы мельчайших частиц при помощи электронной микроскопии на систематически подобранных сериях образцов минералов-носителей тонкодисперсного золота. В арсенопирите из Советского месторождения обнаружены вкрапления золота величиной 0,5—0,7 мк в виде монокристаллов (фиг. 78, а). Они изометричны или слабо удлинены (коэффициент удлинения до 1,5 : 1). Контуры граней позволяют предполагать комбинацию (111) и (100). Ребра и вершины притуплены плохо различимыми висячими гранями, что делает вкрапления округлыми. Распределение кристалликов неравномерное, по 2—3 на участках в 100 мк² расположенных в пределах «пустых» площадей. Аналогичны по форме частицы золота в пирите из месторождения Говежда (фиг. 78, б).

В упоминавшихся выше выделениях арсенопирита из Кокпатаасского

рудного поля вкрапления золота округлые; лишь у наиболее крупных частиц слабо намечаются полигональные очертания, свидетельствующие об их принадлежности к кубооктаэдрам. Округлые и оваловидные формы упоминаются при описании субмикронных частиц золота из «глинистых» руд месторождений Невады. По-видимому, это общая черта морфологии наиболее мелких выделений самородного золота.

Степень совершенства гранных форм индивидов золота зависит от характера вмещающих минералов. Группы хорошо образованных кристалликов (1—7 мк каждый) обнаружены в анкерите из месторождения Лебединого (фиг. 78, в). По визуальным определениям они представляют собой комбинацию (Ш), (100) и (ПО). Отдельные кристаллы вытянуты по одной из тройных осей симметрии. Аналогично вытянутый сдвойникованный кристаллик (около 1,5 мк) обнаружен в кварце из Агатовского месторождения. На его примере можно видеть, что ультрамелкие индивиды золота, как и сравнительно крупные, имеют двойниковое и тончайшее мозаичное строение (см. фиг. 48, о, б). Количество блоков в каждом двойниковом индивиде более 10. В кварце из месторождений Балейской группы встречались микрокристаллики (1—2 мк) золота, сходные с отмеченными, но с разви-



Фиг. 78. Частицы тонкодисперсного золота; целлюлозно-угольные реплики со сколов; на последнем снимке золото после ионного травления

а — в арсенопирите, месторождение Советское, увел. 18 000; б — в пирите, месторождение Говежда Болгария (образец И. Велчева), увел. 23 000; в — в анкерите, месторождение Лебединое; увел. 3000; г — в кварце, Балей; увел. 4600

тыми гранями (111). Относительно хорошо образованные индивиды располагаются среди агрегата более мелких зерен кварца, по-видимому, отложенного несколько позднее. В гребенчатом кварце наблюдались мельчайшие частицы (0,2 мк и менее), отнесенные к золоту предположительно, по аналогии их округленных, овалоидных форм с формами ультрамелких золотин (Петровская, Фролова, 1969). Аналогичные данные были опубликованы М. Бёмером и М. Харманом (Bohmer, Harman, 1969) для золота из Кремницы в ЧССР. Эти исследователи на двухступенчатых репликах со сколов кварца между зернами последнего и в краевых частях обнаружили округлые и ограненные вкрапления величиной 0,3—1 мк, отнесенные к золоту по морфологическим признакам. Отмечается развитие на кристалликах золота граней (111) и (100).

Приведенные материалы позволяют заключить, что тонкодисперсное золото в рудах большей частью, если не все, представлено более или менее совершенными кристалликами. Замечено, что с увеличением размеров вкрапления самородного металла теряют гранные формы и становятся ксеноморфными: в халцедоновидном кварце «эпитермальных» руд при величине более 1—2 мк (фиг. 78,г), в метаморфизованном кварце глубинных месторождений и в сульфидах ранних генераций — при величине 3—5 мк; поперечник отдельных каплевидных золотин превышает 50 мк.

Чтобы показать специфичность форм природных ультрамелких многогранников, сравним их со столь же мелкими индивидами золота, полученными рядом исследователей из коллоидных растворов. Б. Боррис и Г. Кауше (Borries, Kaushe, 1940), впервые применившие методы электронной микроскопии для подобных целей, при увеличениях 22 000—100 000 наблюдали в осадках пятнообразные скопления и цепочки полигональных частиц размерами в среднем около 0,03 мк. Судя по этим и более поздним данным (Turkevich et. al., 1951; Gillet, 1960), осадок состоял преимущественно из пластинчатых индивидов, с поперечником от 0,03 до 2 мк; их наиболее развитые грани (111) имеют трехугольные, шестиугольные, реже ромбовидные очертания (фиг. 79). Методом дифракции электронов доказано, что индивиды золота являлись одиночными кристаллами толщиной 30—120 Å (в среднем 80 Å). На поверхности граней замечены следы спирального роста (Suito, Ueda, 1953).

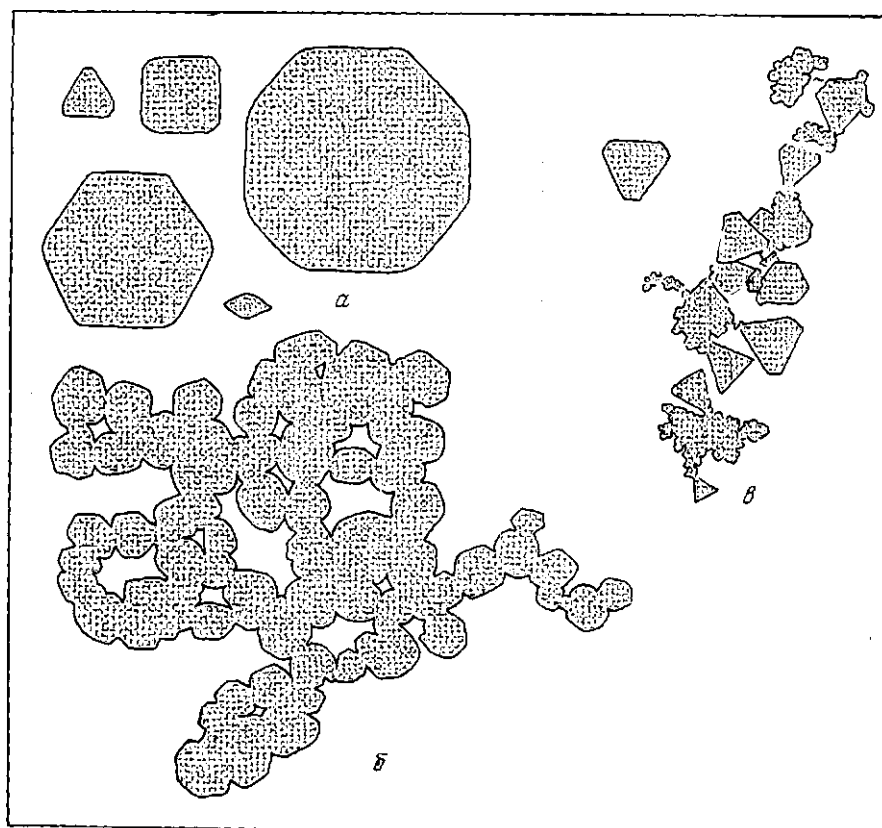
Отличия природных ультрамелких кристалликов от искусственных заключаются в отсутствии у первых признаков сильной уплощенности, а также в значительно большей сложности их гранных форм; наряду с обычными для золота формами (111), (100) и (ПО), почти на всех кристаллах имеются притупляющие грани высоких символов, что обуславливает округление вершин и ребер. Генезис подобных форм рассмотрен выше, в разделе, посвященном общим вопросам кристаллографии золота. Отметим лишь, что они образуются при стесненных условиях роста индивидов золота; в легко замещаемой среде (в карбонатах) притупляющие грани почти не получают развития.

О составе тонкодисперсного золота известно мало. В большинстве случаев для суждений о нем используются величины соотношений суммарных количеств Au и Ag в минерале-хозяине или экстраполируются данные анализа более крупных золотин. Как тот, так и другой путь явно ненадежны. В отдельных случаях отмечаются цвет и отражательная способность частиц золота размерами 3—30 мк. Сведения, полученные при изучении таких частиц при помощи электронного микрозонда, показывают, что состав тонкодисперсного золота также непостоянен, как и состав его видимых выделений. Электроннозондовые исследования золотин (10—30 мк), заключенных в халцедоновидном кварце из Балейского рудного поля, указали на содержание в них 20,9—22,8—23,2% Ag, т. е. почти такого же количества

или несколько меньшего, чем в более крупных золотишках по данным химического анализа (20—26% Ag).

Тонкодисперсное золото, содержащееся в пирите и арсенопирите умеренносulfидных руд, характеризуется пониженной серебристостью. При помощи электронного зонда в таком золоте из месторождений Канады определено всего 2,0% Ag, тогда как содержание этого элемента по суммарным анализам золота более значительно (Fitzgerald, 1967). Высокопробным является токодисперсное золото из месторождений Западного Узбекистана (данные А. М. Гаврилова).

В колчеданных рудах золото, образующее мелкие и ультрамелкие частицы, в большинстве случаев относительно богато серебром. Г. Н. Пшеничный (1962), учитывая содержание 29,5% Ag в двух золотишках размерами 0,9 мм и отражательную способность микроскопически мелких частиц, пришел к выводу о низкой пробе золота из руд Гайского месторождения на Южном Урале; под микроскопом он наблюдал в электруме пластинчатые включения самородного серебра. К электруму отнесена часть ультрамелких золотишек в сульфидах многих свинцово-цинковых месторождений Алтая (Вейц, Покровская, 1957), медно-молибденовых месторождений Восточного Узбекистана (Рузматов, 1961), сульфидных залежей месторождения Маунт—Морган в Австралии (Шер, 1972) и др.



Фиг. 79. Частицы коллоидного золота (Borries, Kaushe, 1940; Turkevich et al., 1951)

a — сечения кристаллов; *б* — вид каркасных сростков, увел. 100 000; *в* — цепочковидные сростки кристаллов; увел. 50 000

В медно-никелевых рудах норильского типа присутствуют минералы золота, в основном богатые серебром; электрум (40—60% Ag) и кюстелит (70—80% Ag); менее распространено «серебристое золото» (25—40% Ag); величина зерен этих минералов нередко больше 100 мк (Годлевский и др., 1970). Л. В. Разиным и С. С. Боришанской (1970) при использовании электронного зонда установлено 22,5% Ag и 70% Au и небольшие количества Pt, Pd, Rh (см. табл. 7). Возможно, что исследованные частицы представляли собой тонкие минеральные смеси.

Известны месторождения существенно сульфидных руд, тонкодисперсное золото которых относительно высокопробно. Так, микрохимическим анализом в единичных золотилах колчеданных месторождений Северного Кавказа установлено лишь 8,99% Ag (Вихтер и др., 1968); необычно высокое содержание Pb (1,62%), Si (2,91%) и 0,65% нерастворимых веществ указывают на недостаточную чистоту материала. Анализ подвергались относительно крупные золотишки (0,1 мм).

Высокой пробой 950—970 обладают ультрамелкие частицы золота Майкаинского месторождения (Бакенов, 1963); однако в этом случае не исключено гипергенное облагораживание металла. Относительно низкое содержание серебра (11,5%) характерно для очень мелких золотишек из скарнового месторождения Лебедского (Столбова, 1970) и некоторых других месторождений этого типа (Вахрушев, 1972); в рудах таких месторождений золото содержит примеси Pb, Zn, Bi, Hg, Ti, W, Sb.

Приведенные данные позволяют предположить, что состав тонкодисперсного золота, также как и видимого, зависит от формационной принадлежности месторождений: в золото-сульфидных рудах (за исключением мало-глубинных) оно более чистое, а в существенно сульфидных рудах всех формаций относительно обогащено серебром. Для уточнения этого положения необходима разработка более совершенных методик селективного анализа ультрамелких включений золота в минералах.

О формах нахождения «невидимого» золота

Не возникает сомнений в том, что все «невидимое» золото в кварце представлено его тончайшими частицами; что касается золотоносных сульфидов, то вопрос о формах нахождения в них золота, обсуждающийся почти полтора столетия, все еще окончательно не решен. Некоторые исследователи считают, что золото образует твердый раствор в минерале-хозяине или присутствует в виде особого сернистого соединения. Представители другой концепции указывают, что такие образования неустойчивы и если возникали, то должны были затем распадаться; следовательно, «невидимое» золото может быть представлено мелкими и ультрамелкими металлическими частицами. Обсуждаются мнения и о нескольких формах нахождения золота в одном и том же сульфидном минерале.

Предположения о существовании сульфидов золота неоднократно высказывались в литературе начала XX в. Анализируя их, В. И. Вернадский (1922) допускал наличие в природе нескольких простых сернистых соединений золота. Основой этого служило лишь отсутствие видимых частиц самородного золота в золотоносных сульфидах.

Г. Бюрг (Burg, 1935) считал сульфидом золота вещество розовых кайм, которые появлялись на краях золотишек, граничащих с сульфидами, при сильном нагревании образцов. В дальнейшем В. Г. Моисеенко (1965) показал, что подобные каймы возникают при выносе серебра из периферических зон. И. Н. Масленицкий, используя метод Дж. Маклорина, получил «коричневатый порошок», который после нагревания до 160°, при давлении.

5000 кг/см² превратился в «компактный блестящий продукт серого цвета», содержащий 78,85—78,9% Au и 18,82—18,90% S и представляющий, по заключению названного автора, сульфид золота Au₂S₃. Диагностика этого вещества проверялась лишь минераграфическим методом (что нельзя признать достаточным), однако она послужила основанием для вывода о наличии в природе твердого раствора сульфида золота в сульфиде железа (Масленицкий, 1944). В дальнейшем высказывания о сульфидной форме нахождения золота в рудах без необходимой аргументации повторялись в металлургической литературе (Бойцов и др., 1946; Плаксин, 1958 и др.). В настоящее время это представление разделяется немногими (Бадалов, 1972).

Большое количество сторонников имеет гипотеза существования твердого раствора золота в сульфидах. Г. Бюрг (Burg, 1935), признавая множественность форм нахождения золота в пирите, считал, что одной из них является «молекулярное рассеяние» металла. Г. Куранти (Kuranti, 1941), основываясь на результатах опытов по синтезу золотоносного пирита, указал, что ребро элементарной ячейки этого минерала непрерывно уменьшалось с ростом содержания в нем золота (до предела 2000 г/т). Эти данные были подвергнуты сомнению, поскольку соотношение ковалентных радиусов золота и железа (1,40 Å Au и 1,203 Å Fe) должно было приводить к увеличению элементарной ячейки золотоносного пирита. П. Джоралемон (Jorgalemon, 1951) отметил, что различие R_{Au} и R_{Fe} не исключает возможности изоморфных замещений. Ф. Стилуэлл и А. Эдварде (Stiwell, Edwards, 1946) согласились с выводами Г. Куранти, полагая, однако, что золото может скорее занимать вакансии в решетке пирита, чем замещать в нем железо.

Существенное значение при решении рассматриваемого вопроса имеют эксперименты по синтезу золотоносного пирита. Такие работы начались еще в прошлом веке и продолжаются до настоящего времени (Тюрин, 1966). Наиболее детальные исследования проведены Н. И. Масленицким (1940, 1944, 1948). При нагревании до 400° С смеси элементарной серы, хлористого аммония, солей железа и растворов золота им получены довольно крупные и совершенные кристаллы пирита, содержащего до 300 г/т золота. В шлифах обнаружались лишь редкие золотишки размерами в несколько микрон; остальная часть золота находилась в состоянии более тонкого рассеяния. Был также синтезирован пирротин с 0,5% тонкодисперсного золота.

И. М. Коробушкин (1970) обработал азотной кислотой пробу пирит-арсенопиритового концентрата из золотых руд Западного Узбекистана и установил, что в раствор перешло 75% золота; эталонный образец чистого золота, диспергированного способом электрокоррозии, в аналогичных условиях не растворялся. Указанные различия автор счел показателем особых форм нахождения природного золота. Изучая поглощение золота из полученных растворов сорбентами (ионно-обменными смолами), И. М. Коробушкин обнаружил, что 70% Au находится в анионной форме и 35% — в катионной. На этом основании сделаны выводы о наличии в рудах сульфида золота (катионная форма) и замещении в арсенопирите As на Ag (анионная форма). Несостоятельность этих выводов становится очевидной, если учесть, что ультрамелкие золотишки растворяются в азотной кислоте (Масленицкий, 1944; Плаксин, 1958) и что операции с растворенным золотом не позволяют судить об исходных формах его нахождения в минералах.

Убедительные доказательства изоморфного вхождения золота в сульфиды отсутствуют. К их числу нельзя относить противоречивые данные об искажениях кристаллической решетки золотоносного пирита, которые могли являться следствием более общих причин, определивших совместное образование золота и пирита.

Гипотетическими остаются представления о природных золотоносных сульфидах как о твердых растворах. Логически можно допустить их существование на какой-то стадии процесса минералообразования. Экспериментами подтверждается вероятность сокристаллизации минералов, при которой возникают их смеси, близкие к твердым растворам. Однако этим не доказывается сохранение подобного состояния в течение геологического времени. Еще в большей мере это относится к соединениям золота. При относительно высокой концентрации железа в растворах золото не могло бы с ним соперничать в «борьбе за серу» и образовывать собственные сернистые соединения. Но если бы они и возникали, распад их был бы неизбежен. Трудно представить себе условия, которые могли бы этому помешать и способствовать длительной консервации сульфида золота. Маловероятно предполагаемое некоторыми исследователями (Щербаков, 1967) сохранение атомов золота в кристаллических решетках силикатных минералов на месте атомов железа; тенденция Аи к обособленности и в этих случаях должна иметь следствием образование самородного золота.

К сожалению, ссылки на экспериментальные работы нередко заменяют аргументацию выводов о природе «невидимого» золота. По соотношениям последнего с видимым (под микроскопом) золотом, без применения электронной микроскопии и других методов, подсчитываются количества самородного золота и изоморфной примеси золота в сульфидах. Однако существование включений золота размером в сотые и тысячные доли микрона (Hausen, Kegg, 1968) не позволяет считать такой подход правильным.

Таким образом, мы, также как и многие другие исследователи (Coleman, 1968; Крейгер и др., 1958; Schweigart, 1965; Сахарова и др., 1968, и др.), приходим к заключению, что твердые растворы золота в сульфидах могли существовать лишь в течение ограниченного периода и что в настоящее время золото в сульфидах в основном или полностью представлено его обособленными вкраплениями.

Среди частиц золота могут выделяться тонкие (1—10 *мк*) и ультратонкие (менее 1 *мк*); частицы менее 0,1 *мк*, соответствующие «ультрамикронам», относятся к коллоидным, а содержащие их зерна сульфидов — к кристаллозолям (Чухров, 1955). По-видимому, справедливо заключение А. Г. Каймирасовой (1968) о принадлежности к кристаллозолям некоторых изучавшихся ею золотоносных пиритов из месторождений Казахстана. Подобную же природу имеют многие выделения сульфидов с примесью «невидимого» золота. Однако в большинстве случаев это не чистые дисперсоиды, а смешанные образования, содержащие, наряду с «ультрамикронами», разные количества более крупных выделений золота. Последние могли возникать при распаде твердых растворов или при сокристаллизации минералов, что доказывается наличием в синтезированных сульфидах редких ультрамелких золотин.

Глава пятая

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ТИПОМОРФИЗМ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Многие выводы, относящиеся к генезису отдельных индивидов и агрегатов самородного золота, изложены в предыдущих разделах. Здесь мы попытаемся их суммировать и сопоставить генетические особенности основных групп эндогенных выделений характеризуемого минерала.

О происхождении тонкодисперсного золота

Сингенетичность главной массы ультрамелкого золота и вмещающих его сульфидов не вызывает сомнений; это первая генерация самородного золота, участвующая в ранних парагенезисах пирита и арсенопирита. Однако такой путь возникновения тонкодисперсных вкраплений не был единственным, и представление Хэйкока (Haусock, 1937) о локализации золота только в минералах, совместно с которыми оно кристаллизовалось, нельзя признать универсальным. Уже давно отмечалось (Смирнов, 1936), что тончайшая вкрапленность самородного металла могла возникать как при распаде первоначально гомогенных золото-сульфидных систем, так и при проникновении золотоносных растворов в агрегаты ранее образованных сульфидов. Результаты экспериментальных работ подтвердили это предположение. Так, Л. Кларк (Clark, 1960) установил, что в зернах арсенопирита, помещенных в золотоносные растворы, образуются тонкодисперсные частицы самородного золота, которые отличаются от сингенетических лишь меньшей равномерностью распределения.

Экспериментальные работы В. Г. Моисеенко (1965) и Н. А. Калиткиной (1971) показали, что тонкая вкрапленность золота в сульфидах образуется при нагревании руд до 700—600° С, когда происходит диспергирование видимых золотин и диффузионное перемещение Au в окружающие минералы.

Захват тонкодисперсного золота мог происходить также при раскристаллизации золотосодержащих гелей сложного состава. В колчеданных месторождениях это гели сульфидов железа, на существование которых указывают метакolloидные структуры агрегатов золотоносного пирита. В эпитермальных убогосульфидных рудах отчетлива связь тонкодисперсного золота с обособлениями коллоидного кремнезема.

Таким образом, формы нахождения самородного золота в виде ультрамелких вкраплений в минералах, в том числе в ранних сульфидах, кониергентны.

Условия образования тонкодисперсного золота должны были неизбежно меняться во времени. На первых стадиях рудного процесса, как отмечалось

выше, преобладала его сокристаллизация с другими минералами или формирование и последующий распад твердых растворов. Факторы, определившие господство указанных явлений, выяснены еще не полностью. Считалось, что к ним относится действие высоких температур — до 400° С (Масленицкий, 1944, 1948); однако в последнее время экспериментально установлена возможность образования золотоносного сульфида железа при нормальной температуре и атмосферном давлении (Кириллов и др., 1970). Возможно, что в природных условиях твердые растворы золота в сульфидах возникали при более высоких температурах, чем тонкие смеси сокристаллизовавшихся минералов. Золото могло находиться в захватывавшихся сульфидами капелях растворов и кристаллизоваться позднее, при пониженных температурах.

Пока еще имеется мало данных о роли других факторов, в частности, кислотно-щелочных свойств среды. Известны лишь опыты Н. Г. Тюрина (1966), показавшие, что тонкодисперсное золото может кристаллизоваться одновременно с пиритом из кислых растворов тиосульфатных соединений Au и Fe при 95° С и что процесс стимулируется повышением щелочности среды. Малая устойчивость таких соединений не позволяет считать упомянутые данные в полной мере применимыми для объяснения рассматриваемых явлений. Вместе с тем общее влияние повышения щелочности растворов представляется вероятным; о нем свидетельствуют постоянно наблюдавшиеся признаки смены во времени существенно кварцевых агрегатов золото-сульфидными.

Критерии сингенетичности ультратонкого золота и вмещающих его сульфидов еще мало разработаны. Некоторые исследователи (Гуреев и др., 1968) относят к ним распределение золота по логнормальному закону и различия содержаний металла в мелких и крупных кристаллах пирита; однако это не может считаться достаточным. Наиболее надежными из рассматриваемых показателей все еще остаются постоянство содержаний золота и равномерность его распределения. Вариации возникают в случае сокристаллизации золота и других минералов, особенно если она протекала длительно. Для ранних золото-сульфидных парагенезисов это лишь логическое допущение, а для ассоциации раннего тонкодисперсного золота с метакolloидными агрегатами «эпитермального» кварца можно говорить как о достоверных фактах.

Приуроченность золота к отдельным слоям полосчатого кварца показывает, что выпадение металла происходило лишь в определенные моменты. В осаждении золота существенную роль играли явления сорбции на поверхности слоев свежотложенных гелей кремнезема с осевшими на них тонкодисперсными частицами глинистых минералов. Наряду с ультрамелкими появлялись видимые (пылевидные) зерна золота и их скопления. Частично золото рассеивалось в гелях, диффундируя в них из растворов или отлагаясь совместно с ними. Дальнейшая его история связана с процессами затвердения и раскристаллизации коллоидных осадков. Быстрое течение этих процессов приводило к консервации субмикроскопических частиц золота. В слоях медленно твердевшего геля диффузия золота продолжалась, и формировались описанные выше округлые стяжения — сгустки. В этом заключается специфика генезиса «эпитермального» тонкодисперсного золота.

Вероятно, наряду с сингенетичным (по отношению к сульфидам) золотом в ранние периоды рудообразования возникали некоторые количества его эпигенетических ультрамелких вкраплений, образовавшихся из остаточных растворов. Они могли обогащать краевые части кристаллов пирита и других минералов (хлоритов, гидрослюд, карбонатов, каолинита и др.).

Главная часть «наложенного» тонкодисперсного золота относится к образованиям поздних стадий рудного процесса, для которых явления со-

кристаллизации золота и сульфидов мало характерны; одновременное образование золота и метакolloидного кварца свойственно лишь малоуглубинной минерализации.

Ультрамелкие частицы позднего золота приурочены к трещиноватым участкам в агрегатах ранних сульфидов, карбонатов, кварца. В последнем путями миграции золотоносных растворов могли служить не только трещины, границы зерен и мозаичных блоков, но также дислокационные и структурные каналы шириной от 2 А до 20 мк.

Подобные явления экспериментально изучены и используются при декорировании золотом кварца (исследования Е. А. Цинзерлинг и др.). Возможно, что указанным путем образовывалась рассредоточенная тонкая вкрапленность золота в массе деформированного жильного кварца, в частности, в пределах рудного поля Мурунтау.

Значительная часть раннего тонкодисперсного золота в сульфидах и кварце испытывала впоследствии многократную перегруппировку, в результате которой возникали локальные концентрации укрупненных частиц золота (Петровская, 1970). Важно, что эти явления развивались до завершения рудного процесса, на поздних его стадиях, под действием новых порций горячих растворов. Их вероятность подтверждается экспериментальными работами, доказавшими диффузионное перемещение золота и укрупнение его частиц уже при 250° С (Калиткина, 1971). Сильное нагревание руд в отдельных случаях могло приводить к локальной гомогенизации распавшихся золото-сульфидных твердых растворов в зонах термального метаморфизма руд. При этом, как показали упомянутые выше эксперименты, могло происходить и диспергирование золотин. Возможно, что таким путем возникли ореолы ультрамелкой вкрапленности золота вокруг золотин в сильно метаморфизованных рудах Енисейского кряжа. В большинстве случаев термический метаморфизм приводил к потере рудами тонкодисперсного золота.

Остается неясным один из важнейших вопросов генезиса «невидимого» золота — причина резких различий его концентрации в разнотипных рудных образованиях. Убогая золотоносность колчеданных руд может быть объяснена рассредоточенностью золота в больших массах сульфидных агрегатов. Одной из причин бедности золотом ранних сульфидов в полях развития золото-сульфидно-кварцевой минерализации явилось интратрудное выщелачивание и последующее переотложение металла в формировавшихся рудных столбах. Необычно высокие содержания золота в сульфидах некоторых зон минерализованных пород остаются загадочными. Отмеченные выше случаи неравномерного его распределения с более чем десятикратным превышением содержаний в одних участках рудных зон по сравнению с другими трудно объяснить простыми вариациями состава исходных растворов. Возможно, что золото накапливалось в сульфидах постепенно, в процессе длительного роста их кристаллов или при существовании мелких сгустков сульфидных гелей, служивших ловушками (концентраторами) растворенного золота.

Образование видимого золота

Все относительно крупные выделения самородного золота образовались в поздние стадии рудного процесса; в это же время в различных обычно небольших количествах возникали и ультрамелкие вкрапления золота. Предельно широкий диапазон величин индивидов и агрегатов золота связан со спецификой условий позднего минералообразования, значительно более изменчивых, чем на ранних стадиях.

Характерно разнообразие способа отложения позднего золота — от заполнения трещинных полостей и инкрустации их стенок до вытеснения вещества минерала-хозяина. Этот вывод, высказывавшийся нами в работах пятидесятих годов, дополняется новыми данными, показывающими, что освобождение пространств для роста частиц и скоплений золота происходило при опережающем дроблении, растворении и выносе минерального вещества, в первую очередь кварца. Отложение карбонатов нередко предшествовало кристаллизации золота или ее завершало; очевидно, что растворы обладали повышенной щелочностью. Фазовое состояние их было неодинаковым; наряду с истинными разбавленными растворами периодически возникали локальные скопления гелей, в том числе золото-кремнеземные, а также вязкие суспензии. Наличие газовых включений в самородном золоте, при резком преобладании в них углекислоты, свидетельствует о существенной роли этого соединения в эндогенной истории золота. Мы еще не знаем, как влияло содержание в растворах CO_2 на перенос золота, но осаждение последнего несомненно регулировалось, наряду с другими факторами, газовым режимом растворов, вскипание которых при резких перепадах давления активизировало кристаллизацию. Избирательное прилипание пузырьков газа к гидрофобной поверхности растущих индивидов самородного золота обусловило капсулирование в них почти исключительно газовой фазы.

Кристаллизация протекала в непостоянных окислительно-восстановительных условиях, особенно на малых глубинах. С этим мы склонны связывать изменения концентрации Ag по зонам роста кристаллов золота. Смена условий у контактов различных рудовмещающих пород (прослой углистых и карбонатных пород и др.), а также в зоне смешения глубинных гидротерм с богатыми кислородом вадозными водами, являлась одним из активных стимуляторов осаждения золота при распаде его комплексных соединений.

Сохраняет свое значение популярная идея, согласно которой существенная роль в образовании скоплений золота принадлежит «минералам-осадителям». Подтверждается предполагавшееся В. И. Вернадским (1922) развитие электрохимических явлений, определяемых различиями электродных потенциалов золота и соседних зерен минералов. Экспериментальные исследования М. С. Сахаровой и И. К. Лобачевой (1967) указали на прямую зависимость осаждающей способности сульфидов по отношению к растворенному, золоту (при pH около 4—6) от их электродных потенциалов. В порядке понижения последних сульфиды образуют ряд: пирит—халькопирит—арсенопирит—пирротин—галенит; в известной мере он соответствует ряду частот встречаемости минеральных включений в золоте. Блеклые руды в указанном ряду занимают близкое к халькопириту место.

Изложенные выше материалы наблюдений приводят нас к заключению, что осадителями золота могли служить участки сколов зерен деформированного кварца, по-видимому, те же места сгущений дефектов его кристаллической решетки, которые обычно декорируются золотом в лабораторных условиях. Активное действие оказывали, главным образом, поверхности свежих трещин, образованных одновременно с циркуляцией золотоносных растворов; возникновение таких трещин являлось одним из важнейших факторов локализации самородного золота в кварцевых жилах. Более ранние трещины, вследствие их «старения» и зарастания дефектных участков сколов при их регенерации, подобного значения, по-видимому, не имели.

Любые осадители золота могли играть существенную роль лишь до возникновения рассредоточенных зародышей его кристаллических зерен. Появившиеся зародыши служили затем сильнейшими концентраторами осаждавшегося золота, и с ними не могли конкурировать никакие другие минералы. Укрупнение частиц не было бы значительным, если бы не про-

исходило предпочтительное осаждение золота на одних зародышах при консервации и даже растворении других. Кроме расположения частиц на путях движения металлоносных растворов, вероятно, сказывалась их большая величина; такие частицы более устойчивы, чем мелкие, и росли быстрее. Могла иметь значение благоприятная ориентировка зародышей и синкристаллизационная деформация золота, резко ускорявшая рост его зерен. О множественности зародышей говорит обилие разобщенных выделений золота в пределах богатых гнезд; резкие различия размеров золотин свидетельствуют о неравенстве условий их роста.

Признаки коррозии мелких частиц золота, с одной стороны, и автоэпитаксиальные нарастания на более крупные выделения и самородки, с другой, позволяют предполагать, что увеличение размеров золотин было связано не только с привнесом золота, но и с длительной интраминерализационной его перегруппировкой. Большая часть видимого золота, вероятно, является продуктом такой деятельности золотоносных растворов.

Зародыши кристаллов золота, осажденные из разбавленных растворов, появлялись на границах жидкой и твердой фаз, на стенках золотовмещающих полостей (Петровская, Фасталович, 1952; Амосов, Гуреев, 1971); в вязких гелях они располагались на твердых частицах суспензий. Дальнейший их рост определялся степенью пересыщения растворов, скоростью их дегазации, характером золотовмещающих полостей, составом и физико-механическими свойствами минеральных агрегатов, в которых выделялось золото.

Типичны следующие случаи.

А. Рост в свободных полостях: кристаллы и дендриты золота наиболее совершенны, часто с зеркальными гранями: направление удлинения вытянутых индивидов перпендикулярно стенкам полостей или образует с ними большие углы.

Б. Отложение в узких трещинах: формы угнетенного роста, в том числе уплощенные по (100) кубы и по (111) октаэдры; двумерные дендриты, параллельные стенкам трещины двумя из граней (111).

В. Метасоматический рост: несовершенные кристаллы в деформированных агрегатах вмещающих минералов, иногда по трещинам спайности; характерны отпечатки стенок трещин по поверхности крупных кристаллов золота и цепочковидное расположение его мелких частиц в кварце и других минералах.

Г. Усложнение форм кристаллов в зонах термических воздействий, в частности, в экзоконтактах пострудных интрузивов; сложные многогранники возникали также при интравудной перекристаллизации золота.

Д. Кристаллизация в локальных скоплениях гелей и суспензий: группы дендритов, дендритоидов, а также уплощенных и игольчатых кристаллов в четко очерченных участках, нередко округлых.

Рост кристаллов и кристаллических зерен золота был послойным; базальными являлись в основном плоскости (111). Предполагается, что в процессе роста и при синкристаллизационных деформациях вследствие скольжений по (111) появлялись плоские дефекты упаковки, определившие неравномерное послойное распределение примесей и детали субструктуры индивидов золота.

Большую роль играли процессы дендритной кристаллизации. Наряду с обычным ростом дендритов (нередко при полном слиянии ветвей и образовании дендритоидных лент и пластинок) рост граней мог осуществляться путем прилипания к их поверхности субдендритных зародышей из приграничного слоя раствора. Эти представления отвечают идеям Е. С. Федорова и А. В. Шубникова об одном из видов дендритной кристаллизации.

Соотношения золота и серебра в кристаллизующемся самородном золоте! были различными в зависимости от кислотности—щелочности растворов, влияния среды, глубинности рудообразования; при повышенных содержаниях серебра возникали метастабильные твердые растворы, состав и структура которых менялись течением времени (старение минерала). Предполагается, что состав самородного золота приближался к устойчивому, отвечающему составу Au^2Ag и, возможно, Au^3Ag , а в тонких межблоковых пленках сохранились соединения типа AuAg или AuAg^3 ; существование последнего, как указывалось выше, подтверждается изучением электрических свойств сплавов Au—Ag (Грум-Гржимайло, 1956).

Неоднородность самородного золота рассматривается в большой мере как следствие неравномерного распределения в нем серебра, избыточного по отношению к составу предполагаемых интерметаллических соединений. Термические и динамические воздействия приводили к удалению и той части серебра, которая была прочно связана в кристаллической решетке золота.

О генезисе самородков золота

Первая дискуссия о происхождении самородков золота, развернувшаяся еще в прошлом веке, относилась к россыпному золоту. Небезынтересно напомнить основные ее положения, поскольку они время от времени вновь используются при дискуссиях, но уже применительно к генезису крупного золота рудных месторождений. Авторы так называемой «химической гипотезы», основываясь на фактах наличия золота в природных водах и в организмах, считали, что этот металл выщелачивается из руд и пород, переносится растворами и отлагается в россыпях с образованием самородков. В доказательство приводились следующие данные: самородки встречаются в россыпях несравнимо чаще, чем в коренных месторождениях; их золото более высокопробное, чем рудное золото; поверхности лишены признаков деформации; на них кроме кристаллов заметны сосковидные выступы (Eaggleston, 1881; Кулибин, 1886).

Сторонники «механической гипотезы» считали, что частота нахождения самородков в россыпях свидетельствует лишь об их накоплении при разрушении первичных руд; указывались находки в последних крупных масс золота; отмечались следы деформации самородков в россыпях (Lock, 1882). Спор был решен установлением полной однотипности внутренней структуры рудного и россыпного золота (Liversidge, 1897), и с начала XX в. подавляющее большинство исследователей стало рассматривать самородки в россыпях как обособления золота, поступившие из коренных месторождений. Одними из первых подобные выводы высказывали М. Карпинский (1840) и А. О. Озерский (1843).

В настоящее время обсуждаются представления о гипогенной и гипергенной природе самородков в рудных месторождениях. Примечательно, что повторяются и условия, стимулирующие научные споры; на первом этапе это было перенесение центра тяжести золотодобычи с россыпных месторождений на рудные, где самородки встречаются значительно реже; на втором — освоение горнорудной промышленностью более глубоких горизонтов рудных полей, при котором выявилось падение с глубиной частот встречаемости сплошных скоплений золота.

Предположения о формировании самородков в зоне окисления коренных месторождений высказывались еще в прошлом веке (Wurtz, 1858) и благодаря экспериментальным работам по растворимости золота (Brokaw, 1910) приобрели определенную популярность (Вернадский, 1922).

В советской литературе «гипергенная гипотеза» активно защищается М. Н. Альбовым (1960, 1970); по его мнению, «наличие древней коры выветривания является обязательным условием возникновения самородков». Доводы в защиту этого представления, приводимые М. Н. Альбовым и другими исследователями, нельзя признать достаточно надежными. Рассмотрим главные из них. Одним из основных доказательств рассматриваемой гипотезы считается ассоциация крупных скоплений золота с гипергенными минералами; однако их структурные и, следовательно, возрастные взаимоотношения при этом не учитываются. Вместе с тем детальные наблюдения показывают, что самородки в зоне окисления представляют остаточные образования; как правило, они не содержат изолированных включений гипергенных минералов. Даже в полностью окисленных рудах самородки включают лишь кристаллы и обломки кварца, а в отдельных случаях зерна законсервированных в золоте свежих сульфидов. Все сколько-нибудь четкие отпечатки на поверхности самородков принадлежат гидротермальным минералам. Почковидные выделения гидроокислов железа нигде не оставляют отпечатков на золоте, но образуют корочки на поверхности его выделений. Эти данные резко противоречат «гипергенной гипотезе». Отметим также, что золото, несущее признаки образования в зоне окисления, имеет иной характер взаимоотношений с гипергенными минералами, что можно видеть из описаний, приводимых в следующей части работы; размеры его частиц во всех случаях весьма далеки от установленных для самородков.

Нередко отмечается более высокая проба золота самородков по сравнению со средней для золота данного месторождения. Однако сведения, приведенные в разделе о составе золота, показывают, что проба золота зависит от многих причин, в частности, от окислительно-восстановительных условий рудоотложения. Необходимо также учитывать общую тенденцию повышения пробы золота в обогащенных им участках месторождений (где обычно сосредоточены самородки), вне зависимости от степени гипергенного изменения РУД.

Рассматриваемая гипотеза не объясняет причин сходства внутренних структур самородков со структурами крупных и мелких золотин, первичный характер которых представляется несомненным; очевидны также отличия морфолого-структурных особенностей самородков и явно гипергенных выделений золота.

Анализ всех имеющихся материалов убеждает в том, что время и условия образования самородков были такими же, как и видимого золота руд. Отдельные минералотермометрические измерения показали, что температура гомогенизации кварца, заключенного в крупных самородках из Восточной Чукотки, составляет около 200° С, а давление около 280 *атм*; более ранние минеральные ассоциации здесь образовались при давлении 1200 *атм* (Давиденко, 1968). Эти сведения, а также наличие в самородках следов газовых включений, иногда обильных, позволяют предполагать, что в формировании крупных скоплений золота, еще в большей мере, чем при образовании его относительно более мелких (видимых) частиц, существенное значение имели изменения давления и вскипание растворов. Однако такие явления не приводили к массовому выпадению золота в разных участках, но, многократно повторяясь, способствовали длительному наращиванию самородков, с одновременным растрескиванием, выщелачиванием и выносом вещества стенок золотовмещающих полостей, в основном, кварца. Выщелачивание могло опережать отложение самородного золота; при этом полости инкрустировались карбонатом и кварцем и затем заполнялись золотом. При большом опережении создавались условия для образования самородков в виде друз, гигантских кристаллов и дендритов; частичное осво-

бождение пространств приводило к возникновению скоплений золота смешанных форм. Распространение таких форм лишь в отдельных золотоносных областях (Урал, Алтай и др.) указывает на зависимость развития опережающего выщелачивания от региональных особенностей рудообразования; их выявление представляется одной из задач будущих исследований. Возможно, некоторые из них связаны с длительным сохранением в зонах развития рудообразующих процессов потоков глубинного тепла, активизировавших интeминерализационные явления выщелачивания и переотложения минерального вещества.

Данные, позволяющие судить о специфике растворов, отлагавших большие массы золота, весьма ограничены. Крупные размеры индивидов и грубо ступенчатый рельеф граней свидетельствуют о длительности кристаллизации золота и низкой степени пересыщения растворов при формировании многих самородков среднеглубинных месторождений. Выпадение вязких гелеподобных масс кремнезема и золота было характерным для мало-глубинных условий; их возникновение можно связать с локальным растворением более ранних золотосодержащих руд. В тех случаях, когда продукты переотложения значительно богаче исходных, можно предполагать, что действовал тот же механизм постепенного накопления золота, что и при образовании трещинных самородков. Стустки свежего геля кремнезема служили «ловушками» — накопителями золота, выщелачивавшегося из других участков рудных тел. С раскристаллизацией такого геля связано возникновение самородков в виде скоплений дендритов и дендритоидов золота.

Существование «почковидных» самородков (см. фиг. 64) показывает, что в каких-то условиях происходило выпадение достаточно крупных масс коллоидного золота, но подобные условия создавались крайне редко.

По внутреннему строению крупные массы самородного золота не отличаются от мелких выделений минерала. По сравнению с золоти́нами в самородках лишь более резко проявлено различие размеров зерен центральных и периферических частей. Большинство мелких зерен образовались позднее ядер самородков. Вместе с тем сами ядра несут признаки исчезновения границ, характерные для перекристаллизованных металлов. По-видимому, одновременно с продолжающимся отложением золота центральные части самородков меняли свое строение, становились все более крупнозернистыми.

Кардинальное значение имеет вопрос о причинах повышенной частоты нахождения самородков в верхних частях золоторудных месторождений. Его решение с позиции гипергенной гипотезы представляется неправильным по следующим соображениям. Там, где первичное тонкодисперсное легко переотлагаемое золото господствует, и, казалось бы, существуют все предпосылки для образования его гипергенных скоплений (например, в железных шляпах колчеданных месторождений), золотые самородки отсутствуют. Они, как правило, связаны с кварцево-рудными жилами, в которых золоти́ны относительно крупные, мало подверженные гипергенным воздействиям. В таких жильных телах самородки встречаются и ниже зоны окисления. Очевидно, что проявление гипергенеза не является условием их образования.

Самородки во всех случаях сосредоточены в пределах рудных столбов, что признают и сторонники «гипергенной гипотезы». Уменьшение их количества с глубиной вначале представлялось кажущимся, зависящим лишь от сравнительно высокой степени вскрытия верхних горизонтов месторождений (Петровская, Фасталович, 1952), однако материалы последних лет заставляют пересмотреть этот вывод. В подавляющем большинстве случаев, как показано выше, скопления самородков приурочены к верхним частям рудных столбов, что может рассматриваться как проявление эндогенной вертикальной зональности. Характерно, что здесь максимальное

развитие получили явления интраминерализационного растрескивания ранее образовавшихся минеральных агрегатов, эндогенного выщелачивания жильного вещества и переотложения рудных компонентов, в том числе золота; эти явления ослабевали над рудными столбами (резко) и к их корневым частям (более постепенно). Можно предполагать, что тонкодисперсное золото выщелачивалось из корневых участков месторождений, переносилось восходящими растворами и отлагалось в «головах» рудных столбов с наращиванием величины золотин и самородков. Там, где такие процессы проявлялись слабо, крупные скопления золота не возникали. По-видимому, в этом кроется причина того, что не все рудные столбы, даже богатые, венчаются кустами самородков, хотя общая тенденция укрупнения золота в верхах таких столбов устанавливается почти повсеместно. Чем полнее был вынос золота из глубоких горизонтов, тем богаче должны быть скопления самородков и тем вероятнее их быстрая смена с глубиной бедными рудами. «Выборки» золота на месторождениях Миасского района Урала могут рассматриваться как примеры такой вертикальной зональности золотого оруденения. При наличии промежуточных зон интенсивной перегруппировки рудного вещества (в многоярусно построенных месторождениях) гнезда самородков повторяются на разных уровнях глубин (месторождение Советское и др.), становясь все менее крупными и богатыми.

Выдвигаемая гипотеза эндогенного происхождения самородков согласуется с их приуроченностью к верхним (обычно окисленным) частям месторождений и подтверждается сходством строения и состава золота самородков и мелких выделений заведомо первичного рудного золота. Повышенная частота нахождения самородков в зоне окисления обусловлена не только относительной легкостью их поисков в зонах большой доступности визуальным наблюдением. Следует учитывать также то, что эрозия выводит на поверхность наиболее трещиноватые и легко разрушающиеся верхние части рудных столбов, несущие самородки; трещиноватость, пористость и сложный состав руд благоприятствуют интенсивному развитию здесь процессов гипергенного изменения рудного вещества.

Сочетанием отмеченных обстоятельств могут быть объяснены частые, но не повсеместные, пространственные связи самородков с гидратами окислов железа и другими продуктами выветривания.

Таким образом, мы приходим к выводу, что формирование самородков является следствием особого режима минералообразования в верхних частях рудных столбов и что они в большинстве случаев представляют собой результат медленного накопления золота в сложных условиях его гидротермального отложения и переотложения.

Типоморфизм эндогенного золота

Зависимости состава, строения и формы выделений золота от условий минералообразования выяснены далеко не полностью; вместе с тем некоторые из них проявлены достаточно отчетливо и могут быть использованы при выяснении генезиса эндогенных рудных месторождений.

Признаки формационной принадлежности рудных образований. Золото, отлагавшееся из гидротермальных растворов на разных глубинных уровнях, обладает специфическими чертами, зависящими от состава растворов и среды минералообразования. От месторождений глубинных к малоглубинным увеличивается сложность фэрм кристаллов, становится более разнообразным и строение агрегатов золота; с возрастанием концентрации серебра повышается контрастность их неоднородности. Эти различия должны учитываться при суждениях о фэрмационной принадлежности

месторождений и могут быть опорными, если другие типичные черты состава и строения минеральных агрегатов плохо выражены.

Основные особенности золота из месторождений разных формаций сводятся к следующему.

В малосульфидных рудах глубинных месторождений преобладает золото поздней генерации, ассоциирующееся с сульфидами меди, цинка, свинца. Характерны изменчивые, в среднем сравнительно крупные, размеры его выделений; нередко самородки весом от сотен граммов до нескольких килограммов. Раннее золото, очень мелкое до тонкодисперсного, связанное с пиритом и арсенопиритом первых генераций, играет резко подчиненную роль. Формы золотинок и самородков почти исключительно трещинные, часто плоские, с отпечатками стенок трещин на поверхности. Изредка встречаются кристаллы, как правило, мелкие, изометричные, простые по форме (октаэдры и кубооктаэдры); дендриты отсутствуют. Структуры агрегатов грубозернистые, с широкими двойниками, без признаков отчетливой зональности зерен. Мозаичность последних слабо выражена. Включения редкие: минеральные (обломки кварца и ранних сульфидов) и газовые, неравномерно распределенные, относительно крупные. Проба золота высокая и колеблется в узких пределах 950—900, но иногда снижается до 800—850. Кроме обычных для месторождений всех формаций примесей (Fe, Si, Pb) в золоте некоторых районов отмечаются Pt, Ni, Ti, Cr.

Золото среднеглубинных месторождений представлено как ранними, так и поздними генерациями, количественные соотношения которых не везде постоянны. В отдельных рудных полях существенную роль играет раннее тонкодисперсное золото в пирите и арсенопирите. В других месторождениях резко преобладают крупные выделения позднего золота в парагенезисе с сульфидами Si, Pb, Zn, Bi, Sb; нередко скопления самородков.

Разнообразны формы выделений золота — от трещинных до друзовых. Трещинные формы сложнее, чем свойственные глубинному золоту; обычны каркасы прожилков, скелетные сростки комковидных частиц (цементационные выделения в брекчиях), ячеистые массы. Нередко встречаются гемиморфные золотины и самородки смешанных форм. В некоторых областях распространены кристаллы золота, иногда гигантские, изометричные, ленточные, грубопроволочные. Типичные дендриты не характерны, встречаются дендритоиды, особенно стержневого типа, со слабо развитыми боковыми ветвями.

Агрегаты золота разномасштабные; размеры зерен зависят от величины золотомещающих полостей. Часты двуслойные и цепочечные структуры. Двойники простые и полисинтетические. Зональность зерен обычно плохо заметна; зоны широкие, границы их не всегда четкие. Субструктуры грубомозаичные или дендритовидные. Состав золота изменчив; проба его чаще около 800—880 с существенными отклонениями.

Характерен широкий комплекс малых примесей: Fe, Si, Pb, Zn, Sb, Se, Te, в отдельных регионах Bi, W, Sn, Mo, Hg.

Типоморфизм «эпитермального» золота выражается в преобладающем развитии тонкоячеистых интерстициальных форм (в отпрепарированных выделениях — тонкогубчатых), наряду с комковидными и пленочными. Широко распространены пластинчатые и волосовидные кристаллы. Специфичны плоские дендриты; иногда хорошо выражены их папоротниковидные, ельчатые и другие формы.

Размеры частиц нередко изменчивы в пределах отдельных жил и неодинаковы в месторождениях разных областей. В рудных полях одних районов господствует тонкодисперсное золото, обычно связанное с метаколлоидным халцедоновидным кварцем, в других — наряду с ультрамелким распространено видимое золото и встречаются небольшие самородки.

Строение агрегатов золота более мелкозернистое, чем в среднеглубинных месторождениях; часты сложные (обрывающиеся, линзовидные) двойники, характерна зональность, контрастность которой усиливается с понижением пробы золота. Субструктуры зерен тонко мозаичные, местами с межблоковыми скоплениями примесей серебра, а также дендритовые (скелетные и блоковые).

Сохраняют свое значение выводы о закономерном снижении пробы золота по мере перехода от месторождений глубинных к малоглубинным. Повышенные содержания серебра, избыточного по отношению к соединению Au^2Ag , типичны для золота малоглубинных месторождений; характерны примеси Hg, Sb, Te, Se, Mn.

Золото месторождений колчеданной формации в подавляющем большинстве случаев тонкодисперсное, в отдельных рудных полях — мелкое; крупные золотины и самородки отсутствуют. Размеры ультрамелких частиц зачастую приближаются к коллоидным. Типичны парагенезисы тонкодисперсного золота с ранним пиритом и более крупного — с поздними сульфидами цинка и свинца. Золото представлено изометричными кристаллами, округленными вследствие развития вицинальных граней. Состав золота не постоянен; наряду с высокопробными отмечаются низкопробные разновидности (до 25% Ag). Такой же диапазон вариаций характеризует состав золота из свинцово-цинковых и медно-никелевых руд. Для последних отмечаются связи золота с минералами меди и платины.

Индикаторы региональных геохимических особенностей золотой минерализации. Такими индикаторами могут служить относительно высокие содержания в золоте элементов, распространение которых определяет металлогенический «фон» рудной провинции. Некоторые из них являются постоянными примесями в золоте и региональную изменчивость проявляют лишь их содержания (Ag, Си, РЬ); другие обнаруживаются лишь в золоте из отдельных районов. Обычно такие элементы образуют собственные поля концентрации вне золоторудных месторождений и вместе с тем наблюдаются в виде примесей в золотых рудах и в самом золоте. К ним относятся Sn, W, Mo, Ni, Pt, Hg, Bi и др. Высокие их содержания в золоте могут рассматриваться как показатели пространственного совмещения или близкого расположения полей разнотипного оруденения. Такое совмещение характерно для областей сложной металлогении и нередко служит одной из предпосылок положительной прогнозной оценки районов.

Признаки стадийности рудного процесса. Анализ соответствующих особенностей золота требует прежде всего сравнительного исследования золотоносных минеральных парагенезисов. Могут учитываться также следующие эмпирические закономерности. Сравнительно равномерное распределение ультрамелких кристаллов золота в пирите и арсенопирите характерно для ранней сульфидной ассоциации. Наличие более крупных разнотипных выделений золота, наряду с его тонкой вкрапленностью вдоль трещин, свидетельствует о деятельности второй рудной стадии, с которой связана дюдзня золотоносная ассоциация. Наличие тонкодисперсного золота в сульфидах само по себе, без учета особенностей распределения ультрамелкой вкрапленности золота, не может рассматриваться как доказательство проявления ранней продуктивной стадии рудного процесса.

Для поздних генераций золота характерны примеси Pb, Zn, Bi, Se и Te, накапливавшихся к конечным стадиям рудообразования; раннее золото обычно более чистое. Что касается серебра, то вопрос о различиях его концентраций в разновременных выделениях золота пока еще не может считаться решенным; такие различия могут быть вызваны влиянием конкретной обстановки рудоотложения, в частности окислительно-восстановительных условий среды.

При суждениях о природе примесей в золоте необходимо учитывать возможное наличие в нем субмикроскопических включений, в том числе минералов изменчивых ассоциаций (примеси С, Р, Са, Al и других петрогенных элементов), а также капсьюлированных газов (СО₂, Сl и др.).

Показатели условий минералособразования. Простыми и вместе с тем надежными показателями условий кристаллизации золота служат формы его выделений. Трещинные формы, их прожилковые, комковидные и скелетные цементационные разновидности однозначно свидетельствуют не только о большой роли интраминерализационных деформаций в период отложения золота, но и о характере таких деформаций в рудных телах (однонаправленные трещины, пересечения трещин, участки локального дробления, зоны пластических деформаций и грануляции золотомещающих минеральных агрегатов и др.). Знание этих особенностей позволяет судить о факторах локализации золота в рудах и соответственно обосновывать оценку возможной металлоносности вскрываемых выработками рудных тел.

Признаки идиоморфизма выделений золота конвергентны и могут использоваться лишь при детальном изучении взаимоотношений золота и окружающих минералов. Так, цепочковидные скопления кристалликов золота в ранних минеральных агрегатах фиксируют зоны просачивания золотоносных растворов и метасоматического отложения золота. Сыпь кристалликов на поверхности трещин в кварце нередко указывает на развитие опережающего интраминерализационного выщелачивания кварца. Округлые скопления кристаллов и дендритов золота в эпитермальных рудах и вмещающих породах позволяют предполагать кристаллизацию в локальных участках скоплений растворов, где развивалось растрескивание, возникали суспензии и сгустки поликомпонентных гелей. Для золота, кристаллизовавшегося в вязких богатых кремнеземом гелях и в суспензиях, типичны плоские дендриты, а в некоторых случаях дендритоиды и скелетные сростки изометричных, сложных по сочетанию форм кристаллов.

Гемиидиоморфные частицы и выделения смешанных форм могут рассматриваться как надежные свидетельства отложения золота в неоднородной среде, вдоль контактов жильных тел, в краевых частях друзовых полостей, по границам минералов, в разной степени податливых к замещению золотом. В последнем случае элементы гемиидиоморфизма, в том числе ограненные ответвления и выступы на поверхности прожилков золота, могут считаться показателями его метасоматического отложения. Коррозия и выщелачивание кварца, отпечатки на золоте корродированных поверхностей его сколов, как и отпечатки ромбоэдрических кристалликов карбонатов, нарастающих на такие поверхности, указывают на повышенную щелочность золотоносных растворов.

Влияние Р-Т условий на особенности золота почти не изучено. Сравнительно малые колебания температур, при которых отлагалось золото (180—230° С), по-видимому, сколько-нибудь существенно не сказывались. Новые данные позволяют придавать большое значение перепадам давления и связанной с ними дегазации растворов, стимулировавших осаждение золота. Так как адгезия газов на поверхности кристаллизовавшегося золота приводила к образованию в нем газовых включений, последние могут рассматриваться как один из показателей возможного наличия в рудных телах локальных крупных скоплений золота.

Проявления интаррудных преобразований и послерудного метаморфизма. Имеющиеся данные приводят к выводу о существенной роли перетложения самородного золота при формировании золоторудных месторождений, особенно их богатых зон — рудных столбов. В связи с этим признаки перегруппировки минерального вещества, в том числе золота, приобретают значение одного из важных критериев оценки рудных тел и место-

рождений в целом. К главным из таких признаков относятся: образование тесных золото-кварцевых сростаний (прожилков, гнезд, линз и овоидов), состав которых зависит от состава окружающих руд; структуры перекристаллизации золота с разрастанием центральных зерен за счет краевых; реликтовые структуры в агрегатах золота; возникновение зональности зерен золота, не связанной с кристаллографическими направлениями; повторные нарастания золота на поверхность ранее образовавшихся золотинок и самородков (автоэпитаксические нарастания), структуры периферических кайм и более позднего заполнения мелких краевых трещин во вмещающем кварце; мозаичная неоднородность и обилие межблоковых обособлений золота; обрастание обломков ранних золото-кварцевых агрегатов новообразованными кристаллами и дендритами золота.

О пострудных динамических воздействиях на руды свидетельствуют: изгибы двойниковых полосок в зернах золота; появление систем плоскостей скольжения; повышенная (против вычисленной) твердость минерала. К следам термического метаморфизма относятся аномалии состава золота и очищение его от примесей, включая серебро.

Общая тенденция к понижению пробы золота по мере перехода от древних золоторудных месторождений к молодым, как показано выше, имеет сложную природу, определяясь не столько абсолютным возрастом руд, сколько характером и степенью их метаморфизованности (вынос серебра). С усилением метаморфизма связано увеличение размеров зерен в зернистых выделениях золота. Характерной чертой его метаморфогенных структур являются врастания мелких зерен в более крупные индивиды.

Признаки вертикальной зональности оруденения. Из положения о вертикальной зональности рудных столбов следует, что обилие крупных золотинок и самородков должно рассматриваться как показатель вскрытия лишь верхних частей богатых зон, т. е. как основание для благоприятной оценки глубоких горизонтов рудных полей, где возможно обнаружение новых, промышленно ценных, хотя и более бедных руд. В этом существенное отличие развиваемой автором точки зрения от гипотезы гипергенного происхождения самородков и вторичного обогащения золотом верхних зон месторождений. Лишь в тех, по-видимому, редких случаях, когда создавались условия для особенно интенсивного выноса золота из глубинных частей месторождений, рудные тела ниже уровня кустовых скоплений самородков оказывались непромышленными.

Преобладание в рудах тонкодисперсного золота может рассматриваться как показатель относительно глубокой эродированности месторождений только при наличии данных, позволяющих предполагать, что в верхних частях рудных тел было сосредоточено крупное золото, аккумулированное затем в близрасположенных россыпях. Необходимо иметь в виду, что далеко не во всех месторождениях одной и той же рудной формации имелись обогащенные «вершины» рудных столбов, поэтому критерий крупности золота при определении эрозионного среза рудных полей имеет ограниченную применимость.

К проявлениям зональности месторождений может относиться закономерное повышение с глубиной пробы эндогенного золота; при этом следует учитывать упоминавшееся выше влияние среды, могущее обусловить существенные отклонения от этой закономерности.

Часть третья

**ИЗМЕНЕНИЯ
САМОРОДНОГО ЗОЛОТА
В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА**

Глава первая

ИЗМЕНЕНИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ЗОНАХ ОКИСЛЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД

В накопившейся достаточно обширной литературе, посвященной золоту в зоне гипергенеза и вопросам вторичного обогащения золотых руд, главное место занимает анализ материалов по распределению золота и результаты экспериментов по его растворимости. При этом неоправданно мало используется такой, казалось бы, естественный путь получения объективных данных, как сравнение особенностей золота из зон окисления и из нижних частей рудных тел, не затронутых гипергенными процессами. Относительно часто сопоставляются лишь пробность золота и его гранулометрические характеристики. Весьма немногочисленны описания достоверно установленных гипергенных выделений самородного металла и конкретных признаков изменений его первичных зерен и агрегатов (Emmons, 1901; Чухров, 1950; Петровская, Фасталович, 1952; Крейтер и др., 1958; Ramdohr, 1960; Яблокова, 1968; Гуреев, Зверева, 1971, и др.).

Литературные данные и результаты наших исследований, при всей их ограниченности, отчетливо свидетельствуют, что в зонах окисления большинства, если не всех, месторождений одновременно присутствует золото разного генезиса. Главными являются три группы его выделений: а) полностью сходные с золотом первичных руд, остаточные; б) сохранившие основные черты первичных выделений, но частично измененные; в) существенно отличающиеся от первичного золота и по совокупности признаков относимые к гипергенным образованиям.

Количественная роль и особенности выделений золота каждой из перечисленных групп варьируют, проявляя зависимость от формационной принадлежности месторождений и от концентрации в их рудах сульфидных минералов с тонкодисперсным золотом. Последнее, по выражению В. М. Крейтера, представляет собой «миграционную часть золотого фонда месторождений» (Крейтер и др., 1958). Вместе с тем далеко не все количества тонкого золота, содержащегося в сульфидно-кварцевых рудах, вовлекаются в гипергенную перегруппировку. Крупные же золотины, как это доказано экспериментами В. М. Крейтера и его соавторов, мало растворимы. Излагаемые ниже данные показывают, что стабильность их меньшая, чем предполагалось ранее, но общая степень изменений все же относительно невелика.

Сравнительное изучение выделений золота из первичных и окисленных золото-сульфидно-кварцевых руд в подавляющем большинстве случаев не обнаруживает сколько-нибудь существенных различий их форм и строения. В зонах окисления глубинных месторождений, например, Советского

(Енисейский кряж), распространены те же прожилковые и комковидные крупнозернистые золотины, что и на глубоких горизонтах. В окисленных рудах алданских месторождений формации средних глубин встречаются такие же проволочные, скелетные и друзовидные сростки несовершенно развитых кристалликов, как и в свежих агрегатах галенита, пирита, анкерита. Пластинчатые золотины в кварцевых жилах Балейской группы малоглубинных месторождений, считавшиеся ранее гипергенными, распространены и в относительно глубоких частях рудных тел, не затронутых выветриванием. Так же однотипны зернистые, двойниковые и дендритные внутренние структуры золота.

Очевидно, что видимые выделения золота в окисленных сульфидно-кварцевых рудах в главной массе представляют остаточные гипогенные образования, сохраняющиеся даже в хорошо проработанных зонах окисления. Трудно было бы представить, что золото, особенности которого чутко реагируют на изменение термодинамических условий минералообразования, может отлагаться из эндогенных и экзогенных растворов в виде полностью сходных частиц и агрегатов. Различия структур не могут служить \ основанием для вывода о генетической разнотипности золотин, вместе с i' тем их достаточно полное сходство исключает такой вывод.

Изменения первичного золота

Укрупнение частиц. Существует мнение об универсальной тенденции укрупнения золотин под влиянием гипергенных процессов (Карножицкий, 1898; Альбов, 1960, и др.), однако оно основано на недостаточных данных. Сравнительные гранулометрические исследования золота из первичных и окисленных руд немногочисленны и относятся в основном к месторождениям сульфидно-кварцевых формаций. В железных шляпах таких месторождений укрупнение золотин, действительно, отмечается довольно часто. В качестве примера приведем материалы В. В. Аристова по распределению разного по крупности золота в месторождении Майкаин (в кн. Крейтер и др., 1958); в зоне окисления этого месторождения, по сравнению с более глубокими горизонтами, намного уменьшается количество частиц золота менее 0,1 мм (с 80 до 58,2% от всей массы металла в рудах), а роль частиц 0,1—0,2 мм несколько возрастает (с 20 до 28,8%); остальное золото (12,5%) представлено более крупными выделениями, почти отсутствующими в первичных рудах.

Повышенная частота встречаемости видимого золота характерна для железных шляп многих уральских колчеданных месторождений: Тайского, Учалинского, Сибайского и других. В Тайском рудном поле в подзоне кварцевой сыпучки встречались скопления золота до 4—6 мм. Укрупнение частиц золота в железных шляпах прослеживается во многих медно-колчеданных и свинцово-цинковых месторождениях (Maskau, 1944; Красников, Сейфуллин, 1967, и др.).

Менее убедительные и неоднозначно трактуемые данные получены по сульфидно-кварцевым месторождениям. Некоторые исследователи склонны считать любые крупные скопления золота, встречаемые в окисленных рудах, генетически связанными с последними (Альбов, 1960; Нестеров, 1970). С этим нельзя согласиться. Выше, при рассмотрении генезиса самородков было показано, что зональность, проявляющаяся в увеличении крупности золотин в верхних частях месторождений, во многих случаях является гипогенной (ассоциации укрупненных золотин с поздними минералами, их нахождение на нижних горизонтах, где отсутствуют окисленные руды и др.).

В зонах окисления всех малосульфидных и большей части умеренно-сульфидных месторождений первичные гранулометрические особенности выделений золота не изменялись сколько-нибудь существенно. В отдельных случаях происходило даже уменьшение размеров сростков золота вследствие их дезинтеграции. Например, в выщелоченных кавернозных участках окисленных руд алданских месторождений (Лебединое и др.) можно было видеть мелкие гнезда золота, состоящие из распавшихся комковидных и друзовидных его частиц; удавалось заметить и места их бывших сочленений. Скопления пористого ячеистого золота нередки в пустотах выщелачивания среди окисленных руд месторождений Урала. Ярким их примером служат «кусты» знаменитых тыелгинских самородков, состоящие из групп многочисленных фрагментов разной величины. Первичные размеры сростков были, несомненно, более значительными, чем сохранившиеся их части.

В некоторых месторождениях умеренносульфидной формации отмечается зависимость размеров золотин от степени окисления вмещающих их сульфидных агрегатов (месторождения Ключевское, Казаковское в Забайкалье, Джетыгаринское на Урале, Бестюбе в Северном Казахстане и др.). Однако укрупнение частиц золота обычно оказывается не столь большим. Так, по данным В. Ф. Гуреева и Е. А. Зверевой (1971), при окислении высокозолотоносных сульфидов на Кокпатаасском рудном поле в Узбекистане, размеры вкраплений золота увеличивались на 1—3 порядка, но среди новообразований преобладали частицы не более 1 мк (83% золотин) и лишь у редких чешуек длина достигала 15—35 мк. Материалы наших наблюдений над структурами и формами золотин из месторождений Южного Урала и Центрального Алдана позволяют утверждать, что их увеличение за счет кайм и корок гипергенного золота составляет от долей процента до 5—30% для очень мелких частиц. Самородки подобным путем практически не увеличиваются. Кривая зависимость степени укрупнения золотин от их первоначальных размеров с увеличением последних круто понижается.

Изменения химического состава. Сравнительно давно было замечено, что золото в зонах окисления несколько отличается по среднему составу от золота первичных руд и содержит на 3—6% меньше серебра (Donn, 1898; Вернадский, 1922; Fischer, 1959). Существует мнение, что различия пробы золота настолько значительны, что позволяют отличать гипергенное золото от гипогенного (Маскау, 1944). Такой вывод, как справедливо указал В. М. Крейтер (Крейтер и др., 1958), базируется скорее на логических рассуждениях, чем на анализе фактических материалов. Вместе с тем данные о гипергенном «облагораживании» золота заслуживают внимания.

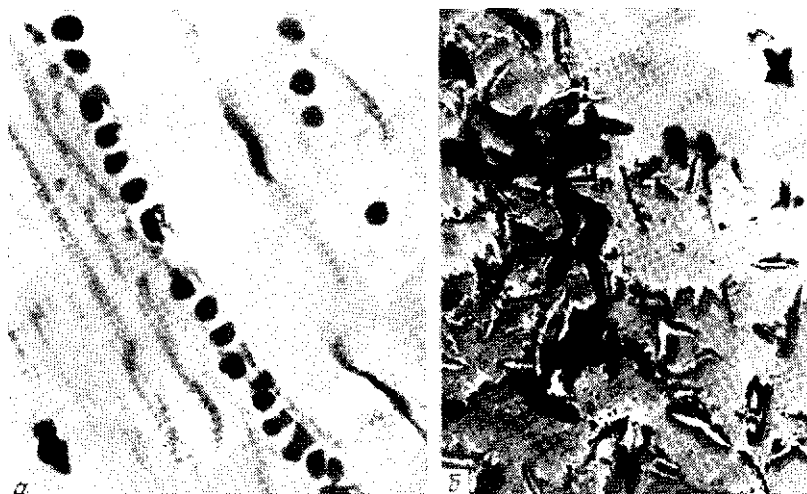
На повышение пробы золота в зоне окисления уральских сульфидно-кварцевых месторождений указал М. Н. Альбов (1960). По его данным, в окисленных рудах Кочкарского месторождения золото имело пробу около 870—900, а в первичных — около 700. Средняя проба золота Кумакского месторождения — 860, а «кустового» золота с глубины 72 ж — 900—930; в Джетыгаринском месторождении средняя проба золота 670, на горизонте 210 м — 650, а на глубине 16—30 м — до 860. Признаки изменения пробы золота с глубиной отмечались для месторождений Мариинской Тайги в Кузнецком Алатау (Миков, Черепнин, 1970), Алдана (Нестеров, 1970), Узбекистана (Бадалова, Бадалов, 1964), а за рубежом — для рудных полей Канады, Индонезии, Австралии, Новой Зеландии и других районов мира.

Степень гипергенного «облагораживания» самородного золота неодинакова в разных месторождениях, что является следствием разнообразия условий формирования кор выветривания. Для конкретного анализа этих различий еще нет достаточных материалов; можно лишь упомянуть об их зависимости от тех же факторов, которые определяют гипергенное укрупнение частиц золота. Следствием является определенная взаимосвязь между

изменениями размеров и состава золотин. По Р. Мэкею (Maskay, 1944), чем значительнее укрупнены золотины в окисленных рудах, тем более они облагорожены. Однако эта закономерность не является общей; увеличение размеров некоторых частиц обусловлено нарастанием корочек более низкопробного золота.

Одновременно с серебром золото теряет в зоне гипергенеза примеси других металлов, особенно Си, Pb, Hg, Bi. Например, в золоте месторождения Майкаин с глубиной заметно снижается содержание Си, Pb, Sn (Крейтер и др., 1958). Анализы часто обнаруживают повышенные концентрации в золотинах Fe, Ca, Mg, Si, что связано с наличием трудно удаляемых приповерхностных включений и пленок гипергенных минералов, нередко препятствующих извлечению золота из руд. Такие пленки состоят, главным образом, из гидроокислов железа, реже — из кераргирита и других гипергенных минералов (Плаксин, 1958).

В образцах из месторождений Алдана и Забайкалья в составе пленок, по нашим данным, участвуют гидроокислы железа, свинцовая охра, ярозит, скородит, карбонаты, минералы группы каолинита. Их количества ничтожно малы и увеличиваются лишь на поверхности губчатых золотин.



Фиг. 80. Строение оксидных пленок на поверхности золотин из окисленных руд; целлюлозно-угольные реплики со сколов

а — округлые частицы гидроокислов железа (черное), декорирующие выходы плоскостей скольжения; заметна коррозионная ямчатость поверхности золота; кварцевые жилы Енисейского края; увел. 40 000; **б** — кристаллики гётита (черное со светлыми «теньями») на золоте (светло-серое); там же, увел. 10 000

Электронномикроскопические снимки показывают, что на поверхности золотин наряду с коллоидными округлыми частицами величиной 0,1 мк и менее, иногда декорирующими выходы плоскостей скольжения (фиг. 80, а), имеются кристаллики величиной до 1 мк, судя по формам образуемых ими сростков — гётита (фиг. 80, б).

Преобразования первичных форм золотин и рельефа их поверхности. Среди относительно крупных золотин существенному изменению подвержены лишь скелетные выделения. При выщелачивании заключенных в них обломков минералов они деформируются под собственной тяжестью или под давлением обрушающихся руд, местами сплющиваясь. Дезинтеграция срост-

ков ведет к упрощению их форм, вследствие обособления комковидных, прожилковидных или ограненных фрагментов. Очевидно, что по формам отдельных частиц в участках их скоплений не всегда можно судить о первичной морфологии золота.

К гипергенным изменениям формы золотин следует относить нередко наблюдающееся притупление острых концов прожилков и «комков». В отличие от первичных тупых окончаний прожилков гипергенное «притупление» отмечается лишь у очень тонких золотин и только в сильно выщелоченных рудах. Возможно, что при распадении скелетных сростков золота определенную роль играло растворение тончайших «мостиков», соединявших части таких сростков.

Наблюдаются признаки сглаживания углов мелких ступеней роста и вершин тригональных вициналей на гранях кристаллов, дендритов и дендритоидов золота. Наиболее мелкие из них превращаются в пологие линейные и бугорчатые неровности, в которых трудно распознать первичные формы; последние сохраняются лишь относительно крупными скульптурами.

Количество растворившегося вещества крупных золотин ничтожно мало; у мелких цементационных и интерстициальных выделений оно могло достигать нескольких процентов от первоначального объема.

Повсеместно распространены гипергенные изменения поверхности золотин и самородков: в зонах окисления она теряет сильный металлический блеск и становится матовой. При больших увеличениях (1000—1500) можно заметить коррозионный, мелкоямчатый ее рельеф. Электронномикроскопическое изучение нередко выявляет его различие в смежных участках — от почти полностью сохранившегося, с первичной ступенчатостью граней кристаллов золота (111) до ямчатого или покрытого бугорчатыми выступами в 1—2 мк. Такая неоднородность является следствием неодновременного препарирования разных частей золотин и, соответственно, неодинаковой длительности воздействия на них агентов гипергенеза.

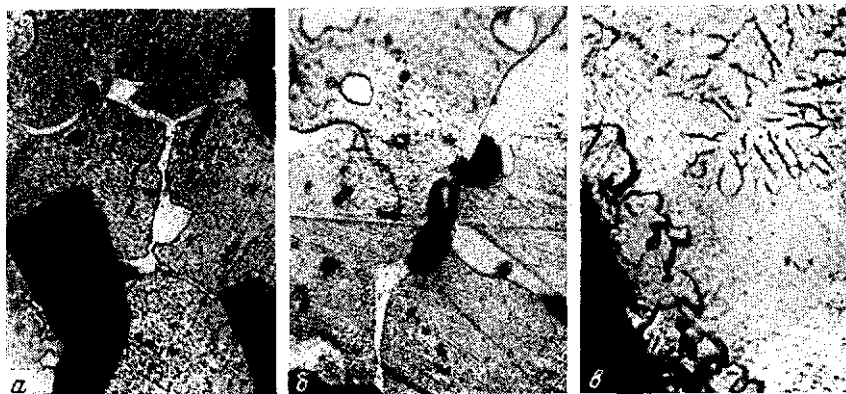
Изменения структуры выделений. Под действием гипергенных процессов первичные структуры золотин осложняются появлением тонких межзерновых прожилков и периферических кайм высокопробного золота. Первоначально эти новообразования были обнаружены в россыпном золоте и рассматривались как продукты изменения золотин в россыпях (Fisher, 1935; Поликарпова, 1941). В начале сороковых годов нам и А. И. Фасталовичу удалось доказать, что изменения, вызывающие появление упомянутых прожилков, начинались в зоне окисления и лишь усиливались после попадания золотин в россыпи. Материалы ряда советских исследователей (Л. А. Николаевой, С. В. Яблоковой и др.) подтвердили эти заключения. В последнее время к аналогичному выводу пришли некоторые американские учёные (Desborough, 1970).

Тонкие прожилковидные обособления высокопробного золота наблюдались нами практически во всех зернистых золотилах из хорошо проработанных зон окисления месторождений Урала, Алдана, Казахстана, Западной Сибири и других областей. А. П. Переляев (1953) и М. Н. Альбов (1960) также заметили их в образцах из уральских месторождений, Л. А. Николаева и Р. П. Бадалова (1970) в месторождениях Ленского района и Узбекистана, И. А. Ротараш (1970) — в Юго-Западном районе Калбы. По-видимому, рассматриваемые гипергенные изменения распространены повсеместно. Признаков их зависимости от состава первичных руд не установлено; замечено лишь, что они наиболее многочисленны в золотилах из полностью окисленных руд.

В шлифах новообразования имеют вид тонких полосок золота, разделяющих соседние зерна того же минерала и отличающиеся от них по цвету (обычно слегка розоватому) и по иной скорости травления. Границы их

резкие, прямолинейные или изогнутые в соответствии с очертаниями межзерновых полостей (фиг. 81, а). Длина «прожилков» достигает 0,1—0,2 мм, толщина их 5—20 мк и менее. Более крупные межзерновые обособления вообще редки. Они обнаружены нами только в трех больших крупнозернистых самородках из Миасского района. На поверхности самородков под бинокулярной лупой наблюдались полосы шириной 0,05—0,08 мм, разделяющие выступы крупных зерен. Полосы выделялись благодаря относительно малой корродированности поверхности и наличию поперечной линейной штриховки (ступенек роста), указывающей на монокристалльное строение участков длиной 0,2—0,4 мм. Общее сходство отмеченных полос (по форме и расположению) с межзерновыми прожилками, наблюдаемыми в шлифах, позволяет относить те и другие к одному типу гипергенных новообразований.

Микроскопические наблюдения показывают, что межзерновые прожилки нередко протягиваются от края до края золотины, причем на ее периферии их толщина заметно уменьшается. «Раздувы» чаще приходится на средние интервалы границы, разделяющей два соседних зерна первичного золота. В участках, где сходятся границы трех зерен, прожилки сохраняют



Фиг. 81. Прожилковидные новообразования гипергенного золота (светлое) по границам зерен первичного золота (серое); черное — цемент полиров, шлифа; травление CrO_3 4- HCl

а — межзерновые прожилки, Алдан; увел. 420; б — то же с изометричными срезами выступов межзерновых прожилков; Ороченский район; увел. 350; в — высокопробное золото по периферии первичной золотины (в ней — реликты дендритовой субструктуры); Апрельково, Забайкалье, увел. 460

свою мощность или выклиниваются. Отдельные прожилки, идущие вдоль границ одного зерна, имеют несколько пережимов и раздувов или образуют угловатые выступы, обычно асимметричные, глубоко вдающиеся в одно из соседних зерен (см. фиг. 81, а). Углы между поверхностями, ограничивающими выступы, неодинаковы, чаще около 90, 60 и 45°, что позволяет предполагать их подчинение кристаллографическим направлениям. Встречаются полигональные включения золота, аналогичного по скорости травления золоту прожилков (фиг. 81, б). Если это срез выступа одного из прожилков, параллельного плоскости шлифа, то такой выступ был, несомненно, ограниченным.

Внутреннее строение рассматриваемых обособлений при минерографических исследованиях выявляется не без трудностей: в связи с мелкими размерами исследуемых участков период их травления оказывается очень коротким и они быстро перетравливаются. При многократном кратковременном травлении (по 15 сек.) разбавленной (50%) царской водкой уда-

валось выявить простые, в единичных случаях полисинтетические, двойники, как правило, параллельные длинной оси прожилков. Границы зерен незаметны, но, судя по положению двойников, они находятся в местах пережимов прожилков; очевидно, что последние представляют собой тончайшие пластинчатые монокристалльные зерна, уплощенные по (111). Л. А. Николаева (1968) описала межзерновое выделение золота, двойники которого служили продолжением двойников соседнего зерна того же минерала, предположив, что прожилки формировались при изменении краевой части одного из смежных первичных зерен. Этому противоречат четкие межфазовые границы, которые прожилки имеют с двух сторон. Внутреннее строение новообразований не всегда зависит от структуры вмещающих агрегатов.

Структуры краевых частей золотин изменены лишь там, где поверхность золота приобрела шагреневый рельеф. Обычно это отдельные пятна и участки более розового цвета, иногда заметные не только в шлифах, но также под лупой. Минеграфические исследования с использованием структурного травления выявляют в них прерывистые зоны трудно растворимого высокопробного золота шириной редко более 5–10 мк. Сплошных оболочек такого золота мы не наблюдали: возможно, что в местах кажущихся перерывов они настолько тонкие, что обычные методы исследований их не выявляют.

Микроскопически видимые «зародыши» высокопробных оболочек расположены вне связи с межзерновыми прожилками, хотя обычно наблюдаются в шлифах, в которых прожилков сравнительно много. Границы их с внутренними частями золотин резкие, неровные; по существу это серии новообразованных зерен размером 1–7 мк, которые врастают в первичные индивиды золота, сохраняющие свойственные им субструктуры (фиг. 81, в).

С развитием высокопробных прожилков и оболочек связано гипергенное облагораживание первичного золота в зонах окисления.

Вторичное (гипергенное) золото в окисленных рудах

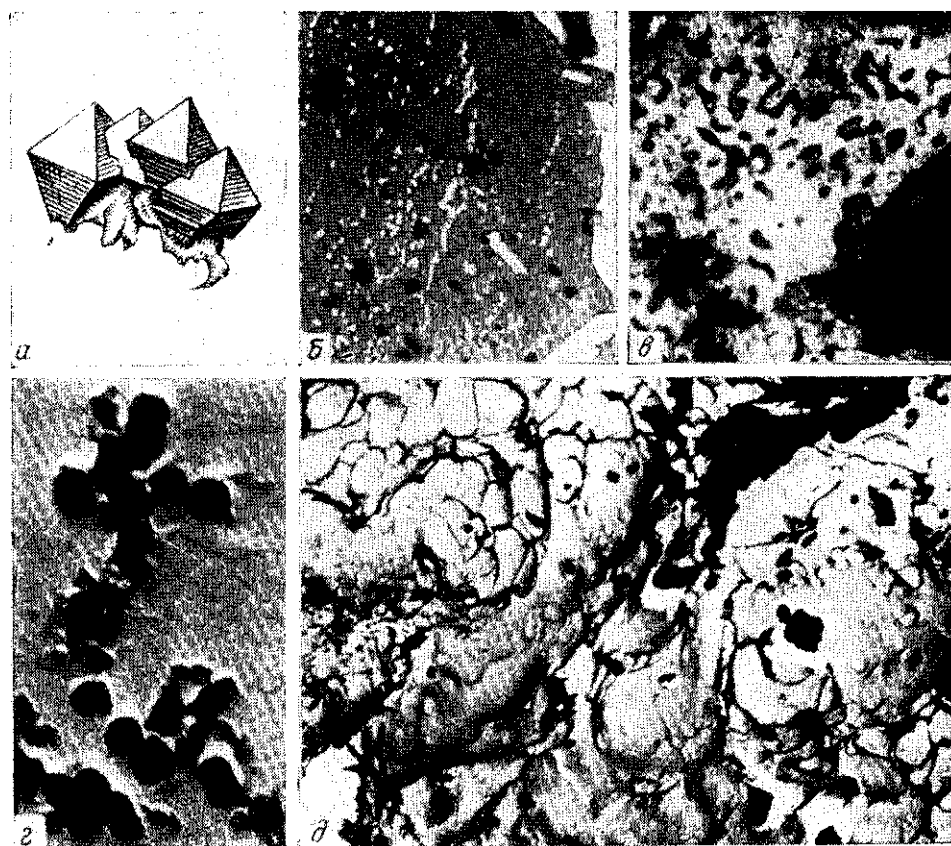
Название «вторичное» целесообразно сохранить лишь для золота, заново отложенного поверхностными водами или являющегося продуктом гипергенного разложения золотосодержащих минералов, в частности, теллуридов. Не связанные непосредственно с этими процессами высокопробные прожилки и оболочки на золотилах именовать «вторичным золотом» не следует.

Во всех известных нам случаях золото с признаками гипергенного образования резко отличалось от золота первичных руд. Вместе с тем особенности его выделений были неодинаковыми в месторождениях существенно сульфидных и сульфидно-кварцевых формаций.

В зонах окисления колчеданных и свинцово-цинковых месторождений формы вторичных выделений золота наиболее изменчивы. Детальные их характеристики даны при изучении Казахстанских месторождений Ф. В. Чухровым (1950), В. В. Аристовым (в кн. Крейтер и др., 1958) и М. М. Бакеновым (1963). В верхних частях зоны окисления Майкаинского месторождения золото в виде тонкой сыпи или извилистых чешуек 3–10 мк толщиной и 0,05–0,4 мм в поперечнике располагается по границам колломорфных слоев бурых железняков, а также по секущим их трещинкам. В пустотах и трещинах дегидратации гидроокислов железа и в ярозитах, наряду с губчатыми частицами золота, встречаются хорошо образованные его кристаллы, обычно октаэдры и их двойниковые сростки (фиг. 82, а), реже кубооктаэдры. Размеры отдельных индивидов до 0,1–0,4 мм, а агрегатов — до 2 мм. В ниже расположенной подзоне кварц-баритовой сыпуч-

ки преобладают мелкие комковидные и губчатые золотины, а кристаллы редки. Гипергенное золото наблюдается в сростаниях с ярозитом, гидроокислами железа, самородной серой, кераргиритом; основная его часть выделялась позднее этих минералов, в меньшей мере — одновременно с ними.

Судя по литературным данным, отмеченные особенности в той или иной мере характерны для гипергенного золота в зонах окисления месторождений существенно-сульфидных руд. Варьируют лишь количественные соотношения и минеральный состав золотоносных ассоциаций (количество ярозита, кераргирита и др.). Не везде встречены кристаллы вторичного золота, для роста которых благоприятны условия зоны частичного выщелачивания. В отличие от кристаллов первичного золота, новообразованные многогранники имеют острые ребра и вершины без признаков их притупления. Наряду с изометричными индивидами изредка встречаются уплощенные по (111). Своеобразные тригональные пластинки золота (до 0,3 мм) наблюдались В. А. Станниковым в древних железных шляпах Присаянья (устные сведения). В отдельных агрегатах гидроокислов железа заключены



Фиг. 82. Формы и структуры выделений гипергенного золота

a — кристаллы в пустотах среди гидрогётита, месторождение Майкаин (Крейтер и др., 1958); увел. 65; *б* — пленки между слоями колломорфного гидрогётита, выделявшегося на первичном золоте (справа); Ленский район; полиров, шлиф, увел. 600; *в* — пористые наросты с округлыми включениями гидрогётита; жилы Ответные; полир, шлиф, увел. 320; *г* — округлые частицы; Куранахское месторождение, суспензия на угольной подложке; увел. 12 000; *д* — сростки с почковидным рельефом поверхности, Куранахское месторождение, целлюлозноугольная реплика; увел. 6000

тончайшие дендриты «вторичного» золота, как правило, плохо образованные. Господствующими в целом являются частицы неправильной формы.

В месторождениях сульфидно-кварцевых руд гипергенное золото располагается на месте разложенных теллуридов, в лимоните, заместившем / золотоносные сульфиды, в метаколлоидных гидроокислах железа и на поверхности первичных золотин.

Золото, обособившееся при разложении содержащих его теллуридов, широко известно по литературе еще с прошлого века. Оно установлено Е. Гуссаком в месторождении Минас Жераис (Бразилия), Т. Риккардом — в полях золото-теллуридной минерализации шт. Колорадо (США), Г. Гувером — в ряде месторождений Австралии и др. Рассматриваемым новообразованиям свойствен темно-желтый до коричневого цвет, почему они получили название «горчичного золота»; агрегаты его землистые, порошковые, моховидные.

Детальное исследование горчичного золота из месторождения Манка на Южном Алтае проведено В. П. Панковым и Ф. В. Чухровым (1962), его выделения возникли при разложении нагиагита. Местами золото об- разует почковидные агрегаты, сопровождающие скопления сажистого ко- веллина и гидроокислов железа. Наблюдаются его присыпки и наросты . на гипогенных частицах золота. Среди землистых скоплений при помощи - электронной микроскопии установлены мельчайшие кристаллики.

Известны находки горчичного золота в полях золото-теллуридной ми- нерализации Западных Карпат (Helke, 1934; Ramdohr, 1960). По предполо- жению С. В. Яблоковой, часть гипергенного золота Куранахского место- рождения в Якутии образовалась при разложении теллуридов.

Золото в зоне гипергенеза тесно связано с гидроокислами железа. Обычно оно в виде тонкой вкрапленности рассеяно в массе охристого или плотного скорлуповатого гидрогётита, а также образует в нем пленки, вклю- чения, губчатые обособления. Генезистакого золота нельзя интерпретировать однозначно; оно может быть остаточным гипогенным, захваченным гидра- тами окислов железа. Вероятно, остаточными являются губчатые скопления золота в окисленных рудах Кочкарского месторождения и волосовидные его кристаллики на месте разложенного айкинита из Березовского рудного поля, считающиеся продуктами гипергенных процессов (Смирнов, 1940). Подобные формы, как можно видеть из приведенных выше описаний, харак- теризуют и первичные выделения самородного металла.

Выяснение генезиса золота требует тщательного анализа взаимоотно- шений реликтовых и новообразованных минералов. Надежным инди- катором гипергенных выделений золота служит их подчинение метакол- лoidalным структурам вмещающих агрегатов гидроокислов железа. Клас- сические почковидные метаколлоидные золото-гидрогётитовые стяжения опи- саны П. Рамдором на месторождениях Денунсио в Уругвае и Квинсленд ' в США (Ramdohr, 1960). В небольших количествах они встречались нами в окисленных рудах и в россыпях Южного Урала, Якутии и других областей. В образцах из Ленского района были замечены мельчайшие изометричные t и чешуйчатые частицы золота, расположенные вдоль колломорфных слоев корочки гидрогётита, образованной на поверхности более крупной золо- тины (фиг. 82, б). Вдали от последней гипергенные новообразования золота . исчезали. Возможно, что у поверхности первичных золотин создавались ^ условия, благоприятные для соосаждения золота и водных окислов железа. . Изометричные вкрапления гипергенного золота измеряются долями мил- лиметра, нередко их размеры приближаются к коллоидным (доли микро- на), чешуйки — редко больше 1 мм подлине при толщине в несколько мик- ронов.

В. Ф. Гуреев и Е. А. Зверева (1971) на рудных полях Узбекистана наблюдали вторичное золото, формы и расположение частиц которого зависели от степени окисления руд: в плотном гидрогётите, образующем псевдоморфозы по золотоносному арсенопириту, вначале появлялись мельчайшие зерна золота. Там, где развивались более поздние гётит-гидрогётитовые агрегаты, золото выполняло в них трещины дегидратации с образованием тончайших, иногда радиальных прожилков.

В окисленных рудах месторождения Лебедино на Алдане и отдельных жил в южной части Енисейского кряжа отмечаются весьма характерные ячеистые (петельчатые) структуры гипергенных выделений золота, создаваемые обильными включениями гидроокислов железа. Такие включения (сотые доли миллиметра) распределены почти равномерно, составляя от 5—10 до 30% объема агрегатов. Форма их то изометричная и округлая, то вытянутая червеобразная с причудливыми изгибами; пористость вторичного золота обусловлена их выщелачиванием (фиг. 82, в). Структуры сростаний резко отличны от свойственных первичному золоту и настолько специфичны, что могут считаться прямым показателем гипергенной природы выделений золота. Они наблюдались на ряде месторождений Франции, стран Африки (Machairas, 1967) и в других областях.

Известно одно рудное поле — Куранахское, где гипергенное золото в тесных сростаниях с гидрогётитом является господствующим. Приведем его описание, в основном по материалам С. В. Яблоковой (1968), с учетом данных нашего изучения отдельных образцов. Средние размеры рассматриваемых частиц 0,6 мк. Около 5% золота представлено скоплениями величиной до 1 мм, изредка — до 15 мм. Каждое скопление состоит из мельчайших плохо скрепленных друг с другом зерен, легко распадающихся при слабых механических воздействиях («хрупкое золото»). Своеобразны петельчатые сростания золота с гидроокислами железа и эмульсиевидные вкрапления последних в золоте, подобные отмеченным в образцах из жил Ответных (см. фиг. 82, в). При помощи электронного микроскопа в суспензии, полученной при раздавливании «хрупких» золотин, после удаления гидроокислов железа (промыванием HCl) наблюдались дезинтегрированные частицы золота сравнительно постоянной величины 0,2—0,7 мк, чаще 0,5 мк (фиг. 82, г). Более крупные золотины, судя по электронномикроскопическим снимкам, являются агрегатами мелких, но местами зерна почти сливаются и их границы имеют вид неглубоких ложбинок.

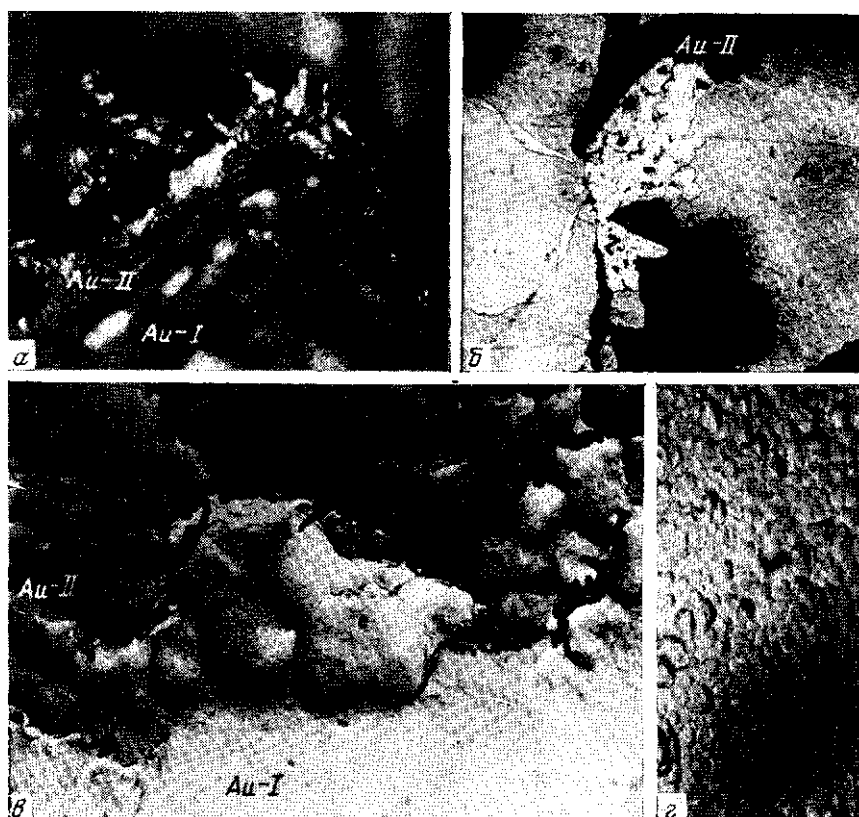
Характерен микропочковидный рельеф поверхности золотин, причем каждая «почка» размером 3—10 мк покрыта более мелкими почками величиной 0,5 мк и менее (фиг. 82, <5). Контурные выступы полусферические, нередко полигональные. Эти особенности могут рассматриваться как показатели первоначального отложения гелей золота с последующей их раскристаллизацией. Образование необычно крупных скоплений коллоидного золота могло быть следствием массовой коагуляции золотоносных гелей окислов железа на границе карбонатных толщ пород (см. описание геологии месторождений).

Особого рассмотрения заслуживают гипергенные новообразования золота на поверхности его первичных зерен и агрегатов. Они наблюдались нами при изучении многих золотин и самородков из месторождений Урала (Невьянское, Березовское, Кочкарское), Казахстана (Степняк), Алтая (Змеиногорское), Западного Узбекистана (район Тамды-Тау), Забайкалья (Ключевское). Во всех случаях они были значительно более мелкими, чем выделения первичного золота (редко более 0,01—0,2 мм), общее их количество весьма невелико.

Форма и структура наростов золота разнообразны. На обломках Тыелгинских самородков мы видели тонкие (5—10 мк толщиной) пятнообраз-

ные корочки из плохо образованных кристалликов, вытянутых поперечно к обрастаемой поверхности (фиг. 83, *а*). Значительно чаще встречаются мелкие бугорки и губчатые комочки вторичного золота, не всегда легко распознаваемого по внешнему виду. На разрезах выявляются их тонко-ячеистые структуры и мелкие включения гидрогётита (фиг. 83, *б*). «Новое» золото охотно образуется на «зародышах» высокопробной периферической оболочки золотин, границы их не всегда отчетливы.

Наиболее распространенными формами новообразований являются тончайшие микропочковидные пленки на поверхности «старого» золота (фиг. 83, *в, г*). В электронномикроскопических препаратах прослежены четкие границы таких пленок с ровной или ячеистой поверхностью первичных золотин (фиг. 83, *в*). Размеры почек 0,3—1 мк. Границы между ними декорированы частицами гидрогётита. Пленки наблюдались на золотилах из месторождений Лебединого на Алдане, Балецкого в Забайкалье, Степняк в Казахстане, Непряхинского на Урале, жил Ответных на Енисейском кряже, т. е. в зонах окисления руд практически всех формаций. Их особенности согласуются с представлениями об участии коллоидных процессов в гипергенной перегруппировке золота. Прослеживаются все переходы от почти



Фиг. 83. Наросты гипергенного золота (Au-II) на первичном (Au-I)

а — каймы удлинённых кристалликов, фрагмент Тьелгинского самородка; увел. 100; *б* — губчатые выделения между зёрнами первичного золота, Непряхинское месторождение, полиров, шлиф, протравленный царской водкой, увел. 290; *в* — корочка с почковидной поверхностью; Балец; целлюлозно-угольная реплика, увел. 10 000; *г* — такая же корочка на золотине из месторождения Лебединого; увел. 1000

полностью округлых «почек» золота к полигональным монокристалльным выступам.

Внутренние структуры новообразований золота впервые были изучены А. И. Фасталовичем и нами в 1940—1941 гг. Осторожное травление усиливало почковидный рельеф упомянутых выше пленок (фиг. 83, з). В пределах более крупных наростов вторичного золота выявлялась характерная мелкозернистая структура (размер зерен 3—20 мк), резко отличная от структуры первичного золота (индивиды 0,1—1,7 мм) и высокопробных прожилков. Формы зерен изометричные, сечения в шлифах нередко прямоугольные, что указывает на октаэдрическую и кубооктаэдрическую формы индивидов. Развита полисинтетическая двойники прорастания; в агрегатах первичного золота такие двойники немногочисленны и в основном простые.

О составе гипергенного золота известно мало. Обычно считается, что оно более высокопробное, чем первичное. Результаты определений при помощи электронного микронзонда и измерений отражательной способности минерала (Machairas, 1967) показали, что содержание серебра в новообразованном золоте непостоянно: минимально — в кристаллах (не более 1,5%) и очень изменчиво — в корочках и чешуйках (0,7—22,3%). В гипергенном золоте из Куранахского месторождения содержится 8,0—9,3% Ag, однако на некоторых золотилах имеются каймы с 23% Ag (Яблокова, 1968).

Данные количественного рентгеноспектрального анализа образцов из кварцево-баритовых агрегатов зоны окисления Гайского месторождения свидетельствуют о неоднородности состава гипергенного золота. Среднее содержание серебра в нем — 8%, а у краев золотилов — 12,4 и 22,9%. Очевидно, представления о высокопробном вторичном золоте несколько упрощены; можно говорить лишь об общей тенденции его очищения от примесей в зоне гипергенеза. Интересно, что на поздних стадиях переотложения золота происходит своего рода инверсия процесса и роль примесей серебра несколько возрастает; причина этого не выяснена. С. В. Яблокова обнаружила тонкую пятнистость куранахского гипергенного золота — подобие эмульсионных или петельчатых структур распада.

Количества гипергенного золота в окисленных сульфидно-кварцевых рудах почти во всех случаях, когда имела возможность приближенной их оценки, были незначительными, а в месторождениях малосульфидных руд — ничтожно малыми. Они возрастали лишь в зонах окисления тех умеренносульфидных месторождений, в которых большая часть золота представлена ультрамелкими вкраплениями в сульфидах, мало затронутыми процессами интратрудной перегруппировки.

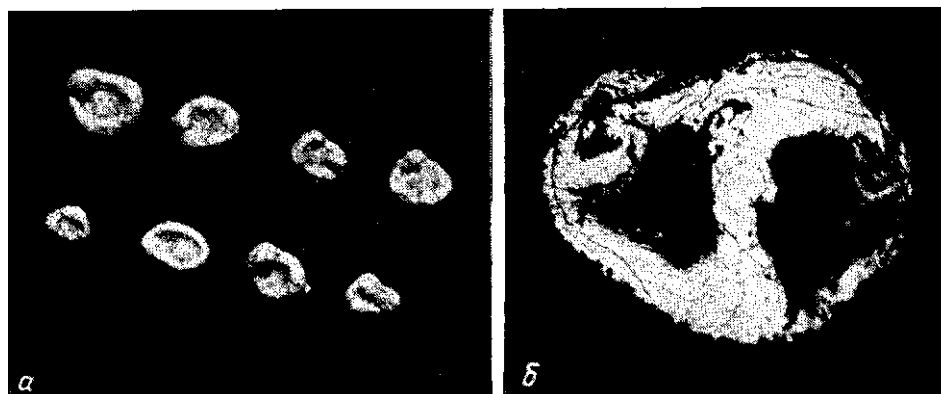
Перемещение золота в зоне гипергенеза, по-видимому, было относительно небольшим. Даже в условиях, наиболее благоприятных для гипергенной миграции золота, например, в рудных полях Западного Узбекистана, при длительном формировании коры выветривания в теплом влажном климате (Хусунбаев, Нурултаев, 1963) и господстве тонкодисперсного золота, связанного с сульфидами, золото удалялось от «материнских» участков не более чем на несколько десятков сантиметров (Гуреев, Зверева, 1971). При таком перемещении гипергенное золото могло создавать новые сколь угодно крупные концентрации лишь в исключительных случаях.

Приведенные данные согласуются с представлениями С. С. Смирнова, В. М. Крейтера и других ученых о незначительной роли вторичного обогащения месторождений золото-сульфидно-кварцевых формаций. Они также свидетельствуют о том, что в зоне гипергенеза не образовывались сколь угодно крупные самородки золота.

Гипергенное золото в корах выветривания и его современные выделения

Сведения о золотоносности продуктов выветривания пород многочисленны, но характеристики форм нахождения в них золота единичны. Предполагается, что золото в выветрелых породах присутствует преимущественно в состоянии коллоидно-дисперсного рассеяния (Вернадский, 1922). Наряду с коллоидной отмечаются солевая и кристаллическая формы его нахождения в гипергенном материале (Новиков, 1971). В современных илах Ундино-Даинского района в Забайкалье до 80% золота связано с фульвокислотами и гуминовыми соединениями (Коротаева, 1971).

Породы в корах выветривания нередко обогащены остаточным золотом (на порядок и выше) вследствие выноса петрогенных элементов (Lesure, 1971). Вместе с тем нередко наблюдаются признаки гипергенного перераспределения золота и его аккумуляции. Известны вторичные ореолы рассеяния золота над зонами гидротермальной минерализации и над породами, повышенная золотоносность которых связана с седиментацией или метаморфизмом.



Фиг. 84. Тороидальное золото из Лено-Анабарского междуречья

a — внешний вид золотин: увел. 50; *б* — их внутренняя структура; полиров, шлиф, протравленный царской водкой; увел. 400 (фото С. В. Яблоновой)

И. С. Рожков и его соавторы (1971) установили, что в коре выветривания древних золотоносных метаморфических пород района Кривого Рога золото преимущественно тонкодисперсное. Изредка встречаются мелкие золотины, возможно, остаточные.

Интересны данные Б. Р. Шпунта (1970) и С. В. Яблоковой (1972), обнаруживших и описавших относительно крупные гипергенные золотины из района Лено-Анабарского прогиба. Золотоносными являются отложения современных рек и миоцен-верхнечетвертичные галечники, расположенные в областях размыва площадной коры выветривания докембрийских терригенных толщ. Последние, по мнению упомянутых исследователей, служили источниками золота. Примечательны оригинальные формы золотин и удивительно однообразные их размеры — 0,10 до 0,12 мм. На 60% и более они представлены сильно округленными частицами — «дробинками» и «лепешками», с утолщениями в виде периферических валиков шириной и высотой 0,02—0,05 мм. С двух сторон у них имеется подобие вмятин (фиг. 84, *a*). Такие формы названы «тороидальными» (бубликовидными). Мелкие и крупные включения гидроокислов железа в золоте указывают

на его гипергенную природу. Высказывались предположения о связи отмеченной формы со скелетным ростом кристаллов, с нарастандем на краях первичных золотинок ободков коллоидного золота (Шпунт, 1970) и с деформацией — «свертыванием» — плоских чешуек (Трушков и др., 1970).

Для решения вопроса важен тот факт, что в центральных частях золотинок обычно находятся одна-две крупные округлые или угловатые полости, занимающие от 20 до 70% объема исследуемых частиц; обычно они заполнены темной массой гидроокислов железа с примесью корродированных обломков кварца (фиг. 84, б). Соседние полости разделены довольно толстыми (0,01—0,02 мм) перегородками из золота.

В изучавшихся нами образцах из коллекции С. В. Яблоковой изометричные скопления бурого железистого вещества покрыты относительно тонкими скорлуповатыми оболочками золота. Нередко такие оболочки асимметричны, месяцевидно утолщены у одного края золотины и утоняются или даже прерываются у противоположного. В местах прерывов скорлупки золота расщеплены и включают тонкие прослойки гидрогетита. Возникло предположение, что рассматриваемые сростки являются продуктами избирательного осаждения золота на поверхности мелких сгустков какого-то вещества — сильного осадителя. Таким веществом мог быть коллоидный гидрат окиси железа или органический углерод. Эта мысль была развита С. В. Яблоковой (1972), выполнившей ряд проверочных исследований. Присутствие углерода в ядрах золотинок (около 0,01%) было подтверждено эмиссионным спектральным анализом. Консультации палеонтологов З. А. Журавлевой и Н. Н. Корольюк позволили заметить сходство золотинок по форме и размерам с органическими образованиями, обнаруженными в верхнепротерозойских породах Сибирской платформы. По С. В. Яблоковой, золото могло осаждаться (при формировании и диагенетических изменениях терригенных пород или при их выветривании) на древних железистых конкрециях. Вероятно, возникновение таких конкреций и осаждение золота были сближены во времени: сравнительно толстые оболочки золота могли возникнуть как следствие выпадения его гелей на свежесаждаемых коллоидных «сгустках» гидратов окислов железа (частью совместно с ними).

О длительности пребывания золотинок в коре выветривания свидетельствует развитие межзерновых прожилков высокопробных оболочек и наростов на них. Различными количествами таких новообразований С. В. Яблокова склонна объяснить непостоянство пробы золота (50% золотинок имеют пробу 880—900, 40% — 840—860, 10% — 710—720). Однако возможна и первичная неоднородность минерала, обусловленная непостоянством окислительно-восстановительных условий (меняющееся содержание органического углерода в железистых стяжениях).

Распространение охарактеризованных золотинок не ограничивается Лено-Анабарским междуречьем; такие золотины обнаружены В. И. Тимофеевым (1968) в Якутии в участках выступов докембрийского фундамента. Возможно их наличие и в других аналогичных по геологическому строению районах.

Значение кор выветривания золотоносных пород для концентрации золота определяется возможностью сосредоточения в них веществ, активно сорбирующих металл из растворов. Наличие сгустков железистого и особенно углеродистого вещества, реликтового или новообразованного, должно привлекать внимание геологов-поисковиков. Вместе с тем следует учитывать, что такие сорбенты, как глинистые минералы, часто являются породообразующими, и их влияние может приводить к рассеянию золота в коре выветривания. Важно было бы провести общую ревизию золотоносности древних кор выветривания и аурометрическое картирование их отдельных площадей, что могло бы служить целям прогнозных оценок золотоносных районов.

Растворение, миграция и отложение гипергенного золота происходит и в настоящее время. Современные новообразования золота наблюдались еще в прошлом веке Дж., Филлипсом в виде наростов на корках пирита, покрывавших деревянную крепь старых рудников Австралии. Сведения о них приводятся в трудах Э. Дана, В. И. Вернадского и других ученых. По М. Н. Альбову (1960), в железистых натечках, образовавшихся на крепи выработок Кочкарского рудника, встречались мелкие (20—200 *мк*) неправильной формы золотины и кубооктаэдры золота, но они представляли в основном остаточное первичное золото, переносившееся рудничными водами во взвешенном состоянии. Вероятно, аналогичный характер имеют мельчайшие частицы самородного металла в глинистом веществе, покрывающем стенки горных выработок Балейского рудного поля и других **рудников**

Глава вторая

ИЗМЕНЕНИЯ ЗОЛОТА В РОССЫПЯХ

Степень сохранения в россыпях первичных особенностей рудного золота

Данные о формах, строении и составе золотин и самородков из рыхлых отложений служат основой современных представлений о кластической природе и источниках россыпного золота. Не вызывает сомнений, что главная масса золота поступала в россыпи из рудных месторождений, сохраняя свои первичные особенности. Вместе с тем под влиянием механических и химических воздействий в россыпях золото испытывало существенные изменения, признаки которых являются важнейшими показателями генезиса россыпных месторождений. В небольших количествах в рыхлых толщах возникали местные новообразования золота. Таким образом, в россыпях, как и в зонах окисления руд, присутствует золото: первичное, частично измененное первичное и новообразованное.

К первичным чертам самородного золота должны быть отнесены основные особенности его химического состава. При металлогенических построениях геологическая обособленность районов, россыпи которых закономерно различаются по пробе золота, рассматривается как доказательство распространения в таких районах месторождений определенных формаций. В зонах развития малоглубинного оруденения (Охотско-Чаунский пояс, Кураминская зона и др.) проба золота в россыпях 600—700, а в областях распространения глубинных месторождений (Ленская, Енисейская, Западно-Чукотская и др.) господствует высокопробное золото. В районах среднеглубинных месторождений россыпи содержат золото, проба которого варьирует в пределах 700—850, чаще около 800—850.

Пестрота состава самородного золота в одних и тех же аллювиальных отложениях является возможным показателем существования генетически разнотипных источников питания россыпей. Примером служат россыпи Чукотки, в которых аккумуляровано золото разного состава и, по-видимому, разного возраста; по данным С. Ф. Лугова (1962), проба золота из юрских рудных жил 900—985, меловых 800—900, а из более молодых — 550—800. В Ниманском районе, по Г. П. Воляровичу и С. С. Николаеву (1967), наиболее высокопробное золото (проба 930) поступало в россыпи из домезозойских месторождений, а более низкопробное (790—650) — из мезозойских. Такие примеры многочисленны.

В меньшей мере охарактеризована степень сохранения золотом первичных малых примесей. Имеющиеся данные позволяют считать, что их содержание почти не меняется; в россыпном золоте обнаруживаются повышенные концентрации тех примесей, которые свойственны рудному золоту соответствующих областей. Это относится к меди (районы Южного Урала, остров Борнео и др.), висмуту (Забайкалье), свинцу и цинку (восточные районы

СССР, Енисейский край), ртути (Охотско-Чукотский пояс, Западный Узбекистан), вольфраму (Западная Чукотка) и др.

Для полной характеристики рассматриваемых особенностей золота необходимы специальные исследования. Различия методов определения примесей в золоте и в известной мере случайный отбор образцов, а также высокая степень загрязнения анализированных частиц из россыпей затрудняют обобщение литературных материалов. Вместе с тем они достаточно надежно показывают, что региональная специфика состава россыпного золота может рассматриваться как один из чувствительных индикаторов геохимических особенностей золотоносных областей. К аналогичному выводу ранее пришли Г. Уорен и Р. Томпсон, сравнивая состав золота из различных районов США и Канады (Warren, Thompson, 1944).

Большое значение имеют реликтовые формы и структуры золотинок. Обычно в россыпях, даже тех, в которых преобладает хорошо окатанное золото, можно найти некоторое количество золотинок со следами первичных морфолого-структурных особенностей, в том числе отпечатков различных минералов (см. фиг. 70). Сохранение этих особенностей золотом при его мягкости и легкой истираемости кажется парадоксальным, но оно является естественным следствием ряда причин: а) вязкость и ковкость золота исключают дробление его кристаллов и агрегатов с полным исчезновением следов их первоначальной формы; б) истирание и окатывание сказываются главным образом на выступающих частях золотинок, тогда как в углублениях еще долго остаются первичные неровности их рельефа; в) торцовые поверхности плоских золотинок деформируются относительно мало и их контуры обычно отвечают ранее существовавшим лишь несколько сглаженным границам выделений золота; г) наряду с отпрепарированными частицами в россыпи в большом количестве попадают обломки кварца с включением золота; постепенное их разрушение освобождает золотины с присущей им формой, в то время как основная масса частиц самородного металла уже подверглась существенной деформации. Последнее обстоятельство особенно важно при анализе фактов сонахождения в разной степени окатанных частиц золота, не всегда свидетельствующих о множественности источников питания россыпей. Остановимся на его характеристике.

Освобождение золотинок и самородков от остатков ранее вмещавших их минеральных агрегатов, как известно, зависит от скорости перемещения кластического материала в россыпях, его крупности и твердости, длительности миграции, повторяемости перебива и т. д. (Билибин, 1938). Очевидно также, что препарирование частиц золота облегчалось в тех случаях, когда содержащие их руды были деформированы и подверглись гипергенному изменению. Высокая степень отпрепарированности золота в россыпях может служить одним из показателей его поступления из хорошо проработанных зон окисления рудных месторождений или из делювия. Это обычный путь россыпеобразования (Нифонтов, 1937; Рожков, 1968), особенно в областях развития древних кор выветривания (Урал, Центральное и Восточное Забайкалье, Северо-Восток СССР и некоторые другие золотоносные провинции).

В дополнение к отмеченным общим положениям укажем на значение деформации золотоносного кварца и прочности его контактов с самородным золотом. Гранулированные агрегаты кварца разрушаются медленнее, чем трещиноватые, и включения из них освобождаются труднее, поэтому мелкоямчатый рельеф поверхности золотинок (отпечатки сколов гранулированного кварца) свидетельствует о большей интенсивности (или длительности) препарирования, чем обычные формы отпечатков трещин на золотишках.

Интраминерализационное выщелачивание и перекристаллизация кварца на границе с золотом, как правило, резко ослабляют прочность контактов

этих минералов; при этом из кварца легко освобождаются даже тонкие извилистые прожилки золота. Поскольку с упомянутыми явлениями нередко связано локальное обогащение руд крупным золотом, следы их влияния, распознаваемые по характеру поверхности золотинок, должны учитываться при определении коренных источников питания россыпей.

Доказательством сохранения первичных форм и структур золотинок и самородков в рыхлых отложениях является их зависимость от типа оруденения, развитого в *пределах каждого конкретного района*. Во всех россыпях, расположенных в рудных провинциях с господствующим глубинным мало-сульфидным оруденением, таких, как Енисейский край, Ленский район, Западная Чукотка, Баргузин и другие, золото обладает всеми характерными для подобных месторождений морфологическими особенностями. Это грубо комковидные (угловатые), пластинчатые и чешуйчатые частицы, в деталях форм которых легко угадываются очертания золотовмещающих полостей, а на поверхности заметны признаки отпечатков поперечных трещин. Значительно реже встречаются ячеистые формы, обычно с крупными угловатыми пустотами от выкрошившихся обломков кварца. Мелкоячеистые выделения нехарактерны. Кристаллы очень редки и представлены изометричными октаэдрами и кубами. Строение золотинок преимущественно грубозернистое, полностью сходное с таковым для рудного золота тех же районов (ровные границы зерен, структуры вставания одних зерен в другие, простые двойники и др.).

В районах распространения среднеглубинного оруденения россыпи содержат золотины различной формы; наряду с трещинными пластинчатыми и комковидными нередко ячеистые (в россыпях — пористые, ноздреватые) золотины, гемиидиоморфные частицы и выделения смешанных форм (Алдан, Забайкалье, Южный Урал и др.). Развита простые и сложные кристаллы, их друзы и дендритные сростки, подобные наблюдаемым в коренных месторождениях тех же районов. Строение частиц золота от зернистого до грубодендритовидного.

В россыпях близ полей развития убогосульфидной «эпиптермальной» волотой минерализации встречаются мелкие, часто тонкогубчатые золотины, представляющие собой отпрепарированные сростки интерстициальных выделений золота. Такие сростки обычны в золотоносном аллювии Балейского района, Нижнего Приамурья, Восточного Узбекистана и других областей распространения малоглубинного оруденения. Для россыпей некоторых районов Нижнего Приамурья характерно обилие кристаллов золота и их друз, как и в зонах прожилковой и вкрапленной минерализации этих районов. Минераграфические исследования выявляют в них те же структуры: зональность роста, первичную неоднородность зерен, дендритную и мозаичную субструктуры. Наблюдения, подтверждающие однотипность форм и структур золотинок в россыпях и в близко расположенных рудных полях, весьма многочисленны.

Сортированность по размерам частиц и скоплений золота

Гранулометрические особенности золота в каждом участке россыпи определяются, с одной стороны, исходными величинами частиц золота, поступавших в данную россыпь, а с другой — динамической сортировкой кластического материала, зависящей от условий его транспортировки и аккумуляции. Относительно мало сказываются явления диспергирования золота (распадение сростков, истирание) и возникновение его новообразований в россыпях. О сохранении первоначальных размеров выделений золота

свидетельствует их зависимость от источника питания россыпей: в районах развития существенно сульфидного оруденения рыхлые отложения рек и ручьев не содержат сколько-нибудь крупных золотинок, тогда как в областях,, в которых господствует золото-кварцевая минерализация, россыпи характеризуются широким диапазоном величин частиц и скоплений золота, от мелких до гигантских.

Приводимые ниже данные относятся в основном к золоту, поступавшему в рыхлые отложения из месторождений сульфидно-кварцевых формаций.

В большинстве россыпей главная масса золота представлена частицами величиной 0,5—4 мм (Синюгина и др., 1967). По мере удаления от источников питания в каждой россыпи крупность золота уменьшается. Ю. А. Билибин (1938) выделял «головную часть» россыпи с преобладанием относительно крупных золотинок и «хвостовую», где сосредоточено более мелкое золото. По данным последних лет (Синюгина, Лапин, 1967), соотношения длин этих частей для разных россыпей неодинаковы: от 7 : 9 по р. Агда-Олга до 1 : 10 по р. Мурожная и др. Появление в хвостовых частях россыпей золотинок необычно больших размеров свидетельствует о дополнительных источниках их питания.

Наиболее крупное золото накапливается около коренных разрушающихся месторождений. М. Н. Альбов (1960) на примере южноуральских месторождений показал, что кустовые скопления самородков в рудных телах сменяются также кустовой их группировкой в близрасположенных россыпях. Относительно малое перемещение крупного золота подтверждается материалами изучения россыпей Яно-Колымского золотоносного пояса (Шило, 1970). Восточного Забайкалья (Фишер, 1970), Горной Шории (Шербаков, 1967) и др. Россыпи, содержащие золотые самородки, сопровождают поля развития малосульфидного и умеренносульфидного оруденения (формации больших и средних глубин) на Урале, Алтае, в Западной Сибири, на Енисейском кряже, в Ленском и многих других районах.

Особый интерес представляет поведение в россыпях очень мелкого золота; в связи с гидрофобными свойствами поверхности его мелкие чешуйки становятся «плавучими» и в огромных количествах переносятся водными потоками, практически на неограниченные расстояния. В областях, где проявлялась деятельность ледников, оно встречается за сотни и даже тысячи километров от мест первоначального нахождения (Вернадский, 1922).

Максимальные размеры плоских плавучих частиц золота достигают 0,1 мм, минимальные приближаются к коллоидным. Некоторое количество золота задерживается на дне водотоков в глинистом веществе. По данным Е. Я. Синюгиной, золото нередко присутствует по всей массе аллювиальных отложений. Обычно оно накапливается в низовьях речных долин, на косах, отмелях, островах, повторно обогащая их после ежегодных паводков. Известны случаи, когда после такого обогащения из россыпей восточных районов СССР извлекалось по несколько пудов металла (Таежник, 1935).

Подавляющая часть тонкого золота безвозвратно теряется, что уже давно волнует исследователей и разведчиков. В. В. Сыроватских (1970) подсчитал, что в россыпях Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Салаира в Западной Сибири осталось менее половины золота, вынесенного из рудных полей. Еще большую величину природных потерь называет Л. В. Фирсов (1969), характеризуя крупность золота в россыпях Яно-Колымского края, до 95% от исходного количества металла. Много плавучего золота отмечается в водах р. Вилюя и ее притоков (Тимофеев, 1968), а также в некоторых реках Забайкалья (Фишер, 1970). Большая масса золота мигрирует в виде коллоидных частиц (Goni, Guillemin, 1967).

Сортировка кластического материала и вынос тонкого золота приводят к тому, что средние размеры золотинок в россыпях, как правило, больше, чем.

в коренных месторождениях того же района. Возрастание доли относительно крупного золота в общей массе металла представляет характерный показатель, который можно было бы именовать коэффициентом укрупнения золота в россыпях; он может определяться как отношение (в вес.%) доли крупного золота в россыпи к таковой доле в коренном месторождении. Рассматриваемый коэффициент относительно велик в россыпях, расположенных в полях развития умеренносulfидного золотого оруденения. Так, например, в Дарасунском районе (Забайкалье) золотины размером менее 0,1 мм составляют 70% золота коренного месторождения и всего 10% золота в связанных с ним россыпях; в последних преобладают (до 60%), золотины размером 0,2—0,8 мм, тогда как в исходных рудах на их долю приходится всего 5% золота (Шер, 1968). Коэффициент укрупнения здесь равен 7. В россыпях Кызылкумского района, по данным А. И. Григорьевой (1968), 75% золотин имеют размеры 0,2—1 мм, а 25% — более мелкие; в коренном месторождении этого района 85% частиц золота имеют величину 0,1—0,05 мм и менее. Коэффициент укрупнения золота в россыпях в этом случае 3,4. По расчетам А. И. Григорьевой, в россыпях осталось не более 5—10% от общего количества золота, вынесенного из коренных месторождений; остальная его часть была рассеяна на площади предгорной равнины, до 15—16 км от коренных месторождений.

Приведенные примеры указывают на существенные различия характеризующего коэффициента в разных золотоносных районах, что отражает не только неодинаковую крупность выделений золота в эндогенных рудах, но и региональную специфику процессов его аккумуляции в россыпях.

Количество работ, содержащих гранулометрические данные о россыпном золоте, весьма велико; упомянем лишь некоторые из них. При изучении россыпей Яно-Колымского пояса Н. К. Разумовский (1939) показал, что распределение в них золотин разной крупности подчиняется логнормальному закону. Н. А. Шило (1970) установил конкретные зависимости такого распределения от уклона русла рек. В некоторых областях выявлены резкие различия размеров золотин даже в близко расположенных россыпях. Например, в отдельных россыпях Западной Чукотки средняя величина золотин 4,7 мм и часты самородки до 5—6 кг весом, а в других россыпях преобладают золотины величиной около 1 мм и самородки не встречаются (Лугов, 1962).

В Ленском районе золото террасовых отложений на 20% мельче и лучше отсортировано, чем в соседних россыпях по тальвегу той же долины; россыпи с крупным золотом, как правило, богаче, чем содержащие только мелкие золотины; понижение сортированности золота может служить надежным показателем близости коренных источников питания россыпей (Поляницын, 1969).

В целом гранулометрические особенности россыпного золота устойчивы в пределах одного района и неодинаковы в разных областях (табл. 18).

Морфологические изменения

Искажения первичных форм золотин и самородков в россыпях обусловлены в основном следующими взаимосвязанными процессами: 1) окатыванием и обматыванием выступающих частей; 2) истиранием поверхности; 3) последующими (повторными) деформациями окатанных и истертых частиц; 4) коррозией золота.

Окатывание. Под действием ударов и трения кластического материала выступающие части золотин изгибаются, затем прижимаются к поверхности. При высокой степени окатывания они расплющиваются, утончаются и

Таблица 18

**Гранулометрическая характеристика [золота из россыпей
разных золотоносных областей (по А. В. Поляницину, 1969)]**

Район	Средний размер золотин (мм)	Степень сортированности частиц (лог. ед.)	Доля золотин весом 1 мм
Ленский	3,5	0,33	3,9
Бассейн Колымы	1,94	0,43	4,8
Приамурье	0,80	0,30	2,1
Забайкалье	0,55	0,32	5,59

и приклепываются, приобретая вид малоразличимых частей золотин и самородков. Результатом является упрощение форм частиц и скоплений золота, их округление.

Степень окатывания нередко рассматривается как показатель дальности переноса золота (Яворовский, 1900; Билибин, 1938), однако она отражает влияние ряда факторов. При одних и тех же расстояниях до коренных источников более окатанными оказываются золотины сложных форм, с тонкими ответвлениями и выступами, а также легко сминающиеся каркасные и скелетные сростки. Наименее деформируются компактные «комки» и изометричные кристаллы золота. Недостаточный учет таких различий приводит к тому, что хорошо выраженные гранные формы нередко принимаются за признак роста кристаллов золота в россыпях. Вместе с тем детальные наблюдения позволяют убедиться, что поверхности кристаллов золота несут такие же следы коррозии и истирания, как и золотины других форм.

Окатывание золота зависит и от состава кластического материала: при обилии кварцевых галек и глыб однотипные по форме частицы золота окатываются более окатанными, чем при глинисто-песчаном составе золотосного пласта.

Анализ рассматриваемых изменений уже давно привел исследователей к выводу о необходимости различать степень окатанности золота. П. К. Яворовский (1900) выделял частицы «почти не обтертые», в основном из элювиальных россыпей, и смешанных форм (от неистертых до плавучих), свойственные россыпям на чуждом плотике, при большом горизонтальном переносе золота. Э. Данн (Dunn, 1928) различал золото слабо окатанное и хорошо окатанное. Важность оценки степени окатывания и истирания золотин подчеркивали Ю. А. Билибин, Р. В. Нифонтов и другие ученые.

В нашей ранней работе выделялись четыре группы золотин: неокатанные или почти неокатанные, полуокатанные (среднеокатанные), хорошо окатанные и совершенно окатанные. Для массовой документации россыпного золота такое деление, по-видимому, достаточно. При детальных исследованиях может быть применена шестибальная система:

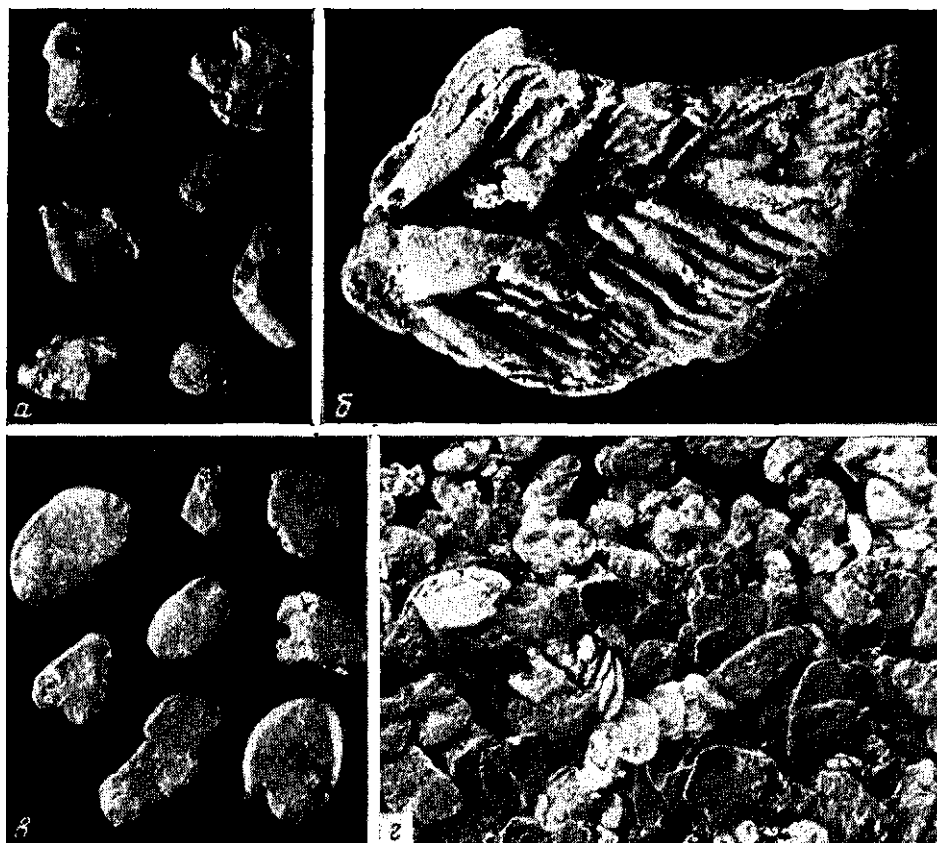
1 балл — почти неокатанные золотины, у которых лишь притуплены острые концы выступов и изогнуты наиболее тонкие ответвления. Подобными признаками обладает золото многих делювиальных россыпей, в частности, р. Хомолхо в Ленском районе (см. фиг. 32, **в**), ключа Васильевского в южной части Енисейского кряжа и др. Нередко сохраняются сростки золота с различными минералами руд и пород.

2 балла — слабоокатанные частицы золота, с округлением угловатых выступов, вершин и ребер кристаллов; сохраняются широкие выступы, но тонкие ответвления прижаты к поверхности золотин и самородков; слегка сглажены края углублений. Слабоокатанное золото встречается в россыпях

различных типов — от элювиальных (совместное почти неокатанными частицами) до аллювиальных, в которых появление такого золота связано с разрушением золотосодержащих галек пород и руд. В тех случаях, когда отдельные участки одних и тех же золотинок характеризуются резко различной степенью округления, следует выделять особую группу — частично окатанных золотинок — с условной оценкой степени деформации в 3 балла.

4 балла — /полуокатанные частицы, представляющие, пожалуй, наиболее распространенную группу золотинок аллювиальных россыпей. Отчетливая сохранность первичных форм и неодинаковая округленность выступов определяют их большое морфологическое разнообразие. Нередко их плоские поверхности сглажены, а торцовые сохраняют первичные контуры «заливов» на месте ранее существовавших зерен и кристаллов кварца, пирита и других минералов (фиг. 85, *а*). Подобные формы наблюдались у золотинок из россыпей Урала, Западного Узбекистана, Забайкалья, Ленской области. Иногда рельеф поверхности сохраняет выпуклый рисунок дендритовых скелетов (фиг. 85, *б*).

5 баллов — хорошо окатанные золотины, в значительной мере округленные, все мелкие выступы уничтожены, а крупные имеют вид пологих



иг. 85. Россыпное золото, в разной степени окатанное и деформированное

-полуокатанные комковидные частицы; Ленский район; увел. 15; б - полуокатанный плоский дендритоид; Террасный прииск; увел. 6; в - окатанные золотины с неровностями на краях; оссыпь по р. Сочи, увел. 2,6; г — окатанные чешуйки; россыпь по старому руслу р. Бодайбо;увел. 15

сглаженных неровностей. Особенно сильно окатываются части прожилков золота, выступающие на поверхности галек кварца. Реликты первичных форм часто имеют вид «полузаплавших» углублений на поверхности золота (россыпи Ленского района и некоторых районов Северо-Востока СССР; нижние части долинных россыпей Узбекистана).

6 баллов — (совершенно окатанное золото. Это полностью округленные частицы, дробевидные, уплощенные или чешуйчатые. Выступы почти отсутствуют, углубления редкие, контуры их сильно сглажены. Реликты первичных форм практически не сохранились; их реконструкция возможна лишь по облику отдельных менее окатанных золотинок, обычно присутствующих в той же россыпи.

Наибольшая окатанность характерна для мелкого золота косовых и нижних частей долинных россыпей, а также некоторых прибрежных морских отложений (фиг. 85, в, г).

Различные стадии изменения формы частиц рудного золота при их окатывании иллюстрируются фиг. 86.

Истирание. Это изменение играет подчиненную роль по отношению к окатыванию и не сказывается сколько-нибудь существенно на формах частиц золота. Поверхности последних, сглаженные окатыванием или не имевшие первичных неровностей, сильнее подвергаются истиранию. Иногда оно проявляется на одной из поверхностей, тогда как противоположная сохраняет сложный рельеф и деформирована в меньшей мере. На такую асимметрию обратил внимание А. П. Смолин (1970), характеризуя золото из россыпей Южного Урала. Как отмечалось выше, могли наследоваться и ранее существовавшие асимметричные формы золотинок и самородков. В зависимости от условий транспортировки золота (волочения по дну долины или относительной стабилизации при продолжающемся перемещении над золотинами потоков кластического материала) преимущественно истирались нижние или верхние поверхности частиц и их скоплений. Степень истирания минимальна для сравнительно крупных изометричных золотинок и самородков, движение которых быстро прекращалось и они покрывались слоем осадков, а также для тонкого плавучего золота, переносимого во взвешенном состоянии, почти без соприкосновения с другим кластическим материалом. Наиболее истерты золотины средних гранулометрических классов, особенно плоские, трущиеся поверхности которых относительно велики (россыпи Енисейского кряжа, восточных районов СССР).

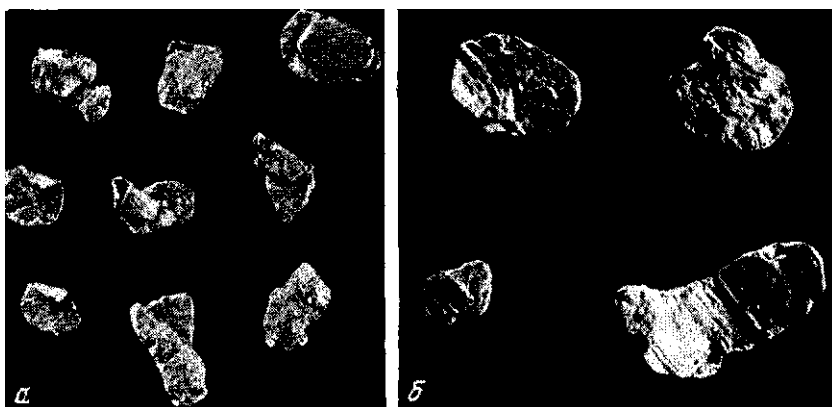
Существует представление, согласно которому золотины, в том числе неправильные, приобретают плоскую форму при транспортировке и истирании в россыпях, поскольку такая форма является равновесной в новых условиях (Билибин, 1938). Основой этого представления служит преобладание «чешуйчатого» золота вдали от коренных источников и в косовых россыпях (см. фиг. 85, г). Для его проверки нами были исследованы структуры уплощенных золотинок из коренных и россыпных месторождений Енисейского кряжа и Ленского района. Установлено, что для них характерны типичные черты строения прожилков золота, у которых границы зерен поперечны к плоским поверхностям; лишь небольшая часть чешуек полностью утратила такое строение. Очевидно, что тонкопластинчатые формы в основном первичны, обладавшие ими золотины были плоскими и потому отличались большой мобильностью в водных и потоках и переносились на далекие расстояния от источников питания россыпей. Чешуйчатые золотины, форма которых была приобретена при развальцевании и истирании, в большинстве случаев играют подчиненную роль.

Относительные количества истираемого золота, переходящего во взвешенное состояние и уносимого текущими водами, вероятно, зависят от условий транспортировки кластического материала, но в целом вряд ли велики.

Большая часть окатанного золота сравнительно быстро оказывалась захороненной в аллювиальных отложениях, т. е. исключалась из сферы механических воздействий. Выводы о значительной роли истирания нередко аргументируются повышенным содержанием золота в водах рек, пересекающих золотоносные районы, такие, как Баргузинский, Ленский, Енисейский края и другие. Однако главным источником этого золота служат эродируемые породы и руды, содержащие его тончайшую вкрапленность.

Повторные деформации окатанных золотинок. Многие окатанные и истертые золотины изогнуты, скручены, иногда сплющены; мы обратили на это внимание при изучении золота из россыпей Центрального Алдана, Забайкалья, Джалиндо-Урканского района Приамурья, Ленского золотоносного района (Петровская, Фасталович, 1952). Интересные данные о таких деформациях опубликованы Л. А. Николаевой (1968).

Изогнутые и сплющенные чешуйки золота часто встречаются в россыпях по старому руслу р. Бодайбо (фиг. 87, а). Поверхность на изгибах такая же, как и в других участках чешуек, что не оставляет сомнений в природном характере деформаций (искусственные — неизбежно оставили бы следы в



Фиг. 87. Окатанные золотины, Ленский район
а — следы смятия; увел. 17; б — борозды на поверхности, увел. 15

виде блестящих царапин на золоте). Обычно изгибы не нарушают целостности золотинок, но в отдельных случаях, возможно, при быстрой и сильной деформации, в местах перегибов возникают трещины.

Изменение рельефа поверхности. Такие изменения развиваются в двух направлениях: ведущую роль играет выравнивание поверхности частица золота при их окатывании и истирании, но наряду с этим происходит усиление шероховатости поверхности, контрастности тонкого рельефа. Признаки таких явлений уже давно были замечены исследователями, видевшими в них следы механических деформаций (Яворовский, 1900) или химических воздействий (McConnell, 1907). В действительности шероховатость россыпного золота обусловлена неровностями разного происхождения.

Универсальной особенностью золотинок в россыпях является рельеф их поверхности, напоминающий по виду рисунок шагреневой кожи. Установлено, что такой рисунок обусловлен микропористым строением тонкого приповерхностного слоя золота (Петровская, Фасталович, 1952; Desborough, 1970). По основным чертам шагреневый рельеф сходен с мелкочаеистым,

характерным для золота из окисленных руд, но является следствием более глубоких изменений, описания которых приводятся ниже.

В россыпях поверхности золотинок приобретают не только шагреневость, но и более грубые неровности, в основном — ямки и шрамы.

Ямки наблюдаются на всех окатанных и истертых золотинок. От первичных отпечатков минералов их отличают неправильные формы без выступов по краям, а от коррозионных углублений — более широкий диапазон размеров (от 0,005 до 1 мм и более). Они всегда многочисленные, неглубокие, преимущественно изометричные. Раскрыть их природу помогают сохраняющиеся на дне отдельных углублений окатанные песчинки, впрессованные в золото. Очевидно, это такие же следы ударов кластических частиц, как и «ямки-точки» на поверхности галек и валунов различных пород в россыпях (Бурачек, 1955). Электронномикроскопические наблюдения ямчатой поверхности золотинок выявляют угловатые часто удлинённые формы вмятин (следы движения вдавленных песчинок) и их резко неравномерное распределение. Подобный микрорельеф является общей чертой россыпного золота, но особенно он характерен для образцов из горных районов и областей развития ледниковых отложений (Ленский район, Енисейский кряж, некоторые россыпи Урала, Памира и др.).

На окатанных частицах золота из отдельных россыпей наблюдаются широкие (до 0,1 мм) штрихи, разнонаправленные или субпараллельные (фиг. 87, б). По шагреневому рельефу «дна» они резко отличаются от недавно возникших блестящих царапин на золоте и, очевидно, являются относительно древними шрамами природного происхождения. На изгибах плоских частиц они стерты. Впервые такие штрихи были замечены нами в 1940 г. на золотинок из россыпей Ленского района (р. Догалдын, Новопетровская терраса, россыпи старого русла р. Бодайбо); позднее они наблюдались в образцах золота из россыпей Северной части Енисейского кряжа, Баргузина и некоторых других территорий.

Шрамы могли быть оставлены острыми обломками пород и кварца, а также выступами плотика при волочении кластического материала по его поверхности; однако золотинок со шрамами встречаются значительно реже, чем можно было бы ожидать, исходя из такого допущения (в изученных образцах из ленских россыпей — лишь несколько процентов от общего количества частиц золота). Есть основания предполагать, что по крайней мере часть древних шрамов на золотинок имеет ледниковое происхождение. В пользу этого говорят черты их сходства со штриховкой на гальках и валунах из ледниковых отложений (Бурачек, 1955), а также тот факт, что россыпи, содержащие золото со шрамами, нередко располагаются в областях, неоднократно подвергавшихся оледенению. Если высказанное предположение подтвердится, описываемые шрамы приобретут значение важного типоморфного признака. В тех случаях, когда нет оснований допускать их ледниковое происхождение, они могут служить показателем повторного перемещения золота в ходе длительного формирования пластов золотоносного аллювия.

К изменениям рельефа золотинок относится возникновение на их поверхности различных по форме и неодинаковых по происхождению бугорков; их особенности рассматриваются ниже.

Изменения состава и строения

Наиболее глубоким преобразованиям в россыпях подвергались тонкие периферические зоны каждой золотинок и самородка. Формирование пористого слоя было лишь одним из проявлений таких преобразований. Их сущность заключается в значительно более сильном изменении состава и строе-

ния краевых частей золотин, чем в зоне окисления рудных месторождений. Эти явления, а также деформация и частичная рекристаллизация определили специфику самородного золота россыпей.

Изменение состава. Еще в прошлом веке было замечено, что золото россыпных месторождений имеет более высокую пробу, чем в исходных коренных рудах (Соколов, 1826; Eaggleston, 1881; Кулибин, 1886). Позднее было I /доказано, что меняется в основном состав периферических частей золотин, U из которых удаляется серебро (McConnell, 1907; Fisher, 1935). Выявилась зависимость степени очищения золота от размеров его частиц: чем мельче были золотины и соответственно больше их суммарная поверхность, тем сильнее проявлялся эффект их облагораживания.

Установлено, что изменение состава золота по мере удаления от области питания россыпей связано с постепенным увеличением доли мелкого золота (Билибин, 1938; Николаева, 1960 и др.). В некоторых россыпях с каждым километром удаления от источника питания проба золота увеличивается на 0,3 до 7,5 единицы (Fisher, 1945). В большинстве случаев зависимость не столь простая, хотя сопоставление материалов по коренным и россыпным месторождениям подтверждает общую тенденцию к повышению пробы золота в россыпях. В близкорасположенных районах (например, Южного Урала) различия пробы рудного и россыпного золота далеко не одинаковы (от 3 до 24 единиц) даже при сходстве типов россыпей и близости первичного состава золота.

Частота встречаемости повышенных содержаний Си и других малых примесей ниже в образцах золота из россыпей, чем в рудном золоте. Очевидно, в период пребывания в россыпях золото освобождалось не только от некоторой части Ag, но и от других элементов.

Достоверные сведения о составе измененных краевых зон золотин и самородков весьма ограничены. Л. А. Николаева (1960), используя микрохимические определения, попытались сравнить состав центральных и периферических частей двадцати золотин из ленских россыпей, но получила неоднозначные результаты; около трети образцов характеризуются обогащением серебром периферии частиц золота, что предположительно объяснено первичной их зональностью.

В одной из хорошо окатанных золотин из Ленского района, по нашим данным (количественные рентгеноспектральные определения) в средних частях содержится 6,5% Ag, а в узкой краевой кайме — 0,2%.

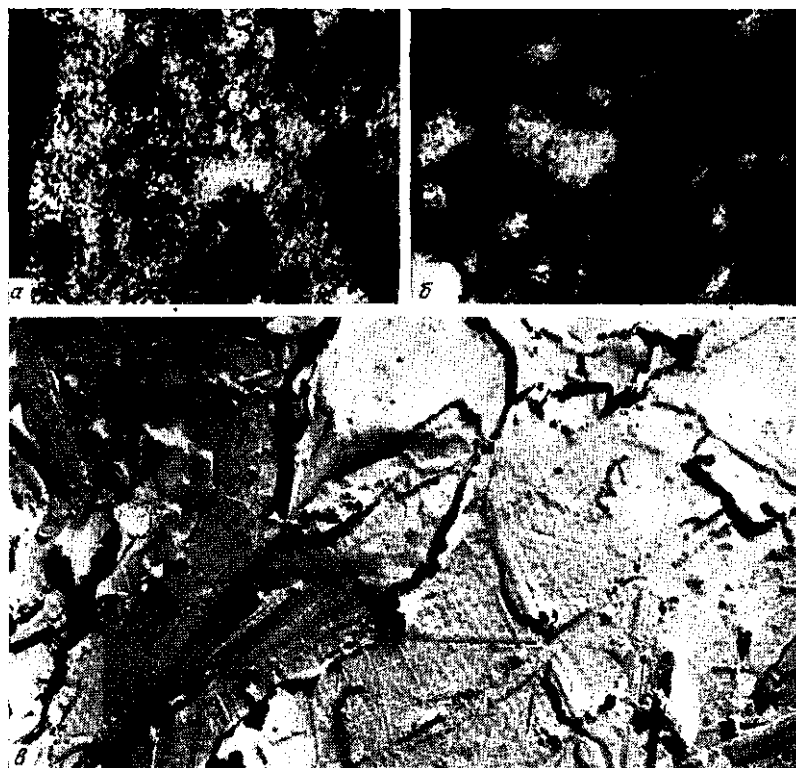
Детальные исследования провел Дж. Десборо (Desborough, 1970), с использованием десяти эталонов из чистых металлов (Au, Ag, Си). Около 3000 точечных количественных рентгеноспектральных определений Ag и Си в различных участках 300 золотин (0,01—0,5 лш) из 24 россыпных месторождений США показали, что существуют резко ограниченные узкие зоны, в которых понижены содержания серебра и меди: при 6—33% Ag в ядрах золотин в их краевых зонах содержится 0,5—12% Ag. Из этого следует, что очищение / краевых зон было неполным и значительная часть серебра в них сохранилась.

При общей тенденции к облагораживанию золота в россыпях в некоторой ; части окатанных золотин спектральные анализы выявляют повышенные количества Fe, Ti, Si, Си, а иногда W и Sn. Как упоминалось выше, в отдельных частицах золота фиксируются следы Zr, La, Th. Примеси обнаруживаются даже в тщательно отобранном и освобожденном от пленок самородном золоте. Для установления форм их нахождения одна из окатанных частиц ленского золота была подвергнута исследованию с помощью электронного микронзонда. Видимые пленки гидроокислов железа были предварительно удалены растворением в HCl. Растровые изображения в рентгеновских лучах тем не менее показали сильное загрязнение золота железом (фиг. 88, а).

Электронномикроскопические наблюдения позволили установить, что мельчайшие (0,2 мк и менее) частицы железистого минерала декорируют границы между сдавленными выступами пористого слоя (фиг. 88, в) и при обработке кислотами извлекаются неполностью.

Примеси кремния локализованы в мелких округлых и угловатых включениях (5—30 мк) у краев золотинок (фиг. 88, б). В различных количествах они имеются в образцах золота из Енисейских россыпей. По-видимому, это осадки обломков кварца и других минералов, впрессованных в золото; аналогичные явления происходят при извлечении золота из руд (Head, 1936). При неровном рельефе поверхности, в процессе окатывания, выступы золотинок почти неизбежно перекрывают какую-то часть впрессованных мелких песчинок, а также окисных пленок и тем самым предохраняют их от растворения при обработке реагентами. Это необходимо учитывать при интерпретации результатов анализов россыпного золота. Возможно, что примеси Sn, W, Ti, Zr обусловлены не первичными особенностями самородного золота, а механическими включениями минералов-спутников золота в россыпях.

Высокопробные сбочечки. Наличие таких оболочек является общей особенностью россыпного золота. Впервые они были обнаружены М. С. Фишером при минераграфическом изучении образцов из россыпей Новой Гвинеи (Fisher, 1935), а впоследствии наблюдались на золотишках из различных

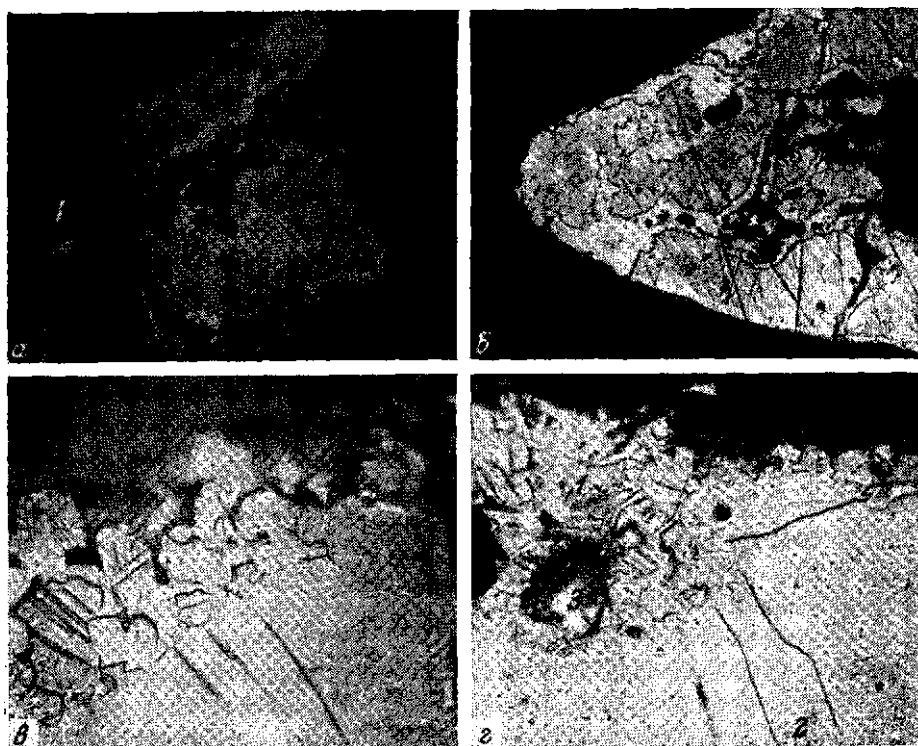


Фиг. 88. Золотины из Ленского района с признаками загрязнения приповерхностных частей
 а — новообразования гидроокислов железа (светлое) в краевой части золотины (серое); растровое изображение в рентгеновских лучах Fe; увел. 250; б — впрессованные в золото песчинки (светлое); растровое изображение в рентгеновских лучах Si; увел. 250; в — частицы гидроокислов железа декорируют границы зерен и пористости на поверхности окатанной золотины (целлюлозно-угольная реплика), увел. 10 000 \times .

районов СССР и других стран (Ивенсен, 1938; Поликарпова, 1941; Петровская, Фасталович, 1952, 1955; Переляев, 1953; Николаева, 1968; Desborough, 1970 и др.).

В хорошо изготовленных шлифах, без рельефа и наполированного слоя, каймы высокопробного золота, благодаря их розоватому цвету, иногда заметны без травления, но последнее выявляет их более четко (фиг. 89, *а*).

Толщина оболочек от 1—3 до 20—30 мк, чаще — 10—20 мк; она меняется в разных частях одной и той же золотины, иногда увеличиваясь у границ первичных зерен золота. Резкое утолщение оболочек (до десятикратного) зачастую является кажущимся, так как в местах изгиба поверхности золотин плоскость шлифа может срезать их под небольшими углами. Ложным является и впечатление о прерывистости оболочек, иногда создающееся из-за трудности распознавания тончайших кайм при наличии даже небольшого рельефа шлифов (на границе золота и цементирующего вещества). В отличие от частиц золота из зоны окисления, у которых изменение затрагивает лишь отдельные участки, у золотин из россыпей высокопробное золото образует непрерывные периферические каймы. Тончайшие зоны высокопробного золота имеются не только на поверхности, но и во внутренних полостях, по тонким швам между сдавленными при окатывании выступами, фрагментами ячеистых сростков и т. д. Они ветвятся, напоминая сеть неправильных



Фиг. 89. Золото из россыпей с признаками изменений

а — золотины с высокопробной оболочкой (светлое), Центр. Алдан; полиров, шлиф, протравлен $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$; увел. 120; *б* — прожилковидные новообразования высокопробного золота (светлое), разделяющие сплюснутые части выделения золота цементационного типа; Сочинский район; полиров, шлиф, протравлен $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$; увел. 80; *в* — золотины с зернистой оболочкой, Ленский район; полиров, шлиф, протравлен царской водкой; черное — цемент; увел. 550; *г* — соотношение оболочки (1) и межзерновых прожилков (2); высокопробное золото окаймляет полость от газового включения (Л); Ленский район; полиров, шлиф, протравлено царской водкой; увел. 550

узловатых прожилков (фиг. 89, б). Особенности их расположения могут служить дополнительными признаками для распознавания первичных форм золотин, если такие формы сильно искажены смятием и окатыванием.

Примечательно внутреннее строение высокопробных оболочек. М. С. Фишер на основании изучения золотин из Новой Гвинеи считал, что им свойствен рисунок сланцеватости; исследования А. И. Фасталовича и наши показали, что в подавляющем большинстве случаев оболочки являются зернистыми, их структура близка к рекристаллизационной структуре металлов (фиг. 89, г). Впоследствии Л. А. Николаева описала сланцеватые текстуры кайм, как результат более поздней деформации периферических зернистых зон золотин, связанной с переывом аллювия (перемещение с высоких уровней террас на более низкие).

Для суждения о структуре рассматриваемых оболочек важны следующие данные. Внешние контуры оболочек крайне неровные с многочисленными выступами, разделенными узкими промежутками, что определяет тонкую пористость приповерхностного слоя (фиг. 90, а). Для выявления деталей его строения мы использовали методы электронной микроскопии (целлюлозно-угольные реплики и наблюдения при помощи стереоскана). На снимках реплик, так же как в протравленных шлифах (см. фиг. 89, в), можно видеть, что выступы пористого слоя образованы мельчайшими изометричными кристаллическими зернами золота (2—10 мм), округлыми (90, б, в) или полигональными; травление подчеркивает их гранные формы (фиг. 90, г). Различимые в шлифах прямоугольные контуры некоторых зерен позволяют предполагать развитие граней (100) и, возможно, (111). Границы зерен ровные, иногда плавно изогнутые, реже — ступенчатые. Почти все зерна полисинтетически сдвойникованы (с обрывающимися двойниками прорастания). Замечаются необычные Т-образные сростки, с двойниковыми швами, под углом около 60°.

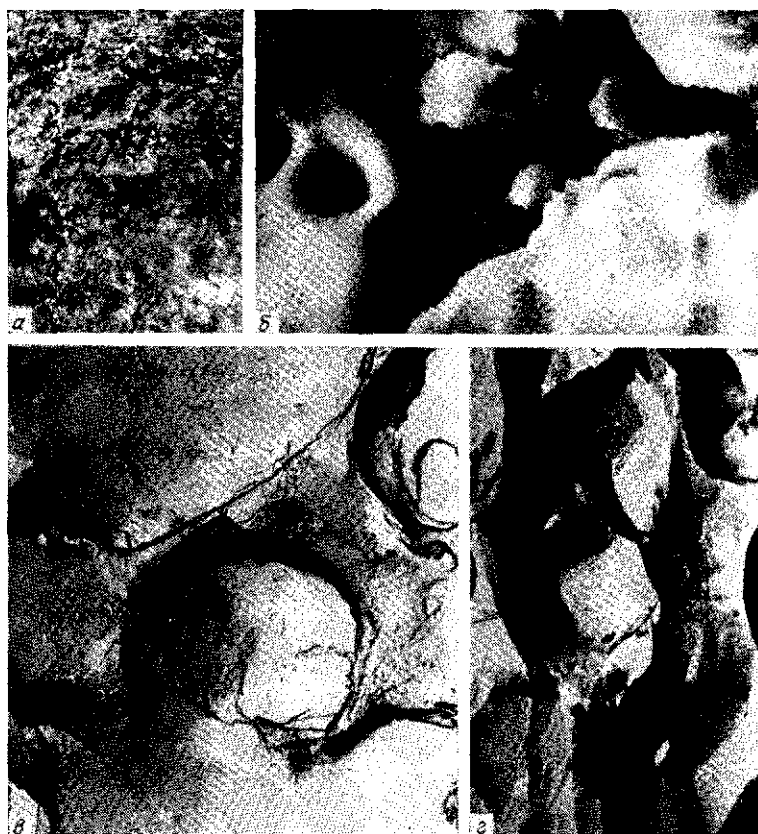
Границы оболочки с внутренней частью золотины резкие, зубчатые, с полигональными выступами в соседние первичные зерна золота. Каждый выступ образован одним из кристаллических зерен, участвующих в строении оболочки (см. фиг. 89, в). Таким образом, краевые зоны несут признаки разрастания за счет первичного вещества золотин.

Промежутки между кристаллическими выступами оболочки имеют вид щелевидных полостей шириной в доли микрона, редко до 1—2 мк. Кроме того наблюдаются изометричные и угловатые пустотки в интерстициях зернистых агрегатов. Количество полостей резко уменьшается к внутренним частям высокопробной оболочки. Детали их форм, плохо заметные на репликах, выявлены при помощи стереоскана (см. фиг. 90, б). Характерны неровности стенок полостей, мелкие выступы на них, углубления на соседних более крупных выступах. Возможно, это ямки природного травления, возникавшие на каком-то этапе формирования оболочек.

Толщина преобразованного приповерхностного слоя золота и его строение неодинаковы в россыпях разного генезиса, причем в их вариациях выявлены определенные закономерности. Уже давно было установлено (Петровская, 1947; Петровская, Фасталович, 1955), что золотины из древних погребенных россыпей, в частности Ленского района и Урала, характеризуются более резко выраженными изменениями, чем частицы золота из современного аллювия; пористый слой у них максимально развит, а мощность высокопробной оболочки достигает предельной величины 20—30 мк. Анализ <» таких различий привел к выводу о зависимости толщины приповерхностного » слоя золотин от длительности изменений, т. е. от возраста россыпей. Это по-^» ложение подтверждено большими материалами наблюдений различных » исследователей (Переляев, 1953; Николаева, 1968). Однако при интерпретации упомянутого признака следует иметь в виду, что он зависит не только

от времени. Мы наблюдали толстые высокопробные оболочки на золоти́нах из таких районов, в которых древние россы́пи неизвестны (отдельные районы Кавказа, Западной Сибири и др.). В таких случаях существенное влияние могли оказывать климатические условия, состав и структура золоти́н, характер пропитывающих рыхлые отложения вод и др. Л. А. Николаева за* метила, что золото сильнее корродировано в тех россы́пах Ленского района, которые связаны с полями сульфидизированных пород (например, Гольца Высочайшего, районов рек Верхний и Нижний Аканак и др.), что позволило предположить более активное воздействие растворов с повышенной концентрацией сульфат-ионов. А. А. Сапрыкин и С. В. Яблокова (1970) пришли к выводу о существенном влиянии на развитие высокопробных оболочек деформации золота. Эти представления несомненно заслуживают внимания.

Относительно малая толщина пористого слоя у золоти́н из современных россы́пей объясняется не только ограниченным временем формирования этого слоя, но и истиранием его при продолжавшейся транспортировке классического материала. На примерах многих образцов из различных русловых россы́пей (Урал, Западная Сибирь, Восточные районы СССР и др.) можно убедиться, что пористый слой местами почти полностью уничтожался. Вме-



Фиг. 90. Коррозионная поверхность золоти́ны из Ленского района

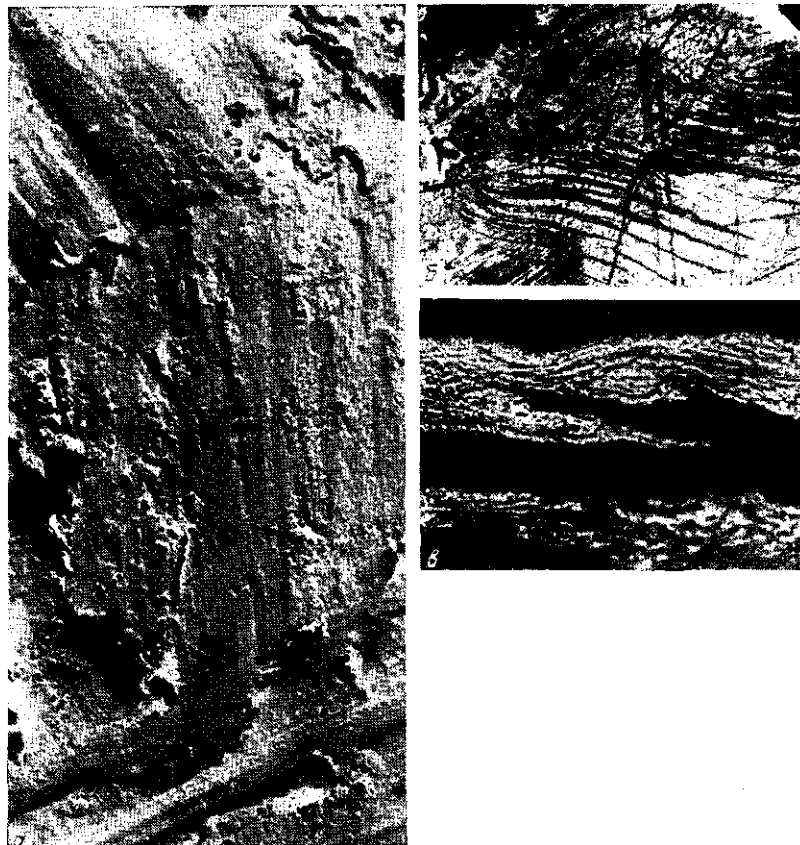
и ? ?

a — общий вид тонкопористой зоны; увел. 4320; *б* — полости и ямки природного травления; снимок при помощи стереоскана; увел. 4300; *в* — округлые выступы на золоти́не; целлюлозно-угольная реплика, увел. 8 000; *г* — аналогичные выступы с отчетливыми кристаллографическими очертаниями (после травления царской водкой); целлюлозно-угольная реплика, увел. 8000

сте с тем дно штрихов и царапин на истертой поверхности золота вновь становилось шагреневым.

Гипергенные изменения золота «дороссыпного этапа» его геологической / жизни сохраняются лишь в виде межзерновых прожилков. Последние ранее считались ответвлениями периферических высокопробных зон (Ивенсен, 1938), но наблюдения А. И. Фасталовича и наши показали, что они всегда являются более ранними и нередко срезаются границами оболочек (см. фиг. 89, *г*).

Пластические деформации. Золотины и самородки, испытавшие в россы-1, пях сильные механические воздействия (смятые и окатанные) всегда несут следы пластических деформаций, изменяющих их первичную структуру и физические свойства. По данным единичных измерений, удельный вес и твердость золота в периферических частях окатанных самородков выше, чем в центральных. Установивший эти отличия С. Ф. Жемчужный (1922) объяснял их деформацией золота в эндогенных условиях, полагая, что в россыпях подобная деформация исключена в связи с защитным действием «рыхлой почвы». В дальнейшем этот вывод был пересмотрен (Петровская, Фасталович, 1955).



Фиг. 91. Структуры деформации золота

а — выходы плоскостей скольжения смежных зерен золота на поверхности золотины; Ленский район; черное — гидроокислы железа; целлюлозно-угольная реплика; увел. 10 000; *б* — плоскости скольжения в краевой части золотины; район Сочи; полиров, шлиф, протравленный царской водкой; увел. 120; *в* — структура развальцевания золота, россыпь по р. Бодайбо; полир, шлиф, протравлено царской водкой, увел. 500

Выходы плоскостей скольжения в шлифах легко заполировываются и выявляются лишь после травления. Они имеют вид коротких штрихов, похожих на царапины, но в отличие от последних не пересекают контуров первичных зерен. Особенно отчетливо это видно на электронномикроскопических снимках поверхности золотин: на границах зерен золота штрихи скольжения резко изменяют ориентировку (фиг. 91, *а*). Варьирует и их ширина, по-видимому, в зависимости от того, под какими углами они срезаются плоскостью шлифа: наряду с тончайшими линиями наблюдаются широкие линзовидные полосы, частью изогнутые (фиг. 91, *б*).

Возникновение деформаций в условиях россыпей, а не в более раннее время v доказывается тем, что штрихи скольжения чаще наблюдаются у краев окатанных золотин и в местах их изгибов. Обычно преобладает одна из систем штрихов, параллельных поверхности частицы золота. Реже встречаются пересекающиеся штрихи двух или трех направлений. Единичные штрихи наблюдаются при изучении золота из любых аллювиальных отложений, особенно многократно перемывавшихся (россыпи Ленского района, Урала и др.).

Значительно менее распространены золотины, подвергшиеся сильной пластической деформации. Контуров зерен в них становятся малозаметными и затем исчезают, появляется сланцеватость, в уплощенных частицах золота ; всегда продольная; в поперечных сечениях заметна тонколинзовидная структура развальцевания. Тесно сближенные субпараллельные линии скольжения разделяют тончайшие пластинчатые и линзовидные субиндивиды золота толщиной 2—10 мк и длиной 10—50 мк и более (фиг. 91, *в*). Подобные структуры возникают у отдельных золотин при их сплющивании в процессе дробления руд и в лабораторных условиях. Мы неоднократно воспроизводили их, наблюдая все стадии изменений, от появления резких линий скольжения до развития структур полного рассланцевания исследуемых частиц.

Степень пластической деформации золота в россыпях возрастает с увеличением дальности его переноса, от коренных источников, длительности транспортировки, а также при его "переотложении вследствие перебива рыхлых золотоносных толщ. Например, сланцеватые структуры характерны для многократно переотлагавшегося мелкого «чешуйчатого» золота из россыпей низовьев р. Бодайбо и глубокого тальвега р. Догалдын в Ленском районе (Петровская, Фасталович, 1955; Николаева, 1968). Аналогичные структуры обнаружены у отдельных частиц золота из восточных районов СССР. В определенной мере сказываются первичные морфологические особенности и окатанность золотин и самородков; чаще встречается и сильнее проявляется пластическая деформация их тонких «приклепанных» выступов, а также -мелких плоских частиц золота.

В древних погребенных россыпях следы пластической деформации самородного золота мало сохраняются, уничтожаясь перекристаллизацией.

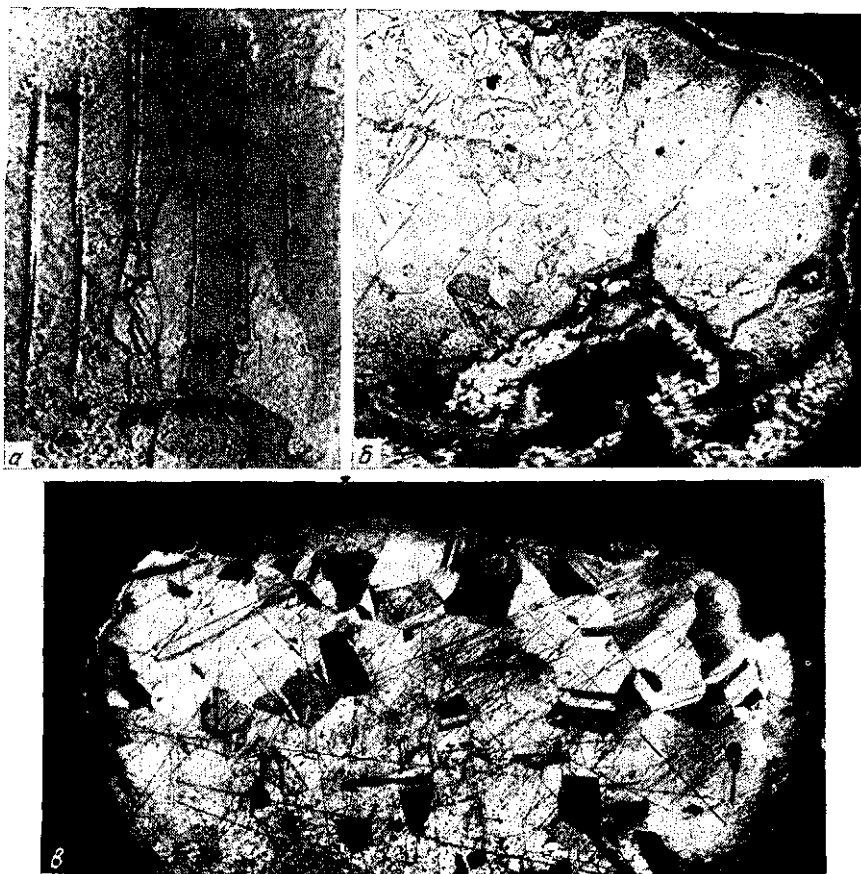
/ Рекристаллизация. Структуры рекристаллизации у россыпного золота проявляются отчетливее, чем у рудного, благодаря более резкому различию размеров новообразованных и первичных зерен. В ряде случаев наблюдалась приуроченность таких структур к участкам сильной пластической деформации самородного металла. Признаки рекристаллизации золота отмечались в образцах из погребенных россыпей Ленского района, Урала, Приамурья, Баргузинского и некоторых Северо-Восточных районов СССР.

Имеющиеся материалы позволяют выделить структуры, различающиеся по степени изменений первичных агрегатов золота; условно их можно называть структурами зародышевой, частичной и сплошной рекристаллизации.

Отчетливые признаки «зародышевой» рекристаллизации золота наблюдались в образцах из Ленского района. Одиночные новообразованные зерна размерами 5—50 мк и их небольшие группы расположены у плоскостей

скольжения и вытягиваются вдоль них (фиг. 92,а). Каждое зерно представляет четко ограниченный участок, в котором исчезли следы пластических деформаций. Формы зерен овальные, полигональные или угловатые, со ступенчатыми выступами границ около штрихов скольжения; параллельно последним ориентированы плоскости срастания простых двойников в новообразованных индивидах. Очевидно, при перестройке кристаллической решетки золота направление (111) наследовалось. Структуры зародышевой рекристаллизации выявляются сравнительно редко, возможно в связи с малыми размерами новообразованных зерен.

Частичная рекристаллизация наблюдалась во многих золотилах из россыпей различных золотоносных районов. Ее особенностью является то, что рекристаллизованы лишь отдельные деформированные участки крупных зерен золота (0,1—0,3 мм), тогда как другие части сохраняют первичное строение. Рекристаллизация обычно проявляется у изгибов золотинок, на их краях, в местах выхода прожилков золота на поверхность кварцевых галек. Новые зерна, по формам и размерам аналогичные описанным выше, ограничивают друг друга и образуют сплошные агрегаты. Каждое зерно далеко вдается в тело зерна-хозяина, что обуславливает характерные извили-



Фиг. 92. Структуры рекристаллизации золота. Полиров, шлифы, протравленные царской водкой; Ленский район

а — «зародышевая», с единичными новообразованными зернами, вытянутыми вдоль плоскостей скольжения; увел. 420; б — частичная, в локальных зонах у изгибов золотинок; увел. 115; в — полная, увел. 30

тые формы границ зон рекристаллизации. Примером служит структура прожилка золота в кварцевой гальке с прииска Каменистого в Ленском районе. Образец был распилен, шлифован и протравлен царской водкой. Строение прожилка крупнозернистое, характерное для рудного золота (размер зерен до 0,5 мм). Выступающая его часть смята и в местах изгибов имеет мелкозернистую структуру рекристаллизации (фиг. 92, б). Характерно некоторое укрупнение зерен от периферии (0,01—0,02 мм) к центру зерна-хозяина (до 0,05 мм).

Распространенность структур сплошной рекристаллизации золота неясна. Распознавание таких структур при отсутствии реликтов первичных зерен золота далеко не всегда может быть осуществлено с достаточной уверенностью. Общее зернистое строение, сходное со структурой рекристаллизованных металлов (полиэдрические контуры зерен, беспорядочная их ориентировка и др.) не служит достаточной основой для выводов. Следует также учитывать, что структуры рекристаллизации могут быть реликтовыми эндогенными, сохранившимися в россыпях.

Золотины с признаками сплошной рекристаллизации встречались нами и Л. А. Николаевой в образцах из древних россыпей Ленского района; они все характеризовались высокой степенью окатанности (5—6 баллов) и сравнительно толстой высокопробной оболочкой. В любых сечениях рекристаллизованных золотинок наблюдается зернистая структура, отличающаяся от первичной тем, что многие зерна взаимно ограничивают друг друга и не выходят к поверхности, т. е. к бывшей границе золота с вмещающими минералами (фиг. 92, в). Зерна обычно мельче, чем у близких по размерам золотинок, не испытавших рекристаллизации, но крупнее, чем в участках локальной рекристаллизации. В отдельных случаях их величина достигает 0,1—0,3 мм, т. е. размеров, обычных для зерен недеформированных агрегатов золота; при этом в продольных сечениях, как и при частичной рекристаллизации, замечается увеличение зерен от окатанной поверхности золотинок к центру. Характерны сложные двойники прорастания. Л. А. Николаевой наблюдались признаки повторной пластической деформации рекристаллизованного золота; в его зернах появились короткие штрихи скольжения, а форма зерен стала удлиненной.

Высокая степень рекристаллизации золота установлена А. А. Сапрыкиным и С. В. Яблоковой (1970) при изучении древних (неоген-четвертичных) россыпей Приамурья. В разной степени перекристаллизованные золотины составляют здесь 75—98% от всего количества россыпного металла (проба его 900—987). В более молодых аллювиальных отложениях первичная структура золотинок сохранилась.

Изменения газовых включений. Легко замечаемым признаком рассматриваемых изменений является расширение полостей включений, вызывающее вздутия (бугорки) на выровненной поверхности окатанных золотинок.

Резкое увеличение размеров бугорков и их количеств при нагревании золота (см. часть II, раздел о газовых включениях) может навести на мысль, что вздутия возникали в период высушивания золотых шлихов (температура 100° С и выше). Однако есть факты, показывающие, что нагревание лишь усиливало контрастность уже существовавшего рельефа золотинок. В изучавшихся нами образцах золота вершины бугорков несут следы истирания и коррозии. На поверхности отдельных золотинок обнаруживаются «микрократеры» — вскрытые полости включений; дно последних не блестящее, как в сохранившихся капсюлях, а матовое, со следами коррозии. Около «микрократеров» заметны линии скольжения. Эти факты показывают, что какая-то часть вздутий над газовыми включениями в золоте возникла в россыпях:

При смятии и окатывании золотинок, обладающих сложными комковидными формами, первичные газовые включения, особенно те, которые распола-

гались близ поверхности, должны были неизбежно деформироваться, сплющиваться, приобретать плоские формы. К результатам таких изменений может быть отнесено возникновение щелевидных и дисковидных полостей.

С деформированными газовыми включениями в золоте сходны отдельные пустоты от выщелоченных обломков сульфидов, а также промежутки между сдавленными выступами комковидных, ячеистых, цементационных и интерстициальных выделений золота. Такие пустоты являются обычным элементом внутреннего строения окатанных золотинок упомянутых морфологических разновидностей. Отличать от них вакуоли, содержащие газы, не всегда легко. Одним из признаков служит то, что в деформированном золоте газовые включения окружены рекристаллизованным мелкозернистым золотом, пустоты же между сдавленными выступами золотинок оконтуриваются лишь узкими высокопробными оболочками.

Деформация первичных газовых включений, по-видимому, сопровождается изменением их состава. Учитывая данные о диффузии газов в металлах (Seith, 1955), можно предположить, что при развитии пластической деформации часть заключенных в золоте газов могла мигрировать вдоль плоскостей скольжения и даже улетучиваться за пределы золотинок. Диффузия газов была возможной и при образовании вздутий и растяжении стенок, отделявших скопления газов от поверхности золотинок. Эти допущения позволяют объяснить различия состава газов в разных золотишках из одних и тех же россыпей (см. табл. 15).

Химически переотложенное («новое») золото в россыпях

Возможность химического переотложения золота в россыпях признается почти всеми исследователями (Lindgren, 1928; Вернадский, 1922; Билибин, 1938 и др.), однако имеется мало работ, в которых новообразования золота характеризуются сколько-нибудь детально.

В отдельных случаях наблюдались кристаллики золота на поверхности самородков из россыпей (Schneiderhohn, 1955) и его почковидные скопления (Ramdohr, 1960). Наиболее известны исследования Ф. Фрейзе (Freise, 1931), описавшего признаки повторного обогащения старых отвалов выработок на площади россыпных месторождений Новой Гвинеи; было обнаружено переотложенное золото, получившее название «нового». Подобное золото наблюдалось также в старых приисковых отвалах Мариинской Тайги и в россыпях Южного Урала (Кожевников, 1935; Ивенсен, 1938).

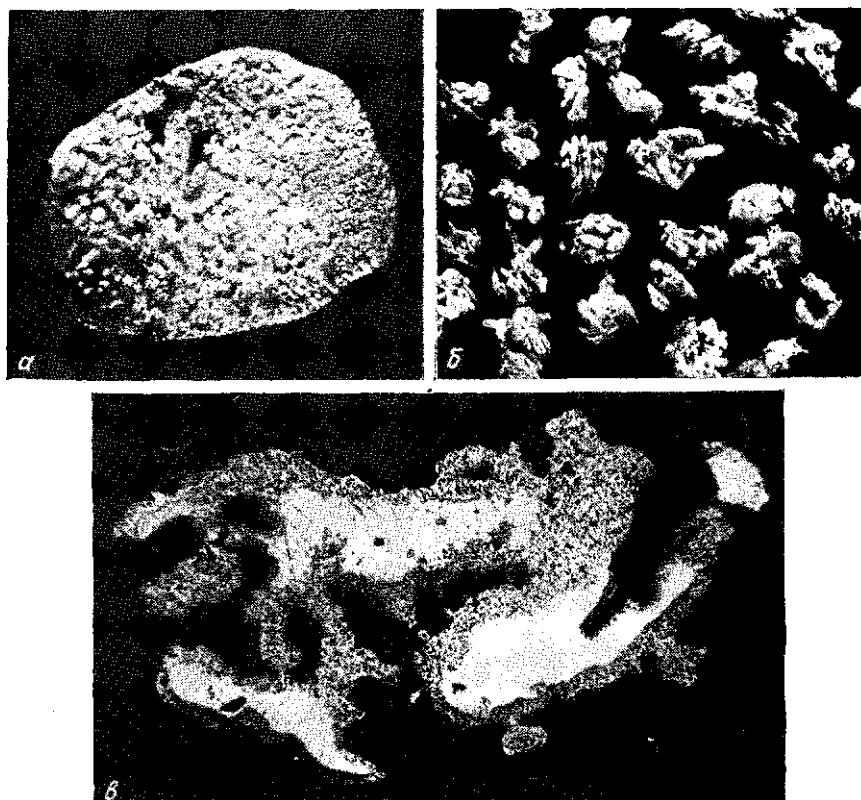
В связи с ограниченностью достоверных сведений о переотложенном золоте возникло мнение, что оно развито лишь в областях с особыми климатическими условиями, «довольно далекими от условий наших металлоносных районов» (Билибин, 1938). Нам удалось показать, что «новое» золото распространено более широко, чем это предполагалось ранее, и нередко встречается в россыпях на территории нашей страны (Петровская, 1947; Петровская, Фасталович, 1955); в последнее время оно обнаружено во многих россыпях Урала, Якутии, Верхнеамурского и других районов (наблюдения Л. А. Николаевой, С. В. Яблоковой, Л. Т. Кузнецовой, Ю. Г. Симонова и др.).

Все сведения о «новом» золоте относятся к аллювиальным россыпям, современным и древним (погребенным); находки его в элювиальных отложениях пока неизвестны. По-видимому, для того чтобы возникли заметные скопления переотложенного золота, требовалось длительное время.

Рассматриваемые новообразования имеют вид изометричных бугорков" корочек, бородавчатых и губчатых наростов на относительно гладкой поверхности окатанных золотинок. На крупных золотишках и самородках поздние

новообразования золота сравнительно редки; наиболее часто они развиваются на мелких частицах (0,5—1 мм) с относительно большой их суммарной поверхностью. Отдельные окатанные золотины иногда почти сплошь покрыты корочкой нового золота (фиг. 93, *а*), а их группы цементируются таким золотом и образуют «золотые конгломераты» оригинального вида (фиг. 93, *б*). При этом не только изменяются формы золотинов, но в 2—3 раза увеличиваются их размеры. Нами встречены образованные таким путем скопления металла весом до 40 мг (россыпи Джалиндо-Урканского района). Обычно количество мелких «конгломератов» золота невелико и лишь в отдельных участках россыпей они играют существенную роль (отдельные россыпи Ленского района, Центрального Алдана, Забайкалья). Упоминания о подобных золотилах встречаются в зарубежной литературе (Ramdohr, 1965).

Рассматриваемые новообразования отличаются непостоянством цвета (розоватый, серебристый и даже зеленоватый), что указывает на изменчивость их состава и структуры. Судя по результатам травления полированных шлифов, новое золото нередко богаче серебром, чем золото обычных высокопробных оболочек и даже чем центральные части золотинов. Отделить «новое» золото для анализа не удалось; были проанализированы лишь обогащенные им «конгломераты» мелких окатанных золотинов из одной россыпи Ленского

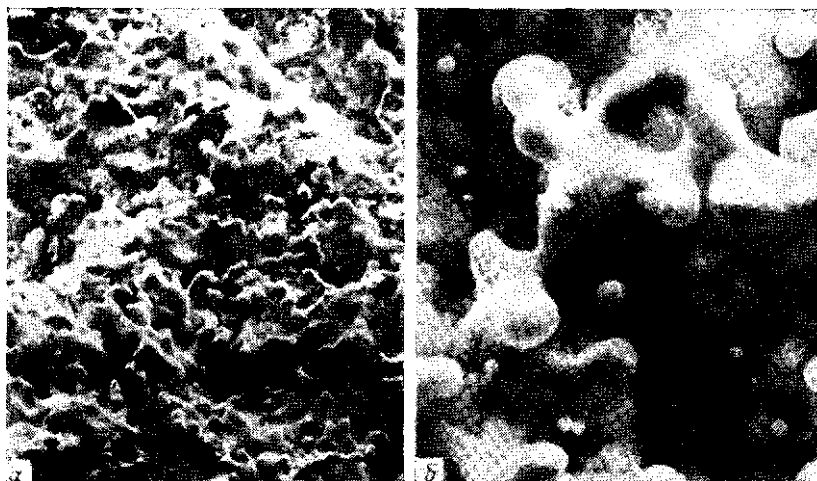


Фиг. 93. «Новое» золото

а — корочка изометричных кристалликов на поверхности окатанной золотины; россыпь Джалиндо-Урканского района, увел. 13; *б* — скопления мелких окатанных золотинов, скрепленные «новым» золотом; россыпь Константиновского прииска; увел. 16; *в* — поперечное сечение корочки «нового» золота; россыпь по. р. Угахан, Ленский район, увел. до

района. В них обнаружено: Ag— 11,80%, Си — 0,01%, Fe — 0,07% и нерастворимый остаток (видимо, частицы глинистой примазки)— 0,48%. Спектральный анализ показал наличие примесей Си, Fe, Bi, реже Pb. Следов ртути не обнаружено. Последнее важно, так как наряду с другими признаками исключает сомнение в природном происхождении новообразований золота (сходные по форме наросты иногда возникают при амальгамации золота, но в этих случаях спектральные анализы всегда обнаруживают в них следы ртути). Изучавшиеся нами золотины были взяты непосредственно из забоев выработок, т. е. не подвергались амальгамации.

Размеры наростов обычно не больше 0,5—1 мм в поперечнике; толщина корочек 0,02—0,03 мм. В местах сгибов плоских окатанных золоти́н размеры кристаллических наростов увеличиваются, а количество их уменьшается. Местами они стерты, очевидно, при возобновившемся движении кластического материала. Строение корочек «нового» золота еще более пористое, чем структура высокопробной оболочки; пустоты крупнее и многочисленнее, а форма и размеры субиндивидов более изменчивы. Мельчайшие из них (2—5 мк), обычно округленные, образуют гроздьевидные сростки, разделенные неправильными извилистыми пустотками. Относительно крупные зерна, до 0,15 мм, нередко имеют вид несовершенно развитых изометричных кристалликов, в единичных случаях игольчатых; вершины и ребра их сильно сглажены.



Фиг. 94. Колломорфные наросты «нового» золота на поверхности окатанной золоти́ны из Ленского района; снято в стереоскане, увел. 800 (а) и 3800 (б)

Границы выделений «нового» и «старого» золота четкие, мелкоизвилистые, сходные с коррозионными. Менее четкими являются соотношения с золотом высокопробной оболочки. Последняя в местах развития описываемых новообразований плохо различима. Лишь в отдельных образцах можно заметить, что она так же покрыта новым золотом (см. фиг. 89, а). Это позволяет предполагать, что отложение золота в россыпях нередко происходило в сравнительно поздние периоды, после окатывания и коррозии, но не сопровождало эти процессы.

Мы описали более или менее крупные новообразования золота, однако есть основания предполагать, что широко распространены его ультрамелкие наросты, не обнаруживаемые макроскопически и под микроскопом. Их уда-

лось наблюдать при помощи сканирующего электронного микроскопа на плоской шагреновой поверхности хорошо окатанной золотины из россыпи по р. Угахан (Ленского района). При увеличении 850 у золотины отчетливо выявляется мелкопористый неоднородный по строению слой (фиг. 94, а). В его отдельных участках имеются неровности типа ямок травления и изометричных выступов, в других — необычные шарообразные почковидные образования (фиг. 94, б), имеющие некоторое сходство с микроскопически различимыми гроздьевидными сростками «нового» золота, но с более отчетливой сферической формой.

Пологими почковидными выступами покрыты стенки и дно полостей, разделяющих субиндивиды периферических оболочек.

Морфологические особенности описанных новообразований весьма сходны / с характерными для коллоидных осадков золота (Borries, Kausche, 1940). По-видимому, такие осадки в россыпях, как и в зоне окисления, возникали нередко. Метаколлоидные (натечные) новообразования золота встречены^и в россыпях Урала (Бетехтин, 1935), Алдана (Яблокова, 1965), Забайкалья (Кузнецова, Симонов, 1966), в аллювиальных отложениях рек Европы (Ramdohr, 1960) и Бразилии (Freise, 1931). В большинстве случаев это единичные находки, но известны отдельные районы, где роль «нового» золота необычно велика. В старых приисковых отвалах Мариинской Тайги, по М. Г. Кожевникову (1935), содержалось 2,8% новообразованного золота. По данным Л. Т. Кузнецовой и Ю. И. Симонова (1966), на его долю приходится 20—50% россыпного золота Тунгир-Амазарского междуречья в Забайкалье (корочки и наросты на окатанных золотилах и на гидрогётите).

Глава третья

О ПРИРОДЕ И ТИПОМОРФНОМ ЗНАЧЕНИИ ИЗМЕНЕНИЙ ЗОЛОТА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Сравнительный анализ признаков изменений золота в окисленных рудах и в россыпях выявляет общую направленность таких изменений, несмотря на резкую смену геологической обстановки. Причиной этого является влияние общего фактора гипергенеза — существенного повышения окислительного потенциала среды.

Действие богатых кислородом вод и сорбция кислорода на частично или полностью обнажавшейся поверхности золотин в наибольшей степени сказывались на поведении примеси серебра. Вследствие окисления оно переходило в ионное состояние и приобретало высокую миграционную способность, что в конечном счете приводило к перерождению приповерхностных слоев золотин и образованию на их месте высокопробных оболочек. Остановимся детальнее на особенностях этих явлений.

Генезис периферических оболочек

Почти полтора столетия назад Д. Соколов (1826) высказал предположения о выщелачивании серебра и меди из периферических частей золотин в россыпях. Эта же мысль развивалась Р. Макконнеллом (McConnell, 1907), В. И. Вернадским (1922) и другими учеными. М. С. Фишер (Fisher, 1935) выдвинул гипотезу электрохимической коррозии золота, быстро завоевавшую популярность (Поликарпова, 1941; Ивенсен, 1938; Петровская, Фасталович, 1952; Плаксин, 1958 и др.). Образование оболочек представлялось следствием гальванических явлений, аналогичных процессам децинковки латуни. Гальваническими парами могли служить относительно чистые участки золотин (катоды) и обогащенные примесями (аноды). Предполагалось, что золото, увлекаемое в раствор более подвижным серебром, вновь осаждалось на корродируемой поверхности и также служило катодом. Процесс развивался в тонком приповерхностном слое растворов до тех пор, пока вся корродируемая поверхность не покрывалась сплошным слоем «катодного металла», достаточно толстым и прочным, чтобы изолировать внутренние части золотин.

В изложенной стройной схеме есть уязвимые места. Высокопробные оболочки значительно толще, чем гальванические пленки; они не монолитные, а микропористые, но пустотки в них нельзя рассматривать как каналы, по которым растворы проникали в более глубокие части золотин, так как они закрыты с внутренней стороны оболочки (см. фиг. 89,в). Такие особенности трудно объяснить результатами гальванических процессов.

Дж. Десборо (Desborough, 1970), установив при помощи электронного микрозонда, что оболочки содержат существенные количества серебра, также пришел к выводу, что они не могли быть следствием гальванических явлений и вернулся к представлениям о постепенном окислении и выщелачивании серебра с поверхности самородного золота. Критика Дж. Десборо электрохимической гипотезы достаточно основательна. Вместе с тем нельзя считать, что образование оболочек, резко отличающихся по строению от ядер золотин и четко от них отграниченных, могло быть следствием простого выщелачивания какой-то части серебра. Анализ материалов наблюдений приводит нас к заключению, что рассматриваемые изменения имели характер перекристаллизации, развивавшейся в тончайших приповерхностных слоях самородного золота. Вынос серебра лишь стимулировал перерождение структуры таких слоев в связи с генерацией дефектов кристаллической решетки золота и напряжениями, возникавшими из-за образования вакантных позиций. Подобные явления известны в физике металлов (Seith, 1955).

Между глубиной выщелачивания и интенсивностью перекристаллизации существовала определенная связь; поэтому толщина измененных слоев на золотилах в россыпях сравнительно постоянна.

Формирование высокопробных оболочек являлось длительным динамическим процессом, протекавшим с начала пребывания золота в зоне гипергенеза и лишь усиливавшимся в россыпях. Приповерхностные пористые слои золота при транспортировке кластического материала сминались, уплотнялись, истирались и вновь развивались на обнаженных поверхностях золотин и самородков, пока перемещение не прекращалось, после чего оболочки на золоте приобретали устойчивую толщину. При перемыве золотоносного аллювия процессы возобновлялись.

Интересной и важной задачей могла бы быть датировка периодов наращивания высокопробных оболочек на золоте, однако следы кайм ранних генераций, в том числе существовавших в зонах окисления коренных месторождений, в россыпном золоте неразличимы: они или полностью сходны с более поздними оболочками, или уничтожены последующей перекристаллизацией золота, что представляется более вероятным.

Происхождение межзерновых прожилков

полностью сохраняются в золотилах лишь наиболее ранние гипергенные новообразования — межзерновые прожилки почти чистого золота; нет никаких признаков их возникновения или разрастания в россыпях. По-видимому, формирование таких прожилков было сравнительно кратковременным процессом.

Мономинеральный характер больших участков межзерновых прожилков и местами проявляющаяся зависимость их строения от структуры соседних зерен первичного золота позволяют предположить, что происходило смозалечивание межзерновых полостей в агрегатах самородного золота аналогично образованию псевдожилок в кристаллах кварца и других минералов. Однако аналогия здесь не может быть полной. Судя по линзовидным формам прожилков, нередко сужающихся к краям золотин, полости не являлись межзерновыми трещинами растяжения, доступными проникновению растворов извне. Скорее они могли возникать вследствие неравномерного сокращения первичного объема зерен, терявших какую-то часть вещества. Подобные явления в металловедении рассматриваются как следствие объемной диффузии на границе двух металлов, в том числе золота и серебра, сопровождаемой появлением постепенно перемещающихся пористых зон. В нашем случае нет признаков объемной диффузии серебра (его содержание в первичных

зерна золота не меняется). Вместе с тем можно допустить, что удалялись содержащиеся в золоте газы. Их диффузия в металлах и накопление у межзерновых границ доказаны экспериментально (см. раздел о газовых включениях). Развитие подобных явлений вероятно и в природном золоте при изменении условий его существования (дезинтеграция и окисление руд в зоне гипергенеза). Перемещение газов должно было сопровождаться перегруппировкой золота. В начале происходило самозалечивание мельчайших освобожденных от газов пор в зернах золота, а газы скапливались в узких межзерновых полостях. Последние по мере удаления газовой фазы также залечивались золотом, и здесь возникали межзерновые прожилки. Резкие границы прожилков и иногда наблюдаемые «зазоры» вдоль них могут быть показателями неполного выноса газов. Стимулом к перегруппировке самородного золота служили напряжения, неизбежно возникавшие в участках выноса вещества. По В. Зейту (Seith, 1955), выделения газов играют иногда существенную роль в изменении структуры сплавов (Au—Pd и др. сплавы).

Отдавая себе отчет в гипотетичности изложенных представлений, мы считаем их вероятными, учитывая распространенность включений газов в эндогенном золоте.

Деформация и рекристаллизация золота

При транспортировке в россыпях золото, испытывающее механические воздействия (удары, трение), как правило, деформируется. В его кристаллической решетке появляются напряжения, которые вызывают развитие плоскостей скольжения и затем рекристаллизацию. В этом отношении золото не отличается от других металлов, процессы деформации и рекристаллизации которых хорошо изучены. Однако длительное время возможность подобных явлений для природного золота отрицалась на том основании, что «порог рекристаллизации» металлического золота находится в области температур, близких к температуре плавления металла (Ивенсен, 1938). При этом забывалось, что рекристаллизация металлов протекает и при низких температурах, только весьма медленно (Тамман, 1931; Кузнецов, 1941).

В работах конца XIX и начала XX в. встречаются упоминания о перекристаллизации золота в россыпях, но без указаний на ее признаки (Вернадский, 1922). М. С. Фишер (Fisher, 1935), наблюдая в россыпном золоте следы подобных изменений, отнес их к реликтовым (эндогенным). Материалы наших и А. И. Фасталовича исследований привели к иному выводу: в древних россыпях рекристаллизация сильно деформированного золота не только возможна, но и неизбежна. Новые данные показывают, что зоны рекристаллизации в зологинах образуются не только в участках расщепления, но и около газовых включений (см. фиг. 47, г). Однако не ясно, сказывались ли деформации золота около последних, или рекристаллизация в какой-то мере стимулировалась диффузией газов. Не выяснены также различия структур рекристаллизации золота в россыпях разного возраста, в том числе и перекрытых разнотипными образованиями, например, ледниковыми отложениями, базальтовыми покровами и др.

О процессах отложения гипергенного золота

Растворение, миграция и новое отложение характерны для всей гипергенной истории самородного золота. Основные представления о формах переноса золота рассмотрены в первой части данной работы. Здесь мы остановимся на способах отложения «нового» золота и его количественной роли.

Приведенные выше характеристики форм и строения частиц гипергенного золота убеждают в том, что в его генезисе роль коллоидных фаз более значительна, чем представлялось ранее.

Источником коллоидного золота в -зоне окисления служили продукты разложения кристаллозоей — золотоносных сульфидов или ионные растворы золота; образование за счет последних коллоидных растворов могло происходить в слабокислой среде при pH 5—6 и $E_h < 0,9$ (Goni, Guillemin, 1967). Некоторые экспериментальные исследования (Ляликова, 1970) указывают на возможное участие бактерий в перегруппировке и создании локальных концентраций коллоидного золота в коре выветривания. Наличие углерода в ядрах золотин из выветрелых пород может быть следствием подобных процессов.

Отчетливо вырисовывается зависимость поведения золота в зоне гипергенеза от осаждения гидратов окислов железа. Нередко происходило их соосаждение или золото отлагалось вслед за гидрогетитом. Осадителями золота служили также окислы марганца, некоторые карбонаты, сажистые продукты разложения медных сульфидов и первичные золотины.

Гипергенные новообразования золота обычно мелкие и рассредоточенные. Вместе с тем данные по Куранахскому рудному полю показывают, что в особых условиях они могли создавать крупные скопления. Специфичность этого месторождения свидетельствует о редкости возникновения таких условий. Можно предположить, что они характеризовались длительным ступенчатым протеканием процесса обособления коллоидных частиц золота (возможно, при разложении теллуридов), обилием «защищающего» их коллоидного кремнезема, активно выщелачивавшегося из вмещающих пород, наличием карбонатных отложений, способствовавших массовой коагуляции золотоносных гелей.

В окисленных рудах месторождений малосульфидной и убогосульфидной формаций, а также во многих месторождениях умеренносульфидных руд, судя по приближенным подсчетам, количество золота, обладающего типоморфными чертами гипергенных новообразований, обычно не превышает нескольких процентов и даже долей процента от массы добываемого металла. Этим подтверждается изложенное выше заключение о незначительности вторичного обогащения золото-кварцевых руд в зоне окисления. Роль этого обогащения возрастает лишь в полях умеренносульфидной и особенно — существенносульфидной минерализации, где большая часть видимого золота образовалась при перегруппировке тонкодисперсных его частиц.

Количество золота, переотложенного в россыпях, также невелико (доли процента от веса металла, извлекаемого из рыхлых отложений). При наблюдениях в шлифах можно видеть, что «новое» золото составляет до 10—15% объема золотин, но весовые его количества много меньше из-за большой пористости. «Новое» золото вызывает лишь некоторое увеличение размеров частиц золота (склеивание мелких чешуек) и изменение свойств их поверхности (плохое смачивание ртутью).

Переотложение золота в россыпях, как и в окисленных рудах, в большой мере, если не полностью, связано с концентрацией коллоидных частиц металла. Последние приносились водными потоками, разрушавшими золотоносные породы и руда с тонкодисперсным золотом, или имели местные источники в рыхлых отложениях. Диспергирование золота до коллоидного состояния при его истирании в россыпях предполагалось уже давно (Вернадский, 1922) и подтверждено экспериментально (Goni, Guillemin, 1967). Истирание пористых слоев золотин, испытывавших лишь дифференциальные движения в углублениях поверхностей плотика или между малоподвижными глыбами пород, должно было создавать «облака» коллоидных частиц около золотин; их осаждение и последующая раскристаллизация геля

приводила к появлению кристаллических корочек «нового» золота на старом.

Наросты гипергенного золота на окатанных золотилах, уже покрытых высокопробными оболочками, свидетельствуют о принадлежности первых к поздним новообразованиям; однако возможна сопряженность указанных изменений.

«Новое» золото, как отмечалось выше, нередко обогащено серебром, хотя в зоне гипергенеза этот элемент относительно подвижен и проявляет тенденцию обособляться от золота. Концентрация серебра в поздних новообразованиях золота возможна лишь при наличии местных его источников. Ими могли служить в россыпях не столько минералы серебра, плохо сохраняющиеся в зоне гипергенеза, сколько само золото, теряющее при изменении большую часть примесей серебра, которое содержалось в краевых частях золотинок.

Типоморфные особенности золота в зоне окисления

Суммируя приведенные выше характеристики первичных остаточных, частично измененных и гипергенных выделений самородного золота в зоне окисления месторождений, следует перечислить их основные типоморфные особенности, которые должны относиться к числу важнейших признаков прогнозных оценок верхних и глубоких горизонтов рудных полей.

Признаки первичного (остаточного) золота. Распознавание такого золота базируется на однотипности формы, структуры и субструктуры его выделений в окисленных и незатронутых окислением рудах месторождений. Индикаторами служат также включения в золоте сульфидов и теллуридов, легко разлагающихся при гипергенезе; в золоте они могут консервироваться. Однако такие включения относительно редки и их отсутствие не противоречит первичной природе золота.

Показатели частичных изменений первичного золота. К ним относятся тонкие приповерхностные зоны выщелачивания на золотилах и самородках, придающие им матовый блеск, а также межзерновые прожилки высокопробного золота. Могут учитываться и такие морфологические детали, как сглаженные скульптуры роста на гранях кристаллов, притупление окончаний прожилков и др.; самостоятельного значения они не имеют, поскольку не всегда могут быть достаточно уверенно объяснены.

Типоморфные черты гипергенного золота. Такое золото не образует монолитных скоплений; для него характерны губчатые и моховидные формы частиц, землистые массы, порошковатые налеты. Встречаются микрокристаллики (октаэдри, кубооктаэдри) и их сростки; острые ребра отличают их от корродированных многогранников первичного золота. Известны находки плохо развитых микродендритов. Все эти данные не могут однозначно интерпретироваться, если нет других признаков вторичной природы золота; сходные формы наблюдаются и у его первичных выделений.

По своей структуре новообразования обычно резко отличаются от агрегатов первичного золота; они более мелкозернистые, с частыми двойниками прорастания. Однако эти признаки можно использовать, если сравниваемые выделения золота имеют общие границы; строение обособленных его агрегатов должно учитываться лишь в совокупности с другими данными.

К числу специфических черт вторичных выделений золота могут быть отнесены микропочковидный рельеф их поверхности и микроглобулярная субструктура наростов на первичных золотилах; они свидетельствуют о существенной роли коллоидной фазы при осаждении золота в зоне гипергенеза. Грубопочковидные формы могут иметь разное происхождение.

Наиболее надежным критерием, позволяющим уверенно распознавать гипогенное и гипергенное золото, являются различия минеральных парагенезисов при отчетливых структурных взаимоотношениях минералов. Особенно характерны эмульсионные, петельчатые и нитевидные структуры сростаний золота и гидрогетита, а также пленки золота в слоях и в трещинах; дегидратации окислов железа.

Показателями гипергенной природы золота не могут считаться особенности его состава (высокая проба) и крупные размеры его выделений. В зоне гипергенеза существенно укрупняются лишь очень мелкие и тонкодисперсные частицы золота, но его новообразования, как правило, невелики (несколько миллиметров, чаще — доли миллиметра).

Сложность диагностики гипергенного золота заставляет с осторожностью^ подходить к использованию его типоморфных признаков. Надежность их повышается при учете совокупности различных показателей.

Типоморфизм россыпного золота

Представления о типоморфизме россыпного золота базируются на трех основных положениях, сформулированных еще в первый период наших работ: 1) попадая в россыпи при разрушении коренных месторождений золото всегда в той или иной мере сохраняет первичные особенности, которые служат показателями источников питания россыпей; 2) механические и химические воздействия при транспортировке и аккумуляции кластического материала вызывают частичные изменения форм, строения и состава золотин и самородков, зависящие от условий формирования россыпей, длительности их пребывания в погребенном состоянии, повторного перемыва и т. д.; 3) химические процессы не ограничиваются изменением состава золота, но приводят к возникновению его новообразований, обычно в незначительных количествах.

Показатели типа источников питания россыпей. Для этих целей могут быть использованы все рассмотренные типоморфные особенности эндогенного самородного золота, зависящие от формационной принадлежности его месторождений.

Некоторые признаки позволяют судить о степени эродированности коренных месторождений. Так, наличие межзерновых высокопробных прожилков в россыпном золоте свидетельствует о размывании зоны окисления. Количество прожилков может указывать на длительность гипергенных процессов, но лишь при однотипном составе руд. Если справедливы наши предположения о связи их образования с диффузией в золоте газовых компонентов, то развитие межзерновых прожилков должно рассматриваться как показатель не только гипергенных изменений, но и первичной «газонасыщенности» золота.

Обилие самородков в россыпи служит показателем разрушения верхних богатых частей рудных тел, в которых многократно происходило эндогенное (интраминерализационное) переотложение золота. Аналогичное значение имеет наличие крупных плоских дендритов и дендритоидов в россыпях, образовавшихся при разрушении месторождений малоглубинной рудной формации.

Свидетельства дальности и условий транспортировки золота. К ним относятся окатанность и истирание золотин, сортированность их по размерам, а также некоторые изменения их структуры.

На дальность переноса золота в россыпях указывает уменьшение размеров золотин, вплоть до преобладания их тонкошелушчатых разновидностей, и постепенное повышение пробы золота по мере удаления от предполагае-

мых коренных источников. Степень окатывания и истирания золотинок далеко не всегда является показателем расстояния, на которое золото перенесено от коренных источников; в ряде случаев она зависит от формы золотинок (относительно большая деформация ячеистых золотинок и меньшая — монолитных скоплений и кристаллов); сказываются также условия транспортировки кластического материала и его механические свойства, количество глыб твердых пород, глинистого материала и т. д.

В аллювиальных россыпях, формировавшихся при относительно быстром перемещении грубого кластического материала, типоморфными признаками золота являются сильное обмятие, сдавливание выступающих частей и их «расклепывание» по поверхности золотинок, а также развитие структур пластических деформаций (плоскости скольжения, развальцевание); определенное значение имеет длительность переноса золота, что подчеркивалось в работах В. А. Обручева, Ю. А. Билибина, И. С. Рожкова и других исследователей.

Сильная истертость золотинок и самородков может свидетельствовать о перемещении их волочением; истертость лишь с одной стороны указывает на более медленное движение золота (возможно на его прекращение) по сравнению с главной массой кластического материала.

Следы периодов покоя золотоносных отложений. Типоморфными особенностями золота, длительное время пребывавшего в стабилизированных россыпях (в основном погребенных), являются сравнительно «мощные» высокопробные оболочки и структуры рекристаллизации деформированных участков зерен и зернистых агрегатов.

Толщина высокопробной оболочки на золотинок может использоваться лишь как один из признаков; частая встречаемость в современной аллювии золотинок, у которых толщина периферического измененного слоя превышает 10—15 мк, указывает на вероятное поступление золота из перемываемых погребенных золотоносных отложений. Аналогичное значение имеет распространенность «нового» золота в россыпях.

К типоморфным особенностям золотинок из древних погребенных россыпей относятся структуры рекристаллизации, распознаваемые по следующим признакам: в зонах рекристаллизации зерна золота значительно мельче, чем зерна первичного золота; зоны рекристаллизации преимущественно расположены по периферии золотинок, в местах их изгибов, иногда на продолжении линий скольжения; характерны взаимоограничения новообразованных индивидов; обильны двойники прорастания. Отдельные особенности не всегда могут интерпретироваться однозначно, но их совокупность позволяет устанавливать проявление рекристаллизации достаточно уверенно. Наибольшие трудности представляет выявление структур сплошной рекристаллизации; отличием их от подобных реликтовых (эндогенных) структур может служить увеличение размеров новообразованных зерен от периферии окатанной золотинок к ее центру. Важно проследивать разные стадии рекристаллизации золотинок в данной россыпи.

Показатели повторного развития или усиления процессов миграции золота в россыпях. К ним относятся изменения тех форм и структур агрегатов, которые золото приобрело в россыпях: изгибы, скручивание и сплющивание окатанных истертых плоских частиц золота; возникновение шрамов на их поверхности (в отдельных районах, возможно, в связи с деятельностью ледников); повторные пластические деформации рекристаллизованного, золота и смятие пористых приповерхностных оболочек; истирание вздутий; на поверхности золотинок над газовыми включениями.

Приведенные признаки в совокупности с другими служат показателями прерывистости процессов россыпеобразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Взгляды на золото как на вещество неизменяемое, являющееся, по выражению А. Н. Карножицкого (1898), «настоящим символом вечности и бессмертия», утратили свое значение: несомненно, что в природе золото испытывает многократные преобразования. В течение рудного процесса происходит его перекристаллизация, меняются размеры выделений и их строение. За длительное геологическое время самородное золото может «стариться», что выражается в упорядочении его структуры, изменении состава, в распаде недостаточно стабильных выделений. Попадая в сферу гипергенных процессов, его крупные выделения частично перерождаются, а ультрамелкие вовлекаются в новый цикл миграции и осаждения.

Таким образом самородное золото относится к числу минералов, чутко реагирующих на изменения геологической обстановки. Каждый из этапов его геологической жизни — в первичных рудах, в зоне окисления и в россыпях, не стирая полностью «генетическую память» золота, накладывает на нее определенные отпечатки.

Одним из основных результатов изучения самородного золота явилось исчезновение того поразительного равнодушия, с которым подавляющее большинство исследователей золоторудных месторождений и золотоносных россыпей относилось к его особенностям. Идут активные поиски путей использования таких особенностей, как показателей генезиса месторождений и их типов, как индикаторов при прогнозах и т. д. В этой области есть свои успехи и просчеты. Последние в определенной мере связаны с гипертрофированной оценкой значения некоторых признаков. Приведенные в настоящей работе данные показывают, что многие черты самородного золота обладают высокой степенью конвергентности, что необходимо учитывать при их интерпретации. Вместе с тем выявлены специфические особенности состава, свойств, формы и строения выделений золота, которые в совокупности могут служить достаточно надежными индикаторами генезиса золотоносных образований. К ним относятся как легко обнаруживаемые черты морфологического своеобразия золотин (например, развитие различных дендритов и дендритоидов в рудах, окатанность частиц золота в россыпях и др.), так и тонкие детали их рельефа, внутреннего строения, неоднородности состава, выявленные при помощи методов электронной микроскопии, электронного микрозондирования и др. Применение этих методов в дальнейшем несомненно будет расширяться.

Содержащимися в работе характеристиками не исчерпывается многообразие выделений самородного золота. Не рассмотрены особенности золота скарновых месторождений, «змеевичных жил», метаморфизованных конгло-

мератов; лишь частично освещены типичные черты золота из свинцово-цинковых и медно-никелевых существенно сульфидных руд. Сделана попытка суммировать представления о самородном золоте только главных рудных формаций. Использование его типоморфных признаков может быть плодотворным при проведении достаточно детальных наблюдений, которые позволяют судить о типичности выявляемых особенностей и об их конвергентноеTM. Важным условием правильной интерпретации данных является учет материалов геологических, минералогических и геоморфологических исследований.

Некоторые из легко распознаваемых типоморфных признаков золота заслуживают быть включенными в программы массовой документации при систематическом описании рудных тел и металлоносных россыпей.

Дальнейшие исследования несомненно расширят и уточнят возможности использования особенностей самородного золота для практических целей и для генетических построений. Развитие таких исследований приведет к накоплению новых фактических материалов по отдельным золотоносным областям и позволит углубить представления о зависимости состава, свойств, формы и структуры выделений самородного золота от условий рудообразования и последующих геологических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулов Х. М., Баталов А. В., Хамрабаев И. Х.* **Некоторые** итоги изучения постмагматических формаций Средней Азии.— В сб. «Физ.-хим. пробл. формирования гори, пород и руд», т. 2. М., АН СССР, 1963.
- Авдеев И.* О кристаллическом золоте.— Горный журнал, 1839, ч. II.
- Аксенов В.С., Солтан С. А., Бычков В. А.* Золото в Зыряновском полиметаллическом месторождении (Рудный Алтай).— В сб. «Материалы 2-й Респ. научн.-теор. конференции молодых геологов Каз.ССР». Усть-Каменогорск, 1970.
- Альбов М. Н.* Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. Госгеол гехиздат, 1960.
- Альбов М. Н.* Геологические структуры жильных месторождений, благоприятные для нахождения золотых самородков.— Изв. Томе, политехи, ин-та, 1970, т. 239.
- Амирян Ш. О.* К минералогии золоторудных месторождений.— Докл. Арм. ССР, 1960, т. 31, 1.
- Амосов Р. А., Гуреев В. Ф.* К онтогении самородного золота.— Труды ЦНИГРИ, вып. 96, ч. 1. М., 1971.
- Ананьин В. А.* Россыпная золотоносность юго-восточной части Восточного Саяна.—Тр. Бурятск. комплексн. научн.-исслед. ин-та, 1966, вып. 21.
- Андреев П. А.* Золото. В сб. «Минеральные ресурсы промышленно-развитых капиталист, и развивающихся стран на начало 1970 г.». М., 1970.
- Андреева М. Г.* Особенности состава и размещения минеральных ассоциаций и элементы зональности в пределах Балейского рудного поля и его периферии.— Труды ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 1.
- Андрианов В. Т.* Самородок золота с прииска Герфед.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Аношин Г. И., Емельянов Е. М., Пережогин Г. А.* Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана.— «Геохимия», 1969, № 9.
- Бабаев К. Л.* К вопросу золотоносности Нура-Тау.— Изв. АН Уз.ССР, серия геол., 1947, № 2.
- Бабкин П. В., Куклин А. П.* К вопросу о газовых пузырьках в россыпном золоте. В сб. «Генетич. особенности и общ. закономерн. развития золотой минерализации Дальн. Востока». «Наука», 1966.
- Бадалов С. Т.* Некоторые соображения о генезисе кварцево-золоторудных жил. «Пробл. постмагм, рудообраз.», том II, Прага, 1965.
- Бадалов С. Т.* О причинах возникновения концентраций золота в сульфидных минералах.— Узб. геол. журн., 1972, № 2.
- Бадалова Р. П.* К минералого-геохимической характеристике золота гидротермальных рудопроявлений Западного Узбекистана.— Зап. Узб. отдел. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 14.
- Бадалова Р. П., Бадалов С. Т.* О генетическом значении пробности золота в эндогенных месторождениях.— Узб. геолог. журн., 1964, № 5.
- Бадалова Р. П., Николаева Э.* /7. Субмикроскопические структуры самородного золота и их особенности в золоторудных месторождениях Узбекистана.— Зап. Узб. отдел. Всес. мин. об-ва, 1970, вып. 21.
- Бадалова Р. П., Николаева Э. П., Толкачев Л. Ф.* Изучение микротвердости минералов ряда золото — серебро из золоторудных месторождений Узбекистана.— В сб. «Физ. свойства редкометаллических минералов и методы их исследований». «Наука», 1968.

- Бадалова Р. П., Палей Л. З. Золоторудные формации Узбекистана. В сб. «Некоторые закономерности размещения, эндоген. оруденения в Узбекистане», Ташкент, Изд-во «ФАН», 1966.
- Баженов В. И. Влияние вмещающих пород на локализацию рудных столбов в Саралинском рудном поле.— Геология и геофизика, 1960, № 2.
- Баймухамедов Х. #., Баскакова М. П. Типы кварцевых жил Юго-Восточных Кызылкумов и их золотоносность.— Усб. геолог. журн., 1969, № 4.
- Бакенов М. М. Пробность золота как критерий определения стадийности оруденения и интенсивности золотой минерализации.— Изв. АН Каз.ССР, 1963, вып. 3.
- Баранников А. Г. Древние россыпи золота восточного склона Южного Урала. В сб. «Пробл. геолог. россыпей», Магадан, 1970.
- Бартошинский З. В., Григорчук Г. Ю., Соломин Ю. С., Соломина Т. А. Золото Александровского месторождения в Восточном Забайкалье. Минералогия, сб. Львовск. гос. ун-та, Львов, 1970, вып. 3, № 24.
- Белов Н. В. О некоторых общих проблемах геометрической кристаллографии.— Кристаллография, 1966, т. 11, № 4.
- Бендик А. Т., Касавченко Г. В., Шер С. Д. К вопросу о генезисе рудных образований Мурунтау. В кн. «Рудн. формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане». Изд-во «ФАН», Ташкент, 1969.
- Бендик А. Т., Нестерова Н. П. О проявлении золото-серебряной минерализации на месторождении Мурунтау и в Мурунтауском районе.— Узб. геолог. журн., 1971, № 4.
- Берман Ю. С., Новиков В. М. К вопросу о пробности золота. Изд-во «Колыма», 1969, № 2.
- Берман Ю. С., Тренина Т. И. Золото в золото-серебряных рудопроявлениях Чукотки и связанных с ними россыпях.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
- Беренштейн Л. Е., Кореннова Н. Г., Ланцев И. П., Фишкова Н. Л. Спектральное определение золота и серебра в минеральном сырье и элементов примесей в золоте. Сер. Изд. ВИЭМС, М., 1970, № 2.
- Бетехтин А. Г. Платина. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1935.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенности рудных месторождений». Изд-во АН СССР, 1953.
- 1/1/ Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. ГОНТИ, 1938.
- Билибин Ю. А. О возрасте некоторых золоторудных месторождений Колымского района.— Сов. геология, 1940, № 5—6.
- Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1947, № 1.
- Бойцов А. В., Бойцова Г. Ф., Авдонин Н. А. Благородные металлы. Metallurgizdat, 1946.
- Бокий Г. Б. Кристаллохимия. 2-е издание, МГУ, 1960.
- Боришанская С. С. Минеральные включения в золоте и методика их определения. Материалы по минералогии золота. ОБТИ, Главцвегмет, 1952.
- Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геохимической перспективной оценки месторождений золота.— Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 35.
- Бородаевский Н. #., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. Metallurgizdat, 1947.
- Булытников А. Я.— О генетической связи золотооруденения с группами и комплексами магматических пород.— Изв. Томск. политехи, ин-та, 1968, вып. 134.
- Бурачек А. Р. Вопросы литологии ледниковых отложений Витимо-Патомского междуречья. В сб.: Вопросы геолог. Азии, посвящен. 90-летию академика В. А. Обручева. Изд-во АН СССР, 1955.
- Буркхардт Ван-Лук Н. Структура некоторых фаз в системе Au — Mg. Международн. конгресс кристаллографов, тезисы докладов. Изд-во «Наука», 1966.
- Буркхардт А. Механические и технологические свойства чистых металлов. Metallurgizdat, 1941.
- Буряк А. А. О характере влияния процессов регионального метаморфизма и состава вмещающих пород на развитие различных типов золотого оруденения (на примере Прибайкалья). В сб.: «Геолог. и разведка месторожд. полезн. ископ. Забайкалья». Чита, 1968.
- Буряк В. А., Попов Н. П. Типы генетической зональности оруденения в докембрийских золотоносных провинциях (Патомское нагорье).— Изв. Томск. политехи, ин-та, 1968, т. 134.
- Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. Госгеолтехиздат, 1963.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск. Изд-во «Наука», 1972.
- Вейц Б. И., Покровская И. В. Золото. Электрум. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. I. Алма-Ата, 1957.
- Велчев В. Н. Электронно-микроскопическое исследования за златоносност на рудите от месторождение «Говежда», Михайловградско. «Списание Бълг. геол. дружество», 1965, т. 26, № 3.

- Вернадский В. И.* Опыт описательной минералогии, т. 1. СПб., 1922. Избр. соч., т. II, Изд-во АН СССР, 1953.
- Вернадский В. И.* История минералов земной коры, т. I, Л., 1927. Избр. соч., т. IV, Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— *Геохимия*, 1956, № 1.
- Виноградов А. П.* Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. *Геохимия*, 1962, № 7.
- Вахтер Б. Я., Разумова Р. В., Холь Ф. И., Курбанов А. Ш.* К вопросу о характере золота в колчеданных месторождениях.— *Докл. АН СССР*, 1968, т. 178, № 2.
- Власов Г. М.* О цикличности вулканических процессов.— *Труды Ин-та вулканолог. СО АН СССР*, 1967, вып. 24.
- Воларович Г. П.* Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке. В сб.: Золоторудн. формации Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1969.
- Воларович Г. П., Николаев С. С., Хамидулин Г. А.* Необычные формы кристаллов золота. В сб. Генетич. особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1966.
- Воларович Г. П., Николаев С.* Характеристика золота россыпей Ниманского золотоносного района (Дальний Восток).— *Труды ЦНИГРИ*, 1967, вып. 32.
- Вольфсон Ф. И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф.* Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов Северного Казахстана.— *Геохимия*, 1968, № 4.
- Гавриков С. И.* О возрасте и связи золотого и редкометалльно-золотого оруденения с некоторыми мезозойскими гранитоидами Верхне-Инди́гирского рудного района.— *Труды ЦНИГРИ*, М., 1967, т. 135.
- Гавралов А. М.* О времени выделения золота на одном из месторождений Западного Узбекистана.— *Труды ЦНИГРИ*, 1968, вып. 79.
- Гаврилов А. М.* О сингенетическом с сульфидами характере тонкодисперсного золота на золоторудном месторождении Бакырчик. (Вост. Казахстан).— *Труды ЦНИГРИ*, 1971, ч. 1, вып. 96.
- Гамянин Г. Н.* Минеральные типы золоторудных месторождений. В сб.: Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Инди́гирск. района. Изд-во «Наука», 1971.
- Гапон А. Е.* Новые данные о газовых и жидких включениях в самородном золоте.— *Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва*, 1962, вып. 4.
- Генкин А. Д.* Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. Изд-во «Наука», 1968.
- Годлевский М. Н.* Магматические месторождения. В кн.: Генезис эндоген. рудн. месторождений (под ред. акад. В. И. Смирнова). Изд-во «Недра», 1968.
- Годлевский М. Н., Разин Л. В., Конкина О. М.* Золотоносность дифференцированных интрузий норильского типа.— *Труды ЦНИГРИ*, 1970, вып. 87.
- Горбатюк О. И.* Золотоносность Южно-Приморской зоны. В сб.: Вопросы геолог., геохимии и металлогении Сев.-Зап. сектора Тихоокеанск. пояса. Владивосток, 1970.
- Горбунов Е. З.* Закономерности распределения золота в аллювиальных россыпях и их практическое значение при поисках (на примере Северо-Востока СССР). В сб.: Геология россыпей. Изд-во «Наука», 1965.
- Горностаев Н. И.* Новые принципы классификации эманационных месторождений. В сб. трудов треста Золоторазведка, 1936, вып. 2.
- Григорчук Г. Ю.* О стадиях минерализации. В *Минералог*, сб. Львовск. гос. ун-та, 1965, вып. 2, № 19.
- Григорьев Д. П.* Онтогенез минералов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1961.
- Григорьев Д. П.* О различии минералогических терминов «скелет», «дендрит» и «пойкилит».— *Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка*, 1965, № 8.
- Григорьева А. И.* Некоторые данные о выносе золота с рудного поля Мурунтау (Центральные Кызылкумы) и концентрации его в пролювиальных отложениях.— *Труды ЦНИГРИ*, 1968, вып. 79.
- Гришин В. М., Косяк Е. А.* О причинах колебания пробности золота. В сб. Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана, 1968, вып. 1.
- Грум-Гржимайло Н. В.* Электросопротивление и холл-эффект сплавов золота и серебра.— *Неорганич. химия*, 1956, вып. 9, № 1.
- Гуковский Н. А.* К вопросу о генезисе месторождений Ольховско-Чибисского контакта.— *Вестник Зап. Сиб. геол.-гидрогеод. треста*, 1934, вып. 5.
- Гуреев В. Ф., Зверева Е. А.* Особенности поведения золота в зоне окисления вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд Кокпатаасского рудного поля (Центральные Кызылкумы).— *Труды ЦНИГРИ*, 1971, ч. 1, вып. 96.

- Гиреев В.Ф., Константинов М.М., Алышева Э. И. О соотношении сингенетического (тонкодисперсного) и наложенного золота в пирите.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5.
- Гуров Л. П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье). В сб.: Золоторудн. формации Дальн. Вост. Изд-во «Наука», 1969.
- Давиденко Н. М. О температуре образования самородного золота (на примере Западной Чукотки).— Колыма, 1968, № 5.
- Давлетов И. К. Поведение золота в процессе кристаллизации интрузивных пород на примере Чаткальской зоны Тянь-Шаня.— Бюлл. Московск. об-ва испыт. природы, отд. геохимии, 1970, № 5.
- Дитмар А. В. О малой подвижности золота при эрозионных процессах на примере рудопроявления ручья Игрового в Корякском нагорье.— Ученые зап. научн.-иссл. ин-та геол. Арктики, региональн. геол., 1968, вып. 13.
- Еремеев П. В. О кристаллах золота из золотоносных россыпей некоторых уездов Оренбургской губернии.— Зап. Минерал, об-ва, 1887, т. 23.
- Еремеев П. В. О кристаллах золота рудника на р. Пышма.— Зап. Минерал, об-ва, 1894, т. 31.
- Еремеев П. В. О кристаллах золота из Миасской дачи на Урале.— Зап. мин. об-ва, 1895, т. 23.
- Желнин С. Г. Условия формирования и некоторые особенности геологии погребенных россыпей востока Азии. «Проблемы геол. россыпей», Магадан, 1970.
- Жемчужный С. Ф. Физико-химическое исследование золотых самородков в связи с вопросом об их генезисе.— Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1922, т. II, вып. 1.
- Жирное А. М. Гипогенное коллоидное золото в золоторудном месторождении Каульды (Средняя Азия).— Узб. геол. журн. 1972, № 1.
- Зарембо Ю. Г., Кореннова Н. Г. Изучение пробы золота микроспектральным методом.— Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 93.
- Зарембо Ю. Г., Трофимова А. В., Фирсова С. О. Использование метода декрепитации для определения температур рудообразования на месторождении Мурунтау (Центральные Кызылкумы). Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 93.
- Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Звягинцев О. Е. Геохимия золота. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1941.
- Зенков Д. А. Элементы рудничной геологии. ОБТИ, Главцветмет, М., 1948.
- Иванкин П. Ф., Рабинович К. Р. О двух рядах золоторудных формаций и некоторых особенностях отношения золотого оруденения к магматизму. В сб.: Вопросы геол. месторожд. золота Сибири. Изд-во Томск. гос. ун-та, 1968, т. 134.
- Иванов А. А. О времени выделения золота из растворов. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии, посвящ. памяти акад. Ферсмана. Изд-во АН СССР, 1946.
- Иванов А. А. Опыт применения электронномикроскопического метода в исследовании рудных минералов.— Зап. Минерал, об-ва, 1951, ч. 80, вып. 3.
- Ивенсен Ю. П. Опыт изучения морфологии и микроструктуры золота.— Труды треста «Золоторазведка» ин-та Нигризолото, 1938, вып. 10.
- Икорникова Н. Ю. Микротвердость реального кристалла на примере брукита.— Докл. АН СССР, новая серия, 1948, т. 59, № 7.
- Ильенок С. С. Генезис бонанц Знаменитинского золоторудного месторождения. «Проблемы образ. рудн. столбов», тезисы докладов симпозиума. Новосибирск, 1969.
- Казакевич Ю. П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. Изд-во «Недра», 1972.
- Казаринов А. И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений Куранахского типа. В сб.: Золоторудн. формации Дальнего Востока. Изд-во «Недра», 1969.
- Кайкова Т. М. К вопросу о поведении золота в процессе минералообразования в гидротерм. месторождениях. В кн.: Геология и горное дело. Металлургиздат, 1952.
- Каймирасова А. Г. Об электронномикроскопическом изучении золотоносных пиритов.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1968, № 3.
- Каковский И. А. К теории гидрометаллургии благородных металлов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Калиткина Н. А. Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в пирите и арсенипирите.— Вестник МГУ, серия геол., 1971, № 5.
- Кантор М. З. Некоторые особенности скарнов Забайкалья и общие вопросы глубины формирования скарнов. Геол. рудн. месторожд., 1965, т. 7, № 5.
- Карасик М. А. Самородное золото в некоторых железорудных контактово-метасоматических месторождениях.— Труды УФАИ, 1953, вып. 20.
- Карножицкий А. // Золотая валюта перед судом естественной истории. «Научное обозрение», 1898, № 2, 3.
- Карпинский. О золотоносных россыпях.— Горный журнал, 1840, № 1—5.
- Каюпов А. К- Роль глубинных слоев земной коры в металлогенической специализации на примере Алтайской рудн. провинции. В сб.: Металлогения Тянь-Шаня. Изд-во «Илим», Фрунзе, 1968.

- Кига́й И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. В сб.: *Вопр. генезиса и закономерности размещ. эндоген. месторождений*. Изд-во «Наука», 1966.
- Кириллов В. П., Легедза В. Я., Сидоров В. А. Экспериментальное изучение возможности образования золотосодержащего дисульфида железа в условиях нормальной температуры и атмосферного давления.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 4.
- Кларк Д., Хорнбек П., Рени Ш. Симметрия кристаллов с дислокациями.— Тезисы докл. на VII Междун. конгр. кристаллографов. Изд-во «Наука», 1966.
- Кляя М. О., Леммлейн Г. Г. Первичные включения газа в кристаллах.— Записки Всес. минерал. об-ва, 1961, т. 90, № 3.
- Кожеников М. Г. К вопросу о роли химических агентов в обогащении старых приисковых отвалов.— Труды треста «Золоторазведка», 1935, вып. 1.
- Козлова О. В. Рост кристаллов. Изд. МГУ, 1967.
- Колонии Г. Р. Хлоридные комплексы рудообразующих металлов при повышенных температурах (расчетные данные). Веб.: Эксперим. иссл. по минералогии. 1969—1970. Новосибирск, 1971.
- Колосова Т. Б., Онищук Ю. В. О новом типе золотого оруденения в Восточном Забайкалье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 10.
- Колтун Л. И. Применение минералотермометрического анализа для изучения генезиса некоторых золоторудных месторождений Урала.— Труды Всес. науч.-иссл. пьезооптич. минер. сырья, 1957, вып. 1, № 2.
- Колтун Л. И. Особенности генезиса золоторудного месторождения Лебединое, выявленные по включениям в минералах.— Труды ВНИИП, 1958, т. 2, вып. 2.
- Константинов Р. М. Некоторые вопросы изучения эндогенных рудных формаций при металлогенических исследованиях. В сб.: *Вопросы металлогении*. Изд-во «Недра», 1965.
- Коробушкин И. М. О форме нахождения «тонкодисперсного» золота в пирите и арсенопирите.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5.
- Костюв И. Кристаллография. Изд-во «Мир», 1965.
- Костылева Е. Е. Золото. В справ.: *Минералы*, т. 1, Изд-во АН СССР, 1960.
- Корталева И. /7/. Геохимия золота в мезозойских континентальных отложениях Ундино-Даинской депрессии (Восточное Забайкалье). Ежегодник по работам 1970 г. ГЕОХИ СО АН СССР, Иркутск, 1971.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. Изд-во «Недра», 1970.
- Красников В. И., Сейфуллин Р. С. О поведении золота в зоне окисления полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. В сб.: *Вопросы рудоносн. Вост. Забайкалья*. Изд-во «Недра», 1967.
- Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. Гос. изд-во геологич. лит-ры. М.—Л., 1940.
- Крейтер В. М. О миграции золота в зоне окисления. В сб.: *Материалы по геол. золота и платины*, 1948х, вып. 8.
- Крейтер В. М. Размеры частиц золота в сульфидных месторождениях как признак пострудного метаморфизма.— Изв. АН СССР, серия геол. 1948², № 1.
- Крейтер В. М., Аристов В. В., Воынский И. С., Крестовников А. Н., Кувычинский В. В. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. ГОНТИ,
- Кропачев Г. П. Распространение золота в природе.— Советская золотопромышленность, 1935, № 8.
- Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. В сб.: *Эндогенн. рудн. формации СитЗири и Дальнего Востока*. Изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов В. Д. Физика твердого тела, т. II, Томск, 1941.
- Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. Гос. изд-во техн. и теорет. лит-ры, 1953.
- Кузнецова Л. Т., Симонов Ю. Г. Морфологические особенности россыпного золота Тулгир-Амазарского междуречья.— Вестник науч.-информ. Забайкальск. отд. Геогр. об-ва СССР, 1966, № 5.
- Кузьмин А. М. О гексагональном золоте.— Бюлл. Всес. хим. об-ва им. Д. И. Менделеева, 1939, № 2.
- Кулибин К. Месторождения золота.— Горный журнал, 1886, № 16.
- Купфер А. Э. Минералогическая коллегия Горного института, СПб., 1916.
- Курнаков Я. С., Жемчужный С. Ф., Заседателев М. Превращения в сплавах золота и меди. Журнал русск. физ.-хим. об-ва, часть химическая, 1915, № 47 (871).
- Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1969.
- Кэй Дж., Лэби Т. Л. Таблицы физических и химических постоянных. Гос. изд-во физ.-математ. лит-ры, 1962.
- Ланцев И. П., Николаева Л. А., Бадалова Р. П., Денисова Л. К. К вопросу о распределении элементов примесей в самородном золоте из различных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1971, ч. 1, вып. 96.

- Лачко О. А., Кирова Т. Ф. О природе золота в рудах Гайского и Учалинского месторождений.— Цветные металлы, 1968, № 2.
- Лебедева С. И. Определения микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
- Леммлейн Г. Г. Процесс геометрического отбора в растущем агрегате кристаллов.— Докл. АН СССР, 1945, т. 48, № 3.
- Летников Ф. А. О закономерности появления самородных элементов.— Изв. АН Каз.ССР, серия геол., 1963, вып. 6/57.
- Ложечкин М. П. Новые данные о химическом составе «медистого золота».— Докл. АН СССР, 1939, т. XXIV, № 5.
- Лозовский В. И. Некоторые данные к поискам слепых рудных тел эпитермальных золото-рудных месторождений. В сб.: Вопросы рудоносн. Вост. Забайкалья. Изд-во «Недра», 1967.
- Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносное™ Чукотки. Гос-геолтехиздат, 1962.
- Любалин В. П., Симонов Ю. И. Некоторые особенности локализации оруденения Бaleyского типа.— Изв. Забайкальск. отд. Географ, об-ва СССР, 1965, т. 1, № 3.
- Любое Б. #., Темкин Д. Е. Распределение растворимых примесей при кристаллизации. В сб.: Рост кристаллов. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ляликowa Н. Н. Роль микроорганизмов в образовании и разрушении сульфидов в рудных месторождениях.— Геол. рудн. месторожд., 1970, вып. 12, № 1.
- Ляхов Ю. В. Генетические типы золотого оруденения в пределах Ундино-Даинской депрессии. В сб.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, Чита, 1967, вып. 2.
- Ляхов К. В. О горизонтальной и вертикальной температурной зональности в пределах Байлейского рудного поля. В сб.: Минералогич. термометрия и барометрия. Изд-во «Наука», 1968.
- Ляхов Ю. В., Пизнор А. В. Физико-химические закономерности процесса рудообразования на золото-молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья.— Изв. Томск, политехи, ин-та, 1970, вып. 239.
- Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд.— Зап. Всесоюзн. минерал, об-ва, 2-я серия, 1950, ч. 79, вып. 4.
- Максимов С. С., Никулин В. Н. Принципы выявления рудных столбов в жильных золото-рудных месторождениях (на примере Восточного Забайкалья). Тезисы докладов симпозиума по пробл. образов, рудн. столбов. Новосибирск, 1969.
- Малахов А. А. К систематике эндогенных рудных формаций золота в Узбекистане. В сб.: Рудн. формации и основн. черты металлогении золота Узбекистана. Изд-во «ФАН», Ташкент, 1969.
- Малеев М. Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. Изд-во «Наука», 1971.
- Масленицкий И. Н. Золото в медных сульфидных рудах Урала.— Цветные металлы, 1940, № 8.
- Масленицкий И. Н. О некоторых случаях образования дисперсных выделений золота в сульфидах железа.— Докл. АН СССР, новая серия, 1944, т. 45, № 9.
- Масленицкий И. Н. Дисперсные включения золота в сульфидах железа.— Зап. Ленингр. горн, ин-та, 1948, т. 17—18.
- Масленицкий И. Н., Чугаев Л. В. Металлургия благородных металлов. Изд-во «Металлургия», 1972.
- Мейтуя Г. М., Иванов В. В., Балицкая Л. В. О температурах минералообразования в различных типах месторождений Восточного Забайкалья. В сб. Тезисы докл. III Всес. совещ. по минерал., термометрии и геохимии глубин, минералообразующих растворов. М., 1968.
- Миков А. Д., Черепнин В. К. Вторичная зональность золоторудных жил северной части Кузнецкого Алатау. В сб.: Геол. месторожд. Сибири. Новосибирск, 1970.
- Мирошниченко Л. А., Фомичев В. И., Кузнецова Е. И. Изменение пробности и размерности выделений золота в зависимости от температурных условий минералообразования.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1971, № 2.
- Моисеева М. И. Минералогия рудных месторождений СВ части Кураминского хребта и сопредельных районов. Изд-во «ФАН», Ташкент, 1969.
- Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Моисеенко В. Г., Шека С. В., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. Изд-во «Наука», 1971.
- Мокиевский В. А., Семенюк С. Н. Скелетный рост кристаллов вязкой среде.— Зап. Всес. минерал, об-ва, 1952, ч. 71, № 2.
- Мокиевский В. А., Титова В. М., Бартошинский З. В. Проявление пластической деформации в алмазе и некоторые вопросы, связанные с пластичностью кристаллов.— Зап. Всес. минерал, об-ва, 1962, вып. 91, № 4.
- Моствич В. А., Ахисимов С. М., Духанин И. Н. Флотация золотосодержащих медноцинковых и медных руд Урала. ГОНТИ, М., 1931.
- Набоко С. И., Главатских С. Ф. Минералообразующие гидротермы областей активного вулканизма.— Докл. АН СССР, серия геол., 1969, № 1.

- Найбородин В. И. Химический состав самородного золота из рудных и россыпных месторождений Яно-Колымского пояса.— Труды ВНИИ, Магадан, 1959.
- Нарсеев В. А. Зональность распределения золота различной пробыности на некоторых месторождениях Казахстана. В сб.: Геол. и геохимия месторожд. благородн. металл. Казахстана, Алма-Ата, 1969.
- Нарсеев В. А., Левин Г. В., Лось В. Л. К определению понятия «рудный столб».—Изв. Томск, политехи, ин-та, т. 239, 1970.
- Наслузов И. Г. Форма, размеры и состав золотых частиц в продуктах обработки золотых руд.— Советская золотопромышленность, 1936, № 12.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). Атомиздат, 1971.
- Наумов Г. Б., Ходаковский И. Л. Термодинамический анализ факторов образования минералов гидротермальных месторождений. Междунар. геохим. конгр., тезисы докладов. М., 1971.
- Немилов В. А., Рудницкий А. А., Видусова Т. А. Исследование 'и-системы золото — палладий — платина.— Изв. сектора платины, 1946, вып. 198, № 20.
- Нестеров Н. В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии.— Изв. Томск, политехи, ин-та, 1970, вып. 239.
- Николаева Л. А. Газовые включения в самородном золоте.— Зап. Всес. минерал, об-ва, 2-я серия, 1954, ч. 83, вып. 4.
- Николаева Л. А. Некоторые данные о химическом составе самородного золота Ленского района.— Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 30.
- Николаева Л. А. О преобразованиях внутренней структуры золота в россыпях.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
- Николаева Л. А., Бадалова Р. П. Внутренняя структура самородного золота как критерий формирования руд.— Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
- Нифонтов Р. В. Геология россыпей.—Труды треста «Золоторазведка» и «Нигризолото», 1937, № 6.
- Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности осадочных горных пород некоторых горных районов. В сб.: Методы исслед. минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1957.
- Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности осадочных горных пород некоторых горных районов. В сб.: Методы исслед. минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1957.
- Новиков В. М. Особенности морфологии и внутреннего строения золота из близповерхностных месторождений, связанных с вулканогенными формациями (на примере месторождений Нижнего Приамурья).— Труды ЦНИГРИ, 1968 вып. 79.
- Новиков В. М. Выщелачивание золота минеральными кислотами из пород золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. В сб.: Ореолы рассеяния месторожд. Вост. Сибири. Изд-во «Наука», 1971.
- Обручев В. А., Григорьев Д. Н. Самородное магнитное золото.— Докл. АН СССР, 1945, т. 46, № 7.
- Озерский А. О. Описание золотой самородки — исполина.— Горный журн., 1843, ч. III, кн. 7.
- Озерский А. О. Золотые самородки, хранящиеся в музее Горного института.—Журн. минерал, об-ва, 1844, янв. XLI.
- Островский И. А. Оптический метод определения важнейших особенностей химического состава самородного золота в микроскопических препаратах.— «Колыма», 1946 № 6.
- Палгй Л. З., Муровцев А. В., Борозенец Н. И. К геохимии золота ч Султануиздаге.— Узб. геолог, журн., 1967, № 6.
- Панков В. П., Чухров Ф. В. К минералогии золото-теллуристых руд месторождения Манка на Южном Алтае.— Минералог, сб. Львовск. геолог, об-ва, 1962, № 16.
- Педашенко А. И. О генезисе и парагенезисе руд Утинского золоторудного месторождения. Материалы по изуч. Охотско-Колымского края, серия I, вып. 9, ОНТИ, М.—Л., 1936.
- Пергляев А. П. О составе и строении выделений самородного золота.— Зап. минерал, об-ва, 1953, ч. 82, вып. 3.
- Петров В. Г. Эндогенные месторождения северной части Енисейского края. Автореферат канд. диссерт. Новосибирск, 1969.
- Петров В. Г., Кренделев Ф. В., Бобров В. А., Цимбалист В. Г. Поведение радиоактивных элементов и золота при метаморфизме осадочных пород Патомского нагорья.— Ежегодник ГЕОХИ СО АН СССР по работам 1969 г. Иркутск, 1970.
- Петровская Н. В. Морфология и структура «нового» золота.— Докл. АН СССР, 1941, т. 32, № 6.
- Петровская Н. В. Морфологические и структурные особенности самородного золота. В сб.: Материалы по геологии золота и платины, 1947, вып. 3.
- Петровская Н. В. К вопросу о принципах минералогической классификации типов первичных золотоносных руд.— Труды «Нигризолото», 1955, вып. 20.

- Петровская Н. В.* О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1956» ч. 85, № 3.
- Петровская Н. В.* Некоторые особенности внутреннего метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского кряжа.— Труды ЦНИГРИ, 1956г, вып. 21.
- Петровская Н. В.* Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР.— Доклады сов. геол. на XXI сесс. Междунар. геол. конгр. ГОНТИ, М., 1960.
- Петровская Н. В.* О некоторых закономерностях размещения рудных столбов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд (на примерах некоторых золоторудных районов). В сб.: Вопросы изуч. и методы поисков скрыт, оруд. Госгеолтехиздат, 1963х.
- Петровская Н. В.* О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геол. рудн. месторожд., 1963г, № 1.
- Петровская Н. В.* О типоморфизме самородного золота. В кн.: Пробл. геологии минеральн. месторожд.. петрологии и минералогии, т. II, Изд-во «Наука», 1969х.
- Петровская Н. В.* Типоморфизм и некоторые черты генезиса самородного золота в убогосульфидных рудах формации малых глубин (на примере месторождений Забайкалья). В сб.: Типоморфизм минералов. Изд-во «Наука», 1969г.
- Петровская И. В.* Интраминерализационное развитие деформации, перекристаллизации и перераспределения минерального вещества при формировании золоторудных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
- Петровская Н. В., Константинов Р.М., Сиротинская С. В.* Опыт количественного изучения сходства минерального состава золоторудных месторождений.— Советская геология, 1971, № 4.
- Петровская Н. В., Тимофеевский Д. А., Дембо Т. М., Фасталович А. И., Бернштейн П. С., Боришаская С. С., Бабичев Н.И.* К вопросу о времени выделения золота в рудных месторождениях. — Труды ЦНИГРИ, 1947, вып. 16.
- Петровская Н. В., Фасталович А. И.* Морфологические и структурные особенности самородного золота. Материалы по минералогии золота. Изд. отраслевого бюро техн. информ. Главцветмета, 1952.
- Петровская Н. В., Фасталович А. И.* Изменение внутренней структуры самородного золота в условиях россыпей. В сб.: Вопросы геологии Азии (юбил. сб., посвящен. 90-летию акад. Обручева), т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчик С. Г., Андреева М. Г.* Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). — Труды ЦНИГРИ, М., 1961, вып. 45, ч. П.
- Петровская Н. В., Фролова К. Е.* Опыт сравнительного исследования морфологии тонкодисперсного золота и микрорельефа поверхности золотых выделений (по данным электронной микроскопии). В сб.: Типоморфизм минералов. Изд-во «Наука», 1969.
- Петровская Н. В., Фролова К- Е., Пляшкевич Л. Н.* Тонкая мозаичная структура кристаллических зерен самородного золота (по электронномикроскопическим данным). — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, вып. 2.
- Петровская Н. В., Лютцау В. Г., Фролова К. Е., Лапутина И. П., Васильева Г. Л.* Неоднородность самородного золота. В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. Изд-во «Наука», 1971.
- Петровская Н. В., Новиков В. М., Фомин П. С., Фролова К. Е., Евстигнеева Т.П.* Особенности самородного золота как показатели генезиса близповерхностных третичных месторождений Нижнего Приамурья.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 1.
- Петровская Н. В., Элинсон М. М., Николаева Л. А.* Состав и условия образования газовых включений в самородном золоте. Международн. геохим. конгр., тезисы докладов. М., 1971.
- Пещевский Б. И., Аношин Г. И., Эренбург А. М.* О химических формах золота в морской воде.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 4.
- Пинес Б. йт., Гребенник И. П.* Новая кристаллическая фаза в тонких пленках сплавов Fe — Ni.— Кристаллография, 1958, т. 3, № 4.
- Плаксин И. Н.* Металлургия благородных металлов. Metallurgizdat, 1958.
- Пляшкевич Л. Н.* Золотое и золото-серебряное оруденение эпitherмального типа на Северо-Востоке СССР. В сб.: Рудоносность вулканоген. образ. Сев.-Вост. и Дальн. Востока. Магадан, 1967.
- Поваренных А. С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Поликарпова В. А.* Материалы к микроскопическому изучению золота.— Труды ЦНИГРИ, 1941, вып. 14.
- Поликарпочкин В. В., Коротав И. Гапон А. Е.* Концентрирование хемогенного золота в осадкообразовании.— Ежегодник ГЕОХИ СО АН СССР, Иркутск, 1968.
- Поляницын А. В.* Гранулометрические параметры ленского россыпного золота. Автореф. канд. дисс, Иркутск, 1969.

- Поспелов Г. Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании. В кн.: Физ.-хим. пробл. образования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1963.
- Пшеничный Г. Н. О минералогической форме золота и его ассоциациях в сульфидных рудах Гайского медноколчеданного месторождения. В сб.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, Госгеолтехиздат, 1962, вып. 3.
- Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. В сб. «Генетич. особенности и общие закономерности развития золотой минерализ. Дальн. Востока». М. Изд-во «Наука», 1966.
- Разин Л. В., Боришанская С. С. Минеральные формы нахождения платиновых металлов и золота во вкрапленных рудах месторождений Норильск I. Труды ЦНИГРИ, вып. 87, 1970.
- Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений Куранахского типа. М. Изд-во «Наука», 1966.
- Разумовский Н. К. Механический состав россыпного золота и новейшие данные по методике подсчета запасов россыпей. Сов. золотопромышленность, 1939, № 12.
- Редлих Ф. Самородок «Золотая звезда». «Правда» 2/VIII — 1968 г.
- Роберте Б. Сверхпроводящие материалы и их свойства. В кн. «Новые материалы и методы исслед. металлов и сплавов». Металлургиздат. М., 1966.
- Ровинский Б. М., Костюков Е. П., Лютцау В. Г. Рентгеновская дифракционная микроскопия. В кн. «Рентгенография металлов». М., Metallurgizdat, 1967.
- Рожков И. С. Условия формирования и типы золотоносных россыпей. Труды ЦНИГРИ, вып. 76, 1967.
- Рожков И. С. Генетические типы месторождений золота и их положение в геотектонических структурах. «Геология и геофизика», 1968, № 7.
- Рожков И. С., Никитин Н. М., Ясырев А. П. Новые данные о золотоносности осадочных толщ центральной части Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 173, 1967, № 5.
- Рожков И. С., Писемский Г. В., Ганжал, М., Лопатин А. Г., Елеева И. В., Бабков Ю. Б., Зайцев Е. И., Малахов Н. Л. О золотоносности железных руд Кривого Рога.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 4.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А., Звягин В. Г. Поведение золота в первичных ореолах некоторых жильных золоторудных месторождений.— Изв. Томск, политехи, ин-та, 1970, т. 239.
- Ротараш И. А. Особенности внутренней структуры самородного золота в Колбинском хребте.— Труды Алтайск. отдела ИГН АН Каз.ССР, 1970, т. 29.
- Рудницкий А. А. Термоэлектрические свойства благородных металлов и их сплавов. Изд-во АН СССР, 1956.
- Рузматов С. Р. Форма нахождения серебра и золота в рудах медномолибденового месторождения Кальмакыр.— Узб. геолог, журн., 1961, № 4.
- Самарцев И. Т. Новые данные о строении Березовского золоторудного поля (Средний Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 68.
- Самойлов Я. В. О кристаллах золота из прииска Верного (Ленский золотоносный район).— Зап. Всес. минерал, об-ва, 1906, ч. 43, вып. 1.
- Санадзе В. В., Гуляев Г. В. Исследование процесса растворения фаз в системе никель—золото при изотермических отжигах.— Кристаллография, 1966, т. 11, вып. 4.
- Сапрыкин А. А., Яблокова С. В. Особенности внутренней структуры золота из древних россыпей Приамурья.— Изв. Томск, политехи, ин-та, 1970, т. 239.
- Саратовкин Д. Д. Дендритная кристаллизация. ГОНТИ черн. и цветной металлургии, 1957.
- Саркисов Э. С. Координационное число и межатомное расстояние в металлических и ковалентных кристаллах.— Журн. физ. химии, 1963, т. 37, вып. 2.
- Сахарова М. С., Лобачева И. К. Электрохимическое исследование процессов отложения золота на сульфидах.— Геолог, рудн. месторожд., 1967, № 4.
- Сахарова М. С. Изучение состава самородного золота методом рентгеноспектрального микроанализа.— Докл. АН СССР, 1969, № 2.
- Сахарова М. С., Аполонov В. Н., Калиткина Н. А., Кривицкая Н. Н. О раннем золоте и возможностях его перераспределения в сульфидных рудах. В сб.: Геология корен, месторожд. золота, труды СВКНИИ АН СССР, Магадан, 1972.
- Сахарова М. С., Калиткина Н. А., Колонии Г. Р. Исследование температурных условий рекристаллизации золота в сульфидных рудах. В сб. Тезисы докл. III Всес. совещ. по минерал, термобарометрии и геохимии глубин, минералообраз. растворов. М., 1968.
- Сигов А. П. Закономерности локализации некоторых полезных ископаемых Урала в свете палеогеографических данных. В сб.: Геохимия и полезн. ископаемые Урала, Госгеолиздат, 1947, вып. 2.
- Сигов А. П. Золоторудные месторождения Северо-Миасской группы. В сб. 200-летие золотой промышл. Урала. Свердловск, 1948.
- Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. Изд-во «Наука», 1966.

- Сидоров А. А., Найбородин В. И. О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 1.
- Синюгина Е. Я., Волярович Г. П., Яблокова С. В. О связи аллювиальных россыпей золота с коренными источниками.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76.
- Синюгина Е. Я., Лапин С. С. Распределение золота в аллювиальных россыпях.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76.
- Смирнов А. А. Минералы группы самородного золота. В сб.: Минералы СССР. изд-во АН СССР, М.—Л., 1940, т. 1.
- Смирнов В. И. Геологическая классификация гидротермальных месторождений.— Вестник МГУ, 1964, № 3.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений, Изд-во АН СССР. М.—Л. 1936.
- Смолин А. П. Самородки золота Урала. Изд-во «Недра», 1970.
- Соболевский В. И. Замечательные минералы. Гос. изд-во геол. лит.-ры. М.—Л., 1949.
- Соболевский В. И. Благородные металлы. Изд-во «Знание», 1970.
- Соколов Д. Мысли об уральских золотоносных россыпях.— Горн. журн., 1826, № 12.
- Стидс Д. В. Определение дефектов упаковки чистых ГЦК металлов с помощью теории анизотропной упругости. VII конгр. кристаллографов, тезисы докладов. Изд-во «Наука» 1966.
- Столбова Н. Ф. Рудная минерализация Лебедского скарново-золоторудного месторождения.— Изв. Томск. политехи, ин-та, 1970, т. 217.
- Сыроватских В. В. Методика оценки прогнозных запасов, масштабов и степени рудоносное™ перспективных площадей.— Изв. Томск. политехи, ин-та, 1970, т. 239.
- Таежчик В. О гидрозолоте.— Советская золотопромышленность, 1935, № 5.
- Тамман Г. Металлография (химия и физика металлов и их сплавов), перевод с немецкого Гос. научн. техн. изд-во, Л., 1931.
- Тверитинов Ю. И. О соотношении скарнов и оруденения на месторождениях золота в Северо-Восточном Алтае.— Сов. геология, 1965, № 11.
- Тимофеев В. И. Генезис россыпного золота в бассейне реки Вилюй. В сб.: Тектоника, структура и литол. осадочн. формаций Якутии. Якутск, 1968.
- Тиллер У. Образование дислокаций при росте кристалла из расплава.— В сб.: Электрон, процессы роста кристаллов. ИЛ, 1959.
- Тимофеевский Д. А. О типах рудных столбов в золоторудных месторождениях. Тезисы докл. на симпозиуме «Проблемы образ. рудн. столбов». СО АН СССР, Новосибирск 1969.
- Тимофеевский Д. А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносности минеральных ассоциаций золоторудных месторождений СССР.— Труды ЦНИГРИ. 1971, ч. 1, вып. 96.
- Тимофеевский Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного района.— Труды ЦНИГРИ, 1972, вып. 98.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М. О соотношении между рудными формациями на примере некоторых рудных районов Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. рудн. месторожд. 1961, № 4.
- Трушков Ю. Н., Тимофеев В. И., Избеков Э. Д. Основные особенности золотоносности Вилюйской синеклизы. В сб.: Пробл. геолог. россыпей, Магадан, 1970.
- Туяков В. Г., Широкий О. И., Колдина В. М. Условия формирования сложных жил на золоторудном месторождении Средний Голготай. В сб.: Вопросы региональн. геолог. и металлогении Забайкалья, Чита, 1968, вып. 4.
- Тюрин Н. Г. О тонкодисперсном золоте в пирите.— Геолог. рудн. месторожд., 1965, № 5.
- Тюрин Н. Г. Получение искусственного пирита с тонкодисперсным золотом из растворов. В сб.: Исслед. природ. и технич. минералообразования. Изд-во «Наука», 1966.
- Тюрин Н. Г., Каковский И. А. Исследование поведения золота и серебра в тиосульфатных растворах при повышенных температурах и давлениях.— Бюлл. ЦИИН цвет. мет., 1959, № 11.
- Уманский Я. С. Рентгенография металлов. Металлургиздат, 1960.
- Урасима Ю., Сато Д. Золотосодержащие руды и самородное золото в рудах типа Курокс месторождения Саканаи, Япония, 1968.
- Фаворская М. А. Проблемы связи оруденения с магматизмом. В сб.: Геохимия. Минералогия. Петрография. ВИНТИ АН СССР, М., 1969.
- Фасталович А. И. О дендритовой структуре кристаллов самородного золота.— Докл. АН СССР, 1941, т. 32, № 6.
- Фасталович А. И., Петровская Н. В. Характер оруденения Лебединого золоторудного месторождения (Алдан).— Сов. геология, 1940, № 2—3.
- Ферсман А. Е. К геохимии золота.— Докл. АН СССР, серия А, 1931, № 8.
- Ферсман А. Е. Геохимия, том IV ГОНТИхим. лит. Л., 1939.
- Фирсов Л. В. Пентагон-додекаэдрические микрокристаллы золота в контактово-метаморфи-

- зованных перекристаллизованных жилах на Северо-Востоке СССР.— Докл. АН СССР: 1963, т. 148, № 3.
- Фарсов Л. В. О некоторых фактических и экстраполированных закономерностях гранулярного состава золота Яно-Колымского пояса.— Геология и геофизика, 1969, № 11.
- Фишер В. Л. Аллювиальные россыпи Восточного Забайкалья и их генезис. В сб.: Пробл. геолог. россыпей, Магадан, 1970.
- Фогельман Н. А., Бородаевская М. Б. О связи гидротермального золотого оруденения с магматическими комплексами в различных геотектонических провинциях СССР.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76.
- Фомин П. С. Вулканизм, гидротермальные изменения и золотое оруденение месторождения Белой Горы (Нижнее Приамурье).— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, 1958.
- Харитонов П. А. Осадочные месторождения золота как геохимическая проблема. Пробл. сов. геологии, 1936, № 6.
- Хетагуров Г. В. Закономерности распределения золота и серебра в свинцово-цинковых месторождениях Кавказа. В сб.: Тезисы докл. III конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, Ессентуки, 1968.
- Хомич В. Г., Чеглоков С. В. О верхней границе оруденения близповерхностных месторождений золота (Балейское рудное поле). В сб.: Вопросы региональн. геолог. и металлогении Забайкалья, Чита, 1966, вып. 2.
- Хусунбаев Д. И., Нурултаев Х. О древней коре выветривания гор Букунтау.— Узб. геолог. журн., 1963, № 5.
- Чеботарев Г. М. О распределении золота в песчано-сланцевых породах Мурунтау.— Докл. Узб. АН ССР, 1969, № 6.
- Чемоданов М. И. Морфологические и химические особенности россыпного золота Чаун-Чукотского района.— Труды ВНИИ-1, 1958, т. 8, вып. 34.
- Черник Г. П. К минералогии острова Борнео.— Труды Геолог. музея, 1913, т. VI.
- Чистяков Ю. Д. Механизм процесса ориентированного нарастания кристаллических веществ (эпитаксия). В сб.: Рост кристаллов. Изд-во «Наука», 1968, т. 8.
- Чухров Ф. В. О миграции золота в зоне окисления.— Изв. АН СССР, серия геолог., 1947, № 4.
- Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. Изд-во АН СССР, 1950.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шабинин Л. Л. К вопросу миграции золота в водной среде в тиосульфатной форме.— Изв. Томск. политехи. ин-та, 1967, т. 167.
- Шалдун Т. И. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. В сб.: Колчеданные месторожд. Урала. Изд-во АН СССР, 1950.
- Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии. Изд-во «Высшая школа», 1968.
- Шафрановский И. И., Малкова К. М. О кристаллографии минералов группы меди.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1950, ч. 79, вып. 4.
- Шахов Ф. Н. Состояние вопроса и направление развития исследований процесса образования рудных столбов. Тезисы докл. на симпозиуме «Пробл. образов. рудн. столбов», СО АН СССР, Новосибирск, 1969.
- Шер С. Д. К вопросу об источнике кварца в жильных месторождениях. Изв. высш. учебн. завед.— Геохимия и разведка, 1963, № 1.
- Шер Л. С. К вопросу о связи золотоносных россыпей с коренными источниками.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
- Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания). Изд-во «Недра», 1972.
- Шер С. Д. К вопросу о направленности металлогенического развития земной коры на примере анализа металлогении золота.— Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
- Шер С. Д., Рожков И. С., Васильченко С. Ф. Размещение месторождений золота в геотектонических провинциях Земли.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76.
- Шер С. Д., Скляров В. М. Условия образования и локализации месторождений типа Мурунтау. В сб.: Металлогения Тянь-Шаня. Изд-во «Илим», 1968.
- Шило Н. А. Россыпесобразующие рудные формации и связь с ними россыпей, Магадан, 1970.
- Шило Н. А., Сидоров А. А., Найбородин В. И., Гончаров В. И., Еремин Р. А. Геологическая позиция различных типов золоторудных месторождений и их роль в создании минерально-сырьевой базы Северо-Востока. В сб.: Пробл. разв. производит. сил Магаданской обл., Магадан, 1969, т. 1.
- Шихава Х., Содомка Л. Топография дефектов в кристаллах кварца. VII. Междунар. конгр. кристаллографов. Тезисы докладов. Изд-во «Наука», 1966.
- Шпунт Б. Р. Генетические типы проявлений золота в северо-восточной части Сибирской платформы. Уч. зап. НИИГА, региональная геология. Л., 1970, вып. 18.

- Шубников А. В., Парвов В. Ф. Зарождение и рост кристаллов. Изд-во «Наука», 1969.
- Щеглов А. Д. О возрасте золоторудных месторождений Зачинойской горной страны. Информ. сб. Всес. науч.-иссл. ин-та, 1956, № 4.
- Щербаков Ю. Г. О некоторых особенностях золоторудных месторождений Трансильвании.— Геолог. и геофиз., 1960, № 6.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Изд-во «Наука», 1967.
- Щербаков Ю. Г. Распределение элементов в Земле и рудоносность магм.—Труды Сиб. науч.-иссл. ин-та геолог., геофиз. и минеральн. сырья, 1969, вып. 90.
- Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота.— Геохимия, 1964, № 6.
- Щербина В. В. О генетическом значении соотношений золота и серебра.— Геохимия, 1956, № 3.
- Щербина В. В. Существуют ли тиосульфаты в гидротермальных растворах? — Геол. рудн. месторожд., 1964, т. 6, № 3.
- Югай Т. А. Гидротермальный метаморфизм и золотое оруденение на месторождении Белая Гора.— Геология и геофизика, 1967, № 5.
- Яблокова С. В. Образование «нового» золота в некоторых россыпях Южной Якутии. В сб.: Геолог. россыпей. Изд-во «Наука», 1965.
- Яблокова С. В. Самородное золото из первичных руд и зоны окисления Куранахских месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
- Яблокова С. В. О новой морфологической разновидности золота и ее происхождении.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 4.
- Яворовский П. К. О формах золота из россыпей Зейского золотоносного района.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1900, ч. 38, вып. 2.
- Яковлев Л. И., Ковалева О. И., Шер С. Д. Об одном случае изменения минералов кварцевой жилы под влиянием интрузии.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1955, т. 87, № 1.
- Addicks /. Silver in industry. N.Y., 1940.
- Ahrens L. H. The significance of the chemical bond for controlling the geochemical distribution of the elements, part 1.— Physics and Chemistry of the Earth, 1964, v. 5.
- Anderson J. C. Gold losses in flotation.— Canad. Mining J., 1934, v. 55, N 6.
- Austen-Roberts W., Rose T. On certain properties on the alloys of the gold — silver series. Proc. Roy. Soc., 1903, v. 67, N 71.
- Babiika J. Gold in Lebewessen.— Microchemie, 1943, Bd. 31, N 4.
- Bateman A. M. Economic mineral deposits. N. Y., 1942.
- Beamish F. E. The analytical chemistry of the noble metals. Oxford, London, N. Y., Paris, Frankfurt, Pergamon Press, 1966.
- Blackadar R. G. Kudlunarn Island and Frobischeis «gold».— Arctic Circ., 1967, v. 17, N 1.
- Block K. S., Cohen S. B., Bever M. B. On the deformation structures in silver-gold alloys.— Trans. Metallurg. Soc. AIME, 212, 1959, N 3.
- Bohmer M. Loziskove pomery oblasti Kremnice.— Geol. sbor., 1956, v. 7, N 1—2.
- Bohmer M., Harman M. Study of some question of gold-bearing of the ore veins of Kremnica by the method of electron microscopy. Geol. zb.— Geologica Carpatica. Bratislava, 1969, v. XX, N 2.
- Borcos M. Observatii in legatura cu determinarea conditiilor termodinamice de formare a unor zone mineralizate si a unor zacaminte hidrotermale din Muntii Metaliferi. II. Studii si cercetari geol. geofiz. goegr. Ser. geol., 1968, v. 13, N 1.
- Borries B., Kausche I. A. Tiber mikroskopische Bestimmung dem Form- und GroBenverteilung von Goldcolloiden.— Kolloid.-Z., 1940, Bd. 90, H. 2.
- Boussingault G. B. Economie rurale considered dans des rapports avec la chimie, la physique et la meteorologie, t. 1—2, 2 ed. Paris, 1851.
- Bowie S. H. Reflection characteristics of ore minerals.— Econ. Geol., 1962, v. 57, N 6.
- Boyer F., Touray J., Vogler M. Presence d'inclusions a CO₂ liquide dans des quartz du district aurifere de Salsigne.— C. r. Acad. sci., 1967, D. t. 265, N 1.
- Boyle R. W. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellow Knife district. Canada—Geol. Survey. 1960, XVI, v. 310.
- Brokaw A. D. The solution of gold in the surface alteration of ore bodies.—J. Geol., 1910, v. 18.
- Buckley H. E. Crystal growth. N. Y.— London, 1951.
- Buerger M. J. The significance of block structure in crystals.— Amer. Mineralogist, 1932, N 17.
- Bujor J. Synthetische Versuche fiber die Bildung der Golderzlagern zu Brad in Rumänien.— Arkiv kemi. mineral., geol., 1948, v. 26-A, N 3.
- Burg G. H. Die Sichtbarmachung des feinverteilten Goldes in goldhaltigen Erzen und ihre wirtschaftliche Bedeutung.— Metall und Erz, 1930, N 13.
- Burg G. Natur des in der Piriten nicht sichtbar enthalten Goldes.— Z. prakt. Geol., 1935, Bd. 43, H. 2.
- Callow K. J., Woreley B. W. The occurrence of Telluride minerals at the Acupan gold Mine, Mountain province, Philippines.— Econ. Geol., 1965, v. 60.

- Cameron E. N. Ore microscopy. N. Y.— London, 1961.
- Campbell B., Muldower L. Dislocation decoration by precipitation in gold-cobalt alloys.— Phillos. Mag., 1961, v. 6, N 64.
- Cfistenson E. L. Effects of transition metal solutes on the thermoelectric power of copper and gold.— Appl. Phys., 1963, v. 34, N 5.
- Christoph A., Gorlich P., LiXdke W. liber die Bildung kiinstlicher Ag-kristall unter hydrothermalen Bedingungen. Kristall und Technik, 1966, Bd. 1, H 4.
- Clark L. The Fe — As — S system: phase relations and aplications.— Econ. Geol., 1960, v. 55, N 8.
- Cloke P.L., Kelly W.C. Solubility of gold under inorganic supergene conditions.—Econ. Geol., 1964, v. 59, N 2.
- Coleman L. C. Mineralogy of the Giant Yellow Knife gold mine.—Econ. Geol., 1957, v. 52, N 4.
- Cottrell A. H. Theoretical structural metallurgy. London, 1959.
- Crook W. S. Preliminary spectrographs and metallographic study of native gold.—A. I. M. E. Met. Techn., 1939, v. 998.
- Davidson G. F. The present state of the Withwatersrand controversy.— Mineral Mag., 1960, v. 102, N 2—4.
- Desborough G. A. Silver depletion indicated by microanalysis of gold from placer occurrences Western United States.— Econ. Geol., 1970, v. 65.
- Desch C. H. Metallography, 1944.
- Donny R. The genesis of certain auriferous bodes.— Trans. Amer. Inst. Mining Engrs, 1898, v. 27.
- Dunn E. J. Geology of gold (South Africa, Australia, New Zeland). London, 1929.
- Eaggleston T. The formation of gold nuggets and placer deposits.— Trans. Amer. Inst. Mining Engrs, 1881, v. 9, N 3.
- Eales H. V. Fineness of gold in some southern Rhodesion gold mines.— Trans. Inst. Min. and Met., 1961, v. 71, N 600.
- Eales H. T. Determining fineness variation characteristics in gold ores by reflectometry, Econ. Geol., 1968, v. 63, N 6.
- Edwards A. B. The mineral composition of the Maude and Yellow Girl gold ore.— Austraisan. Inst. Mining and Metallurgy, v. 187, 1958.
- Emmons S. F. The secondary enrichment of ore deposits.— Trans. A. I. M. E., 1901, v. 30.
- Emmons W. H. Gold deposits in the world. N. Y., 1937.
- Erb R. A. Wettability of Au.— J. Phys. Chem., 1968, v. 72, N 7.
- Fischer K. W. Zur Geochemie der Edelmetalle. Spectra'analytische Untersuchungen an Thuringer Gesteinen und Mineralien. — Wiss. Z. Hochschule Architekt. Bauwesen Weimer. 1959, Bd. 6, N 2.
- Fisher M. S. The origin and composition of alluvial gold with special reference to the Marobe Goldfield, New Guinea.— Bull. Inst. Mining and metallurgy 1935, v. 44.
- Fisher F. C. On the strength of solid solution alloys.— Acta metallurgy 1954, v. 2, N 9.
- Fitzgerald A.C., Graham R. J., Gross W. H., Rucklidge J. C. The application and significance of gold-silver rations at Valee d'Or. Quebec— Econ. Geol., 1967, v. 62, N 4.
- Flanders P. S., Schoening F. R. L. Precipitation in gold-nickel single crystals.— J. Appl. Phys., 1961, v. 32, N 3.
- Forster J. F. Beobachtungen an einem primaren Goldvorkommen in uitrabasischen Gesteinen des Lowveids (Nordost Transvaal, SE).— Neues Jahrb. Mineral. Abhandb., 1960, Bd. 1, N 94.
- Fraenkel W., Houben H. Diffusiongeschwindigkeit in festen Gold —Silber — Mischkristallen und Messung des Diffusionkoeffizient von Gold in silber bei 870 °C.— Z. anorg. und allg. Chem., 1921, v. 116, N 1.
- Freise F. W. The transportation of gold by organic underground solutions.— Econ. Geol. 1931, v. 26, N 4.
- Frick H. Reflexionsmessungen an Erz- und Metallanschliffen mit Hilfe eines Reflexions-Photometerokulars.— Neues Jahrb. Mineral. Beil., 1930, Bd. 61 A.
- Gaarden J. Gold nuggets of the world.— Hollywood, Calif. Mineral. Mag., 1942, v. 26, N 177.
- barrels R. M., Christ Ch. Z. Solution, minerals and equilibria. N. Y., 1965.
- Gay N. C. A review of the geochemical characteristics of goldin ore deposits.— Witwatersrand Univ.— Econ. Geol. Res. Unit. Inform. Circ, 1963, N 12.
- Gay N. C. The composition of gold from the Barbeton mountain land. Witwatersrand Univ.— Econ. Geol. Res. Unit. Inst. form. Circ, 1964.
- Gillet M. Etude des defauts cristallins par les moires sur les cristaux d'or.— Bull. Soc franc. Mineral, et Cristallogr. Paris, 1960, N 83.
- Giusca D., Manilici V., Stipol V. Contribution a l'etude du gisement de Baia Sprie. Karpato-Balk. geol. assoc. v. 2. Bucuresti, 1963.
- Goldshmidt V. Gold. Atlas der Krystallformen, Bd. IV. Heidelberg, 1918.
- Goldschmidt V., Peters C. Zur Geochemie der Edelmetalle Nach. Gess. Wiss. zu Gottingen. Math. Phys.: K. 1, 1932.
- Goni J., Guillemin C., Sarcia C. Geochimie de Tor exogene. Etude experimentale de la forma-

- tion des dispersions colloïdales d'or et de leur stability. *Mineral. Deposita*, 1967, v. 1, N 4.
- Hansen M.* Constitution of binary alloys. 2-nd ed. N. Y., 1958.
- Hausen D. M., Kerr P. F.* Fine gold occurrence at Carlin, Nevada.— In: *Ore deposits of the United States, 1933–1967*. N. Y. Amer. Inst. Mining Metallurg. and Petroleum Engrs., Inc. 1968.
- Haycock M. H.* The role of the microscope in the study of gold ores.— *Canad. Mining and Metallurg. Bull.*, 1937, v. 40, N 504.
- Head R. E.* Form and occurrence of gold in pyrite from a metallurgical standpoint.— *Rept. Investigations U. S. Bureau Mines*, 193f, N 3226.
- Helgeson H. C., Garrels R. M.* Hydrothermal transport and deposition of gold.— *Econ. Geo.*, 1968, v. 63, N 6.
- Helke A.* Die Goldtellurerzlagertstätten von Sacaramb (Nagyag) in Rumanien.— *Neues Jahrb.—Mineral. Beil.*, 1934, Bd. 68 A.
- Milker R. G.* The Whitehorse Copperbelt.— *West Mineral.*, 1967, v. 40, N 7.
- Hintze C.* Handbuch der Mineralogie. Leipzig, 1904.
- Hirabayashi M., Weissmann S.* Study of Cu Au 1 by transmission electron microscopy.— *Acta metallurg.*, 1962, v. 10, N 1.
- Honigman B.* Gleichgewichte und Wachstumsformen von Kristallen. Dormstadt, 1958.
- Hoover H. C.* The superficial alteration of Western Australian ore deposits.— *Trans. Amer. Inst. Mining Engrs*, 1899, v. 26.
- Iwasaki C.* On the deposition of gold and silver in the Omui Gold-mine.— *Japan. J. Geol. and Geogr.*, 1924, v. 3, N 3–4.
- Jones R. S., Fleisher M.* Gold in minerals and the composition of native gold.— *Geol. Surv. Circ*, 1969, v. 612.
- Joralemon P.* Occurrence of gold at the Getchell Mine new.— *Econ. Geol.*, 1951, v. 46, N 3.
- Kavanagh P.* Have 6000 years of gold mining exhausted the World's gold reserves.— *Canad. Mining and Metallurg.*, *Bull.*, 1968, v. 61, N 672.
- Keays R., Crockett J.* Study of precious metals in the Sudbury nickel eruptive ores.— *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 4.
- Kimble W.* Pockets in the upper portions of gold vein. *Min. Sci. Press.*, 1907, N 16.
- Kimura H., Kuhlmann-Wilmorf D., Maddin R.* The growth mechanism of stacking-fault tetrahedra in quenched gold. — *Appl. Phys.*, 1963, v. 3, N 1.
- Klaue M., Bethge H.* Nucleation and growth of gold on defined silver faces.— *J. Crystal. Growth*, 1968, v. 3, N 4.
- Koerberlin F. K.* An hypothesis as to origin of gold in volcanic ash.— *Engng. and Mining J.*, 1934, v. 135, N 9.
- Koon O. C., Clark C. W.* Lamellar dendritic growth in lead sulfide.— *J. Crystal. Growth.*, 1971, v. 8, N 1.
- Kratochvil P., Sprusil B., Heyrovsky M.* Growth of gold single crystals in gels.— *J. Cryst. Growth*, 1968, N 3–4.
- Krauskopf K. B.* The solubility of gold.— *Econ. Geol.*, 1951, v. 48.
- Kuhn V.T.* Die Bildung von «Blasenschalen» in der Bad-Nayheimer Sprudelsole.— *Natur. und Vol.*, 1953, v. 83, N 12.
- Kundu N.* Organic compounds of gold with longchain fatty acids.— *J. Indian Chem. Soc.*, 1952, v. 29.
- Kuranti G.* Synthetic study of goldbearing pyrite.— *Chem. Abstr.*, 1941, v. 35.
- Lacy W. C., Hosmer H. L.* Hydrothermal leaching in Central Peru.— *Econ. Geol.*, 1956, v. 51, N 1.
- Lesure F. G.* Residual enrichment and supergene transport of gold, Calhoun mine, Lumpkin County, Georgia.— *Econ. Geol.*, 1971, v. 66, N 1.
- Leube A., Cissarz A.* Formation of mineral deposits in relation to structural developments of the Kaapvaal craton. *Mineral Deposita*, 1966, N 3.
- Lewis D. V.* Relationships of ore bodies to dikes and sills.— *Econ. Geol.*, 1955, v. 50, N 5.
- Lindsley V.* Mineral deposits. N. Y., 1928.
- Liversidge A.* The crystalline structure of gold and platinum nuggets.— *J. Chem. Soc.*, 1897, v. 72.
- Lock A.* Gold. London, 1882.
- Machairas G.* Mise en évidence différentes catégories d'or exogène par l'étude du mode de répartition de l'argent. Réflexion sur le cycle de l'or exogène.— *Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr.*, 1967, v. 90, N 3.
- Maekay R. A.* Purity of native gold as a criterion for secondary enrichment.— *Econ. Geol.*, 1944, v. 39.
- Masing G., Gaubatz H.* Resistance limits of Au — Ag alloys.— *Z. Metallkunde*, 1942, v. 34.
- Mason B.* Principles of geochemistry. N. Y., 1966.
- Mawdsley J. B.* Late gold and some of its implications.— *Econ. Geol.*, 1938, v. 32, N 2.
- McConnell R. G.* Report of gold values in Klondike High-level gravels.— *Geol. Surv. Canada*, 1907.
- McLaren A. C., Phakey P. P.* Transmission electron microscope study of bubbles and dislocations in amethyst and citrine quartz.— *Austral. J. Phys.*, 1966, v. 19, N 1.

- Montet G. L. The detection of vacancies in molybdenite.— *Appl. Phys. Letters*, 1967, v. 11, N 7.
- Nakhla F. M. The hardness of metallic minerals in polished sections.— *Econ. Geol.*, 1956, v. 51, N 8.
- Naraya naswami S., Ziauddin M., Ramachandra A. G. Structural control and localization of gold-bearing lodes, Kolar gold field, India.— *Econ. Geol.*, 1960, v. 55, N 7.
- Niggli P. Ore deposits of magmatic origin. London, 1929, v. 93.
- Noble J. The classification of ore deposits.— *Econ. Geol.*, 50-th Anniversary Volume, 1955, pt. 1.
- Nolan T. Ore deposition of the Western states. N. Y., 1933.
- Norman N., Warren B. E. X-ray measurement of short Range order in Ag — Au *Appl. Phys.*, 1957, v. 22, N 4 (483).
- Ogryzlo S. P. Hydrothermal experiments with gold.— *Econ. Geol.*, 1935, v. 30, N 4.
- Olander A. An electrochemical investigation of solid silver-gold alloys.— *J. Amer. Chem. Soc.*, 1931, v. 53, N 10.
- Pearson W. B. The thermoelectric power of annealed and cold-worked silver and gold at low temperature.— *Canad. J. Phys.*, 1960, v. 38, N 8.
- Pardel J. T., Park C. K. Gold deposits of the southern Piedmont.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1948, N 213.
- Pelletier R. A. Pyrrhotite as an enriching factor in rand ores.— *J. Inst. Met. and Min. Soc. of Africa*, 1940, v. 40, N 11.
- Petrulian N. Gisement aurifere de Rosia Montane. (Verospatak).— *Ann. Inst. Geol. al Romaniai*. XVI. 1931.
- Phan Kieu Duong. Enquete sur Tor dans les roches. Origine de l'org des gisements.— *Chronique mines et rech. miniere*, 1965, v. 33, N 343.
- Polak G. Influence of lattice imperfection on thermoelectric power of pure gold.— *Czechoslovak Phys. J.*, 1963, v. 13, N 8.
- Radtke A. S., Scheiner B. J. Studies of hydrothermal gold deposition; Carlin gold deposit Nevada: the role of carbonaceous materials in gold deposition.— *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 2.
- Rahden H. V. R. Apparent fineness of gold from two Witwatersrand gold mines.— *Econ. Geol.*, 1965, v. 60.
- Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1960.
- Ramdohr P. Rheingold als Seifenmineral.— *Jahresh. Geol. Landesamt. Raden-Wiirttemberg*, 1965, bd. 7.
- Rau H., Rabenau A. Hydrothermal growth of some elements.— *J. Crystal Growth*, 1968, N 3, 4.
- Rees A. A. Chemistry of the defect solid state. London, 1954.
- Reid J. A. The structure and genesis of Comstock Lode.— *Calif. Univ. Dept. Geol. Bull.*, 1905, N 4.
- Roberts R., Arnold D. C. Ore deposits of the Antler Peak Quadrang Humboldt and Lander Counties, Nevada.— *Geol. Surv. Profess. Paper*, 1965, N 459-B.
- Rohthier P. Les gisement metalliferes. Paris, 1963, v. 1.
- Scheil E. The formation of layered crystals.— *Metal*, 1943, Bd. 34.
- Schneiderhohn H. Die Oxydations- und Zementationszone der sulfidischen Erzlagerstätten.— *Fortschr. Mineral., Kristallogr., Petr.*, 1924, N 9.
- Schneiderhohn H. Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen zur Einfuhrung und zur Wiederholung. Jena, 1955.
- Schweigart H. Solid solutions of gold in sulfides.— *Econ. Geol.*, 1965, v. 60, N 7.
- Seeger A. A mechanism of glide- and work-hardening in face-centered cubic and hexagonal closed pocket metals in dislocations and mechanical properties of crystals. N. Y., 1957.
- Segall R. L., Clarebrough L. M. Influence of oxidizing and reducing treatments of vacancy clustering in gold.— *Philos. Mag.*, 1964, v. 9, N 101.
- Seith W. Diffusion in Metallen. Berlin — Heidelberg, 1955.
- Smith F. G. The alkali-sulphide theory of gold deposition. — *Econ. Geol.*, 1943, v. 38, N 7.
- Stivelt F. L., Edwards A. B. An occurrence of sub-microscopic gold in the Dolphin East Lode, Fige.— *Austral. Inst. Mining and Metallurgy Proc.* 1946, N 141.
- Stumpfl E. F., Clark A. M. Electron-probe microanalysis of gold — platinoid concentrates from Southern Borneo.— *Bull. Inst. Mining and Metallurgy*, 1965, v. 74.
- Suio E., Uyeda N. Study of single micro-crystals of gold by a three-stage electron microscope.— *Proc. Japan Acad.*, 1953, v. 29, N 7.
- Tooms J. S. Metal deposits in the Red Sea. Their nature, origin and economic worth.— *Underwater Sci. and Technol. J.*, 1970, v. 2, N 1.
- Turkevich J., Stevenson P. C., Hillier J. A study of the nucleation and growth processes in the colloidal gold.— *Disc. Faraday Soc.*, 1951, N 11.
- Van-der-Veen R. W. Mineralography and ore deposition, 1925, v. 1.
- Vincent E. A., Crocket J. H. Studies in the geochemistry of gold.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1960, v. 18, N 1—2.

- Voss L.* Chemische und galvanische Eigenschaften von Mischkristallreihen und ihre Atomverteilung. Leipzig, 1919.
- Wagner L. N.* Stapelfehler in Gold nach einer Kaltverformung bei tiefer Temperatur.— *Z. Metallkunde*, 1960, v. 51, N 5.
- Wang C. G., Seidman D. N., Balluffi R. W.* Annealing kinetics of vacancy defects in quenched gold at elevated temperature.— *Phys. Rev.*, 1968, v. 169, N 3.
- Wamann H. V., Thompson R. M.* Minor elements in gold.— *Econ. Geol.*, 1944, N 39.
- Watanabe D.* Study on the ordered alloy of gold — manganese system by electron diffraction.— *J. Phys. Soc. Japan*, 1960, v. 15, N 6,7.
- Weissberg B. C.* Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulfide solutions.— *Econ. Geol.* 1970, v. 65, N 5.
- White W. H.* The mechanism and environment of gold deposition in veins.— *Econ. Geol.*, 1943, v. 38, N 6.
- White D. E.* Thermal springs and epithermal ore deposits.— *Econ. Geol.*, Fiftieth Anniversary, 1955, v. 2.
- Wood E., Glasser M. L., Austin A. E.* Diffusion along dislocations.— *J. Chem. Phys.*, 1966, v. 45, N 3.
- Wurtz H.* Contributions to analytical chemis.— *Amer. J. Sci.*, 1858, v. 26, p. 51.
- Young B., Millman A.* Microhardness and deformation characteristics of ore minerals.—*Trans. Inst. Mining and Metallurgy*, 1964, v. 73, N 689.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Часть первая

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ, МЕТАЛЛОГЕНИИ И МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТА

Глава первая	
^ 1 / Очерк геохимии золота	8-
Глава вторая.	
Современные представления о металлогении золота	21
^ Систематика месторождений золота	22
Эпохи золотого оруденения и формирования россыпей	31
Золотоносные провинции	32'
Соотношения золоторудных и других гидротермальных месторождений	34
Глава третья	
Геолого-минералогическая характеристика эндогенных месторождений золота	36
Особенности геологии месторождений разных рудных формаций	36
Минеральный состав золотых руд и минералы золота	47
(Ассоциации рудообразующих минералов	50
Интрарудные преобразования	56
Соотношения золота с различными ассоциациями рудообразующих минералов и продуктами их эндогенных изменений	61
Распределение самородного золота в пределах месторождений и рудные столбы	64
Процессы рудообразования и отложение самородного золота	68
Глава четвертая.	
\s \^ Основные черты геологии и минералогии экзогенных месторождений золота	75
^ V О ^Золотоносные зоны окисления рудных месторождений	75
Золотоносные россыпи	81

Часть вторая

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЕГО ОСОБЕННОСТЕЙ В ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Глава первая.	
Общая характеристика самородного золота	86
Основные этапы истории исследований	86
Химический состав самородного золота	91
• Физические свойства самородного золота	107
Систематика выделений самородного золота	119
Глава вторая.	
Видимое золото в эндогенных месторождениях	125
Условия нахождения	125
Морфология самородного золота	127

Скульптуры поверхности выделений золота	164
Структуры выделений золота	173
Неоднородность самородного золота и некоторые вопросы его кристаллохимии	209
Часть третья	
Самородки золота	223
распространенность и условия нахождения самородков	224
Морфология самородков	227
культуры поверхности самородков	240
остав и строение самородков	249
включения в самородках	250
Часть четвертая	
Тонкодисперсное золото	252
распространенность и распределение в рудах	254
Минералы-носители тонкодисперсного золота	257
морфология и состав ультрамелких частиц золота	261
формах нахождения «невидимого» золота	265
Часть пятая	
Условия образования и типоморфизм самородного золота в эндогенных месторождениях	
происхождении тонкодисперсного золота	268
Образование видимого золота	270
генезисе самородков золота	273
типоморфизм эндогенного золота	276

Часть третья ИЗМЕНЕНИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Часть первая	
Изменения самородного золота в зонах окисления рудных месторождений в корках выветривания пород	282
Изменения первичного золота	283
Оричное (гипергенное) золото в окисленных рудах	288
Гипергенное золото в корках выветривания и его современные выделения	294
Часть вторая	
Изменения золота в россыпях	297
Степень сохранения в россыпях первичных особенностей рудного золота	297
Фрагментированность по размерам частиц и скоплений золота	299
Морфологические изменения	301
Изменения состава и строения	307
Минералогически переотложенное «новое» золото в россыпях	317
Часть третья	
Происхождение и типоморфизм изменений золота в зоне гипергенеза	321
Происхождение периферических оболочек	321
Происхождение межзерновых прожилков	322
Формация и рекристаллизация золота	323
Процессах отложения гипергенного золота	323
Типоморфные особенности золота в зоне окисления	325
Типоморфизм россыпного золота	326
Включение	328
Температура	330

Нина Васильевна Петровская

Самородное золото

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор В. С. Милеев
Редактор издательства Т. Б. Гришина
Художник Э. Л. Эрман
Художественный редактор С. А. Литвак
Технический редактор Л. В. Каскова

Сдано в набор 7¹X 1973 г. Подпис. к печ. 20/111-1974 г.
Формат 70X100⁷™ Бумага для глубокой печати № 1
Усл. печ. л. 28,27+0,325 вкл. Уч.-изд. л. 30.Э.Тираж 2200
Т-05048. Тип. зак. 2930

Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-52, Пядосенский пер., д. 21
2-я типография Издательства «Наука»,
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
124	2 СВ.	частот	частиц
200	15 сн.	увел. 20	увел. 10000
311	21 св.	2—10 мм	2—10 мк
312	4 сн.	увел. 4320	увел. 320^

; Н. В. Петровская «Самородное золото»