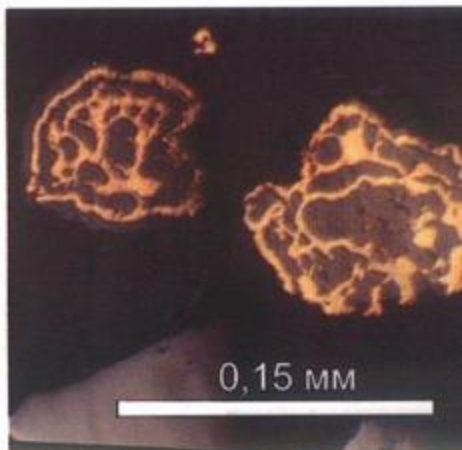
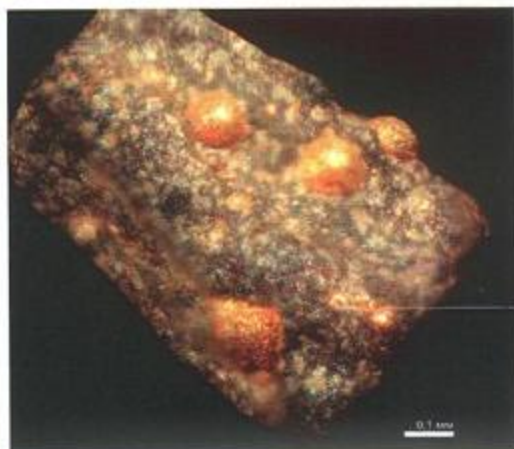


К.Ш. Дюсембаева



МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РУД ЗОЛОТА



**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН**

**КАЗАХСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ имени К. И. САТПАЕВА**

К.Ш. Дюсембаева

**МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ
РУД ЗОЛОТА**

Рекомендовано Научно-методическим советом
Университета в качестве учебного пособия

Алматы 2011

УДК 553.2

ББК 26.34

Д 95

Д95 Дюсембаева К.Ш. Микроскопическое исследование руд золота: Учеб. пособие. – Алматы: КазНТУ, 2011 – 135 с. Ил. 32. Табл. 23. Библиогр. – 20 назв.

ISBN 978 – 601 – 228 – 292 – 4

В учебном пособии дана краткая характеристика золота на микроуровне с учетом новых направлений – наноминералогии и наногеохимии. Приведены основные генетические типы промышленных месторождений мира и Казахстана, результаты микроскопического исследования руд некоторых золоторудных месторождений. Для каждого месторождения установлен минеральный состав, основные рудообразующие минералы-концентраторы золота, выявлены продуктивные парагенетические ассоциации и формы нахождения золота, изучены текстуры и структуры руд. Показаны результаты исследования, позволившие открыть новый минерал на микроуровне. В методической части указаны виды работ, связанные с микроскопическим изучением руд месторождения любого генетического типа.

Предназначено для студентов вузов и магистратуры специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых».

УДК 553.2

ББК 26.34

Рецензенты:

Т.М. Жаутиков, зав. лабораторией золота Института геологических наук им. К.И. Сатпаева, д-р геол.-минер. наук, проф.

Г.К. Бекенова, рук. группы микро- и наноминералогии Института геологических наук им. К.И. Сатпаева, д-р геол.-минер. наук;

А.А. Жунусов, зав. каф. ГСП РМПИ КазНТУ им. К.И. Сатпаева, канд. геол.-минер. наук, проф.

Печатается по плану издания Министерства образования и науки Республики Казахстан на 2011 г.

ISBN 978 – 601 – 228 – 292 – 4

© К.Ш. Дюсембаева, 2011

© КазНТУ, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Учебное пособие предназначено для освоения дисциплины «Лабораторные методы исследования полезных ископаемых» и может быть использовано при выполнении курсовой, дипломной или любой другой минералогической работы, связанной с изучением руд месторождений различных генетических типов методом рудной микроскопии. Микроскопическое изучение руд в отраженном свете является частью науки о рудных месторождениях, занимающейся исследованием минерального состава руд, их структур и текстур, на основе которых определяются последовательность отложения минералов и минеральных ассоциаций и выясняются физико-химические условия их образования. Исключительно большое значение имеет использование микроскопического метода при выборе технологии переработки руд. Технолог должен знать качественный и количественный минеральный состав руд, размеры зерен и характер их сростания. Эти данные позволяют устанавливать требуемую крупность дробления и облегчают выбор схем обогащения. Кроме того, микроскопический метод исследования необходим при изучении промежуточных продуктов (хвосты и концентраты) для контроля хода процесса обогащения.

Данное учебное пособие посвящено микроскопическому изучению руд золоторудных месторождений Казахстана, который является древнейшим регионом добычи золота. В Казахстане насчитывается более 2 тыс. месторождений и рудопроявлений золота, из них разведаны около 200 и эксплуатируется не менее 60. По разведанным запасам золота Казахстан занимает третье место среди стран СНГ [1].

Учебное пособие состоит из четырех глав. В первой главе приведена краткая характеристика золота; во второй – классификация золоторудных месторождений мира и геолого-промышленных типов месторождений Казахстана; в третьей – приведены результаты микроскопического исследования руд

некоторых золоторудных месторождений Казахстана; в четвертой – даны методические указания по выполнению минералогической работы.

Краткая минералогическая характеристика руд дана для следующих золоторудных месторождений Казахстана: колчеданно-полиметаллически-серебряно-золотые – Абыз (Центральный Казахстан) и Риддер-Сокольное (Восточный Казахстан); золото-медно-скарновый – Саяк IV (Центральный Казахстан); стратиформный и перераспределенный штокверково-жильный в метасоматически измененных карбонатсодержащих осадочных породах (тип Карлин в США) – Аммонитное (Северный Каратау, Южный Казахстан); зона окисления золото-колчеданно-мышьяк-полиметаллического месторождения Найманжал (Центральный Казахстан); зона окисления золото-мышьяк-полиметаллического месторождения Новоднепровское (Северный Казахстан).

При характеристике каждого золоторудного месторождения, приведены в основном результаты микроскопического изучения руд.

В методической части показаны виды работ и последовательность, необходимые при выполнении минералогической работы. В качестве примеров приводятся результаты исследования, полученные при изучении вышеперечисленных золоторудных месторождений Казахстана.

После каждой главы даются контрольные вопросы для самостоятельной оценки знаний студентов.

В конце учебного пособия приводятся примеры пересчета редких минералов, определение пробности золота по данным микро-рентгеноспектрального анализа и пример составления минералогической работы по золоторудному месторождению.

Учебное пособие, составленное таким образом, позволяет получить полное представление исследователю при выполнении любой минералогической работы. Студенты и магистранты, используя приведенные примеры по золоторудным месторождениям Казахстана, а также методические указания по выполнению микроскопических исследований могут успешно справиться с поставленной перед ними задачей – изучением минералогии

месторождения, относящегося к тому или иному генетическому типу.

1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТА

Золото – Au, сингония кубическая. Наряду с серебром, платиной и элементами ее группы (палладий, иридий, родий и др.) относится к благородным металлам. Это очень тяжелый металл. Плотность золота – $19,32 \text{ г/см}^3$, температура плавления 1063°C , очень мягкий, самый тягучий и ковкий из всех известных металлов. Оно легко расплющивается в тончайшие пластинки. Золотую горошину можно расплющить в прозрачный лист площадью 27 м^2 , а из 1 г золота можно растянуть до 3 км проволоки. Твердость 2,5 – 3. Цвет золотистый, от ярко-желтого до светло-желтого. Блеск металлический. При разработке месторождений нередко находили крупные самородки золота весом в десятки килограммов. Примером огромных скоплений золота является знаменитая «плита Холтермана», обнаруженная в Австралии в 100 км к северо-западу от г. Сиднея. После удаления вмещающей породы ее длина равнялась 144 см, а масса 275 кг (чистого золота было почти 100 кг). Крупнейшими из зарегистрированных самородков были: 1) «Японец», найденный на о. Хоккайдо в 1901 г. (масса 71 кг); 2) «Желанный незнакомец», найденный в Австралии в 1969 г. (70,9 кг); 3) «Желанный самородок» (Австралия, 1858 г, масса 68,8 кг). В России были обнаружены редкие по своей красоте самородки – «Большой треугольник», «Заячьи уши», «Кальцитовый» и др.

Химически чистое золото в природе практически не встречается. Основной примесью является Ag, с которым золото образует неограниченные твердые растворы: 1) самородное золото (Ag 0–30 %); 2) серебристое золото – электрум (до 30–50 %); золотистое серебро – кюстелит (70–90 %). Помимо серебра, самородное золото нередко содержит до нескольких процентов Hg (ртутистое золото), Cu, Pd (порпечит), Rh (родит), других элементов платиновой группы, Bi, Fe и др. Среди интерметаллических соединений кроме электрума известны кюстелит – $\text{Ag}(\text{Au})$, аурикуприд – AuCu_3 , ауристибит – AuSb_2 , родит – $\text{Au}(\text{Pt}, \text{Rh}, \text{Ir}, \text{Pd})$ и др.

Макроскопическое золото в рудах присутствует в виде различных обособлений (зерна, пленки, дендриты, пластинки, чешуйки, проволочки), редко в виде кристаллов и их агрегатов.

Н.В. Петровская [2] среди микроскопической группы выделяет классы, мм: тонкодисперсный – $<0,001 - 0,0005$; пылевидный – $0,01 - 0,05$; тонкий – $> 0,05 - 0,1$. Частицы размером $<0,0005$ мм – субмикроскопические.

В последней классификации природного золота [3] выделены следующие классы: пикозолото – $288 - 600$ пм; нанозолото – $0,6 - 250$ нм; микроскопическое золото – $0,25 - 80$ мкм; макрозолото – $0,08$ мм – 1 м (табл. 1).

В связи с новыми обозначившимися направлениями – «наноминералогии» и «наногеохимии» следует кратко остановиться на некоторых понятиях, приведенных в работе [3]. «Нано» с греческого переводится как «карлик» и несет смысловую нагрузку размерности, а в международной системе единиц СИ в качестве длины принята единица «метр» – длина пути, проходящего светом в вакууме за интервал времени $1/299792458$ долю секунды.

Таблица 1
Классификация природного золота (по В.Г. Моисеенко, 2008)

Классы	Группы	Физи- ческое состоя- ние	Размер- ность	Внутренняя энергия U [Дж моль ⁻¹]	Энтро- пия (S°)
Пико- золото	атомарное Au	газ	от 288 нм до 600 нм	374123 от 348000 до 85783	180,503 h≈112
	молекулярное Au ₂				
	комплексы Au в гидротермальных растворах	жидкое			
	ионы золота в водах				
	ионы золота в соединениях с элементами	газ, жидкое, твердое			
	ионы Au, связанные с органическим веществом	жидкое, твердое			
	свободные двумерные, трехмерные кластеры и тетраэдры	газ			
	стабилизированные кластеры	твердое			
Нано- золото	золотые фуллерены**	твердое	от 0,6 нм до 250 нм	от 31582 до 6481	≈54,1
	сфероидные частицы				
	нанопленки и трубки				
	коллоидные золи Au	жидкое			
	коллоидные гели Au	пластичное с сетчатой структурой			

Продолжение табл. 1

Классы	Группы	Физическое состояние	Размерность	Внутренняя энергия U [Дж моль ⁻¹]	Энтропия (S°)
	наночастицы Au, стабилизированные в вулканических стеклах, опалах и минералах горных пород	твердое			
	сфероидальное Au в сульфидах				
	аморфное нанозолото, шарики, пластины, кристаллические индивиды в рудах	твердое			
Микроскопическое золото	аморфное Au в сульфидах	твердое	от 0,25 мкм до 80 мкм	6080	50,7
	плёночное Au на гранях минералов и по трещинам в минералах				
	амёбообразное, мелкое, кристаллическое Au в рудах				
Макрозолото	дендриты, кристаллы и сростки кристаллов Au	твердое	от 0,08 мм до 1 м	5680	47,4
	крупное самородное Au разных форм				
	мелкие и средние самородки Au				
	крупные самородки Au				

* Золото в газовой фазе существует в смеси атомов и двухатомных молекул при высокой температуре;

** «Золотые фуллерены» (16–18 атомов) синтезированы в США.

В свою очередь приняты множители и приставки для образования дольных единиц: приставка «милли» в числах означает тысячную долю (10^{-3} м) от исходных единиц СИ, вслед за «милли», идет «мкм» (10^{-6} м), затем «нано» (10^{-9} м), «пико» (10^{-12} м), «фемто» (10^{-15} м) и «атто» (10^{-18} м). Отрезок длины от 10^{-6} до 10^{-9} м обозначают как нанометр (*нм*). Некоторые специалисты упрощенно трактуют нанотехнологию, как науку, занимающуюся изучением частиц определенного размера. Сами наночастицы находятся либо в газовой фазе, в растворе, либо в расплаве, или представляют собой включения в твердом теле и, в общем, составляют систему: среда-частица.

Золото наноразмерного уровня сильно отличается от микроскопического своими свойствами. Физические и химические свойства вещества связаны с характеристическими или критическими длинами волн, большинство из которых лежит в наноразмерном диапазоне. Наряду с изменением свойств вещества, вследствие собственного изменения размеров частиц, одновременно возрастает роль поверхности частиц по сравнению с ее объемом при переходе к наноразмерным системам.

Понятие «невидимое золото» включает тонкодисперсное золото, не выявляемое оптическими методами и которое лежит за пределами возможности микроскопа [4], коллоидальное, кластерное и химически связанное золото в сульфидах. В настоящее время выяснено, что невидимая (нано) форма нахождения золота во вкрапленных сульфидных рудах преимущественно связана с мелкокристаллическим арсенопиритом и тонкозернистым пиритом.

В работе [3] приводятся результаты исследования невидимого золота. Так, Г. Бюрг просматривая под микроскопом полированные руды Семигорья при увеличении 1200 раз не обнаружил в пирите золота, а после нагревания при 600 – 700 °С в электропечи в тех же шлифах под микроскопом стали видны самородные золотины и он впервые доказал, что есть золото невидимое с помощью оптического микроскопа. Считалось, что такое золото характерно в основном для пиритов, но

в 1964 г. В.Г. Моисеенко установил невидимое золото в арсенопиритах и кварцах месторождений Приамурья. При этом было установлено, что укрупнение золота при нагревании особенно интенсивно происходит в минералах, имеющих микро-трещины, а скорость диффузии тонкого золота по поверхности минералов в 1000 раз превосходит скорости объемной диффузии золота. Авторами, сначала из нанозолота, были получены золотины, видимые оптическим микроскопом, затем, выделения благородного металла, видимые глазом человека, и последовательно совершенствуя методику, освоено получение, искусственных самородков фрактально-кластерной структуры размером более 8 см.

Академик А.С. Уклонский (1982) предложил минимальное количество вещества определенного состава, которое может существовать в природе и иметь кристаллическую структуру, называть «протокристаллом», под которым понимается окристаллизованная группа атомов или молекул. В настоящее время аналог «протокристалла» называется кластером – это химическое соединение, содержащее ковалентную связь между атомами или молекулами, которое является по размерам промежуточным между атомами или молекулой и твердым телом. По количеству атомов выделяются группы кластеров: 1) малые – до 12 атомов металла; 2) средние и большие – до 150 атомов; 3) гигантские – свыше 150 атомов. Их диаметр достигает соответственно – 0,55–0,8; 0,8–2 и 2–10 нм.

Кластерные стабилизированные соединения из 6, 9 и 11 атомов золота описывает Р. Паддефет (1982). Они получены восстановлением боргидритом натрия в этаноле комплексов общего типа. Эти кластерные соединения золота, подтвержденные рентгеноструктурным анализом, образуют не связанные между собой полиэдры. Для кластеров с 6-ю атомами характерен желтый цвет, зеленый цвет – для кластеров с 9-ю атомами и красный цвет – для кластеров с 11-ю атомами золота. Температура плавления стабилизированных кластеров значительно выше температуры плавления свободных кластеров с одинаковым количеством атомов золота, но при одинаковом количестве ато-

мов в стабилизированных кластерах она колеблется от 419 до 488 °С в зависимости от химического состава лиганда стабилизирующего кластера. В работе [3] для короткоживущих классов атомарного и кластерного золота описывается, что неравновесная система стремится к снижению свободной энергии за счет образования более устойчивых форм. При крайне малых размерах частиц, приближающихся к нулю, отношение удельная поверхность – размер стремится к бесконечности, а в физическом смысле объект превращается в поверхность или пленку. Именно поэтому в первую очередь образуются трехатомные двумерные кластеры, являющиеся основой пленочных структур. Процесс кристаллизации проходит через кластерную стадию с образованием пленок и зародышевых протокристаллов, состоящих только из одной поверхности (фуллерены). Экзотические «золотые фуллерены», имеющие сфероидальную форму и состоящие из 16, 17 или 18 атомов благородного металла синтезировал Лай-Шен-Вонг с группой ученых Вашингтонского государственного университета. «Золотые фуллерены» имеют размер 0,6 нм, эти наноструктуры стабильны при комнатной температуре и могут выступать в роли катализаторов. В отличие от углеродных фуллеренов, состоящих из 60 атомов углерода, «золотые фуллерены» не столь идеально круглые из-за меньшего числа атомов. Фуллерен С 60 и его аналоги Au 16, 17, 18 совмещают свойства молекула-кристалл, и по существу это примитивные кристаллы, состоящие только из поверхности.

Морфология частиц золота, исследуемых под микроскопом и наноразмерных частиц золота

В.Н. Матвиенко и другие [5] в своих исследованиях по изучению наноминералогии золота месторождений Казахстана, Кыргызстана, Узбекистана, Северо-Востока России, пришли к выводу, что распространенными формами микронного золота являются сфероиды и дендриты. В работе [4] также указывается, что морфология наночастиц золота чаще всего представляет собой сфероид, в связи с их кластерной природой. Авторы подчеркивают, что доминирующую роль в кластерах играет поверхность, т. к. они главным образом состоят из поверхностных

атомов, имеющих свободные валентные связи, что обуславливает их высокую реакционную способность и миграцию. Вследствие большой реакционной способности кластеров, укрупнение их идет за счет слияния или послойной адсорбции на других материалах. При этом сфероидальная форма золота сохраняется до размеров частиц порядка 50–150 мкм. Электронно-микроскопическими исследованиями в рудах золото-сульфидных и эпитермальных месторождений были выявлены преимущественно сфероидальные формы золота (имеется более 700 фотографий).

Таким образом, главными морфологическими разновидностями нанозолота являются сфероиды и двумерные объекты (пластинки, пленки, дендриты).

М.И. Новгородова [6] предполагает, что округлые формы золота, широко распространенные в виде тонкодисперсной вкрапленности в сульфидах могут быть отнесены к кристаллическим многогранникам, богатым гранными формами.

Исследование видимых в микроскоп частиц золота на многих золото-сульфидных месторождениях показывают, что с увеличением размерности выделений золотин (до сотых-десятых долей, мм), чаще встречаются неправильные, комковидные их формы; прожилковые, трещинные (пленки, пластинки, чешуйки), петельчатые.

При изучении руд зоны окисления Новоднепровского золоторудного месторождения (Северный Казахстан) были выявлены золотины сфероидальной формы размером от 10 до 300 мкм, находящиеся в существенно якобитовом и якобит-миметизитовом агрегате [7]. Они отчетливо видны не только в микроскопе, но и под биноклем. Причем среди них выделяются монасфероиды золота идеальной круглой формы, и полисфероиды, состоящие из трех и пяти минералов. Чем крупнее становятся полисфероиды (200–300 мкм), тем они больше теряют шаровидную форму и приближаются к овальной и каплевидной формам. Состав сфероидов, изученный на микрозонде показал в них четыре элемента: Au, Ag, Cu, Pb. Следует отметить, что среднее содержание в монасфероидах Cu – 0,86 – 2,51 % и Pb – 0,01 – 0,1 %; в полисфероидах, состоящих из трех мине-

ралов (золото, новоднеприт, анюит) – Cu 4,46 % и Pb 0,83 %. Концентрации меди и свинца увеличиваются от монасфероидов к полисфероидам. Пробность золота при этом в них примерно одинакова и в среднем составляет 800, Ag – 18 – 20 %. В более сложных по составу полисфероидах, состоящих из пяти минералов увеличивается содержание свинца (в среднем Pb 1,90 %) и Ag (в среднем 38,50 %). Пробность снижается и в среднем составляет 596.

Контрольные вопросы:

1. Назовите важнейшие физические свойства золота.
2. Перечислите основные элементы – примеси золота.
3. В виде каких обособлений золото наиболее часто встречается в рудах?
4. Что такое фуллерен?
5. Что такое нанометр?
6. Дайте определение понятию «невидимое» или «связанное, упорное» золото.
7. Дайте определение понятию «свободное» золото.
8. Что такое кластеры?
9. Назовите главные морфологические разновидности золотин, видимые в оптическом микроскопе.
10. Назовите главные морфологические разновидности нанозолота.
11. Перечислите основные повсеместно распространенные минералы-концентраторы золота в рудах месторождений различных генетических типов.

2. ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ИХ СИСТЕМАТИКА

К основным генетическим типам промышленных месторождений золота мира относятся следующие: 1) скарновые; 2) плутогенные гидротермальные; 3) вулканогенные гидротермальные; 4) метаморфогенные; 5) россыпные [8].

Скарновые месторождения известны в Канаде (Никел-Плейт), США (Оурей, Кейбл), Мексике (Санта-Фе), России (Ольховское и Чибикжское в Западной Сибири), Казахстане (Саяк IV, Хантауское). Обычно золото связано с сульфидами – пиритом и пирротинном, наложенными на известковые скарны гранат-пироксенового состава.

Плутогенные гидротермальные месторождения золота достаточно широко распространены в различных регионах мира. Все они, как правило, полистадийные. Причем в истории их формирования ранние стадии являются убогими по содержанию золота, средние золотоносными (продуктивными), поздние стадии также не имеют существенного значения для накопления золота. Для месторождений этого типа характерны две рудные формации: *золото-кварцевая* и *золото-кварц-сульфидная*. Характерным представителем золото-кварцевой формации является месторождение Бендига в Австралии.

Вулканогенные гидротермальные месторождения. Среди них выделяются две группы. Первая связана с архейскими офиолитовыми поясами в пределах платформ, а вторая – с поздним этапом тектогенеза андезит-риолитовыми поясами, среди которых особенно выделяются рудоносные области Тихоокеанского пояса и внутренней дуги Карпат. Для вулканогенных гидротермальных месторождений характерны три рудные формации: 1) *золото-кварц-халцедон-сульфидная*; 2) *золото-серебро-кварц-адуляровая*; 3) *золото-сульфидная*. Типичным представителем золото-кварц-халцедон-сульфидной формации является месторождение Балей, расположенное в пределах Ундинско-Даинской депрессии Восточного Забайкалья, в Казахстане представителями золото-серебро-кварц-адуляровой формации являются месторождения Архарлы и Таскора.

Метаморфогенные месторождения. Среди них выделяют-ся две группы: метаморфизованная, представленная древними рудоносными конгломератами и метаморфическая, образованная древними золотосодержащими черными сланцами. Исключительно важное экономическое значение имеют древние метаморфизованные золотоносные конгломераты. К этой группе относится уникальное месторождение Витватерсранд, расположенное в ЮАР к югу от г. Йоханнесбурга. Рудоносная площадь составляет около 35 тыс. км² [8]. Оруденение связано с конгломератами и отчасти с кварцитами системы виватерсранд (нижний протерозой), сложенной нормальными осадочными породами.

Россыпные месторождения. Среди них известны аллювиальные, элювиальные, делювиальные, пролювиальные и латеральные, как современные, так и древние. Однако основное экономическое значение имеют главным образом аллювиальные россыпи. Они возникают при разрушении коренных месторождений золота в процессе физического и химического выветривания и переотложения его реками и ручьями. Аллювиальные россыпные месторождения золота весьма широко распространены в Северной Америке, Восточной Сибири, имеются в Казахстане (Курчум).

Систематика золоторудных месторождений, несмотря на многочисленные классификационные построения, до настоящего времени находится в постоянном усовершенствовании. По мнению большинства исследователей, основными классификационными единицами являются рудные формации. Определение «Рудная формация» в понимании В.И. Старостина – это группа месторождений, имеющих сходные минеральный состав руд, рудосопровождающих изменений вмещающих пород (метасоматитов), рудоносных пород и геолого-структурную позицию, но отличающихся своим возрастом [9].

Н.В. Петровская [2] выделяет две крупные группы (системы), характерные 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 (группа золото-сульфидно-кварцевых формаций), вторая

– преобладанием сульфидных минералов (группа существенно сульфидных формаций). Предложенная систематика относится к классу эндогенных месторождений. Среди класса экзогенных месторождений выделяются месторождения окисленных руд и золотоносные россыпи. Класс метаморфизованных экзогенных месторождений включает конгломераты и песчаники, обогащение которых золотом связывалось с накоплением кластического вещества и наложенной гидротермальной минерализации.

По мнению И.Я. Некрасова (1991) в основу классификации должно быть положено выделение формаций по сообществам химических элементов, ассоциирующих с золотом. Распределение химических элементов на Земле осуществлялось по строго определенным геохимическим законам, обусловившим их концентрацию в виде соответствующих минеральных ассоциаций в рудах при строго заданных физико-химических параметрах.

Д.В. Рундквист (1997) установил, что независимо от генетических типов, для золоторудных месторождений существует единая, теоретическая, устойчивая последовательность выделения геохимических парагенезисов золота: /Au-W/ Au-Mo/ Au-As/ Au-Cu-Pb-Zn/ Au-Te/ Au-Ag/ Au-Sb/ Au-Sb-As-Hg/.

А.А. Кременецкий, Э.Ф. Минцер (1996) считают, что все эндогенные золоторудные месторождения независимо от возраста, геолого-тектонического положения, состава глубинного субстрата и вмещающих пород, характеризуются в общем виде следующим стандартным набором минеральных типов продуктивных минеральных ассоциаций: золото-пиритарсенопиритового, золото-полисульфидного, золото-теллуридного, золото-антимонитового, золото-киноварного. Названные минеральные типы в различных месторождениях мира образуют закономерную последовательность, обусловленную стандартной схемой эволюции физико-химических условий гидротермального рудообразования. Таким образом, выявляется устойчивый геохимический парагенезис золота. Геологические (термодинамические) условия будут влиять на форму его выделения – макро-, микро-, наноминеральную или изоморфную.

Проведенный Р.И. Конеевым анализ минерального состава руд различных месторождений золота Узбекистана позволил,

невзирая на их положение, вмещающие породы, метасоматоз, форму рудных тел и т. д. на всех золоторудных объектах выявить под разными названиями по шесть минеральных ассоциаций, соответствующих шести геохимическим парагенезисам золота: /Au–W/ Au–As/ Au–Te/ Au–Ag/ Au–Sb/ Au–Hg/ [4].

В табл. 2 приводятся главнейшие геолого-промышленные типы месторождений золота с учетом золоторудных месторождений Казахстана по Т.М. Жаутикову [10].

Таблица 2

Главнейшие геолого-промышленные типы месторождений золота

Геолого-промышленный тип месторождения	Доля, %		Рудные поля и месторождения (суммарные запасы, т)
	мировых запасов	текущей добычи	
А – уникальные			
Золотоносных конгломератов чехла древних платформ	58	58,7	Витватерсранд, ЮАР (40 000); Тарква, Гана (250); Жакобина, Бразилия; Рудопроявления Кокшетауской глыбы
Метаморфогенный докембрийских зеленосланцевых поясов а) золото-сульфидный в метаморфогенно-вулканогенных толщах б) золото-итабиритовый в джеспитионосных комплексах в) золото-сульфидно-кварцевый в углеродистых терригенно- и вулканогенно-сланцевых толщах	9,8	12,8	Каргурли, Австралия (1300); Поркьюпайн (980), Хемло (750) и Хорн (232,8), Канада Хоумстейк, США (1200); Моро-Велью (450), Пасажем (60) и Рапазос (40), Бразилия; Казахстан: проявления Улытауского района Колар, Индия (>800); Ашанти, Гана (573); Телфер, Австралия (>100); Казахстан: Ку-успек

Продолжение табл. 2

Геолого-промышленный тип месторождения	Доля, %		Рудные поля и месторождения (суммарные запасы, т)
	мировых запасов	текущей добычи	
Золото-сульфидный и золото-сульфидно-кварцевый в углеродсодержащих карбонатных и терригенных толщах		10	Мурунтау (4500), Узбекистан; Карлин, США (550); Казахстан, Бакырчик, Васильевское, Миялы, Жерек
Золото-серебряный (малоглубинный) орогенных поясов и областей тектономагматической активизации	4,3	4,7	Крипл-Крик, США (594); Багио, Филиппины (350); Пуэбло-Вьехо, Доминиканская республика (320); Пачука, Мексика (208); Балей (Забайкалье), Россия; Голдфилд, США (145); Казахстан: Архарлы, Таскора, Ушшоқы, Далабай
Б – важные			
Золото-медно-порфировый		3-4	Пангуна, Папуа – Новая Гвинея (495); Бингхем, США (330); Казахстан: Бозшаколь, Нурказган
Золото-сульфидно-кварцевый	3	2	Сигма-Ламак, Канада (310); Казахстан: Васильковское, Бестюбе, Жолымбет, Акбакай
Золото-колчеданно-полиметаллический	0,8	0,25	Маунт-Морган, Австралия (220); Оутокумпу, Финляндия (140); Казахстан: месторождения Рудного Алтая и СВ Центрального Казахстана

Продолжение табл. 2

Геолого-промышленный тип месторождения	Доля, %		Рудные поля и месторождения (суммарные запасы, т)
	мировых запасов	текущей добычи	
В- второстепенные			
Золото-медно-скарновый	0,2	0,05	Бисби, США (68); Никель-Плейт, Канада (54); Холдон, КНДР; Лебедское, Натальевское (Сибирь), Россия; Казахстан: Саяк IV, Ешкиольмес, Хантауское
Золотоносных россыпей			Аляска, Бодайбо, Енисейский край, Алдан, Россия; Казахстан: Курчум, месторождения Западной Калбы, Жонгарии и СВ Тянь-Шаня и др.
Золотоносных кор выветривания и железных шляп			Месторождения Австралии, Канады; Казахстан: Майкаин, Космурун, Сувенир, Суздальское, Жанан, Комаровское

Контрольные вопросы:

1. Перечислите основные генетические промышленные месторождения мира.
2. Назовите основные геолого-промышленные типы месторождений золота Казахстана.
3. Дайте определение понятию «рудная формация».
4. Какие устойчивые парагенезисы золота Вы знаете?

5. К какому геолого-промышленному типу относится месторождение Бакырчик?
6. Назовите главнейшие золото-колчеданно-полиметаллические геолого-промышленные типы месторождений в Казахстане.
7. Какие главные месторождения в Казахстане относятся к золото-серебряной малоглубинной рудной формации?
8. Перечислите основные золото-медно-скарновые типы месторождений.
9. Назовите золоторудные месторождения в Казахстане, в которых развита кора выветривания и зона окисления.
10. Назовите два сульфида, с которыми золото образует ранние парагенезисы на золоторудных месторождениях.
11. Перечислите основные золото-сульфидно-кварцевые геолого-промышленные типы месторождений Казахстана в интрузивных, вулканогенных и осадочных комплексах.

3. МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РУД НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

По каждому из нижерассматриваемых месторождений приведены в основном данные микроскопического изучения золота в рудах. Геологическое строение района и месторождения, подробное описание рудных тел приводится кратко, поскольку целью является показать результаты, именно микроскопические исследования.

3.1. Золото в рудах золото-колчеданно-медно-цинкового месторождения Абыз (Центральный Казахстан)

Месторождение Абыз располагается в западной части Акбастауского антиклинория, в непосредственной близости от Центрально-Казахстанского глубинного разлома. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения ранне-, средне-, позднедевонского возраста, разделенные на айгыржальскую, жалгызбиикскую, ыргайлинскую и акбастаускую свиты. Рудовмещающей является верхняя толща вулканогенной андезит-базальтовой формации раннего девона (айгыржальская свита), состоящая из лавобрекчий, агломератовых и мелкообломочных туфов андезитового состава, лав дацитов и андезитобазальтов, туфогенных конгломератов и песчаников.

Промышленное оруденение месторождения приурочено к интенсивной зоне катаклаза и метасоматоза, преимущественно вдоль меридиональных разломов. Линзовидные, линзовидно-пластовые рудные тела с раздувами и пережимами мощностей как по падению, так и по простираанию имеют устойчивое крутое западное падение, согласное залегание и четкие контакты с вмещающими породами, нередко тектонические.

Руды месторождения Абыз золото-колчеданно-медно-цинковые, отношение меди и цинка к свинцу составляет 4,4:11:1. По минеральному составу на месторождении выделены шесть типов руд: серноколчеданные, медноколчеданные, колче-

данно-цинковые или существенно цинковые, колчеданно-медно-цинковые, колчеданно-полиметаллические, свинцово-цинковые. Руды представлены в основном сплошными разностями, подчиненное значение имеют прожилково-вкрапленные и вкрапленные.

Главные рудообразующие минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит. Ценными компонентами являются золото и серебро. К числу второстепенных относится блеклая руда. Другие минералы встречаются редко или очень редко. Среди них преобладают соединения висмута и теллура. Из нерудных минералов широко распространены: кварц, хлорит, серицит. Подробный минеральный состав руд месторождения приведен в методической части (табл. 13).

Золото в рудах осаждалось неоднократно в течение всего процесса рудообразования и присутствует во всех минеральных ассоциациях, слагающих разные типы руд. Его включения обнаружены в сульфидах, кварце и карбонате. Выделены следующие парагенетические минеральные ассоциации, с которыми связано золото: пиритовая, пирит-халькопиритовая, пирит-сфалеритовая, галенит-сфалеритовая, собственно золото-теллуридная и золото-серебряная. К продуктивным относятся две наиболее поздние ассоциации: галенит-сфалеритовая и золото-теллуридная.

От ранних ассоциаций к более поздним для золота установлено снижение пробности, увеличение сереброносности, укрупнение частиц самородного золота. Наиболее чистое (946–980) золото установлено в зернах пирита из сплошной и вкрапленной медноколчеданной руды (пирит-халькопиритовая ассоциация). В более поздней вкрапленно-прожилковой существенно цинковой и колчеданно-цинковой рудах (пирит-сфалеритовая ассоциация), золото, заключенное в раннем сфалерите, в зернах и между зерен пирита, имеет пробность 875–903 (умеренно-высокопробное). В поздней галенит-сфалеритовой ассоциации (полиметаллическая стадия) и золото-теллуридной пробность золота снижается и колеблется от 610 до 771 (низкопробное и относительно низкопробное). Здесь оно находится соответственно в тесной ассоциации с галенитом и теллуридами, редко с другими сульфидами и наложено на более ранние минеральные

образования. Основным минералом ассоциаций становится электрум, содержание серебра в котором колеблется от 18 до 38 %.

В поздней золото-серебряной ассоциации (кварц-карбонатные прожилки), завершающей процесс рудоотложения, электрум находится в ассоциации с кюстелитом (Ag – 80 %) и сульфосолями серебра.

Форма выделений золота самая разнообразная – прожилковидная, угловатая, крючковатая, изометричная, но чаще всего неправильная. Прожилковидные выделения золота обычно встречаются в сфалерите, каплевидные и овальные – в пирите, угловатые – в галените, неправильные и изометричные – в халькопирите. По классификации [3], в рудах присутствует микроскопическое и макроскопическое золото. Наиболее распространены частицы и скопления золота размером 1–5 мкм и 50–100 мкм, значительно реже встречаются 0,1–0,8 мм.

В рудах золото распределяется крайне неравномерно. *Серноколчеданные руды* бедны золотом. Мелкие включения его заключены в пирите, редко в более поздних минералах – халькопирите и галените. В *медноколчеданных рудах* золото встречается чаще и находится в основном в сростании с халькопиритом и в халькопирите, выполняющем межзерновые пространства в пирите, редко в зернах пирита, в кварце и других сульфидах. Золото также развивается по границам сульфидных минералов и кварца. Отмечаются сростки его с галенитом и блеклой рудой в халькопирите, с кварцем в пирите. В *колчеданно-цинковых* и существенно *цинковых рудах*, сложенных пирит-сфалеритовой ассоциацией, в отдельных единичных аншлифах и пробах отмечаются повышенные содержания золота. Там, где в рудах преобладает пирит, золото в виде прожилковидной и неправильной формы выделений развивается в промежутках и трещинках зерен пирита, участками цементируя его, а также в сфалерите и кварце, выполняющем межзерновые пространства в пирите. Наблюдаются каплевидные включения золота в зернах пирита, редко в сростках с более поздними сульфидами – галенитом, блеклой рудой.

На рис. 1 – 4 показаны выделения золотин в рудообразующих сульфидах месторождения Абыз.

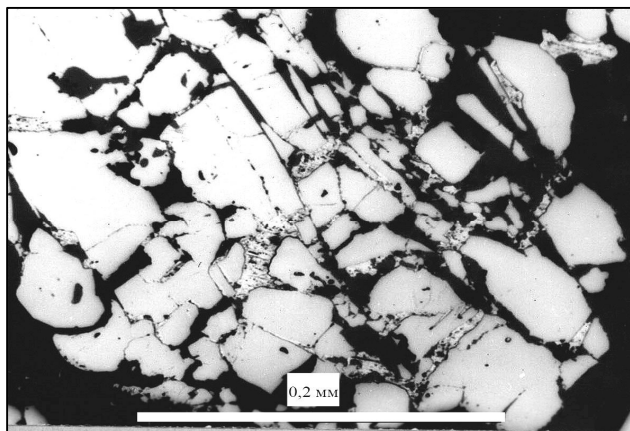


Рис. 1. Золото (светлое) развивается между зерен пирита (белое). Черное – кварц

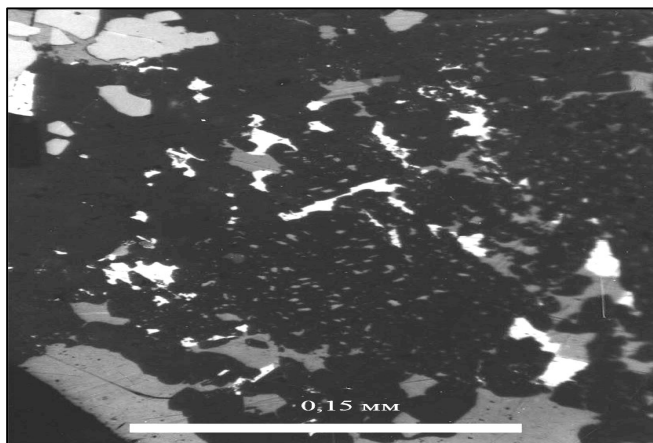


Рис. 2. Золото (белое) в халькопирите и в сростании с халькопиритом (серое) развивается в межзерновых пространствах пирита.
Черное – кварц

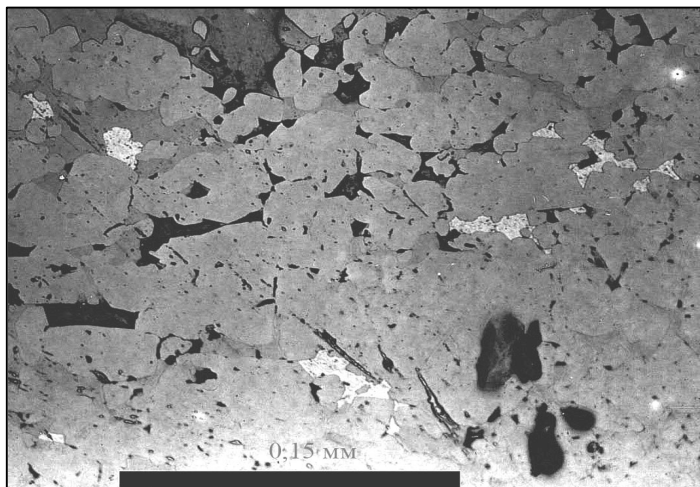


Рис. 3. Золото (белое) в сростании с халькопиритом (серое)
в эмульсии-содержащем сфалетите (темное)

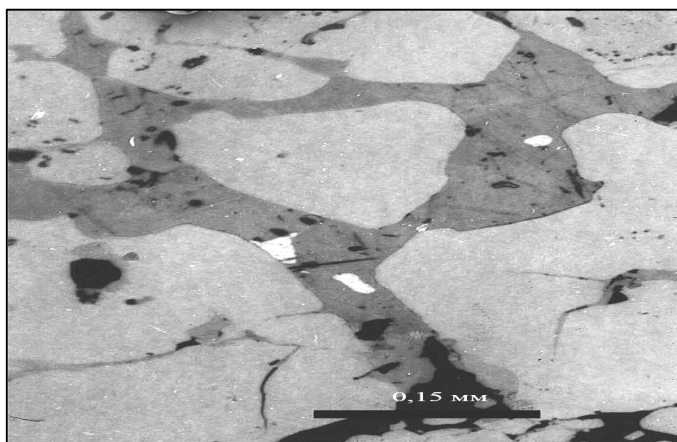


Рис. 4. Золото (белое) в галените (серое) между
зерен пирита (светлое)

В существенно цинковых рудах прожилковидные и неправильной формы выделения золота в сфалерите находятся в сростании с галенитом и пиритом, редко петцитом и гесситом.

В *колчеданно-медно-цинковых рудах* количество золота возрастает в сравнении с предыдущими типами руд. Наиболее часто золото развивается между зерен пирита в сростании с другими сульфидами, в сфалерите в сростках с халькопиритом, редко галенитом и кварцем.

Результаты микрозондового исследования показали, что мышьяковистыми ($As > 1\%$) являются пириты медноколчеданных и колчеданно-медно-цинковых руд Абыза. Многие исследователи указывают на высокую роль мышьяка, который способствует связи микроскопического золота с арсенопиритом и мышьяковистым пиритом.

В *галенит-халькопирит-блеклорудно-кальцитовых прожилках*, секущих все ранее описанные типы руд, также содержится золото. В *колчеданно-полиметаллических рудах* содержание золота в отдельных аншлифах достигает 1 %. Находится оно в основном в сфалерите в сростках с галенитом, реже в халькопирите, блеклой руде, пирите и кварце, иногда образует сростки с гесситом в галените. Золото встречается также между зерен пирита в сростании с сульфидами, кварцем и в сульфидах.

В *колчеданно-свинцово-цинковых рудах* количество золота резко уменьшается в сравнении с предыдущими двумя типами руд. Встречается оно в основном в сростках с галенитом в сфалерите, редко в других сульфидах и кварце. Включения золота отмечаются в метакристаллах пирита. В *поздних кварц-карбонатных прожилках* с гнездами сульфидов золото находится в виде отдельных выделений, но чаще в сростках с кюстелитом, галенитом, блеклой рудой и халькопиритом.

Тесная связь золота с сульфидами свидетельствует о влиянии их на процесс осаждения золота. Роль сульфидов как осадителей золота отмечается во многих работах. Золото ранней пиритовой ассоциации (серноколчеданная стадия) тонкодисперсное, выделялось близкосоудновременно с метаколлоидным пиритом. Связь тонкодисперсного золота с пиритом характерна для многих золоторудных

месторождений. Совместное их выделение в ранние стадии рудообразования доказана экспериментальными исследованиями. Все относительно более крупные выделения золота образовались в последующие стадии: медно-цинковую, полиметаллическую и с поздними кварц-карбонатными прожилками. Тенденция к укрупнению частиц самородного золота от его ранних генераций к поздним является характерной независимо от генетического типа месторождения.

Золото пирит-сфалеритовой ассоциации (медно-цинковая стадия) носит отчетливые признаки наложения. Оно развивается в промежутках агрегатов сфалерита или по трещинкам в нем в виде прожилковидной и неправильной формы выделений.

В продуктивных ассоциациях, галенит-сфалеритовой и золото-теллуридной, золото выделялось одновременно с галенитом и теллуридами и наложено на ранние минеральные образования. Свидетельством тому являются их тесные срастания, особенно золота с галенитом, часто встречающиеся в сфалерите, реже других сульфидных минералах.

Парагенезисы тонкодисперсного золота с ранним пиритом и более крупного с поздними сульфидами цинка и свинца, как указывалось выше, типичны для многих золоторудных месторождений. Однако на Абызе тонкодисперсное золото характерно не только для раннего пирита, оно присуще всем сульфидам и присутствует во всех типах руд. Малые размеры золотин (>1 мкм), приближающиеся к пределам видимости оптического микроскопа, говорят о вероятном наличии в сульфидах наночастиц золота, отвечающих дисперсной фазе коллоидов. Несомненным является и то, что золото в сульфидных рудах не только отлагалось, но и испытывало перегруппировку, в результате которой возникли более укрупненные частицы золота.

Выделяемые на месторождении разные типы руд (медно-колчеданные, колчеданно-цинковые, колчеданно-медно-цинковые, колчеданно-полиметаллические) в своем составе имеют постоянную колчеданную составляющую. Все они сложены более поздними ассоциациями и наложены на ранние серноколчеданные руды. Последние сложены тонкодисперсным метаколлоидным пиритом, который заполнял свободные полости и трещины во

вмещающих вулканогенно-осадочных породах, в условиях резкого падения температур и давления. Тонкозернистые агрегаты обладают большей сорбционной емкостью, чем крупнозернистые, что в итоге сказывается на их золотоносности. Отсюда и присутствие тонкодисперсного золота в более поздних сульфидах, наложенных на ранний метаколлоидный пирит, наряду с относительно укрупненными его частицами.

Полученные минералогические данные позволяют сделать вывод о том, что золото в рудах Абыза находится в минеральной форме (в основном самородное золото, электрум и редко петцит – теллурид золота и серебра) и в «невидимой».

Для выявления дополнительных форм нахождения золота применялся химический фазовый анализ, основанный на подборе селективных растворителей, выполненный по методике, разработанной Х.А. Беспаявым, М.И. Тимербулатовой и др. (1989). Результаты анализов показали, что самородная форма в среднем составляет (сумма видимого и тонкодисперсного) 45 – 51 отн. % по всем типам руд и главным сульфидам, за исключением галенита, где она достигает 72 отн. %. Фазовым химическим анализом выявлено присутствие сульфидной формы золота (для галенита и пирита в среднем 15–18 отн. %, для халькопирита и сфалерита 24 – 26 отн. %) и невидимой, в главных сульфидах (в среднем по всем сульфидам около 27 отн. %).

В общем с учетом фазового химического анализа можно сказать, что примерно половина золота находится в невидимой форме в сульфидах и вторую половину составляет золото, наблюдаемое в рудном микроскопе.

3.2. Золото в рудах глубоких горизонтов золото-полиметаллического месторождения Риддер – Сокольное (Восточный Казахстан)

Риддер-Сокольное месторождение находится в Рудном Алтае и относится к крупным, известно более 200 лет. Изучением руд месторождения в разное время занимались многие исследователи [11, 12 и др.]. Руды верхних горизонтов уже отработаны. Рудное поле месторождения располагается в центральной части

Синюшинского антиклинория, в опущенном тектоническом блоке среднедевонских отложений. На западе и востоке оно ограничено соответственно Кедровско-Бутачихинской и Успенско-Карелинской зонами смятия, а с севера и юга – Синюшинским и Ивановским массивами гранитоидов.

Основная масса полиметаллических руд месторождения локализуется в так называемом верхнем «критическом» горизонте, приуроченном к пачке кремнистых пород (микрокварцитов) крюковской свиты среднего девона (эйфель), экранируемом пачкой алевролитов. В пределах этого горизонта оруденение представлено линзообразными или близкими к пластообразным рудными телами, залегающими согласно с вмещающими отложениями и приуроченными к купольным структурам. Сложены рудные тела густовкрапленными и сплошными послойными рудами, сменяющимися на глубину штокверковыми в силицитах. Последние же, в свою очередь, сменяются зоной развития относительно крупных кварцевых и карбонатно-кварцевых жил с бедным полиметаллическим оруденением, но обогащенных золотом, концентрации которого иногда представляют самостоятельное промышленное значение. Развитее в висячем боку рудных тел послойные руды нередко венчаются в верхней части куполом барит-кварцевых пород.

Кроме указанных руд на месторождении выделяется оруденение нижнего «критического» горизонта, развитое в центральной части Лениногорского рудного поля. В этом горизонте, расположенном на контакте лениногорской и крюковской свит, представленное соответственно агломератовыми туфами и углеродистыми кремнистыми алевропелитами, руды размещаются в зоне контакта. Оруденение прожилково-штокверковое. Встречаются и мощные (до 2–5 м) жилы сплошных руд. В целом рудная залежь имеет близкую к пластообразной форму и согласное залегание при секущем положении слагающих ее прожилков и жил.

Целью микроскопических исследований было изучение залежей глубоких горизонтов (Быструшинская, Южный фланг Быструшинской, Победа, III-Юго-Западная – 14, 15, 16, 17 горизонты), сложенных богатым золото-сульфидно-кварцево-

жильным оруденением, связанным с поздним этапом, оторванным во времени от полиметаллического (верхние горизонты). Золото, формирующее богатое сульфидно-кварцево-жильное оруденение на глубоких горизонтах Риддер-Сокольного месторождения, находится в тесной ассоциации с теллуридами.

Типы руд, их текстуры и структуры

Руды, слагающие залежи глубоких горизонтов Риддер-Сокольного месторождения относятся к одному технологическому сорту – золотосодержащему сульфидно-жильному (сульфидно-кварц-серицитовые, сульфидно-кварцевые, сульфидно-кварц-карбонатные жилы). Среди последних в зависимости от концентраций сульфидов выделяются минеральные подтипы руд: медноколчеданные и существенно медные; колчеданно-медноцинковые; колчеданно-полиметаллические; существенно свинцово-цинковые и цинковые; убогая вкрапленность сульфидов (рис. 5).



Рис. 5. Кварц-сульфидные прожилки в катаклазированных микрокварцитах (кровля орта 27, гор. 15, Южный фланг Быструшинской залежи)

В целом по залежам сульфидно-жильные руды относятся к полиметаллическим с отношением Cu:Pb:Zn и халькопириту:галениту:сфалериту соответственно 0,5:1: 1,8 и 1,2: 1:2,3. Отношение Ag/Au равно 2,3. По разным залежам отношения металлов и сульфидов колеблются и составляют: Южный фланг Быструшинской – 0,1:1:1,4; 0,3:1:1,9; Ag/Au–5,4 (существенно свинцово-цинковые); Быструшинская – ,2:1:2,4; 5,6:1:3,1; Ag/Au–1,1 (полиметаллические, преобладает медь); III-Юго-Западная 0,9:1:4,2; 2,2:1:5,4; Ag/Au–1,5 (полиметаллические, преобладает цинк). Данные минералогических исследований в целом подтверждают результаты анализов.

Выделения сульфидов во всех минеральных подтипах руд в основном создают вкрапленные и гнездово-вкрапленные текстуры, редко встречаются брекчиевые, полосчатые текстуры.

В *медноколчеданных* и существенно *медных рудах* вкрапленность пирита и халькопирита наблюдается в свободном виде и в сростании друг с другом (0,01–0,4 до 1–2 мм) в кварце, карбонате, сериците, хлорите. Гнезда пирит-халькопиритовые и существенно халькопиритовые – до 1х1,5 см. В *колчеданно-медно-цинковых рудах* гнезда клейофана и халькопирита имеют размер до 1 см, гнезда халькопирит-сфалеритовые – до 2–2,5 см. Как правило между этими гнездами развивается тонко-мелкозернистая вкрапленность сульфидов – от 0,01 до 0,5 мм (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) в кварце, сериците, карбонате. В *колчеданно-полиметаллических рудах* в основном гнезда клейофана размером до 1 см и вкрапленность сульфидов – 0,01– 0,5 мм (пирит, халькопирит, галенит) в кварце, карбонате, сериците, в свободном виде и в сростании друг с другом. Отмечаются гнезда халькопирит-галенит-сфалеритового и галенит-сфалеритового состава размером до 5 – 6 мм. В *свинцово-цинковых рудах* гнезда пирит-сфалерит-галенитового состава (до 1 см); существенно галенитовые до 5 мм. Присутствует мелкая вкрапленность галенита и сфалерита в жильной массе (0,02 – 0,3 мм).

Редко встречающаяся полосчатая текстура создается чередованием существенно кварцевых полосовидных обособлений с вкрапленностью сульфидов с полосовидными обособлениями

клейофана мощностью 3–4 мм и густой вкрапленностью сульфидов в виде полосок, преимущественно в карбонате.

Брекчиевая текстура создается цементированием крупных гнезд клейофана и пирит-халькопиритовых агрегатов, тонко-мелкозернистой сульфидно-карбонатной массой (пирит, халькопирит, сфалерит), встречаются обломки алевропелита.

В жильно-кварцевой массе присутствуют также сплошные прожилки – свинцово-цинковые, существенно свинцовые и цинковые.

Для вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд в большей степени характерны аллотриоморфнозернистые и гипидиоморфнозернистые структуры. Аллотриоморфнозернистая структура присуща всем подтипам руд. Она характеризуется страстанием зерен неправильной формы сфалерита, халькопирита, галенита, блеклой руды. Она типична и для внутреннего строения этих минералов. Гипидиоморфнозернистая структура свойственна всем подтипам руд и обусловлена идиоморфизмом пирита по отношению к сфалериту, халькопириту и галениту. Петельчатая и интерстициальная структуры образуются при выделении поздних сульфидов между зернами более ранних, а также нерудных минералов.

На рис. 6 –10 показаны богатые золотые руды глубоких горизонтов месторождения.

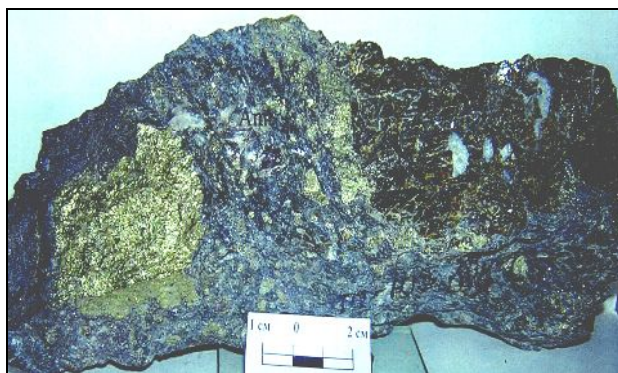


Рис. 6. Богатая золото-кварц-полиметаллическая жильная руда.

Гнезда халькопирита и сфалерита среди мелкозернистой серицит-галенитовой массы (гор. 16, 3-я Юго-Западная залежь)



Рис. 7. Кварц-полиметаллическая руда цементирует обломки микрокварцитов (гор. 15, Южный фланг Быструшинской залежи)



Рис. 8. Богатая золото-кварц-сульфидная жила (гор. 16, Быструшинская залежь)

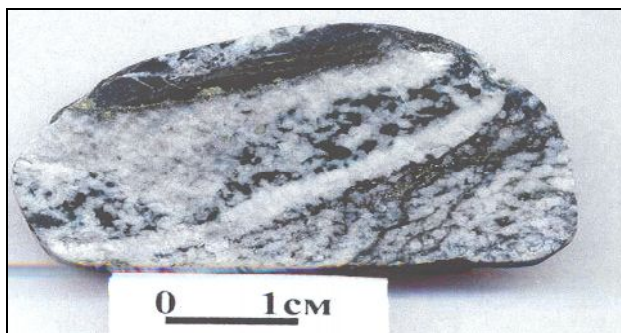


Рис. 9. Доломит-серицит-сульфидный прожилок с теллуридами золота, висмута, свинца – богатая золотая руда (гор. 15, 2-я Юго-Западная залежь)



Рис. 10. Симметрично-зональный кварц-сульфидный прожилок. Богатая золотая руда (гор. 15, 2-я Юго-Западная залежь)

В медноколчеданных рудах халькопирит, развивается между зерен пирита. В колчеданно-медно-цинковых и колчеданно-полиметаллических рудах галенит, сфалерит и блеклая руда выделяются в промежутках зерен пирита; халькопирит и галенит выполняет межзерновые пространства в клейофане. Петельчатые и интерстициальные структуры встречаются в нерудной части, в основном это халькопирит и галенит в кварце и доломите. Их взаимоотношения указывают на близкоодновременное выделение. Имеют место в рудах структуры распада твердого

раствора. Это эмульсионная структура распада твердого раствора халькопирита в сфалерите. Нередко наблюдается пойкилитовая структура для пирита, содержащего захваченные в процессе перекристаллизации мелкие включения галенита, халькопирита, блеклой, сфалерита, кварца. Коррозионная структура была отмечена для сфалерита, разъедающего халькопирит, и галенита, разъедающего сфалерит.

Главные рудообразующие минералы

Главные рудообразующие минералы сульфидов – халькопирит, сфалерит, галенит, пирит; блеклая руда является второстепенным минералом. К числу ценных элементов относятся золото и серебро. Другие минералы встречаются редко или очень редко. Среди нерудных минералов к главным относятся кварц, доломит, серицит (табл. 3).

Таблица 3

Минеральный состав руд глубоких горизонтов
Риддер-Сокольного месторождения

Главные	Второстепенные	Редкие
Рудные		
Халькопирит Сфалерит Галенит Пирит Золото	Блеклая руда (тетраздрит)	Теллуrowисмутит ¹ Хедлейит ² Пильзенит ¹ Тетрадимит ^{1,2} Теллуrowожезит ^{1,2} Алексит ³ Гессит ¹ Висмут самородный ¹ Бурсаит ² Бурнонит ¹ Сульфид свинца ⁴ Арсенопирит ¹ Рутил
Нерудные		
Кварц Доломит Серицит	Кальцит Хлорит	

Примечание: Залежи: 1 – Быструшинская, 2 – III-Юго-Западная, 3 – Победа, 4 – Южный фланг Быструшинской залежи.

Результаты микроскопических исследований руд показывают, что в залежах глубоких горизонтов месторождения пирит занимает резко подчиненное значение в сравнении с верхними горизонтами. В целом по всем изученным залежам среднее содержание главных сульфидов составляет (%): пирит – 4, халькопирит – 11,4, сфалерит – 9,4, галенит – 4,6. С понижением концентрации пирита, увеличивается роль висмута, теллура и селена. По данным микрорентгеноспектрального анализа в галенитах, исследуемых залежей, установлены (%): Ag 0,3–0,8; Bi 1,25 – 3,10, Se 1,35 – 4,05. Выявлены сульфотеллуриды висмута (свинца): тетрадимит – $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$, теллурожозеит – $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$, алексит – $\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$; теллуриды висмута: теллуrowисмутит – Bi_2Te_3 ; пильзенит – Bi_4Te_3 ; хедлейит – Bi_2Te ; сульфиды свинца-висмута и сульфосоли свинца-сурьмы с медью; бурсаит – $\text{Pb}_5\text{Bi}_4\text{S}_{11}$; бурнонит – PbCuSbS_3 . Среди перечисленных минералов хедлейит, бурнонит и теллурожозеит обнаружены впервые на Риддер-Сокольном месторождении; пильзенит, теллурожозеит, алексит – впервые на Риддер-Сокольном месторождении и впервые в Казахстане.

Золото и серебро в рудах

Золото в сульфидно-кварцевых рудах «сквозное», т.е. отлагалось неоднократно. Встречается оно во всех главных сульфидах, кварце, сериците, хлорите и карбонате. Выделены следующие парагенетические минеральные ассоциации, с которыми связано золото: золото-пирит-кварцевая; золото-халькопирит-кварц-серицитовая; золото-сфалерит-тетраэдрит-сульфосольно-халькопирит-кварцевая; галенит-золото-теллуридно-кварцевая и возможно золото-теллуридно-кварцевая; золото-кварцевая (безсульфидная); убого-сульфидно-кварц-карбонатная.

Выделенные ассоциации формируют два типа золотого оруденения:

- 1) золото связанное с сульфидами, в которых золото заключено в главных сульфидах или находится с ними в сростании преимущественно в кварце, реже сериците и хлорите и редко карбонате;
- 2) золото в свободном виде в кварце, реже сериците и хлорите. Здесь золото может находиться в кварце среди сульфидов

и на удалении от сульфидов в кварце. Чистых кварцевых жил с золотом без сульфидов не обнаружено.

Ранняя золото-пирит-кварцевая ассоциация проявлена слабо. Золото в данной ассоциации было обнаружено с пиритом в кварц-хлоритовой жиле с редкой вкрапленностью халькопирита и сфалерита. В одном случае золото (10 мкм) в пиритовой «рубашке» находится среди тонкодисперсного пиритового прожилка, в другом мелкое зерно золота (7 x 10 мкм) вместе с тонкодисперсным пиритом и рутилом образует прожилок. Среди тонкозернистого пирита отмечаются реликты глобулярного пирита.

Золото-халькопирит-кварц-серицитовая ассоциация отчетливо проявлена в Быструшинской залежи. Она формирует вкрапленные, гнездово-вкрапленные существенно медные кварц-серицитовые жилы. Золото заключено в халькопиритовых гнездах в виде точечных включений (3 – 10 мкм), иногда в сростании с галенитом; вместе со сфалеритом и галенитом цементирует зерна пирита в крупных халькопиритовых образованиях; находится в сростании с зернами пирита в атоллвидных выделениях пирита, заключенных в халькопирите. Золото также образует сростки с халькопиритом и более поздними сфалеритом и галенитом в массе кварца и серицита (10–90 мкм) и в свободном виде в массе кварца и серицита (до 20–30 зерен размером 10–100 мкм). Отмечаются крупные выделения золота (до 0,5 мм) в сростании халькопиритом, галенитом и сфалеритом в кварц-серицитовой массе. В таких крупных выделениях золота можно наблюдать мелкие включения халькопирита.

Золото-сфалерит-тетраэдрит-халькопирит-кварцевая ассоциация принимает участие в формировании вкрапленных и гнездово-вкрапленных колчеданно-медно-цинково-жильных и колчеданно-полиметаллически-жильных руд. В основном в виде тонких включений золото заключено во всех сульфидах ассоциации и кварце (1–10 мкм), отмечаются и более крупные (от 30 – 60 до 40 x 90 мкм). Золото также встречается в гнездах халькопирита и клейофана в сростании с другими сульфидами. Так в гнездах клейофана можно видеть прожилки золото-халькопирит-галенитового; золото-галенитового, золото-халькопирит-блеклорудного состава (0,01 x 0,3; 0,02 x 0,5; 0,07 x

0,1; 0,04 x 0,3 мм). В халькопиритовых гнездах золото встречается в срastании со сфалеритом; со сфалеритом и галенитом (от 0,01 x 0,02 до 0,05 x 0,08 мм); нередко золото в срastании со сфалеритом и галенитом цементирует зерна пирита; развивается с внутренней и внешней стороны атоллоидного пирита, иногда в срastании со сфалеритом, галенитом и блеклой.

В кварце золото встречается в свободном виде среди сульфидов и на удалении от них и в срastании с сульфидами. Основная часть золота в свободном виде имеет размер от 7 до 20 мкм, редко до 0,05 x 0,1 мм. С данной ассоциацией выделилась сурьмяная свинцово-медная сульфосоль бурнонит и висмутовый сульфид свинца-бурсаит, который содержит сурьму в качестве примеси. Блеклая руда данной ассоциации также сурьмяная.

Поздняя среди сульфидов *золото-галенит-теллуридная ассоциация* широко проявлена и наложена на ранние минеральные образования. Анализ по распределению золота в главных сульфидах и нерудных минералах отчетливо показал два момента:

- 1) золото часто находится в них в срastании с галенитом;
- 2) отсутствие золота (кроме Южного фланга Быструшинской залежи) в галените. Все это служит явным доказательством их совместного выделения. Теллуриды серебра и висмута и сульфотеллуриды висмута отлагались близко, одновременно с галенитом и золотом или несколько позже. Их взаимоотношения указывают на последнее, возможно имеет место самостоятельная поздняя золото-теллуридная ассоциация, разобценная в пространстве. Минералы теллура присутствуют в существенно медно-жильных, колчеданно-медно-цинковых, полиметаллических рудах, в кварц-серицитовой массе с золотом и сульфидами.

По данным микрозондового анализа в галенитах и теллуридах, сульфотеллуридах висмута, находящихся в срastании друг с другом содержится примесь Se, а в галените еще примесь Bi. Примесь Se в теллуридах висмута от 0,86 до 5,96 %; в галените Se от 1,35 до 4,05 %; Bi от 1,25 до 3,10 %; Ag мало – от 0,28 до 0,62 %. Примесь Se и Ag характерна и для сульфида висмута и свинца – бурсаита (Ag 1,93 – 5,35 %; Se 1,60 – 3,89).

Пробность золота колеблется от 665 до 899 (от низкопробного до умеренно-высокопробного), т. е. присутствует самородное золото и электрум.

На рис. 11–12 показана золото-теллуридная ассоциация.

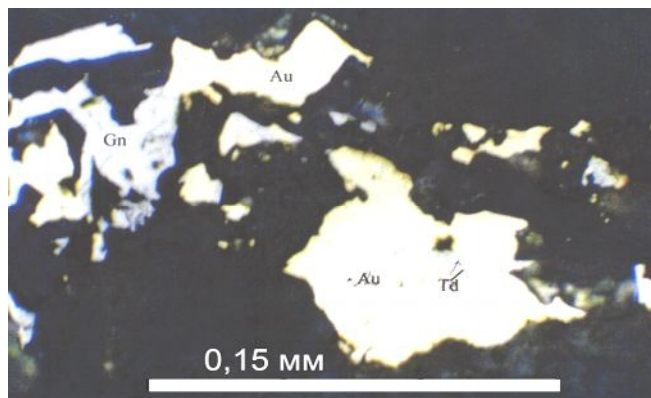


Рис. 11. Тетрадимит (Td) в золоте (Au) в ассоциации с галенитом (Gn)

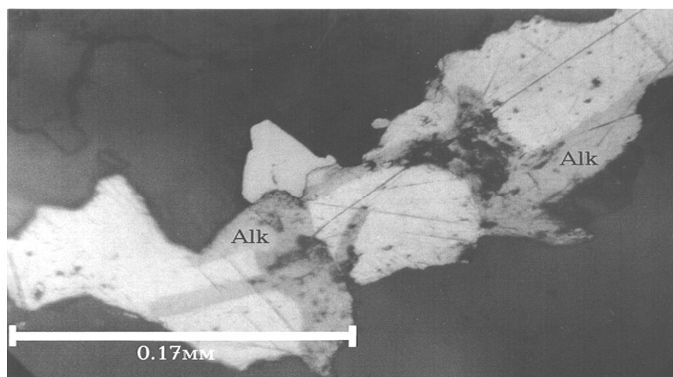


Рис. 12. Золото (желтое) в сростании с алекситом (Alk) в кварце

Форма выделений золота самая разнообразная – прожилковидная, овальная, изометричная, крючковатая, но чаще всего неправильная.

Наиболее распространены частицы золота размером 1–5 мкм и 0,05–0,1 мм, реже встречаются – 0,1–0,8 мм и редко 1–2 мм. Микроскопические частицы золота характерны как для кварца, так и для сульфидов. Здесь следует отметить, что концентрации «невидимого» золота больше связаны с кварцем, нежели с сульфидами (рис. 13). Об этом свидетельствуют микроскопические исследования по выявлению в них микронных частиц золота. На микрозонде были обнаружены наночастицы в кварце размером 250 нм.

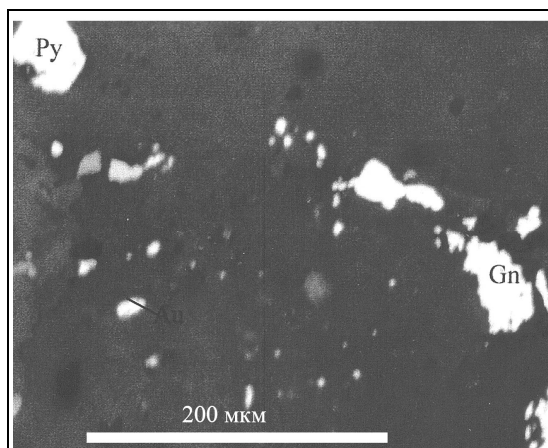


Рис. 13. Скопления частиц золота в кварце:
Py – пирит, *Gn* – галенит

При изучении самородного золота Токурского (Россия) месторождения на электронном микроскопе при увеличении 40 000 раз установлены необычные микровключения кварца в золотине, напоминающие кластеры, дендриты или кораллы [3]. Автор считает, что эти наночастицы кремнезема служили затравкой, на которой формировались золотины. На многих месторождениях в золотилах при большом увеличении наблюдаются кластеры кремнезема, на которых отлагалось золото. По данным термобарогеохи-

мии вероятно, что золи и гели кремнезема не только активно участвовали в переносе золота, но и способствовали образованию самородных золотин, а кварц, образовавшийся при температурах менее 300 °С является не только носителем, но и концентратором золота.

3.3. Золото в рудах золоторудного участка Саяк кобальтовый (Саяк IV, Центральный Казахстан)

Месторождение Саяк IV (Северное Прибалхашье) относится к золото-медно-скарновому геолого-промышленному типу в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах (саякский тип) и приурочено к локальному прогибу Саякской грабен-синклинали в узле пересечения субширотных и северо-западных разломов.

Рудное поле сложено карбонатно-терригенными породами тастыкудукской свиты среднего карбона, прорванными субвулканическими телами диоритовых порфиров и гранитной интрузией саякского комплекса. В ее экзоконтактовом ореоле образовались боросиликатные гранатовые скарны в виде двух пластовых слепых залежей мощностью от 15 до 50 м, вмещающих основное оруденение.

Рудные тела субширотного простиранья, ленто-линзообразной формы протяженностью от 200 до 800 м, мощностью от 1 до 32 м.

В скарновых полях Саякской группы месторождений проявлены четыре руднометасоматические зоны, из них во внешней – кварц-кальцит-хлоритовой располагается месторождение Саяк IV с золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновой минеральной ассоциацией. Состав руды: кобальтсодержащий арсенопирит, глаукоdot, данаит, герсдорфит, пирит, пирротин, самородное золото; реже встречаются смальтин, линнеит, саффорит, кобальтин, зигенит, полидимит, никелин, ульманит, леллингит. Содержание сульфидов колеблется до 10–20 % и более. Основные минералы-концентраторы золота – кобальтовый арсенопирит и глаукоdot.

Саякская группа месторождений достаточно полно изучена исследователями (В.И.Фомичев., 1986 и др.).

Микроскопические исследования руд, выполненные по участку Саяк кобальтовый выявили, что золото находится в арсе-

нопирите кобальтовом в тесной парагенетической ассоциации с висмутовыми минералами (самородный висмут – Bi; висмутистое золото – мальдонит – Au_2Bi ; сульфид висмута – висмутин – Bi_2S_3 ; теллуриды висмута – хедлейит – Bi_2Te ; пильзенит – Bi_4Te_3). В табл. 4 приведен минеральный состав руд участка Саяк кобальтовый, в которой звездочками отмечены висмутовые минералы. Мальдонит впервые обнаружен на месторождении и в Казахстане. Пильзенит и хедлейит являются первыми находками на месторождении и вторыми находками в Казахстане.

Таблица 4

Минеральный состав руд участка Саяк кобальтовый

Главные	Второстепенные	Редкие и очень редкие
Рудные минералы		
Арсенопирит кобальтовый Данаит Золото	Пирротин Сфалерит Халькопирит Глаукоdot Молибденит	Мальдонит* Висмут* Висмутин* Саффорит Леллингит Хедлейит* Пильзенит* Пирит Борнит Халькозин
Нерудные минералы		
Кварц Кальцит Гранат (андрадит) Пироксены (диопсид, Геденбергит)	Плагиоклаз (олигоклаз) Хлорит Серицит Эпидот	Ортоклаз Волластонит Актинолит Циркон Апатит

По минеральному составу на участке выделяются следующие типы руд: 1) мышьяковая (арсенопирит кобальтовый, данаит); 2) колчеданно-мышьяковая (пирротин-арсенопиритовая);

3) колчеданно-медно-цинковая (пирротин-халькопирит-сфалеритовая); 4) существенно колчеданная (пирротиновая).

Выделены следующие парагенетические ассоциации минералов, слагающие различные типы руд, от ранних к поздним:

- 1) золото-висмут-теллуридно-арсенопирит-кобальтовая;
- 2) халькопирит-сфалеритовая; 3) глаукоdot-пирротиновая.

Рудообразующие минералы участка Саяк кобальтовый

Арсенопирит кобальтовый и данаит – главные рудные минералы, образующие в кварц-кальцитовом метасоматите вкрапленную и гнездово-вкрапленную *мышьяковую руду*, которая относится к основному золотосодержащему типу руд на участке. Арсенопирит кобальтовый и данаит являются основными концентраторами золота. Они образуют единый агрегат, в котором арсенопирит кобальтовый преобладает. Оба минерала практически неразличимы под микроскопом, однако анизотропия данаита заметно слабее, чем арсенопирита. По литературным данным в данаите количество *Co* составляет от 3 до 12 %. Состав данаита по данным микрорентгеноспектрального анализа следующий (анализ № 2, в мас.%): Fe – 29,93; Co – 3,43; Ni – 0,82; As – 50,57; S – 16,75; сумма – 101,52.

При микроскопическом изучении руд *кобальтин (CoAsS)* не обнаружен, несмотря на высокое содержание кобальта по данным полуколичественного спектрального анализа. Из минералов, содержащих кобальт обнаружен *глаукоdot – (Co,Fe)AsS*.

В дальнейшем при описании мышьяковой руды будет использоваться только термин арсенопирит, подразумевающий арсенопирит кобальтовый и данаит.

Арсенопирит представлен как в виде мелкой наравномерной вкрапленности (размер отдельных зерен арсенопирита от 0,003 x 0,1 мм; 0,01 x 0,05 мм до 0,05 x 0,2 мм), так и в виде крупных сростков удлиненной формы (1 x 2 мм – 5 мм) и гнезд размером до 1–1,5 см в кварц-кальцитовом метасоматите. Вкрапленность арсенопирита также отмечается в гранат-пироксеновом скарне, имеющем ограниченное распространение по сравнению с кварц-кальцитовыми метасоматитами. Гранат в них представлен бурым андрадитом, пироксен – диопсидом и геденберgitом. Ору-

денение наложено на гранат-пироксеновые скарны, арсенопирит развивается между зерен андрадита.

Из других минералов, встречающихся в арсенопиритовом агрегате, следует отметить пластинчатые зерна молибденита, очень редкие мелкие включения борнита, халькопирита, блеклой руды. Арсенопирит в свою очередь встречается в виде редких мелких зерен (от 5 мкм; 0,01 – 0,06 до 1 х 2 мм) в более поздних пирротиновых рудах и в сростании с пирротинном в кварц-кальцитовом метасоматите. В таких мелких зернах арсенопирита отмечаются включения пирротина (10 мкм), захваченные при перекристаллизации.

К второстепенным минералам относятся пирротин, сфалерит, халькопирит, глаукодит.

Пирротин слагает колчеданно-мышьяковую (пирротин-арсенопиритовую) руду; существенно колчеданную руду с подчиненным количеством сфалерита и халькопирита и колчеданно-медно-цинковую (пирротин-халькопирит-сфалеритовую) руду – в кварц-кальцитовом метасоматите.

Пирит – относится к числу редких минералов в рудах, обнаружен в одном аншлифе (существенно пирротиновая руда). Редкие зерна пирита (0,2 мм) и скопления зерен (1 мм) находятся в пирротиновом агрегате.

Борнит и халькозин – обнаружены в одном аншлифе. Мелкие включения минералов (0,01 – 0,06 мм) установлены в арсенопирите.

Молибденит – установлен в 4-х аншлифах (мышьяковая руда). Пластинчатые зерна молибденита в основном встречаются в арсенопиритовом агрегате, развиваются между его зерен, вдоль арсенопиритовых агрегатов, а также в сростании с арсенопиритом в кварце. Размер зерен – от 0,01 х 0,03 мм; 0,025 х 0,25 мм до 0,08 х 0,25 мм и 0,04 х 0,4 мм. Молибденит является более поздним минералом.

Золото в арсенопирите кобальтовом и данаите

Золото самородное установлено в половине исследуемых полированных шлифов. Все золото относится к «упорному»,

тесно связанному с арсенопиритом (мышьяковая руда). Находится оно в арсенопирите в свободном виде и в тесном срастании с висмутовыми минералами – висмутом самородным, мальдонитом, висмутином и теллуридами висмута.

Золото находится в тесном срастании с висмутовыми минералами в арсенопирите, объединяясь в единую *золото-висмут-теллуридно-арсенопирит-кобальтовую минеральную ассоциацию* в кварц-кальцитовом метасоматите и гранат-пироксеновом скарне.

Висмут самородный находится в тесной ассоциации с золотом в арсенопирите. Он выделяется в виде микронных отдельных включений и их скоплений (1 – 5 мкм) в арсенопирите и более крупных выделений (20 мкм до 40 x 60 мкм и 10 x 70 мкм). Часто висмут образует тонкую вкрапленность в арсенопирите, едва видимую с самым большим объективом. В таких участках обычно отмечается микронное золото и присутствует меньше 1 мкм, с трудом видимое в световую оптику. Висмут также встречается в пирротиновых агрегатах, иногда отмечается в сфалерите, халькопирите и кварц-кальцитовом метасоматите. Наблюдается в сростках с висмутином и теллуридами висмута; с халькопиритом и сфалеритом в пирротине.

Мальдонит Au_2Bi – очень редкий минерал, установлен в Казахстане впервые. Минерал заключен в леллингите, находящемся в арсенопирите (рис. 14). Мальдонит имеет высокое отражение, в окружении золота светло-серый; изотропный. Химический состав минерала установлен на электронном микроанализаторе JСХА 733 – Au – 56,69 и Bi – 31,72 мас.%; сумма – 88,42 мас.%. Теоретический состав мальдонита – Au – 65,36; Bi – 34,64. Размер зерен мальдонита так же, как и частицы золота микронный и меньше микрона. Форма в основном изометричная.

Количество найденных золотинок в аншлифах колеблется от 1–7 (в десяти аншлифах) до 11–17 (в трех аншлифах), достигая до 21– 23 зерен (два аншлифа). Общее количество найденных золотинок составляет 113, из них 66 находятся в тесном срастании с висмутом самородным, сульфидами и теллуридами висмута, 47 в свободном виде. Присутствующее в арсенопирите в свободном виде микронное золото, как правило, сопровождается

скоплениями микронных включений самородного висмута. Такие участки подлежат исследованию тонкими прецизионными методами, для установления наночастиц золота.

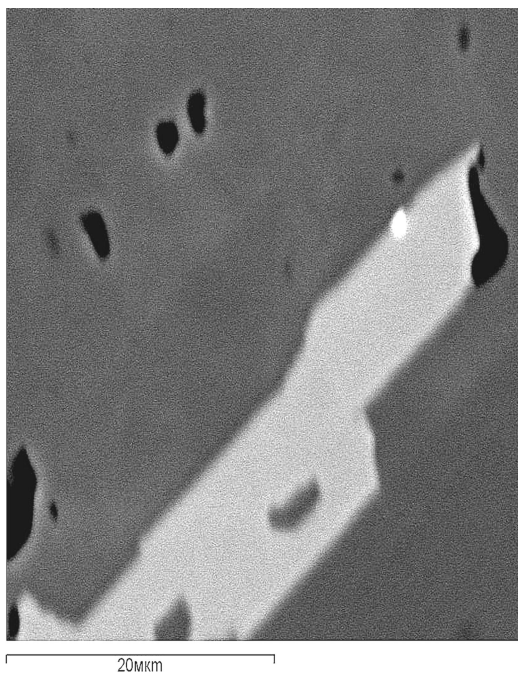


Рис. 14. Мальдонит
(белое) в леллингите (серое).
Темный фон – арсенопирит кобальтовый

Подавляющая часть золота относится к микроскопической группе, с преобладающим размером зерен от 1 до 5 мкм (табл. 5). Самое крупное выделение золота имеет размер 10 x 40 мкм. Присутствие частиц золота размером $< 0,5$ мкм в кобальтовом арсенопирите очевидно. Световая оптика не позволяет увидеть частицы золота меньше 1 мкм.

Таблица 5

Размеры выделений самородного золота в кобальтовом
арсенопирите и данаите месторождения Саяк IV

Золото в срastании с висмутом		Золото в свободном виде	
Количество зерен	Размеры зерен, мкм	Количество зерен	Размеры зерен, мкм
11	1	13	1
3	2	3	2
18	3	9	3
1	1 x 3	5	1 - 5
2	3 x 6	6	3 x 6
13	5	4	5
1	6	2	6
2	9	2	3 x 9
1	9 x 10	3	10
1	10		
1	10 x 15		
1	10 x 40		
55		47	
Золото в срastании с висмутом, висмутином и теллуридами висмута		Золото в срastании с висмутом, висмутином и теллуридами висмута	
1	3	1	6 x 9
		1	5 x 10
		1	9 x 10
1		3	
Золото в срastании с висмутом, висмутином и теллуридами висмута		Золото в висмутине	
2	3	1	3
1	6 x 10	1	5
1	9	1	10 x 30
4		3	

Микронное золото обычно имеет изометричную, овальную, каплевидную форму. Более крупные золотишки имеют неправильную форму, иногда они ограничиваются с двух сторон ровными гранями.

По отражательной способности выделяется ярко-желтое золото с высокой пробой и более светлое, относящееся к электруму.

Золото находится в арсенипирите в минеральной форме (золото самородное, мальдонит – Au_2Bi) и в «невидимой».

3.4. Золото в рудах зоны окисления золоторудного месторождения Аммонитное (Центрально-Карамурунское рудное поле, Карлинский тип, Северный Каратау)

Группа мелких месторождений и проявлений золота Ак-жар-Карамурунского рудного поля находится на юго-западном склоне хребта Большой Каратау в районе его северо-западного замыкания [13].

По структурно-металлогеническому районированию Южного Казахстана Центрально-Карамурунское рудное поле входит в состав Северо-Каратауской металлогенической подзоны (ванадиеносная, медно-золоторудная, железорудная), Северный Каратау – Жабагылинской зоны. Мелкие месторождения и рудопроявления золота в коренном залегании – Карасакал, Центральный Карамурун, Аммонитное, Археолит, Промежуточное и др.

По своему генетическому типу и особенностям локализации золоторудные объекты Центрально-Карамурунского рудного поля близки к месторождениям Карлинского золоторудного тренда в штате Невада (США).

Микроскопическим исследованиям была подвергнута зона окисления месторождения Аммонитное.

В пределах развития гидротермально-метасоматических образований и тектонически ослабленных зон с повышенной проницаемостью пород, в особенности при наличии сульфидной минерализации, широко развиты процессы физического и химического выветривания, выраженные выщелачиванием сульфидов, дезинтеграцией, каолинизацией и загипсованием пород. Наиболее широко эти процессы проявлены на месторождениях Аммонитное, Карасакал, про-

явлении Южный Карамурун, в меньшей степени – на глубоко эродированном Центральном Карамуруне. Мощность коры выветривания обычно составляет 2 – 5 м, участками достигая 15 – 40 м. Зона окисления сульфидов достигает глубины 10 – 100 м. В коре выветривания и зоне окисления часто развиты вторичные минералы: охры железа, марганца, кобальта, лимонит, гетит, редко малахит. Продукты коры выветривания часто золотоносны. В этом случае для них характерно повышенное ожелезнение. Золото мелкое пленочное, дендритовидное, игольчатое гипергенного происхождения.

Месторождение приурочено к отложениям первой пачки четвертой подсвиты переслаивания (по Ф.Я. Валееву) Тюлькубасской свиты ($D_{2-3}tl_4^1$) [13].

В пределах рудопроявления первая пачка имеет следующее строение (снизу вверх):

слой 1 – среднеплитчатые зеленовато-серые, зеленовато-темно-серые мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники. Мощность 28 м;

слой 2 – чередование темно-серых, зеленовато-темно-серых, коричневых, серых тонко-плитчатых алевролитов, известковистых алевролитов. Отмечаются редкие прослои полимиктовых песчаников. Мощность 10 м;

слой 3 – серые, зеленовато-светло-серые, мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов, реже известковистых алевролитов. Мощность 16 м;

слой 4 – чередование тонкоплитчатых алевролитов, аргиллитов, известковистых алевролитов и мергелей. Мощность 6 м;

слой 5 – среднезернистые полимиктовые песчаники с мало-мощными прослоями алевролитов и известковистых алевролитов. Мощность 7 м;

слой 6 – чередование тонкоплитчатых алевролитов и аргиллитов. Мощность 7,5 м;

слой 7 – чередование тонко-среднеплитчатых известняков, мергелей и известковистых алевролитов. Отмечаются маломощные прослои алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мощность 15 м;

слой 8 – чередование алевролитов и аргиллитов. Отмечаются прослои полимиктовых песчаников. Мощность 18 м;

слой 9 – среднеплитчатые зеленовато-серые, мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники. Мощность 23 м.

Отложения имеют северо-восточное моноклиальное залегание, углы падения изменяются от 30 до 65°. Месторождение локализуется в зоне, ограниченной крутопадающим разломом северо-западного простирания на юго-западе и пологопадающей надвиговой структурой с севера и северо-востока, где на рудовмещающие отложения надвинуты алевролиты и песчаники второй пачки четвертой подсвиты переслаивания (по Ф.Я. Валееву) тюлькубасской свиты ($D_{2-3}tl_4^1$). Рудовмещающие породы интенсивно трещиноваты (трещины преимущественно северо-западного простирания). Жилы и трещины выполнены кварц-карбонатным материалом, гематитом, гидроксидами железа, местами пиритом. Пирит и гетит, помимо нахождения в жилах в виде псевдоморфоз по пириту, образуют послойные скопления в алевролитах, известковистых алевролитах, мергелях, известняках, в меньшей степени в песчаниках. В пространстве рудная зона месторождения Аммонитное контролируется контуром развития метасоматических изменений в породах слоев 3 – 7. Линейные размеры тела метасоматитов составляют 250 м в северо-западном направлении и 70 м в северо-восточном. Метасоматические преобразования представлены процессами альбитизации, силификации, аргиллизации, декарбонатизации карбонатных отложений и карбонатизации пород первично силикатного состава.

На месторождении Аммонитное выделены 4 рудных тела и серия мелких минерализованных линз. Протяженность рудных тел составляет 40 – 113 м, мощность от 1,3 до 2,7 м. Рудные тела субпластовой формы, северо-западного простирания, с углами падения от 45 до 60° на северо-восток, залегают в отложениях слоев 3, 4, 5, 6, 7.

Рудное тело 1 приурочено к песчаникам и карбонатосодержащим алевролитам слоя 3, породы каолинизированы, альбитизированы, частично силифицированы. Рудное тело 2 залегает в декарбонатизированных, силифицированных, каолинизированных известковистых алевролитах слоев 4 и 5. Рудное тело 3 и 3,а полого пересекает метасоматически измененные породы слоев 5, 6 и 7, тяготея к

первично карбонатным разностям отложений. Четвертое тело залегает в каолинизированных алевролитах и аргиллитах слоя 6.

В большинстве случаев промышленные концентрации золота устанавливаются на участках с интенсивным кварц-карбонатным прожилкованием в декарбонатизированных (первичные породы: известняки, известковистые алевролиты, мергели), силифицированных, местами альбитизированных отложениях с минерализацией пирита, гематита и гидроксидов железа.

Рудообразующие минералы гипогенных руд месторождения Аммонитное

Основными гипогенными компонентами руд являются пирит, гематит, самородное золото. Постоянно отмечаются халькопирит, титаномагнетит и ильменит и продукты их гипогенного распада и замещения: мартит (гематит I), магнетит, рутил, сфен, лейкоксен. Изредка наблюдаются выделения галенита, ассоциирующего с халькопиритом.

Пирит – выделено 4 генерации: Пирит I – в виде мелких (меньше 1 – 5 мкм) округлых, овальных выделений, группирующихся в сгустки, полосовидные, линзовидные, пятнообразные скопления и ассоциирующие с агрегатами рутила и лейкоксена. Характерна ориентация выделений пирита I согласно первичной слоистости. Образование пирита I связано с гипогенным распадом и замещением титаномагнетита и ильменита. Пирит II представлен мелкими (5 – 2 мкм, реже крупнее) метакристаллами пентагондодекаэдрического, октаэдрического, кубического облика, скелетными метакристаллами, метазернистыми агрегатами, образованного за счет пирита I. Пирит III – скелетные метакристаллы, метакристаллы пентагондодекаэдрического, кубического, редко октаэдрического габитуса и комбинационных форм размерами 1 мкм – 1,2 мм, метазернистые агрегаты – до 3,6 мм, группирующиеся в пятнообразные скопления. Часто содержат включения нерудных минералов, гематита I, псевдоморфоз мартита и маггемита по титаномагнетиту. Пирит IV – гидротермально-метасоматический, локализуется в кварц-кальцитовых жилах. Представлен октаэдрическими и кубическими метакристаллами размерами 0,05 – 0,24 мм.

Халькопирит представлен 2-мя генерациями. Халькопирит I наблюдается в виде ксеноморфных зерен, в сростании с пиритом III, выделяется в пирите II и гематите II. Иногда полностью замещает мелкие пентагондодекаэдрические и кубические метакристаллы пирита II. Размер зерен халькопирита I – 1 – 5 мкм. Халькопирит II локализуется в кварц-кальцитовых жилах, образует относительно равномерную вкрапленность ксеноморфных зерен и зернистых агрегатов, размерами 5 мкм – 1,6 мм в кальцитовом ядре, концентрируется на границе кварцевых зальбандов жил с вмещающими метасоматитами.

Галенит – в виде ксеноморфных зерен в кальците размерами 1 – 8 мкм, в сростании с халькопиритом II – до 0,02 мм. Наблюдается группировка мелких выделений в пятнообразное скопление – до 0,5 мм.

Гематит представлен 3-мя генерациями. Гематит I (мартит) образуется при гипогенном распаде и замещении титаномагнетита и ильменита. Характерны изометричные (октаэдрические, кубические), неправильной формы, а также тонкоплитчатые кристаллические зерна размерами до 0,4 – 0,6 мм. Гематит II – в виде толстотаблитчатых зерен (до 3,6 мм), агрегатов (до 16 мм и более) с параллельной и сноповидной группировкой таблитчатых зерен. Характерно простое и сплошное двойникование. Корродируется сульфидами (пирит, халькопирит), которые в свою очередь, замещаются гидроксидами железа. Гематит III – тонкотаблитчатые (до игольчатых) кристаллические зерна и агрегаты, обрастающие по периферии агрегаты гематита II.

Титаномагнетит – в виде октаэдрических и кубических зерен размерами 5 мкм – 0,4 мм, в различной степени замещенных мартитом, маггемитом, рутилом, лейкоксом, гидроксидами железа, хлоритом. В центральных частях псевдоморфоз сохраняются реликты ильменита и титаномагнетита, либо их замещающие рутил и лейкоксен, а по периферии развиваются агрегаты маггемита и мартита. Часть псевдоморфоз полностью выполнена рутилом и гидрогетитом. Иногда сохраняется реликтовая решетка распада ильменита (замещенного рутилом) в магнетите. В метасоматитах наблюдаются изометричные (близкие к кубу и октаэдру) выделения агрегатов

хлорита до 0,8 мм, которые также, вероятно являются псевдоморфозами по титаномagnetиту (или магнетиту).

Ильменит образует таблитчатые или изометричные зерна размерами 0,1 – 0,14 мм, в различной степени замещенные агрегатами рутила, лейкоксена, гематита.

Рутил – в виде игольчатых, удлинённо-призматических и неправильной формы кристаллических зерен и агрегатов размерами от менее 1 до 25 мкм. Характерны сгустки, цепочки, пятнообразные скопления лейкоксена.

Сфен – в виде клиновидных, конвертообразных, ромбовидных кристаллических зерен размерами 5 – 120 мкм, часто замещаемых лейкоксеном, рутилом, гидрогетитом.

Циркон образует изометричные, комбинационные тетрагональной призмы и бипирамиды, часто зональные, размерами 10 – 80 мкм кристаллические либо обломочные зерна. О последнем свидетельствует отмечающиеся окатанные и оскольчатые формы зерен, а также группировка выделений циркона в ассоциации с рутилом и лейкоксеном в полосовидные скопления, согласные первичной слоистости пород.

Гранат – редкие изометричные, иногда зональные зерна с подтеками гидроксидов железа по периферии.

Гипогенное золото, в исследуемых объектах, тесно связано с пиритом, находясь в нем в виде микронных частиц и меньше.

Минералы зоны гипергенеза месторождения Аммонитное

Гипергенные минералы представлены, в основном, гидроксидами железа: гетитом, лепидокрокитом, гидрогетитом и лимонитом (т. е. смесью аморфных и скрытокристаллических разновидностей гидроксидов железа), с которыми тесно ассоциируют менее распространенные гидроксиды марганца (вад, псиломелан). Редко наблюдаются вторичные сульфиды и карбонаты меди: халькозин, ковеллин, малахит.

Гидроксиды железа (гетит, лепидокрокит, “лимониты”) выполняют псевдоморфозы пустот выщелачивания (до 5 мм) с образованием ящичных и ячеистых микротекстур разъедания, разноориентированные трещины, межзерновые интерстиции. Характерны ромбические сечения части пустот выщелачивания, свойственные до-

ломиту либо пириту. Псевдоморфозы лимонита образуют неравномерную редкую, местами густую вкрапленность (0,07 – 0,4 мм, сростки до 2 x 4 мм; скопления до 3 мм x 1 см) преимущественно в кварце, реже в карбонате. Иногда пирит сохраняется в виде реликтов, а также мелких (до 0,01 мм) метакристаллов пентагондодекаэдрического, октаэдрического, кубического и комбинационного облика в кварце и альбите.

Гидроксиды марганца (вад, псиломелан) наблюдаются в виде дендритов, сажистых и скрытокристаллических агрегатов по трещинам и стенкам пустот выщелачивания. Ассоциируют с гидроксидами железа и лейкоксеном.

В зоне гипергенеза пирит представлен 2-мя генерациями: пирит I – сингенетичный округлой, изометричной формы, рассеян в массе окремненной, карбонатизированной слоистой породы, образуя в отдельных слойках густую вкрапленность, в отдельных крайне редкую; размер зерен от 5 до 100 мкм, в скоплениях до 0,8 мм; пирит II образует неравномерную вкрапленность чаще в кварце, реже в карбонате; форма зерен изометричная, кубическая, встречаются пентагондодекаэдры; размер зерен – 10 – 100 мкм до 0,4 мм, редко до 2 мм, нередко вокруг зерен пирита развивается замещающая каемка гидроксидов железа (встречаются нацело замещенные псевдоморфозы лимонита по пириту и с реликтами пирита). Пирит II формируется за счет собирательной кристаллизации пирита I, а также замещает пластинчатый гематит в сноповидных агрегатах.

Гематит – представлен двумя генерациями. Гематит I – неправильной формы вкрапления в светло-сером кварце. Гематит II – пластинчатый, пользуется широким развитием, он образует редкую неравномерную вкрапленность в кварце, карбонате, хлорите, сериците, нередко в виде сноповидных гнезд в кварц-карбонатных прожилках. Размер пластинок: 0,01 x 0,3 мм и меньше; от 0,02 x 0,07 до 0,1 x 1 мм; 0,01 – 0,1 мм шириной и 0,1 – 4 мм длиной; редко отмечаются широкие пластинки – 2 x 3 и 2 x 6 мм. Гнезда до 1 x 2 см. Гематит II замещается пиритом, по которому в свою очередь развивается лимонит. В лимоните сохраняются гематитовые и ильменитовые пластинки (продукты гипогенного распада).

Ильменит – встречается редко и находится в тесной ассоциации с пластинчатым гематитом, зерна его (от 7 х 40 до 10 х 70 мкм) и гематита встречаются в псевдоморфозах лимонита. Оба минерала встречаются в карбонате, ильменит местами образует довольно густую вкрапленность, нередко в сростании с гетитом.

Марганцевые минералы встречаются редко и представлены пиролюзитом и псиломеланом. Пиролюзит и псиломелан выделяются в виде тонкозернистых, тонкоигольчатых образований (от 30 мкм до 0,1х0,3 мм) в массе гидроксидов железа, развитых по карбонату; 5) халькопирит-единичные, мелкие (7–10 мкм) включения в карбонате.

Микроскопические исследования золота в окисленных рудах месторождения Аммонитное

Результаты изучения окисленных руд сводятся к следующему:

1) золото в основном заключено в лимоните, образующем псевдоморфозы по пириту, по пластинчатому гематиту, с предварительным замещением его пиритом. Как правило в золотосодержащем лимоните реликты пирита не встречаются. Золото в псевдоморфозах лимонита как правило отторгаясь в периферийные зоны высвобождается из него по серии микротрещин в кварц-карбонатную основную массу. При этом происходит очищение золота от примесей и укрупнение его;

2) золото в основном находится в темных гетитовых и гидрогетитовых зонах псевдоморфоз лимонита, редко в светлых лепидокрокитовых;

3) встречаются сростки золота с ильменитом в лимоните, развитом по пластинчатому гематиту;

4) золото образует изометричные (в т.ч. кубические), чешуйчатые, пластинчатые, проволочковидные, микропрожилковидные, комковидные и т. д. формы в псевдоморфозах гидроксидов железа и по микротрещинам в кварце, железистом карбонате, альбите, хлорите;

5) размер выделений золота от менее 1–15 мкм до 0,12 х 0,4 мм; в микропрожилках (до 1–8 мкм х 0,12 мм). Комковидные выделения золота имеют размер до 0,3 х 0,5 мм. Часть золота в виде чешуек, пленок, изометричных выделений, губчатых агрегатов, микропро-

жилков концентрируются по стенкам пустот выщелачивания и вокруг них, образуя прожилковидные и пятнообразные скопления размером до 0,06–0,3 мм. На рис. 15–17 показаны выделения золота в минералах зоны гипергенеза месторождения Аммонитное. Размеры частиц золота приведены в табл. 6.

Таблица 6

Размеры частиц самородного золота в минералах зоны гипергенеза месторождения Аммонитное

Минерал	Форма выделения золота	Кол-во замеров	Размеры, мкм		
			от	до	преобладающий
Лимонит	Точечная, изометричная, каплевидная	19	1	30 x 40	7 – 10
Лимонит	Тончайшие прожилки	21	1 x 10	7 x 150	1 x 20 7 x 70
Лимонит	Неправильная	11	3	10 x 40	7 – 7 x 20
Лимонит	Треугольная	2	7	10	
Лимонит	Неправильная (самые крупные)	2	40 x 90	60 x 100	
Кварц	Точечная	1	5		
Кварц	Неправильная	1	7 x 10		
Выделение кварца в карбонате	Неправильная, (в кварце)	1	7		
Железистый карбонат с гидроксидами железа	Точечная	3	7		
Железистый карбонат с гидроксидами железа	Неправильная	1	7 x 10		
Альбит	Точечная, неправильная	3	5	7 x 10	

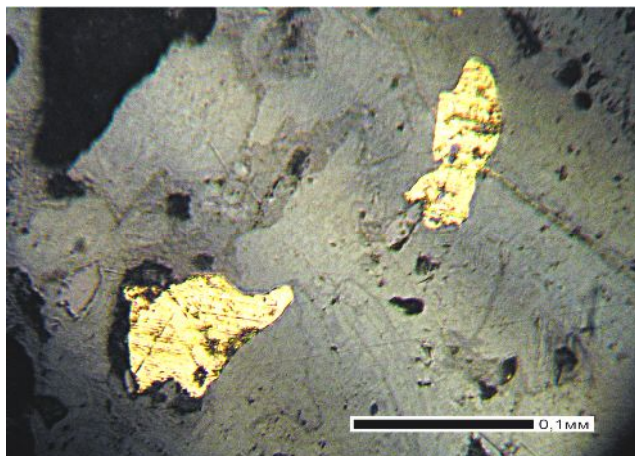


Рис. 15. Комковидные выделения золота (желтое)
в псевдоморфозе гетита по пириту (серое)

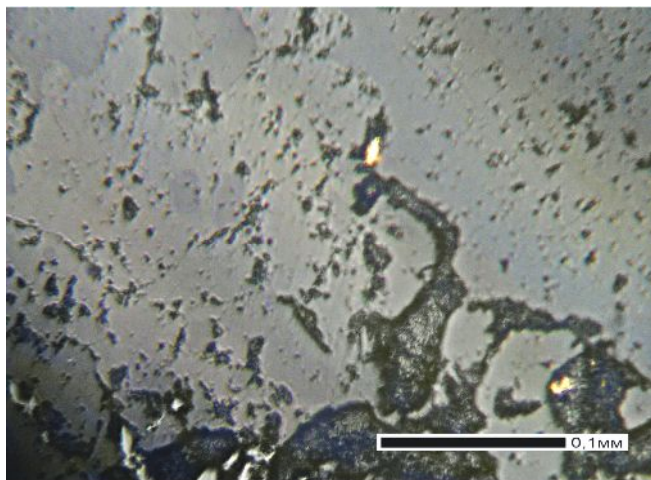


Рис. 16. Включение золота, размером 1 мкм в гидроксиде
железа, заключенном в кварце

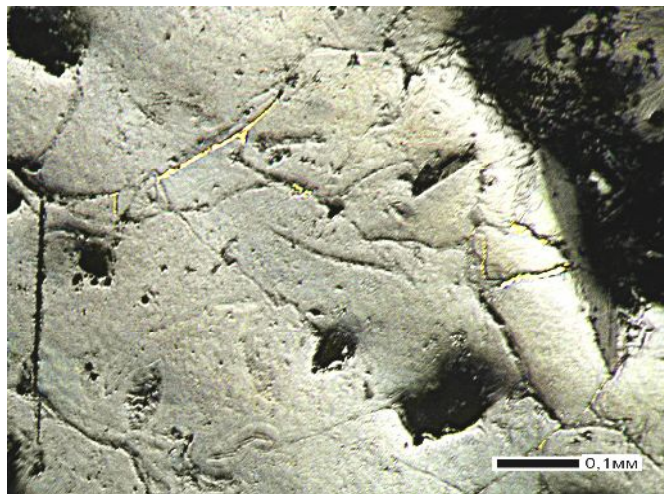


Рис. 17. Тончайшие прожилковидные выделения золота (желтое) в псевдоморфозе лимонита, развивающегося по пириту (серое)

3.5. Золото в рудах зоны окисления золото-колчеданно-мышьяк-полиметаллического месторождения Найманжал (Центральный Казахстан)

Цель изучения вещественного состава зоны окисления золоторудного месторождения Найманжал заключалась в подготовке ее к отработке кучным выщелачиванием.

Месторождение Найманжал, находится на продолжении Западно-Калбинской золотоносной зоны Восточного Казахстана, где аналогичные структуры вмещают крупные промышленные колчеданные, медно-золото-порфировые месторождения и зоны сульфидной минерализации.

В геологическом строении района месторождения Найманжал принимают участие отложения кембрия, ордовика, силура, девона и карбона. Особенностью локализации золото-полиметаллически-колчеданного с мышьяком оруденения является его приуроченность к толщам ордовикских пород базальт-терригенно-кремнистой формации, сформированной в морских условиях в течение длитель-

ного периода – от верхов кембрия до карбона включительно и испытывавшей на себе воздействие процессов тектоно-магматической активизации в пермо-триасовое время.

Гипогенные руды месторождения Найманжал золото-колчеданно-мышьяково-свинцово-цинковые с подчиненным количеством меди. По минеральному составу на месторождении выделены три типа руд: мышьяково-колчеданные (арсенопирит-пиритовые); мышьяково-колчеданно-цинковые с подчиненным количеством меди (халькопирит-арсенопирит-пирит-сфалеритовые); мышьяково-колчеданно-свинцово-цинковые (галенит-арсенопирит-пирит-сфалеритовые).

Руды в основном прожилково-вкрапленные и гнездово-вкрапленные, сплошные мало распространены.

Главные рудообразующие сульфиды – пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит. К второстепенным относятся халькопирит, марказит, блеклая руда. Другие минералы встречаются редко или очень редко (табл. 7).

Руды зоны окисления представлены сыпучими, порошковатыми и плотными разновидностями.

Среди плотных разновидностей выделяются следующие типы: 1) существенно ярозитовые и скородитовые; 2) ярозит-скородитовые и ярозит-арсениосидеритовые; 3) ярозит-скородит-арсениосидерит-железняковые; 4) железняковые; железно-марганцевые и марганцевые.

Все перечисленные типы руд обладают в основном прожилковыми и прожилково-вкрапленными текстурами, реже гнездово-вкрапленными. Преимущественно это тонкие прожилки мощностью до 5 мм и мелкие гнезда размером до 3 – 5 мм среди каолиновой массы. Встречаются руды с брекчиевой текстурой, в которых обломки каолиновой породы цементируются ярозит-железняковым или ярозит-арсениосидерит-железняковым агрегатом. Иногда брекчиевая текстура создается цементацией мелких плотных обломков каолиновой породы более плотными, с мелкими гнездами ярозита и прожилковидными образованиями скородита. Встречаются обломки кварца и глинистого материала сцементированные гидроксидами железа. И наоборот

кварц разной зернистости вплоть до тонкозернистого, имеющего халцедоновидный облик, цементирует обломки руды каолиновой породы. Рудные обломки имеют размер до 5 см.

Редко встречаются полосчатые и массивные текстуры. В полосчатых разностях каолининовые полосовидные обособления с кварцем чередуются с ярозит-скородитовыми и существенно кварцевыми. В массивных рудах основная масса сложена темно-бурым гетит-гидрогетитовым агрегатом, развивающимся вокруг пустот выщелачивания, среди которого присутствуют марганцевые минералы. Под микроскопом в рудах можно наблюдать колломорфные текстуры.

Сыпучие и порошковатые разновидности руд так же, как и плотные имеют различный состав.

Главными рудными минералами зоны окисления являются гидроксиды железа (гетит и гидрогетит), ярозит и скородит.

К числу второстепенных относится гематит, гидрогематит, арсениосидерит, криптомелан, лейкоксен. Остальные относятся к редким и очень редким минералам (табл. 7).

Таблица 7

Минеральный состав руд месторождения Найманжал

Главные	Второстепенные	Редкие и очень редкие
Минералы первичных руд – рудные		
Пирит Арсенопирит Сфалерит Галенит	Халькопирит Блеклая руда Марказит	Золото Пирротин Буланжерит Бурнонит Кобеллит Ширмерит Сурьмяный бурсаит Фрейбергит Вюртцит Магнетит Ильменит Рутил

Продолжение табл. 7

Главные	Второстепенные	Редкие и очень редкие
Минералы первичных руд – нерудные		
Кварц	Хлорит	Эпидот Серпентин Апатит Биотит Цоизит Цеолит Пренит
Зона вторичного сульфидного обогащения		
	Ковеллин	
Минералы зоны окисления – рудные		
Гетит Гидрогетит Ярозит Скородит	Гематит Гидрогематит Арсениосидерит Криптомелан Лейкоксен	Золото Медь Малахит Азурит Халькозин Халькофанит Коронадит Биксбиит
Минералы зоны окисления – нерудные		
Каолинит Кварц	Кальцит Гипс	Халцедон Смектит Барит

Оксиды и гидроксиды железа – пользуются широким распространением в зоне окисления. Гидроксиды железа (гетит – α -FeOОН и гидрогетит – лимонит), смеси оксидов и гидроксидов, встречаются как в виде плотных прожилковидных образований, мелких гнезд среди глинистой массы, так и в виде рыхлых порошковатых скоплений различной окраски (буровато-желтой, кирпично-бурой и т. п.). Порошковатые разности представляют собой сложные смеси, состоящие не только из гидроксидов железа, но и других гипергенных минералов. Плотные гидроксиды железа слагают тонкие прожилково-вкрапленные и прожилковые кварц-железистые, ярозит-скородит-арсениосидерит-железняковые, ярозит-железняковые, скородит-арсениосидерит-

железняковые и железо-марганцевые руды. Отчетливо выделяются две генерации гидроксидов железа: замещения и отложения. К первой генерации относится лимонит (смесь гетита и гидрогетита), образующий псевдоморфозы по пириту и арсенопириту. Гидроксиды железа второй генерации обычно развиваются по трещинкам и в пустотах выщелачивания пород. Как правило, они образуются в результате отложения из растворов. Для них характерны концентрически-зональные каемки развития вокруг пустот выщелачивания, колломорфные структуры.

Взаимоотношения гидроксидов железа с ярозитом неоднозначны. Среди гидроксидов железа выделяются реликтовые обособления ярозита или смеси ярозита с арсениосидеритом и скородитом. В то же время в основной ярозит-арсениосидерит-скородитовой массе встречаются концентрически-зональные вкрапленники гидроксидов железа, в которых светлые гетитовые зонки чередуются с более темными гидрогетитовыми и ярозит-арсениосидерит-скородитовыми. Нередко гидроксиды железа образуют смеси со скородитом и ярозитом трудноразличимые под микроскопом. В этом случае обычно наиболее эффективно использовать для диагностики рентгеноструктурный анализ. Ниже в табл. 8 приведен анализ такой смеси.

Смесь представлена ярозит-гетит-скородит-арсениосидеритовым агрегатом. Особенно эффективно использование данного анализа для порошковых смесей.

Из гидроксидов железа в таких смесях в подчиненном количестве встречаются гидрогематит и гематит. Гидрогематит – тонкая разновидность гематита отмечается в виде колломорфных образований. Гематит Fe_2O_3 – входит в состав тонких прожилков – гидрогетит-гематитовых, ярозит-скородит-гематитовых, а также встречается в виде редкой вкрапленности в глинистой породе.

Таблица 8
Рентгеноструктурный анализ смеси минералов из зоны окисления
месторождения Найманжал

№ п/п	d, Å	Минерал	№ п/п	d, Å	Минерал
1	8,90	Арсениосидерит (А)	14	2.972	С, А
2	5.66	А	15	2.832	С
3	5.569	Скородит(С)	16	2.78	А
4	5.046	С	17	2.70	Г
5	4.604	А	18	2.649	С
6	4.45	С	19	2.634	А
7	4.175	Гетит(Г)	20	2.571	А, С
8	3.64	Ярозит (примесь)	21	2.526	А
9	3.34	Кварц (примесь)	22	2.49	С, А
10	3.299	А	23	2.45	Г
11	3.23	А	24	2.22	А
12	3.108	Ярозит	25	1.827	Я
13	3.055	С	26	1.636	А
Содержание минералов: 1 – Арсениосидерит; 2 – Скородит; 3 – Гетит; 4 – Ярозит (примесь); 4 – Кварц; 6 и 7 – Ничтожные количества других минералов (в т. ч. каолинит)					

Сульфаты – ярозит $\text{KFe}_3[(\text{OH})_6(\text{SO})_4]_2$ относится к числу основных минералов зоны окисления. Он является одним из главных продуктов окисления пирита и марказита. В виде мелких гнезд (размером до 5 – 6 мм) изометричной формы и тонких прожилковидных образований (мощностью до 5 мм) ярозит развит среди каолиновой массы. Он часто встречается в тесных сростаниях или смесях с гидроксидами железа, арсениосидеритом и скородитом. Особенно тесно он связан с арсениосидеритом и скородитом. Вместе со скородитом ярозит выделяется в виде полосовидных обособлений мощностью до 1,5 см, чередующихся с каолиновыми полосками. В брекчированных разностях руд ярозит-арсениосидерит-железняковый агрегат цементирует обломки каолиновой породы с кварцем. В скрещенных николях образования ярозита имеют скрытокристалличе-

скую или тонкозернистую структуру. Только в пустотах можно встретить ярозит с мелкокристаллической структурой. Окраска минерала желто - бурая, желто-коричневато-бурая.

Взаимоотношения ярозита с гидроксидами железа и скородитом сложные. В одних случаях гидроксиды железа развиваются по ярозиту, в других наоборот.

По отношению к скородиту картина также неоднозначна, в одних случаях, отчетливо видно как изометричной формы мелкие вкрапленники ярозита цементируются скородитом, в других наоборот ярозит в виде тонких прожилочков в массе скородита.

Арсенаты – скородит $\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – один из главных минералов зоны окисления. Он псевдоморфно замещает арсенопирит, находится в тесной ассоциации с ярозитом, арсениосидеритом и гидроксидами железа, образует с ними тонкозернистые смеси, трудноразличимые под микроскопом. Скородит образует тонкозернистые плотные и рыхлые скопления. Выделяются существенно скородитовые руды, иногда с полосчатой текстурой, в которой чистые скородитовые обособления чередуются со скородит-арсенопиритовыми. Арсенопирит сохраняется в виде реликтов в массе скородита. Однако чаще всего скородит находится в смеси с другими минералами – гидроксидами железа и особенно ярозитом. Здесь он трудноразличим, т. к. окрашивается в буроватые цвета. Арсениосидерит $\text{Ca}_3\text{Fe}_4 [\text{AsO}_4]_8 [\text{OH}]_9$ – арсенат железа и кальция относится к числу второстепенных минералов. Он трудно поддается диагностике, т. к. находится в смеси с другими минералами – ярозитом, скородитом и гидроксидами железа и имеет желто-бурюю окраску. Он так же, как и скородит псевдоморфно замещает арсенопирит.

Оксиды и гидроксиды марганца – среди них криптомелан наиболее распространен, он отнесен к числу второстепенных, остальные редкие. Источником их служат минералы вмещающих пород (пироксен, эпидот, гранат). Марганцевые минералы – криптомелан, халькофанит, биксбиит, коронадит, выделяются в виде тонких (до 0,5 – 1 мм) разноориентированных прожилков и гнезд в кварцево-глинистой массе. Минералы марганца являются самыми поздними образованиями, их тонкие прожилки секут

гетит-гидрогетитовые выделения. Криптомелан – $K_{2-y}Mn_{8-z}(OOH)_{16}$ под микроскопом имеет скрыто - или тонкокristаллическую колломорфную структуру. Халькофанит – $ZnMn_3O_7 \cdot 3H_2O$ – манганит цинка, редкий минерал игольчатой формы, образует тонкие прожилки в кварцево-глинистой массе. Коронадит – $PbMn_8O_{16}$ – манганит свинца, редкий минерал, находится в тесной ассоциации с криптомеланом. Биксбиит – $(Mn, Fe)_2O_3$ – редкий минерал, выделяется в виде мелких скоплений в кварцево-глинистой массе, наряду с другими минералами – криптомеланом, ярозитом и скородитом.

Нерудные минералы – к числу главных отнесены кварц и глинистые минералы. Кварц широко развит в зоне окисления. Он представлен хорошо раскристаллизованными разностями, иногда с гнездами кальцита. Кварц развит в составе кварц-железистых, железомарганцевых, ярозит-скородитовых и скородитовых руд, где он цементируется гидроксидами железа, скородитом и ярозитом, отчетливо пересекается марганцевыми минералами. Вместе с тем он часто выполняет роль цемента для гидроксидов железа, ярозита и скородита. Реже встречаются тонкокristаллические кремнистые разности халцедоновидного облика в массе каолина (верхняя часть зоны окисления). В брекчированных породах обломки нацело каолинизированных и лимонитизированных пород сцементированы тонкокristаллическим халцедоновидным кварцем. Последний встречается в массе раскристаллизованного кварца в виде обломков, где он имеет неплотный выветрелый вид с многочисленными пустотами и трещинками выкрашивания. Встречается кварц с пористым строением, так называемый сухаристый кварц. Гидросерицит – тонкочешуйчатый слюдистый минерал, имеет широкое распространение, образует самостоятельные тонкие прожилки в каолиновой массе, ассоциирует с гидроксидами железа. Каолинит широко развит в зоне окисления и является характерным минералом для золоторудных месторождений, приуроченных к вулканогенным толщам. Диагностика его подтверждена рентгеноструктурным анализом. Каолинит обладает самой разной окраской, которая во многом зависит от присутствия оксидов и гидроксидов железа.

Наблюдаемые взаимоотношения окисленных рудных и глинистых минералов показывают, что образование каолинита несколько опережает процессы окисления сульфидов. Оксиды и гидроксиды железа и марганца, а также ярозит часто цементируют обломки каолиновой породы, развиваются в виде прожилков и гнезд в его массе.

Из проведенного выше материала следует, что процессы гипергенного изменения пород и руд зоны окисления выражаются в образовании каолиновых масс, оксидов и гидроксидов железа и марганца, в гипергенном окварцевании и в окислении сульфидов с образованием вторичных минералов, в развитии сульфатов и арсенатов (скородит, арсениосидерит).

Золото в рудах зоны окисления

Данные исследования шлихогеохимических проб окисленных руд месторождения показали разнообразие форм золота – кристаллы, неправильной формы, изометричные, комковидные, пластинчатые; отмечались дендритовидные и золото губчатое. Золото тонкодисперсное. Цвет его желтый, светло-желтый, присутствуют зерна золота покрытые красноватой пленкой, состоящей из гидроксидов железа.

Окисленные руды месторождения Найманжал содержат одновременно золото разного генезиса. Причем основное содержание металла обусловлено присутствием в зоне окисления гипогенного золота. Количество новообразованного гипергенного золота невелико. К нему можно отнести губчатое золото, золото в «рубашке» и возможно дендритовидное золото. Золото гипогенное с достоверностью определяется по взаимоотношению с реликтами сульфидов и кварцем. Вторичное микроскопическое золото определяется по парагенезису с гипергенными минералами (рис. 18).

Основная часть золота в зоне окисления, судя по шлиховой пробе находится в свободном чистом виде. Редко встречаются золотины в «рубашке». В шлиховой пробе под бинокляром было определено золото, заключенное в кварц-баритовом агрегате и между двумя тонкими корочками – кальцитовый и марганцевой.

Вопросам растворения, миграции и осаждения золота в зоне окисления посвящено много работ [2 и др.]. Большинство исследователей едины во мнении, что условия для осуществления значительных перемещений золота в зоне окисления чрезвычайно неблагоприятны.

В зоне окисления месторождения Найманжал так называемое вторичное золото не создает значительных зон обогащения. В основном происходит относительное обогащение золотом вследствие выветривания и сокращения в объеме вмещающей массы. При микроскопическом исследовании окисленных руд месторождения, золото было обнаружено и в псевдоморфозах лимонита по сульфидам и в кварце. Форма золотин изометричная, неправильная. Размеры золотин в кварце – 0,01 мм, в псевдоморфозах лимонита – микронные.

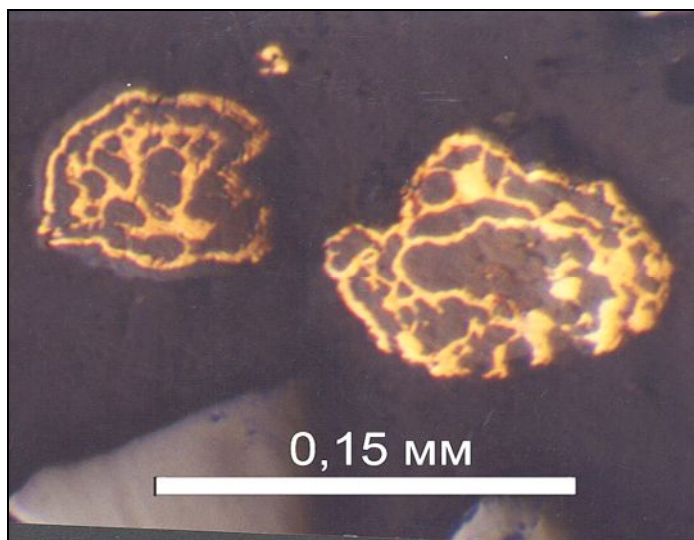


Рис. 18. Золото распределяется по зонкам в гетит-гидрогетитовом агрегате

Данные микрорентгеноспектрального анализа четырех золотин из зоны окисления показали в трех из них весьма высокую пробность (982; 999; 999). К ним относится золото (мас.%):

1) губчатое – Fe 0,13; Cu 0,25; Ag 0,02; Au 99,51; сумма 99,91; 2) золото с пленкой гидроксидов железа – Fe 1,18; Cu 0,06; Ag 0,03; Au 98,73; сумма 100,00; 3) золото в «рубашке» (в кварце) – Fe 0,12; Cu 0,13; Ag 1,83; Au 97,92; сумма 100,00. Кристалл золота, имеющий состав (мас. %) – Fe 0,07; Cu 0,17; Ag 11,75; Au 88,01; сумма 100,00, относится к средней пробности. Его можно отнести к гипогенному или остаточному. Содержание серебра в последних может достигать до 20 – 25 %.

Облагораживание золота в зоне окисления происходит за счет уменьшения в нем количества Ag, Cu и Fe. Примеси железа и меди в низких концентрациях являются типичными для золота.

Присутствие ультратонких частиц золота в гипогенных и окисленных рудах не позволяет увидеть его в обычном микроскопе. Последнее подтверждается электронномикроскопическими исследованиями, проведенными З.А. Козловской (1985) по распределению золота в арсенопирите (зона окисления золото-сульфидно-кварцевых руд). В обычном поляризованном микроскопе ультратонкие частицы золота и характер распределения его в пределах зерна лимонита замечены не были. При помощи электронного микроанализатора (растровая микроскопия) выявились частицы золота, распределяющиеся по границам концентрически-зональных участков псевдоморфозы.

Последовательность и условия минералообразования зоны окисления месторождения Найманжал

Образование зоны окисления происходило в условиях жаркого и сухого климата. В целом она представляется хорошо проработанной, реликты первичных минералов не имеют широкого распространения. Основной состав руд зоны гипергенеза и характер их развития определяются составом гипогенных руд (преимущественно прожилковые и прожилково-вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды). Это ярозит-железняковые, ярозит - арсениосидерит - скородитовые и ярозит-скородит-арсениосидерит-железняковые прожилковые

и прожилково-вкрапленные руды. Зонального размещения типов руд в зоне гипергенеза не наблюдается.

Главные минералы зоны окисления находятся в тесных взаимоотношениях, нередко образуя друг с другом смеси как в плотных, так и в порошковатых разновидностях (влияние тесного срастания пирита с арсенопиритом). Широко распространены различные псевдоморфозы замещения по сульфидам (лимонит, скородит, арсениосидерит).

Изучение взаимоотношений минералов в зоне гипергенеза позволили наметить последовательность минералообразования.

В начальную стадию формирования зоны окисления в условиях кислой среды образовался ярозит, типичный продукт окисления пирита и марказита. В эту же стадию происходило образование определенного количества гидроксидов железа и скородита. Подтверждением тому является тесное сонахождение главных гипергенных минералов (ярозит, лимонит, скородит).

Для ранней стадии формирования зоны окисления характерна генетическая и пространственная связь остаточных сульфидов и вновь образованных гипергенных минералов. Среди лимонита и скородита сохраняются редкие мелкие реликты пирита и арсенопирита. Образование главных гипергенных минералов происходило не только в начальную, но и в основную среднюю стадию формирования зоны окисления, т. е. было неоднократным. В одних случаях вторичный минерал не перемещается, в других переносится растворами и отлагается в виде прожилковидных образований и порошковатых масс. Для плотных разновидностей выделяются две генерации. Первая генерация – это псевдоморфозы по сульфидам (лимонит по пириту, скородит и арсениосидерит по арсенопириту, ярозит по псевдоморфозам лимонита). Псевдоморфозы главных гипергенных минералов нередко находятся в тесном контакте и часто переходят в прожилковидные образования. Вторая генерация представлена колломорфными структурами (гетит-гидрогетитовые, ярозит-скородитовые, лимонит-гематитовые). Гидроксиды железа и скородит развиваются по ярозиту.

Гематит и гидрогематит относятся к более поздним образованиям по отношению к гидроксидам железа, ярозиту и скородиту. Гематит развивается по гетиту и гидрогетиту, ярозиту. Гидрогематит образует колломорфные каемки вокруг выделений лимонита, ярозита, скородита и кварца.

В среднюю стадию гипергенного минералообразования характер растворов меняется от сульфатного к карбонатному. Однако карбонаты не получили широкого развития, чему препятствовала слабая карбонатная вмещающая среда. Из этой группы минералов незначительное развитие получили кальцит и малахит.

Цинк в виду его высокой миграционной способности и в условиях данной среды в основном выносился за пределы зоны окисления. Часть цинка при взаимодействии растворов, содержащих соли цинка с гидроксидами марганца, осаждалась в виде манганитов цинка – халькофанита. Свинец, уступающий в количественном отношении цинку, входит в состав марганцевого минерала коронадита.

Развитие поздних гипергенных минералов – барита и гипса свидетельствуют о прерывистом, неоднократном развитии сульфатов.

В среднюю и позднюю стадии формирования зоны окисления получили развитие минералы кремнезема (кварц, халцедон) и марганца (криптомелан, биксбиит, халькофанит, коронадит). Марганцевый минерал криптомелан среди плотных разновидностей минералов зоны гипергенеза относится к самым поздним образованиям.

К поздней стадии относятся различные охристые и порошковые образования, в которых оксиды и гидроксиды железа, ярозит и скородит нередко представлены в виде тонких смесей.

Слабое развитие меди, малахита, азурита объясняется подчиненным количеством в гипогенных рудах минералов меди, а также характерной для них довольно высокой растворимостью в зоне окисления.

Гипергенное золото формировалось как в среднюю, так и в позднюю стадии развития зоны окисления. Для золота характерно следующее: 1) присутствие остаточного (гипогенного) и ги-

пергенного золота. К гипергенному относится золото губчатое, золото покрытое пленкой гидроксидов железа, золото в «рубашке»; 2) нахождение частиц золота в кварце и в псевдоморфозах лимонита; 3) размеры частиц золота преимущественно микронные и меньше; 4) золото гипергенное весьма высокой пробы, остаточное – средней пробы.

3.6. Золото из зоны окисления золото-мышьяк-полиметаллического месторождения Новоднепровское (Северный Казахстан)

Месторождение Новоднепровское (Северный Казахстан), расположен в 75 км к юго-востоку от г. Кокшетау. Оно относится к золото-мышьяк-полиметаллическому типу с совмещенным жильным и прожилково-вкрапленным оруденением. Месторождение сложено докембрийскими гнейсо-терригенно-карбонатными породами шарыкской и кокшетауской свит, прорванными мелкими гранитоидными штокообразными телами зерендинского комплекса. Вмещающие породы смяты в крутые складки, катаклазированы и милонитизированы [1].

В пределах месторождения выявлено пять рудных зон. Как правило, кварцево-жильные зоны с сульфидами тяготеют к эндо-экзоконтактам интрузивных тел диоритового состава на границе с углеродистыми образованиями шарыкской свиты. Порода интенсивно катаклазированы, с поверхности выветрен до сапролитового состояния, равно как и кварц-сульфидные руды.

Первичные руды сложены преимущественно кварцем с обильными включениями пирита, арсенопирита, галенита, халькопирита, пирротина, сфалерита, самородного золота. Пирит наиболее распространенный минерал. В сростании с пиритом отмечается арсенопирит. Халькопирит и галенит развиваются по трещинкам пирита и арсенопирита. Золото встречается в кварце, пирите и арсенопирите в виде зерен неправильной формы. Постоянными спутниками золотого оруденения являются мышьяк, серебро, свинец, медь, цинк, барий.

В зоне окисления руды представлены охристыми, щебнистыми, глинистыми разновидностями с частыми карманами и пустотами, заполненными лимонит-гетитовой и марганцевой сыпучкой, с реликтами сульфидов. Глубина распространения зоны окисления значительна – 70 – 350 м.

Минералы зоны окисления представлены оксидами и гидроксидами железа и марганца – гетит, гидрогетит, гематит, пиролюзит, криптомелан, коронадит. В меньших количествах присутствует плумбозит. К редко встречающимся относится церуссит, медь самородная, куприт, халькозин, ковеллин. Среди реликтов в окисленных рудах отмечаются галенит, арсенопирит, блеклая руда. Золото присутствует как гипогенное (остаточное), так и гипергенное. При исследовании золотого концентрата было установлено, что остаточное золото преобладает над гипергенным и имеет правильную, проволочную, пластинчатую формы. Размеры последних колеблются от 0,01 – 0,02 до 0,1 мм, редко достигая 1 мм и больше. Электрум – преобладающий минерал. В золотом концентрате электрум был также установлен в виде сферических образований, которые описаны ниже при характеристике нового минерала, обнаруженного в них. Гипергенное золото находится в тесной ассоциации с оксидами марганца и гидроксидами железа.

Новоднеприт – $AuPb_3$ – новый минерал в шаровидных образованиях золота из зоны окисления месторождения Новоднепровское.

В открытии и исследовании минерала принимали участие: К.Ш. Дюсембаева, В.В. Бирюлин, В.Л. Левин, П.Е. Котельников, Г.К. Бекенова. [7].

Новый минерал был обнаружен при микроскопических исследованиях золоторудного концентрата. Причиной изучения последнего послужило присутствие в золотом сплаве свинца. Оказалось, что золотины в концентрате имеют необычную шаровидную форму и состоят как из чистых золотых сфероидов, так и полиминеральных, описанных ниже.

Новый минерал был утвержден Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной Минералогиче-

ской Ассоциации в мае 2005 года. Следует отметить, что *Новоднеприт* признан, как новый минеральный вид на микроуровне. Это большая редкость, а для Казахстана – это впервые. Препарат с новоднепритом хранится в Минералогическом музее при Институте геологических наук им. К.И. Сатпаева МОиН РК. Он представляет собой цементированный полированный шлиф с шаровидными образованиями золота, внутри которых заключен новый интерметаллид золота и свинца.

Новый минерал обнаружен в необычных шаровидных золотилах, среди которых встречаются мономинеральные и полиминеральные (рис. 19 – 24). На рис. 19 показаны шаровидные образования золота, состоящие только из золота.

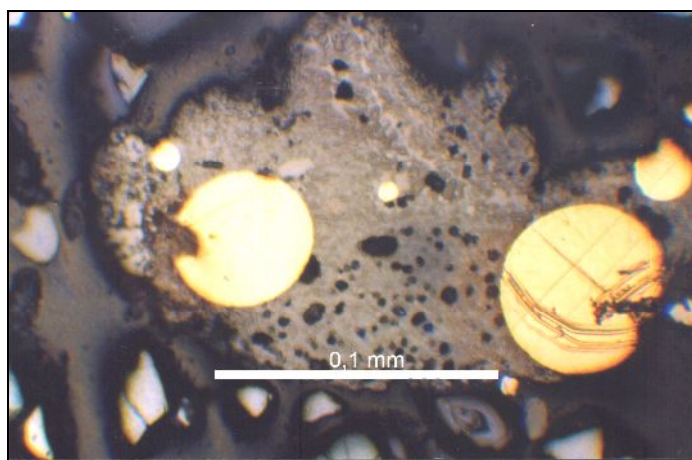


Рис. 19. Моношары золота в яковсит-миметизитовом агрегате

Новоднеприт обнаружен под микроскопом в цементированных полированных шлифах, в тесной ассоциации с анюитом AuPb_2 (рис. 20). Максимальные размеры его зерен в полированном шлифе не превышают $4 \times 7 \text{ мкм}^2$. Оба интерметаллида вместе с золотом, самородным свинцом и аурикупридом слагают необычные шаровидные и овальные образования ($0,01 - 0,1 \times 0,2 - 0,35 \text{ мм}^2$), которые четко приурочены к яковсит-миметизитовому агрегату.

Иногда встречаются полиминеральные образования подобного состава нешаровидной формы. В одних случаях полиминеральные шаровидные образования, сложенные тремя минералами, в которых новоднеприт в тонком срастании с анюйитом цементирует преобладающие в количественном отношении кристаллы золота (рис. 20). В других – они сложены пятью минералами: самородный свинец, новоднеприт, анюйит, среди которых довольно равномерно распределены кристаллы самородного золота в микросрастании с аурикупридом (рис. 22). Здесь мы явно имеем дело со структурами распада твердого раствора.

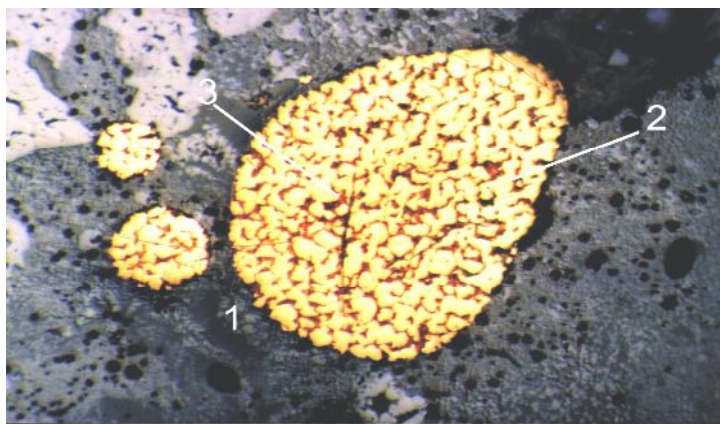


Рис. 20. Полиминеральные шаровидные образования в якобит-миметизитовом минеральном агрегате (1). В шаровидном образовании зерна самородного золота (2) цементируются новоднепритом в срастании с анюйитом (3). Аншлиф. Ув. 250

Подобная ассоциация с самородным свинцом, интерметаллидом Au и Pb и самородным золотом приведена в статье Л.В. Разина и Г.А. Сидоренко (1989) при описании анюйита AuPb_2 – нового минерала, найденного ими на реке Анюй. Авторы статьи считают, что такое микросрастание анюйита с самородным свинцом возможно при распаде твердого раствора.

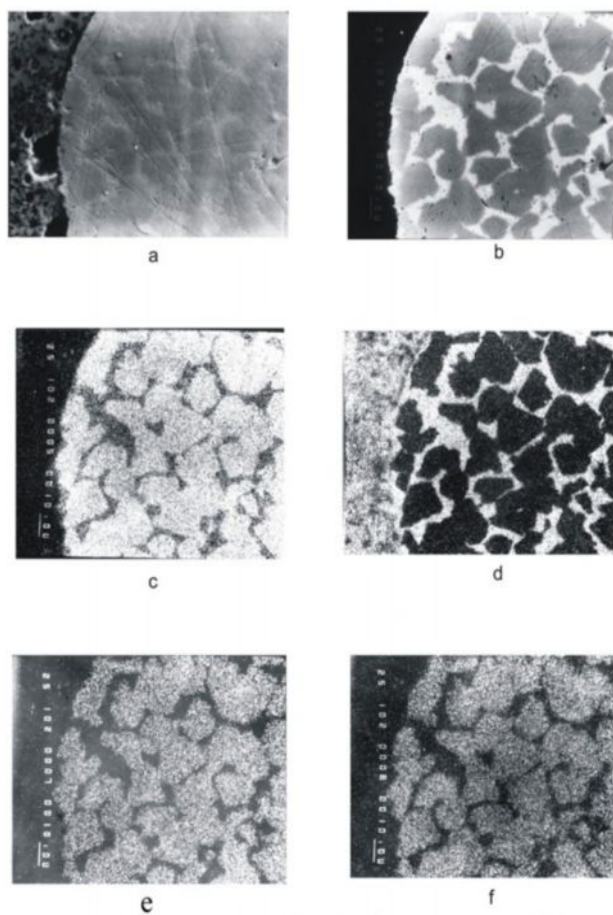


Рис. 21. Фрагмент шаровидного образования и в рентгеновском характеристическом излучении элементов из рис. 20:
a – изображение во вторичных электронах; *b* – изображение в поглощенных электронах; *c* – AuL_{α} ; *d* – PbL_{α} ; *e* – AgL_{α} ; *f* – CuK_{α}
 Длина масштабной метки на фото – 10 мкм
 (аналитик П.Е. Котельников)

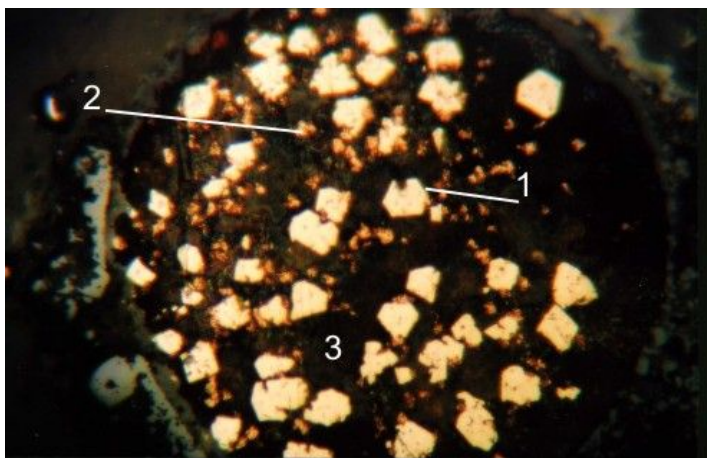


Рис. 22. Полиминеральное шаровидное образование, сложенное минералами, представляющими структуру распада твердого раствора. Кристаллы золота (1) в срастании с мелкими зернами аурикуприда (2), самородным свинцом, новоднепритом и анюнитом (3). Аншлиф. Ув. 250

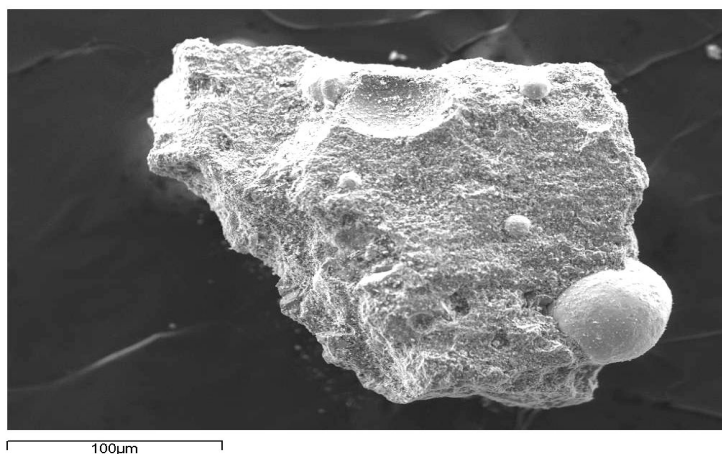


Рис. 23. Шаровидные образования золота.
Изображение во вторичных электронах
(аналитик П.Е. Котельников)

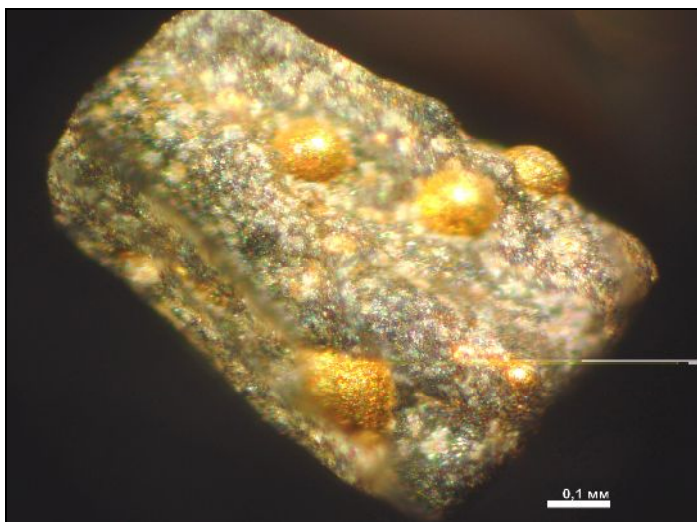


Рис. 24. Шаровидные образования золота
в якобит-миметизитовом агрегате

Свойства новоднеприта под микроскопом. В отраженном свете новоднеприт и анюйит практически неразличимы друг от друга и имеют темно-серый цвет с синеватым оттенком. Двуотражение слабое, анизотропия слабая от темно-серого до темного. Свежие зерна анюйита непрозрачные, серебристо-серые с металлическим блеском, но довольно быстро окисляются и становятся тусклыми свинцово-серыми. Измерить микротвердость и отражательную способность новоднеприта не представляется возможным из-за малого размера его выделений. Полученный синтетический аналог новоднеприта имеет свинцово-серый цвет и окисляется быстрее, чем синтетический анюйит. Микротвердость синтетического новоднеприта, измеренная на микротвердомере ПМТ-3 с нагрузкой 20 г составляет $99,6 \text{ кГ/мм}^2$ (среднее для 10 измерений), а синтетического анюйита – 136 кГ/мм^2 . Рассчитанная на основе эмпирической формулы плотность новоднеприта составляет $12,87 \text{ г/см}^3$.

Химический состав (табл. 9) нового минерала был изучен на электроннозондовом микроанализаторе JСХА-733. Условия анализа: ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда 25 нА. Время измерения пиков и фона – 30 и 5 с соответственно (аналитик П.Е. Котельников).

Таблица 9
Химический состав (мас. %) новоднеприта (9 анализов)
из полиминерального шаровидного образования

Компоненты	Среднее значение	Область значений	Стандартное отклонение	Использованный стандарт
Au	24,15	20,73 – 25,29	1,32	Au – 100%
Cu	0,11	0-0,18	0,05	Cu – 100%
Ag	0,11	0 – 0,13	0,06	Ag – 100%
Pb	76,00	73,74 – 77,33	1,13	PbS
Σ	100,37			

Средняя эмпирическая формула: $(\text{Au}_{1,00}\text{Cu}_{0,01}\text{Ag}_{0,01})_{\Sigma 1,02}\text{Pb}_{2,98}$. Идеальная формула: AuPb_3 . Новый минерал содержит в незначительном количестве изоморфные примеси Cu и Ag. Новоднеприт преобладает над анюйитом в полиминеральных шаровидных образованиях. Сравнение новоднеприта и анюйита представлено в табл. 10.

Для рентгеновского изучения шаровидные агрегаты золота были извлечены из аншлифов с помощью ультразвуковой иглы. Дебаеграммы шаровидных агрегатов содержат линии трех минералов: самородного золота, анюйита и новоднеприта. Выделенные рефлексы новоднеприта совпадают с рефлексами синтетической фазы AuPb_3 . По аналогии с синтетической фазой AuPb_3 новоднеприт принадлежит к тетрагональной сингонии. Параметры элементарной ячейки: a 11,954(3) Å; c 5,890 (5) Å; V 842(1) Å³, $Z = 8$. Пространственная группа: $I\bar{4}2m$.

Таблица 10
Сравнительная характеристика новоднеприта (AuPb_3)
и анюйита (AuPb_2)

Компоненты (мас. %), параметры эл. ячейки	Месторождение Новоднепров- ское, Северный Казахстан		Россыпь р. Большой Анью, Россия (1989)
	новоднеприт	анюйит	анюйит
	(среднее по 7 анализам)	(среднее по 3 анализам)	(среднее по 3 анализам)
Au	23,60	29,70	32,6
Cu	0,10	0,43	Не опр.
Pb	75,55	65,99	64,8
Ag	0,06	0,45	0,35
Sb	0,00	0,00	0,30
Сумма	99,31	96,57	98,05
Микротвер- дость, кг/мм ²			От 124 до 146
a , Å	11,954(3)		7,39(2)
c , Å	5,890(5)		5,61(3)
V , Å ³	842(1)		306,37
Пр. гр.	$I\bar{4}2m$		$I4/mcm$
Z	8		4

Выделение монокристаллов новоднеприта для структурного изучения в настоящее время не представляется возможным из-за маленького размера зерен и тесного срастания минерала с анюйитом.

Образование минерала. Механизм формирования шаровидных образований, сложенных самородным золотом и золотом в ассоциации с другими минералами (самородный свинец, новоднеприт, анюйит, аурикуприд) труднообъясним. Несомненна приуроченность шаровидных образований к якобит-миметизитовому, существенно якобитовому агрегатам. Среди выделений последнего нередко можно наблюдать шаровидные формы с пустотками выкрошенных зерен. Возможно, якобит играл роль

осадителя. Интерметаллиды, главные элементы которых Au, Pb, Cu, Ag, возможно формировались в результате распада твердых растворов по мере снижения температуры. Изученные шаровидные образования, в особенности полиминеральные, в которых найден новый интерметаллид Au и Pb – новоднеприт в ассоциации с другими минералами, несмотря на их нахождение в подзоне сыпучки, имеют гипогенную природу, о чем свидетельствуют их состав, структурные особенности, тесная связь с якобитом – гипогенным минералом. Миметизит, находящийся в тесном срастании с якобитом, образовался за счет воздействия поверхностных вод, содержащих фосфорную кислоту на свинцовые минералы (галенит, церуссит), присутствие которых отмечается в подзоне сыпучки; источником мышьяка, по видимому, является процесс окисления арсенопирита и, возможно, блеклой руды.

Контрольные вопросы:

1. К какому геолого-промышленному типу относится место рождение Абыз?
2. Какие из сульфидных минералов являются главнейшими концентраторами золота?
3. В каких пределах колеблется содержание серебра в электролите?
4. В каких количествах присутствует золото в кюстелите?
5. Для каких целей используется фазовый химический анализ?
6. Какие минералы входят в состав полиметаллической руды?
7. На что указывает коррозионная структура?
8. Какие минералы в рудах обычно образуют аллотриоморфнозернистые структуры?
9. На что указывает эмульсионная структура распада халькопирита в сфалерите?
10. Какие содержания кобальта в арсенопирите обуславливают отнесение его к арсенопириту кобальтовому и какие к данаиту?

11. Какие характерные оптические свойства позволяют уверенно диагностировать самородный висмут в отраженном свете?
12. Назовите сульфотеллуриды и теллуриды висмута, встречающиеся в тесной ассоциации с золотом?
13. Какие характерные минералы скарнов Вы знаете?
14. Какой из оптических свойств является определяющим в диагностике гидроксидов железа?
15. В виде каких образований обычно наблюдаются в микроскопе марганцевые минералы – пиролюзит и псиломелан?
16. Продуктом окисления какого минерала является минерал скородит в зоне гипергенеза?
17. Какой анализ наиболее эффективен для диагностики минералов, представляющих собой порошковатые массы сложного состава.
18. Продуктом окисления каких минералов является минерал ярозит в зоне гипергенеза?
19. Какие из оптических и физических свойств помогают диагностировать минерал гематит?
20. Какие минералы характерны для зоны вторичного сульфидного обогащения?
21. Назовите интерметаллические соединения с золотом.

4. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ К ВЫПОЛНЕНИЮ МИКРОСКОПИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Микроскопическое изучение, ставящее своей основной задачей исследование вещественного состава, текстур и структур руд, должно производиться одновременно с всесторонним изучением рудного месторождения.

4.1. Виды работ, требующие микроскопического исследования руд

1) *Работа с имеющимися геологическими материалами по месторождению.* Проводится тщательное изучение геологического материала: геологической карты района и месторождения; геологических разрезов, для эксплуатируемых месторождений погоризонтных планов. Выявляется морфология рудных тел и расположение их в пространстве. Знакомство с имеющейся геологической документацией, особенно с рудными интервалами и вмещающими их метасоматическими породами. Выполняются необходимые выписки, химические или другие аналитические данные по рудным интервалам.

2) *Минералогическая документация руд по горным выработкам или скважинам с отбором образцов для исследования.* Проводится отбор образцов на изготовление пришлифовок, аншлифов, шлифов. Образцы необходимо отбирать так, чтобы они характеризовали руду по простиранию, падению и мощности рудного тела. Обязательно нужно взять образцы с контактов и из вмещающих пород. Места отбора образцов должны иметь привязку. Наиболее интересные места следует зарисовать. Особенно необходимо обращать внимание на строение рудной залежи, на текстуры руд, на возрастные взаимоотношения минеральных агрегатов. Кроме того, отбираются образцы на спектральный анализ и для выделения мономинеральных фракций под бинокуляром, с целью определения элементов-примесей в рудообразующих минералах.

Все отобранные образцы на различные виды исследования должны быть занесены в каталог с указанием номера, места отбора, краткого полевого определения и назначения образца.

3) *Макроскопическое изучение образцов.* Макроскопическое изучение образцов заключается в описании их внешнего вида, текстуры, определения примерного минерального состава, наблюдений явлений динамометаморфизма, гипергенных изменений руды. Текстуры руд изучаются в забоях, обнажениях, штуфных образцах, кернах и пришлифовках.

При изучении руд с целью выделения ассоциаций совместно образовавшихся минералов и установлении последовательности их образования исследователю прежде всего приходится иметь дело с соотношениями между минеральными агрегатами, наблюдаемыми макроскопически (текстуры руд). Для лучшего освещения текстур руд следует изготовить ряд полированных штуфов или пришлифовок. Для этого отбирают характерные образцы размером 6 x 9 или 9 x 12 см или больше, с целью дальнейшей их пришлифовки и исследования с использованием лупы и бинокля и затем фотографирования.

Далее из макроскопически определенных образцов производится отбор части их для изготовления полированных шлифов для микроскопического исследования в отраженном свете и шлифов для исследования в проходящем свете. Необходимо помнить, что отбираемые образцы для микроскопического исследования должны быть представлены всеми типами руд и могли охватить пространственно месторождение, возможно шире.

4.2. Микроскопическое исследование руд

1) *Схема описания полированного шлифа:*

1. Месторождение, № шлифа, место взятия.
2. Количественный состав (%) рудных минералов в исследуемом полированном шлифе путем оценки на глаз.

3. Определить тип руды визуально по минеральному составу (уточняется после микроскопического установления минералогического состава руды).

4. Диагностика – описание каждого рудного минерала, начиная с наиболее распространенного и заканчивая редкими минералами:

- а) главный (основной минерал), второстепенный, редкий минерал;
- б) форма выделений зерен, скоплений;
- в) размеры выделений или рудных зерен с помощью окуляр-микрометра;
- г) в чем он находится, с какими минералами образует сростки, какими минералами пересекается и разъедается (корродируется) или сам какие минералы разъедает, с какими минералами тесно ассоциирует (близок по времени образования) и т.д;
- д) внутреннее строение минерала (в скрещенных николях для анизотропных минералов или выявляется путем травления для изотропных минералов);
- е) возрастные соотношения минералов.

5. Структура руды.

6. Текстура руды.

7. При описании редких минералов следует дополнительно привести следующие данные:

- а) показатель отражения;
- б) твердость в сравнении с другими минералами;
- в) отношение к поляризованному свету (двуотражение, анизотропия);
- г) цвет;
- д) внутренние рефлексы.

При микроскопическом изучении руд, для диагностики минералов, исследовании структур и текстур рекомендуется использовать литературу следующих авторов: П. Рамдор, А.Г. Бетехтин и др., И.С. Волынский, С.А. Юшко С.А, М.П. Исаенко и др. [14 – 18].

По окончании микроскопического изучения полированных шлифов руд в отраженном свете следует провести изучение шлифов руд под микроскопом в проходящем свете. Это исследование имеет целью более точное определение нерудных минералов, всегда присутствующих в руде.

Практика показывает, что на полное изучение полированного шлифа руды затрачивается времени в два раза больше, чем на полное изучение шлифа горной породы.

Последним этапом микроскопического исследования руд является микрофотографирование характерных интересующих участков. Кроме того, фотографируются зерна минералов, которые подлежат исследованию на микрозонде. Места для микрофотографирования обозначаются кружком с помощью алмазной пирамидки. При наличии нескольких кружков на поверхности полированного шлифа, зарисовывают контур шлифа с нанесением всех кружков. Аналитику представляются фотографии с прикрепленным полированным шлифом в пакетике. На фотографии и на пакетике ставится номер полированного шлифа. Аналитику нетрудно найти на фотографии отмеченное точкой зерно минерала для анализа, а с обратной стороны фотографии нарисованный контур шлифа с отмеченным кружком.

Микроскопическое описание аншлифов проводится при наличии спектральных анализов руд и в идеальном случае рудообразующих минералов. Повышенные содержания тех или иных элементов ориентируют исследователя на поиск определенных минералов при микроскопическом изучении руд месторождения. Так по спектральным анализам в рудах участка *Саяка IV - кобальтового* помимо основного компонента As, представляющего главный рудообразующий золотосодержащий минерал арсенопирит, установлены Co, Bi, Mo. Присутствие кобальта коррелирующегося с мышьяком в концентрациях 0,1 – 0,5 % указывает на то, что арсенопирит в рудах месторождения кобальтсодержащий (вошло в название участка). Исследование состава арсенопирита на микрозонде подтвердило это. Концентрации Co в арсенопирите достигают до 3,5 %, т. е. главный золотосодержащий минерал арсенопирит в рудах представлен кобальтсо-

держщей разновидностью арсенопирита данаитом. Микроскопически выявлены минералы висмута – висмут самородный и висмутин, а также установлены на микрозонде теллуриды висмута (хедлейит, пильзенит) и висмутистое золото мальдонит. Микроскопически установлен молибденит.

2) *Пример описания анишлифа золоторудного месторождения Саяк IV – кобальтовый.*

Аншлиф № 4/ с – 08; карьер месторождения.

Состав рудных минералов, %: арсенопирит кобальтсодержащий – 25, остальные минералы редкие: золото – 6 зерен, висмут самородный, висмутин.

Гнездово-вкрапленная мышьяковая (кобальтсодержащий арсенопирит) руда в кварц-кальцитовом метасоматите.

Арсенопирит – главный минерал, он выделяется в виде гнезд размером 5 мм до 0,5 x 1 см и редкой вкрапленности. Размер отдельных зерен – 0,003 x 0,1 мм до 1–2 мм. Форма зерен удлиненно-призматическая, шестоватая характерная для арсенопирита. Найденные в аншлифе зерна золота и минералы висмута заключены в арсенопирите.

Золото – находится в арсенопирите в тесной ассоциации с висмутовыми минералами – висмутом самородным, висмутином и теллуридами висмута. Особенно золото тесно связано с микронными частицами висмута самородного, с которым он находится в сростании.

Выделяются включения золота в арсенопирите:

- 1) в сростании с висмутом – 1 зерно Au 1мкм;
- 2) в сростании с висмутом и висмутином – 1 зерно Au 9 x 10 мкм;
- 3) в сростании с висмутом в висмутине – 2 зерна Au – 3 мкм; 6 x 10 мкм;
- 4) в висмутине – 1 зерно Au 3 мкм;
- 5) в свободном виде – 1 зерно Au 3 x 6 мкм.

Золото, имеющее более крупные размеры (десятки мкм) обычно неправильной формы, микронное – овальной и изометричной формы.

Висмут самородный – мелкие включения в арсенопирите, отмечаются сростки его с золотом и висмутином в арсенопирите и просто с висмутином в арсенопирите. Размер выделений висмута – 1 – 5 мкм до 9 x 30 мкм; сростки висмута с висмутином – 6 x 20 мкм. Висмут участками образует тонкую вкрапленность в арсенопирите, которая едва видна с самым большим увеличением объектива (1–5 мкм и меньше). В таких участках обычно отмечается микронное золото. Здесь возможно присутствуют частицы золота меньше 1 мкм, но мы не имеем возможности их увидеть в световую оптику (обязательно исследовать тонкими прецизионными методами). Форма зерен висмута неправильная, в микронных размерах ближе к овальной и изометричной.

Минерал довольно легко диагностируется благодаря высокому отражению (67 – 53 %), цвет кремовато-розовато-белый, двуотражение отчетливое, сильно анизотропен. Похож на самородное серебро и дискразит – Ag_3Sb . От самородного серебра отличается сильной анизотропией, двуотражением и кремовато-розовато-белым цветом. От дискразита отличается только по сильной анизотропии, поскольку висмут очень близок по отражению и цвету к нему.

Висмутин – в виде неправильной формы выделений в арсенопирите. Цвет светло-зеленоватый, отчетливо анизотропен, отражение выше, чем у галенита. Установлены выделения висмутинана размером 30 x 40 мкм и 40 x 60 мкм. Содержит золото и находится в сростании с золотом и висмутом в арсенопирите.

Возрастные соотношения минералов – тесные сростания золота с висмутовыми минералами – висмутом самородным и висмутином в кобальтсодержащем арсенопирите (данаите) объединяют их в единую парагенетическую ассоциацию – *золото-висмут-арсенопиритовую (данаитовую)*.

Текстура руды – гнездово-вкрапленная, обусловленная выделениями гнезд, состоящих из арсенопиритовых сростков и отдельных вкраплений зерен арсенопирита в кварц-кальцитовом метасоматите.

Структура руды – кристаллически-зернистая, представленная удлинённо-призматическими и шестоватыми зёрнами арсениопирита, находящихся преимущественно в сростках.

4.3. Типы руд и слагающие их парагенетические ассоциации на месторождениях. Размещение типов руд и выявление зональности

Для выделения типов руд на месторождении изучается минеральный состав руд макроскопически и микроскопически с привлечением результатов химического анализа для главных рудообразующих минералов. При исследовании руд месторождения под микроскопом в каждом аншлифе определяется количество рудных минералов на глаз. Погрешность при этих определениях достигает 5 – 10 %. При большом количестве полированных шлифов погрешности компенсируются, и средние цифры получаются удовлетворительные.

Ниже в табл. 11 приведены результаты исследования руд глубоких горизонтов Южного фланга Быструшинской залежи Риддер-Сокольного месторождения.

Таблица 11

Среднее содержание Au, Ag, Cu, Zn, Pb и главных сульфидов в разных типах руд Южного фланга Быструшинской залежи

Содержание по результатам химического анализа					Содержание в % по данным определения в аншлифах			
г/т		%			Пирит	Халькопирит	Сфалерит	Галенит
Au	Ag	Cu	Zn	Pb				
Золотосодержащие кварцевые жилы с сульфидным оруденением:								
1. Колчеданно-медно-цинковые руды								
8,0	61,0	0,72	13,0	5,2	3,8	7,4	17,5	-
2. Колчеданно-полиметаллические руды								
23,7	73,6	1,81	11,0	9,4	6,0	5,8	18,6	7,8

Продолжение табл. 11

Содержание по результатам химического анализа					Содержание в % по данным определения в аншлифах			
г/т		%			Пи-рит	Халь-ко-пирит	Сфа-лерит	Га-лен-ит
Au	Ag	Cu	Zn	Pb				
3. Свинцово-цинковые руды								
2,0	3,0	4,0	6,0	5,0	15,0	16,0	17,0	18,0
По всем типам сульфидно-кварцевых руд								
11,2	45,8	2,20	10,0	6,5	8,2	9,7	17,7	8,6
Золотосодержащие кварц-карбонатные жилы с сульфидным оруденением:								
1. Колчеданно-медно-цинковые руды								
1,2	21,0	1,66	27,17	1,33	7,5	22,5	22,5	-
2. Колчеданно-полиметаллические руды								
32,4	8,87	0,53	17,35	6,07	2,6	2,1	11,6	1,8
3. Свинцово-цинковые руды								
17,7	68,0	0,66	11,0	14,7	4,25	0,75	18,7	18,7
4. Существенно цинковые руды								
					3,0	1,0	35,0	5,0
По всем типам сульфидно-кварц-карбонатных руд								
17,1	32,6	0,95	18,5	7,4	4,3	6,58	21,95	6,37
По всем типам руд залежи								
14,1	59,8	1,57	12,5	7,45	6,25	8,32	18,7	8,26

Здесь следует обратить внимание на, что химические анализы для главных металлов всегда даются в процентах, а для благородных – золота и серебра, в граммах на тонну.

Таким образом составляются таблицы по каждой залежи и в конечном итоге подсчитывается среднее содержание Au, Ag, Cu, Zn, Pb, главных сульфидов и их отношений в целом по месторождению. Так данные исследования глубоких горизонтов Риддер-Сокольного месторождения показали, что в целом по залежам сульфидно-жильные руды относятся к полиметаллическим с отношением Cu: Zn: Pb и халькопирит:сфалерит:галенит

соответственно 0,5:1,8:1 и 1,2:2,3:1 (Pb принят за единицу). Отношение Ag/Au равно 2,3.

Следующим этапом является проведение минералогического картирования. Для этого используются химические анализы и микроскопические данные по всем интервалам рудных тел. Представленная выше таблица с выделенными типами руд является сводной и составлена на основе большого количества химических анализов по залежи с использованием данных микроскопического исследования руд.

Минералогическое картирование проводится на геологической основе, имеющих разрезах и погоризонтных планах.

В пределах всех рудных тел отстраиваются выделенные типы руд. Такие исследования помогают проследить смену одних типов руд другими по простиранию, падению, по мощности рудных тел в целом по месторождению и выявить зональность в их размещении. Так, исследователями [11, 12], изучавшими Риддер-Сокольное месторождение на протяжении многих лет, была выявлена многоэтажность, зональность в размещении разных типов руд.

Результаты исследования залежей глубоких горизонтов Риддер-Сокольного месторождения показали, что они сложены богатым сульфидно-жильным оруденением, где золото находится в тесной ассоциации с сульфотеллуридами и теллуридами висмута.

Для наглядности выделенные типы руд, их отношения и слагающие их парагенетические ассоциации лучше привести в виде таблицы. Ниже в табл. 12 приведены результаты таких исследований по золото-колчеданно-медно-цинковому месторождению Абыз.

Таблица 12

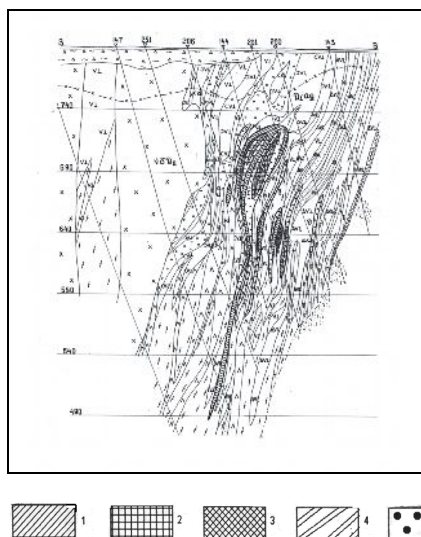
Типы руд и слагающие их парагенетические ассоциации
на месторождении Абыз

Типы руд	Отношение Cu:Zn:Pb (Pb = 1)	Парагенетические ассоциации
1. Серноколчеданные		Пиритовая
2. Медноколчеданные сплошные	45:3,87:1	Пирит- халькопиритовая
вкрапленные	13:1,85:1	

Продолжение табл. 12

Типы руд	Отношение Cu:Zn:Pb (Pb = 1)	Парагенетические ассоциации
3. Колчеданно-цинковые сплошные вкрапленные	1,5:36:1 1,5:12:1	Пирит-сфалеритовая
4. Колчеданно-медно- цинковые сплошные вкрапленные	16:24:1 7,5:7,8:1	Халькопирит- сфалеритовая
5. Колчеданно-полиметалли- ческие сплошные вкрапленные	2,7:8,6:1 1,2:2,3:1	Совмещение халь- копирит- сфалеритовой ассо- циации с галенит- сфалеритовой
6. Свинцово-цинковые сплошные вкрапленные	0,09:4,4:1 0,13:1:1	Галенит- сфалеритовая
Среднее по всем рудам	4.4:11:1	

На рис. 25 показано размещение разных типов руд по профилю 12-го месторождения Абыз.



Почти во всех рудных телах, слагающих верхние горизонты восточного фланга месторождения, как и по профилю 12, наблюдается смена одних типов руд другими по их мощности, простирацию и падению. Как правило, рудные тела сложены колчеданно-медно-цинковыми и колчеданно-полиметаллическими рудами, сформированными в наиболее позднюю стадию минералообразования. Они наложены на простые по составу серноколчеданные, медноколчеданные и колчеданно-цинковые руды, которые в виде маломощных линз сохраняются висячем или лежащем боку тел. В целом на месторождении с глубиной происходит смена сложных по составу руд более простыми. А поскольку серно- и медно-колчеданные, колчеданно-медно-цинковые руды нижних горизонтов западного фланга сформировались в более ранние стадии, чем колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые верхних горизонтов восточного фланга, и разделены тектоническими подвижками, то приведенное размещение типов руд позволяет рассматривать их как стадийное (зональность стадийная).

На основе исследования типов руд выделяются промышленные сорта руд. Так для месторождения Абыз все типы руд объединены в один промышленный сорт – колчеданно-полиметаллический. Объясняется это компактным пространственным расположением рудных тел, сложенных разными типами руд, а также частой сменой одних типов руд другими в пределах одного рудного тела.

Описание парагенетических ассоциаций, слагающих разные типы проводится, начиная от ранних к более поздним, на основании макро- и микроскопического изучения руд.

Пример описания парагенетической ассоциации минералов из месторождения Абыз. В качестве примера описывается *халькопирит-сфалеритовая* ассоциация, минералами которой образованы прожилково-вкрапленные и сплошные колчеданно-медно-цинковые руды, являющиеся главными на месторождении (табл. 12). Сложены они халькопиритом, сфалеритом с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, метаколлоидным и кристаллически-зернистым пиритом. Содержатся сульфидные минералы в переменных количествах и в среднем составляют в

сплошных и вкрапленных разностях руд: сфалерита – 21 и 11 %; халькопирита – 16 и 8 %, пирита – 48 и 25 %.

Сплошные колчеданно-медно-цинковые руды на месторождении в большей степени представлены полосчатыми текстурами, массивные и брекчиевые встречаются реже. Полосчатость в них создается: 1) чередованием халькопирит-пиритовых и существенно сфалеритовых обособлений, ширина их от нескольких мм до 3 см; 2) субпараллельными, ориентированными, прерывистыми неровными полосовидными образованиями сфалерита на фоне преобладающего халькопирит-пиритового агрегата и, наоборот, последние в виде прожилковидных обособлений выделяются в сфалеритовой основной массе.

В массивных рудах преобладает пирит, в межзерновых пространствах которого развивается сфалерит и халькопирит.

В руде брекчиевой текстуры обломки раздробленного халькопирит-пиритового агрегата цементируются сфалеритом. Иногда в сплошных колчеданно-медно-цинковых рудах можно наблюдать взаимоотношения, свидетельствующие об их первоначально вязком состоянии – в более плотный халькопирит-пиритовый агрегат проникает тонкозернистый сфалерит.

Прожилково-вкрапленные и вкрапленные колчеданно-медно-цинковые руды развиваются в основном в кварцсерицитовых, существенно кварцевых метасоматитах. Выделяются они в виде маломощных (до 2 см) прожилков и гнезд размером до 5 – 6 мм, которые состоят из сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, подчиненное значение имеют пирит и халькопирит.

Таким образом, производится описание каждой парагенетической ассоциации, выясняются их возрастные взаимоотношения.

4.4. Описание минералов

Минеральный состав руд по месторождению отражается в виде таблицы, которая приводится обычно раньше при описании типов руд, и, слагающих их парагенетических ассоциаций. Ниже в качестве примера приведен минеральный состав руд месторождения Абыз (табл. 13).

Таблица 13

Минеральный состав гипогенных (первичных) руд
месторождения Абыз

Главные	Второстепенные	Редкие	Очень редкие
Рудные минералы			
Пирит Халькопирит Сфалерит Галенит	Теннантит Теннантит-тетраэдрит	Золото Электрум Гессит Алтаит Пирротин Магнетит Гематит Рутил Титанит	Кюстелит Висмут Айкинит Теллур Колорадоит Теллуrowисмутит Тетраэдрит Петцит Арсенополибазит Прустит Прустит-пираргирит Стефанит Халькопирротин Арсенопирит Борнит Энаргит
Нерудные минералы			
Кварц Серицит Хлорит	Кальцит Альбит Эпидот Соссюрит	Барит Апатит	Углистое вещество

При наличии зоны окисления на месторождении приводится также минеральный состав гипергенных (вторичных) руд.

Существует порядок описания минералов: 1) главные, 2) второстепенные, 3) редкие и очень редкие. Описание среди главных минералов обычно проводится с учетом промышленной значимости, выявляются их типоморфные особенности. Тщательно изучаются микроскопические данные, касающиеся описываемого минерала и имеющиеся аналитические результаты. Обычно для удобства выборки все описания полированных шлифов распределяются по типам руд.

Ниже в качестве примера приводится описание пирита, широко распространенного в рудах месторождения Абыз.

Пирит – широко распространен в рудах месторождения. Он участвует почти во всех минеральных ассоциациях и типах руд и преобладает над другими сульфидами. Детальное микроскопическое изучение с применением структурного травления выявляет разнообразие форм его проявления (рис. 26).

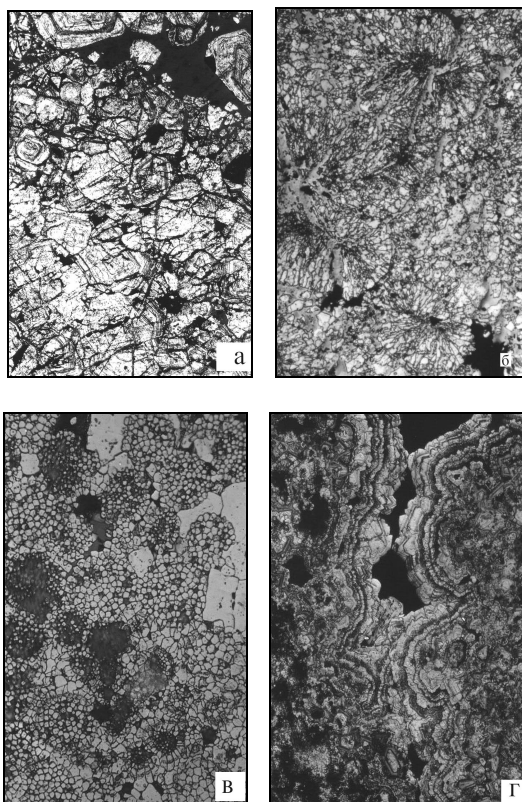


Рис. 26. Структуры пирита:
а – концентрически-зональная;
б – радиально-лучистая; *в* – глобулярная;
г – колломорфная

Последовательность выделения пирита в медноколчеданных рудах следующее: 1 – кристаллически-зернистый и метаколлоидный пирит серноколчеданных руд; 2 – кристаллически-зернистый пирит медноколчеданных руд – халькопирит – золото – висмут самородный – айкинит.

Пирит, формирующий сплошные серноколчеданные руды кристаллически-зернистый и метаколлоидный; последнему принадлежит ведущая роль. Метаколлоидный пирит образует плотные тонкодисперсные и тонкозернистые массы, редко встречаются почки пирита. Травлением концентрированной HNO_3 в метаколлоидном пирите выявляется разнообразие структур: тонкодисперсная, радиально-лучистая, глобулярная, колломорфно-зональная, концентрически-зональная. Наиболее широко распространена тонкодисперсная структура, создаваемая агрегатом мельчайших зерен (тысячные-сотые доли мм). Метаколлоидный пирит обычно подвергается перекристаллизации с образованием метакристаллов. Очень часто тонкодисперсный и глобулярный пирит переходят в тонкозернистый агрегат полигональной структуры, а последний в скопления мелких кристалликов зональной структуры или метакристаллы. Довольно часто наблюдается обрастание глобулитового агрегата колломорфно-зональными каемками, а в промежутках сферических поверхностей развивается тонкозернистый пирит. Между глобулями с замещением их выделяются мелкие включения халькопирита и сфалерита. Кроме того, наблюдаются радиально-лучистый пирит, колломорфно-зональный, фестончато-зональный, с постепенными переходами одних в другие.

В метаколлоидном пирите присутствуют включения тонкодисперсного золота, электрума и поздних минералов: халькопирита, блеклой руды, галенита, теллуридов.

Пирит медно-колчеданных руд представлен двумя генерациями – кристаллически-зернистым и метаколлоидным, промежутки между которыми выполнены халькопиритом. Кристаллически-зернистый пирит преобладает, размер его зерен колеблется от 0,1 до 1 мм, форма в основном изометричная. В нем отмечаются включения халькопирита, пирротина, сфалерита.

Метакolloидный пирит встречается спорадически и представлен в основном тонкодисперсным агрегатом, реже встречаются колломорфно-зональный, глобулярный и др. Размер зерен тонкодисперсного пирита 5 – 70 мкм. Халькопирит нередко отлагается по элементам структуры метакolloидного пирита, по трещинкам.

Присутствуют поздние минералы: сфалерит, блеклая руда, галенит, электрум, теллуриды серебра и висмута.

Пирит колчеданно-цинковых руд метакolloидный, находится в тесной ассоциации с ранним криптозернистым сфалеритом. Пирит образует в сфалерите мельчайшие (несколько мкм) включения, часто сконцентрированные в нитевидные ориентированные цепочки, линзочки, полосы. Сгустки метакolloидного пирита выделяются в сфалерите сплошных колчеданно-цинковых руд. Структура метакolloидного пирита тонкодисперсная, глобулярная, радиально-лучистая, колломорфно-зональная. Наблюдается замещение пирита сфалеритом. Взаимоотношения метакolloидного пирита и тонкозернистого сфалерита свидетельствуют о близкоодновременном их образовании. Вместе с ними отлагалось раннее самородное золото, мелкие включения и прожилковидные образования которого встречаются в зернах перекристаллизованного пирита, в трещинках его, в сростании с пиритом в сфалерите. В последнем отмечаются редкие мелкие включения гессита, петцита в сростании с золотом, электрумом, пиритом и другими сульфидными минералами.

Пирит в колчеданно-медно-цинковых рудах представлен тремя разновидностями: 1) кристаллически-зернистый раздробленный пирит (десятые доли мм до 1,5 мм), сцементированный халькопиритом; 2) метакolloидный пирит с ранообразной внутренней структурой: тонкодисперсный, колломорфно-зональный, сферолитовый, радиально-лучистый, глобулярный; 3) Перекристаллизованный в метакристаллы метакolloидный пирит (0,01 – 0,4 до 1 мм) с микровключениями позднего галенита.

Все три разновидности пирита отчетливо наблюдаются в колчеданно-медно-цинковых рудах полосчатой текстуры. В них полосовидные обособления пирит-халькопиритового состава с

кристаллически-зернистым пиритом чередуются с существенно сфалеритовыми, в котором выделяются линзовидные, струйчатые, вытянутые образования метаколлоидного пирита, чаще всего тонкодисперсного и глобулярного. Метакристаллы встречаются среди метаколлоидного пирита. В зернах пирита и в промежутках его, иногда в сростании с халькопиритом и сфалеритом развиваются поздние мелкие включения электрума, теллуридов серебра, висмута, свинца. Кроме того, в зернах пирита отмечаются включения пирротина, борнита, гематита.

Кристаллически-зернистый пирит в ассоциации с халькопиритом более ранний, метаколлоидный пирит со сфалеритом – поздний.

Пирит в колчеданно-полиметаллических рудах аналогичен пириту колчеданно-медно-цинковых руд. В зернах и между зерен пирита развивается электрум, теллуриды, часто в сростании с халькопиритом и галенитом.

Пирит в колчеданно-свинцово-цинковых рудах представлен метаколлоидными агрегатами и метакристаллами. Нередко метаколлоидный пирит (тонкодисперсный, глобулярный) образует ориентированные линзовидные обособления в сфалерите, часто с галенитом, кварцем. В свинцово-цинковых рудах вкрапленность метакристаллов пирита (0,05 – 0,2 мм) обычно заключена в галените. В зернах пирита содержатся пирротин, гематит, магнетит, электрум в сростании с галенитом, теллуриды серебра и висмута.

Метакристаллы пирита, галенит, электрум и теллуриды близкоодновременны и выделяются позже метаколлоидного пирита. Пирротин, гематит и магнетит присутствуют как минералы ранних ассоциаций.

Наиболее характерными элементами-примесями (результаты спектрального анализа) являются: Se, Te, Bi, As. Селен и теллур могут изоморфно замещать серу в пирите. Концентрация теллура в пиритах обусловлена мелкими включениями теллуридов. Обогащение висмутом наблюдается для пирита медноколчеданных руд (154 г/т) и связано это с присутствием собственных минералов висмута. Мышьяк в пиритах резко преобладает над сурьмой. Известны мышьяксодержащие пириты ($As < 1\%$) и

мышьяковистые, с содержанием As, превышающим 1 %. Мышьяковистыми являются пириты медноколчеданных и колчеданно-медно-цинковых руд.

Таким образом, можно подчеркнуть следующие типоморфные особенности пирита:

1) кристаллически-зернистый пирит кубической формы с зональной структурой отдельных зерен слагает часть серноколчеданных и медно-колчеданных руд. Реликты его сохраняются в других поздних типах руд, в основном в ассоциации с халькопиритом;

2) метаколлоидный пирит с разнообразной внутренней структурой широко распространен и встречается во всех типах руд;

3) метакристаллы пирита также присущи всем типам руд и являются следствием процессов перекристаллизации метаколлоидного пирита в ходе формирования руд;

4) пириты медно-колчеданных и колчеданно-медно-цинковых руд являются мышьяковистыми.

4.5. Золото в рудообразующих минералах исследуемых месторождений

4.5.1. Определение размерности золота при микроскопическом исследовании руд

Классификация размерности природного золота приведена в главе 1 – Краткая характеристика золота (табл. 1).

Обычный световой микроскоп позволяет увидеть при исследовании золотосодержащих руд частицы золота размером 1 мкм и чуть меньше. Более современная световая аппаратура в настоящее время дает надежду увидеть частицы, относящиеся к наноразмерным (по таблице – 200 – 250 нм). Несмотря на широкое использование в настоящее время термина наночастицы, в ранее опубликованных работах и публикуемых в основном говорится о микронных размерах золотин. Найти наноразмерные частицы золота тонкими прецизионными методами весьма трудная задача, поскольку мы имеем дело с большими увеличениями, при крайне неравномерном распределе-

нии золота в рудах. Попытки найти наночастицы золота в исследуемых золоторудных месторождениях (Абыз, Саяк IV, Риддер-Сокольное), пока не дали положительных результатов. На их присутствие указывают микроскопические исследования руд этих месторождений.

При описании аншлифов золотосодержащих руд обязательным являются замеры всех обнаруженных золотинок, их количество, с указанием минерала в котором оно найдено. Для богатых золотосодержащих руд это довольно трудоемкая работа, свести все данные по аншлифам в виде таблицы. Для технологии обогащения таблицу лучше представить по классам крупности золотинок. В этом случае при описании аншлифов, все найденные золотины следует еще распределять по классам крупности. Ниже приведены результаты исследования по определению размерности частиц самородного золота в главных рудообразующих минералах, богатых залежей глубоких горизонтов Риддер-Сокольного месторождения (табл. 14).

Таблица 14

Размеры частиц золота в сульфидах и кварце богатых золотом рудных залежей глубоких горизонтов Риддер-Сокольного месторождения

Минерал	Количество золотин	Размеры, мкм		
		от	до	преобладающий
	Южный фланг Быструшинской залежи			
пирит	62	1	20 x 70	7 – 10
халькопирит	21	7	20	10
сфалерит	37	7	20 x 50	10 – 20
галенит	98	7	20 x 70	10 – 20
кварц	463	1	40 x 70	7 – 20
	Быструшинская залежь			
пирит	182	1	7 x 100	10 x 30
халькопирит	93	3	100 x 200	10 x 40
сфлерит	26	7	10 x 500	10 x 50

Продолжение табл.14

Минерал	Количество золотин	Размеры, мкм		
		от	до	преобладающий
галенит	21	1	20	10 – 20
кварц	135	1	200 x 600	10 – 50
III-ЮЗ залежь				
пирит	40	3	10 x 200	7 – 20x30
халькопирит	73	1	50 x 700	7 – 20x300
сфлерит	43	7	100 x 500	10 – 20
галенит	21	1	20 x 60	10 – 20x30
кварц	261	1	100 x 160	7 – 30
Залежь Победа				
пирит	21	3	40	10 – 10x40
халькопирит	48	3	200 x 500	10 – 10x30
сфалерит	12	7	100 x 200	10 – 10x70
кварц	126	7	50 x 100	10 – 20x30

Наиболее распространены частицы золота размером 1 – 5 мкм и 50 – 100 мкм, реже 100 мкм – 0,8 мм и редко 1–2 мм. Преобладающий размер золотин в сульфидах 10 – 50 мкм. Следует отметить, что золото связанное с сульфидами в подавляющем большинстве более крупное, чем золото свободное в кварце. Размер частиц свободного золота в кварце колеблется от 7 до 20 мкм. Обычно свободное золото в кварце образует неравномерную, участками густую тонкодисперсную вкрапленность (1–10 мкм), среди которой выделяются 2 – 3 зерна, имеющие размер 20 – 50 мкм, реже больше.

Для Южного фланга Быструшинской и III-Юго-Западной залежей установлено, что большая часть золота находится в свободном виде в кварце в виде тонкодисперсной вкрапленности. В отдельных аншлифах насчитывается до 100 и больше тонких включений золота в кварце. Наличие в главных сульфидах и кварце частиц золота размером 1–10 мкм свидетельствует о присутствии частиц золота размером менее 0,1 мкм, увидеть которых световой оптический микроскоп не позволяет. На рис.

27 показана тонкая вкрапленность частиц золота в кварце. На фрагменте (рис. 28), сделанном с рис. 27 на электронно-зондовом микроанализаторе JCXA 733, видны частицы золота размером 0,3 – 0,6 мкм.

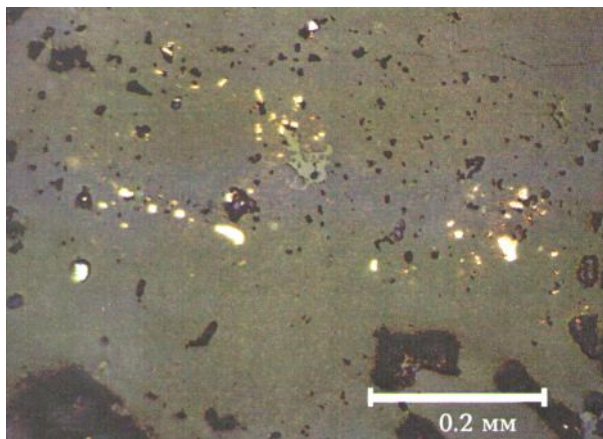


Рис. 27. Скопления частиц золота в кварце. Кварцевая жила с бедной вкрапленностью сульфидов

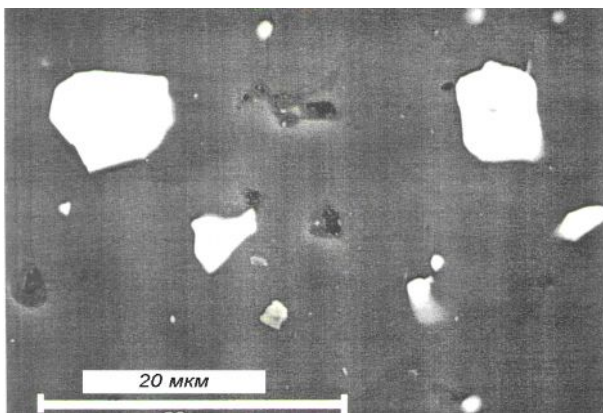


Рис. 28. Увеличенный фрагмент рис. 27 (минимальные размеры частиц золота 0,3 мкм или 300 нм – фото В.Л. Левина)

По мнению Н.В. Петровской [2] частицы тонкодисперсного золота распространены более широко, чем видимые золотины и что именно эта форма нахождения самородного золота является основной. Интерес к невидимому золоту усилился в тридцатые годы прошлого столетия в связи с установлением значительных потерь металла при флотации сульфидных руд. Появились термины «упорное» или «связанное» золото и золото «свободное».

Проблема невидимого и тонкодисперсного золота приобрела большое значение в связи с тем, что во многих странах месторождения вкрапленных золотых руд, обладающие большими запасами, являются основным источником производства золота. Присутствие невидимого золота в сульфидах придает рудам упорные свойства, затрудняя извлечение из них золота и исключая обычно, используемое цианидное выщелачивание. Поэтому данные по распределению невидимого золота в рудах и отдельных минералах имеют большую ценность для разработки рациональных схем обогащения руд и определения формационного типа месторождения.

При исследовании золотосодержащих руд под микроскопом следует использовать объективы с максимальными увеличениями ($21^{\times}$ и $40^{\times}$) и больше, при их наличии. Для быстрого определения размера золотины или другого зерна минерала, удобно иметь перед собой высчитанные цены деления шкалы окуляра для каждого объектива. Определение цены деления шкалы окуляра производится с помощью объект-микрометра, представляющего собой стеклянную пластинку со шкалой в 1 мм, разделенной на 100 частей.

Цена одного деления шкалы объект-микрометра равна 0,01 мм. Цена деления шкалы окуляра вычисляется следующим образом. Допустим для объектива $21^{\times}$ получилось, что 100 делений шкалы окуляра заняли 50 делений шкалы объект-микрометра, т. е. 0,50 мм, то одно деление шкалы окуляра будет равно $0,50 : 100 = 0,005$ мм, что и является ценой его деления при объективе $21^{\times}$. Для удобства пользования лучше составить таблицу с ценами деления шкалы окуляра для каждого объектива. Ниже в табл. 15 приведен пример определения цены деления для объектива $21^{\times}$.

Таблица 15

Определение цены деления зерен минералов

Объектив 21 ^x d = 0,7 мм; R = 0,35			
Количество делений шкалы окуляра	Цена делений в мм	Количество делений шкалы окуляра	Цена делений в мм
1	0,005	20	0,1
2	0,01	30	0,15
3	0,015	40	0,2
4	0,02	50	0,25
5	0,025	60	0,3
6	0,03	70	0,35
7	0,035	80	0,4
8	0,04	90	0,45
9	0,045	100	0,5
10	0,05		

Таким образом составляется таблица определения цены деления зерен минералов для каждого объектива.

*4.5.2. Закономерности распределения золота
в рудообразующих минералах некоторых золоторудных
месторождений Казахстана*

Данные изучения золотосодержащих руд разных генетических типов показывают, что основными носителями золота среди сульфидов являются пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, остальные сульфиды играют подчиненную роль в концентрации благородного металла. Кварц, как правило, преобладающий минерал.

Н.В. Петровская и др. [2] проанализировала частоты встречаемости минералов по представительной выборке данных, характеризующих 45 наиболее изученных золоторудных месторождений разных формаций и типов. По данным математической обработки, кроме золота, почти повсеместно распространены минералы: кварц, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и ар-

сенопирит. Все эти минералы представлены несколькими генерациями, от трех – в месторождениях больших глубин, до десяти и более – в близповерхностных месторождениях. В изученных месторождениях, согласно химическим анализам руда обычно на 70 % состоит из кварца.

Как правило, носителями «невидимого» золота являются минералы ранних парагенезисов. С проявлениями поздней сульфидной минерализации в месторождениях всех формаций связано относительно крупное золото.

Исследования показывают, что «невидимое» сингенетичное золото связано с ранними генерациями пирита и арсенопирита, а более позднее по отношению к сульфидам свободное золото, располагается на поверхности, в трещинах, дефектах этих минералов и обычно распознается под микроскопом.

Данные по распределению невидимого золота в рудах и отдельных минералах имеют большую ценность для разработки рациональных схем обогащения руд. Для этой цели при описании аншлифов подсчитывается наличие свободных и находящихся в сростках золотин в рудообразующих минералах. Все результаты исследования сводятся в таблицу. Ниже приводятся данные изучения по распределению золота в минералах по двум залежам глубоких горизонтов Риддер-Сокольного месторождения (табл. 16).

Таблица 16

Распределение золота в рудообразующих минералах по двум залежам Риддер-Сокольного месторождения

Минерал	Количество золотин			Количество сростков золота с разными минералами
	Свободных	В сростках	Всего <u>ЗОЛОТИН</u> отн. %	
Южный фланг Быструшинской залежи (общее количество золотин 782)				
Пирит	25	37	<u>62</u> 7,9	24 с Gn; 8 с Cp; 3 с Gn и Cp; 1 с Cp и Py; 1 с Sl
Халькопирит	15	6	<u>21</u> 2,7	4 с Py; 2 с Gn

Продолжение табл. 16

Минерал	Количество золотин			Количество сростков золота с разными минералами
	Свободных	В сростках	Всего <u>золотин</u> отн. %	
Сфалерит	25	12	<u>37</u> 4,7	8 с Gn; 2 с Cp; 1 с Py; 1 с Cp и Gn
Галенит	49	49	<u>98</u> 12,5	43 с Py; 2 с Py и Sl; 1 с Crb; 1 с Sl; 1 с Fe; 1 с теллуридом
Блеклая руда	3	—	<u>3</u> 0,4	
Кварц	427	36	<u>463</u> 59,2	23 с Gn; 6 с Py; 6 с Py и Gn; 1 с Cp
Карбонат	—	3	<u>3</u> 0,4	3 с Gn
Быструшинская залежь (общее количество золотин 508)				
Пирит	133	49	<u>182</u> 35,8	16 с Cp, Sl и Gn; 10 с Gn и Sl; 10 с Gn ; 5 с Gn и Cp; 2 с Sl; 2 с Gn и Cp; 2 с теллуридом; 1 с Gn, Sl и теллуридом; 1 с Q и Sl
Халькопирит	41	52	<u>93</u> 18,3	17 с Gn; 12 с Py; 6 Gn, Sl и теллуридом; 6 с Gn и Sl; 4 с Py и Cp; 2 с Sl; 2 Gn, Sl и Py; 1 с Py и Gn; 1 с Q; 1 с Crb
Сфалерит	1	25	<u>26</u> 5,1	15 с Cp и Gn; 9 с Gn; 1 с Cp; 1 с Cp, Py и теллуридом
Галенит	21	—	<u>21</u> 4,1	

Продолжение табл. 16

Минерал	Количество золотин			Количество сростков золота с разными минералами
	Свободных	В сростках	Всего <u>золотин</u> отн. %	
Блеклая руда	1	–	$\frac{1}{0,2}$	
Кварц	83	52	$\frac{135}{26,6}$	11 с Gn; 11 Ср и Sl; 8 с Ср; 5 с Py; 5 с Gn и Sl; 3 с Ср и теллуридом; 3 с Gn, Sl и Py; 2 с Py, Ср и Sl; 2 с Ср и Gn; 1 с Sl; 1 с теллуридом
Карбонат	2	–	$\frac{2}{0,4}$	

Примечание: Py – пирит; Ср – халькопирит; Sl – сфалерит; Gn – галенит; Q – кварц; Crb – карбонат.

Приведенный в табл. 16 термин «количество золотин, свободных» имеет в виду не находящихся в сростках с другими минералами. Вообще выражение «золото в свободном виде» означает количество золота, находящееся в кварце, а золото связанное – в сульфидах.

Из табл. 16 видно, что на Южном фланге Быструшинской залежи 59 % золота концентрируется в кварце, из них 92 % находится в свободном виде и лишь 8 % в сростках с другими минералами (преимущественно с галенитом). В галените примерно 12 %, причем половина из них в сростках с пиритом. В пирите 8 %, причем большая часть в сростках с галенитом и примерно 5 % в сфалерите, половина из которых в сростках преимущественно с галенитом. Несколько иная картина наблюдается для Быструшинской залежи. Здесь золото в кварце составляет всего 26 %, в пирите – 36 %, в халькопирите – 18 % и примерно одинаково в сфалерите и галените (5 и 4 % соответственно). Следует отметить, что в двух других, не

приведенных в данной таблице залежах, количество золотин в кварце так же, как и для Южного фланга Быструшинской залежи составляет 58 % (III-Юго-Западная) и 57 % (Победа). При этом в III- Юго-Западной залежи почти 90 % золота находится в свободном виде в кварце и лишь 10 % в сростках, преимущественно с галенитом; в залежи Победа только 60 % золота в кварце находится в свободном виде и 40 % в сростках с другими сульфидами. Подводя итоги исследования по распределению золота в рудообразующих минералах, можно сказать, что основная, большая его часть, концентрируется в кварце, преимущественно в свободном виде. В подчиненном количестве золото в кварце присутствует в сростках с другими сульфидами. Здесь сразу же необходимо отметить, что чисто кварцевые жилы в залежах не обнаружено, в них в тех или иных количествах присутствуют сульфиды. Небольшая часть золотин распределяется по границам зерен минералов.

4.5.3. Формы нахождения золота в рудах золоторудных месторождений

В многочисленных коренных месторождениях различного минерального состава золото находится в нескольких формах: в виде *самородного, минералов золота и в невидимой форме* в тесной связи с сульфидами и в кварце. «Невидимое» в сульфидах золото одними исследователями считалось присутствующим в виде субмикроскопического или коллоидального размера частиц, другими входящим в кристаллическую структуру сульфидов. Что касается «невидимого» золота в кварце, не вызывает сомнений, что оно находится в нем в виде тончайших частиц [3].

Специально разработанными В.Н. Матвиенко (2004) методами, было установлено, что в золото-сульфидных рудах преобладают коллоидная, гидроксидная и ионная формы золота, а самородная в подавляющем большинстве представлена тонкодисперсной разновидностью. Также было доказано, что природные кластеры широко развиты в месторождениях черных сланцев, концентрирующие основную массу содержащегося в углеродистых породах золота.

По месторождению Абыз В.Н. Матвиенко была установлена коллоиднодисперсная форма золота. Однако доказательства, подтверждающие изоморфное вхождение золота в сульфиды, отсутствуют.

В.А. Нарсеев (2000) относит к нанозолоту невидимое в сульфидах золото. В работе [4] сказано, что нанозолото – это наиболее распространенная форма нахождения невидимого золота.

Таким образом, в понятие «невидимое золото» входит тонкодисперсное золото, не выявляемое оптическими методами – коллоидальное, кластерное и химически связанное золото в сульфидах. В настоящее время доказано [3], что невидимая наноформа нахождения золота во вкрапленных сульфидных рудах преимущественно связана с мелкокристаллическим арсенопиритом и тонкозернистым пиритом. Причем наиболее высокие концентрации невидимого золота связаны с игольчатым арсенопиритом (достигают до нескольких кг/т).

С.Т. Бадалов [3] указывает, что при наноразмерах частиц практически отсутствуют минеральные формы золота и оно становится объектом исследования геохимии.

В табл. 17 по данным С.Т. Бадалова приведено примерное количество всех минеральных видов золота и серебра, встречающихся в природе.

Таблица 17

Примерное количество минеральных видов у золота и серебра с комплексом химических элементов

№ п/п	<u>Au и Ag</u> элементы	Золото +	Золото с сереб- ром +++	Серебро +	Всего
1	Сера	1	3	58	62
2	Селен	–	3	4	7
3	Теллур	7	3	8	18
4	Мышьяк	–	–	13	13
5	Сурьма	2	–	22	24
6	Висмут	1	–	17	18
7	Ртуть	1	1	5	7
8	Таллий	–	–	2	2
9	Медь	7	1	16	24

Продолжение табл. 17

№ п/п	<u>Au и Ag</u> элементы	Золото +	Золото с сереб- ром +++	Серебро +	Всего
10	Свинец	4	–	24	28
11	Цинк	–		2	2
12	Железо	–	–	7	7
13	Марганец	–	–	1	1
14	Палладий	8	–	10	18
15	Платина	2	–	-	2
16	Никель	–	–	1	1
17	Германий	–	–	1	1
18	Олово	–	–	3	3
	Итого	33	11	194	238
	Связи с S, Se, Te	8	9	70	87
Примечание: знак «+» означает наличие самородного состояния					

Из табл. 17 следует, что золото по сравнению с серебром образует в 6 – 7 раз меньше минеральных соединений с 18 наиболее характерными химическими элементами. Если у золота и у золота в сочетании с серебром известно около 45 – 50 минеральных видов, то у серебра их около 200, многие из которых представлены в виде микровыделений, вплоть до наночастиц.

В табл. 18, с учетом новых утвержденных соединений, приведены минералы золота, которые представляют собой интерметаллические соединения, твердые сплавы, теллуриды, селениды, сульфоселениды, сульфиды. Некоторые минералы недостаточно изучены, возможно некоторые из них представляет собой тонкие минеральные смеси.

Таблица 18

Минералы золота

Минерал	Формула минерала	Распространенность
Золото самородное	Au(Ag), Ag – следы – 30 %	Главный минерал золота
Электрум	Au(Ag), Ag – 30 – 50 %	Распространенный

Продолжение табл. 18

Минерал	Формула минерала	Распространенность
Кюстелит	Ag (Au), Au – до 20-25 %	Редкий
Купроаурит	AuCu	Редкий; ЮАР, Россия – Южный Урал, Ср. Азия, Япония, Австралия, Канада
Тетрааурокуприт	AuCu	Очень редкий; в основных и ультраосновных интрузивных породах
Рожковит	AuCu	Редкий; в медно – никелевых месторождениях Красноярского края
Аурикуприд	AuCu_3	Редкий; Россия, США, Финляндия и др., Казахстан – Новоднепровское
Без названия	Au_3Cu	Редкий; Россия – Урал, Марокко, Япония
Аргентокупроаурид	$\text{Au}_{2,9}\text{Cu}_{1,2}\text{Ag}$	Редкий; Норильск-1
Ираурит и ауросмирит	Au, Ir (возможно смесь)	Редкий; россыпи в Грузии, Калифорнии (США)
Аньюит	Au Pb_2	Очень редкий; Россия
Хунчуит	Au_2Pb	Очень редкий; Китай
Новоднеприт	Au Pb_3	Очень редкий; Казахстан – месторождение Новоднепровское*
Порпечит	Au, Pd	Редкий; Грузия, Бразилия
Без названия	$(\text{Pd, Au})_3\text{Pb}$	Очень редкий; Норильск
Платинистое золото	Au, Pt (возможно смесь)	Редкий; россыпи в Грузии, остров Борнео
Мальдонит	Au_2Bi	Редкий; Австралия, Франция, Румыния, Ср. Азия, Россия – Забайкалье, Казахстан – Саяк IV
Ауровисмутин	$3(\text{Au, Ag})_2\text{S Bi}_2\text{S}_3$ (?)	Редкий; Урал

Продолжение табл. 18

Минерал	Формула минерала	Распространенность
Ауристит	AuSb_2	Редкий; Чехословакия, Канада, США, Казахстан - Бестобе
Аурамальгамы (α , β)	Au, Hg; структура α -модификации не известна, β -модификация гексагональная	Редкие; США, Австралия, в россыпях Сибири
Калаверит	AuTe_2	Распространен в некоторых месторождениях США, Австралии, Узбекистана и др., Казахстан – месторождения Жанатобе, Сувенир. Риддер-Сокольное
Сильванит	$(\text{Au, Ag}) \text{Te}_4$	Распространен в рудах месторождений Румынии, США, Японии, Узбекистана и др., Казахстан - Жанатобе, Сувенир, Риддер-Сокольное и др.
Креннерит	$\text{Au}_3 (\text{Au, Ag}) \text{Te}_8$	Распространен в рудах месторождений США, России, Японии и др., Казахстан – Жанатобе., Аксу, Жолымбет и др.
Петцит	$\text{Au Ag}_3 \text{Te}_2$	Встречается в рудах месторождений Румынии, Австралии, и др. стран, Казахстан – Жолымбет, Степняк, Жанатобе, Абыз и др.
Мутманнит	Au Ag Te_2	Очень редкий; Сэкэрымб в Румынии

Продолжение табл. 18

Минерал	Формула минерала	Распространенность
Нагиагит	$\text{Au Pb}_5 (\text{Te, Sb})_4 \text{S}_6$	Редкий; Румыния, Австралия, о-ва Фиджи, Узбекистан, Армения, Казахстан – месторождение Манка
Антамоцит	$(\text{Au, Ag}) \text{Te}_3$ (возможно смесь)	Единичные находки на Филиппинах
Монбрейит	$\text{Au}_2 \text{Te}_3$	Редкий; находки в Канаде (Робб-Монтбрей), Узбекистан
Костовит	$\text{Au} (\text{Cu, Ag}) \text{Te}_4$	Редкий; Боливия, Узбекистан
Безсмертновит	$\text{Au}_4 \text{Cu} (\text{Te, Pb})$	Редкий; Северо-Восток России
Богдановит	$\text{Au}_5 \text{Cu}_{3-1} \text{Fe}_{0-2} (\text{Te, Pb})_2$	Редкий; Северо-Восток России
Билибинскит	$\text{Au}_5 \text{Cu}_3 (\text{Te, Pb})_5$	Редкий; Северо-Восток России
Фишессерит	$\text{Au Ag}_3 \text{Se}_2$	Редкий; Чехословакия, Северо-Восток России
Пенжинит	$\text{Au} (\text{Ag, Cu})_4 (\text{S, Se})_4$	Очень редкий; месторождение Чукотки
Айтенбогардтит	$\text{Au Ag}_3 \text{S}_2$	Очень редкий
Людзинюйнит	$\text{Au Ag}_3 \text{S}_2$	Очень редкий, близок к Айтенбогардтиту

Минерал, отмеченный в таблице звездочкой (*) обнаружен автором данного учебного пособия. Такие редкие минералы золота, как аурикуприд – AuCu_3 (Новоднепровское) и мальдонит – Au_2Bi (Саяк IV) относятся к первым находкам в Казахстане и установлены при микроскопическом исследовании, состав их изучен на микрозонде. Новый минерал – интерметаллид Au и Pb – Новоднеприт – AuPb_3 , как указывалось выше, утвержден в 2005 году Комиссией Международной Минералогической Ассоциации по новым минералам и названиям минералов. Интерметаллид Au и Pb найден в зоне

окисления золоторудного месторождения Новоднепровское и исследован автором совместно с коллегами-соавторами [7]. Минерал назван по месту находки.

Распространенными являются самородное золото и электрум, остальные относятся к редким и очень редким. Последние, возможно распространены более шире, но пропускаются из-за мелких выделений и трудной диагностики в оптическом микроскопе. Все вызывающие сомнения зерна редких минералов при микроскопическом изучении должны быть наиболее полно описаны и подготовлены на исследование их состава на микрозонде.

Отличительные диагностические признаки золота под микроскопом следующие: 1) один из самых высокоотражающих минералов; 2) цвет насыщенный желтый (p 48 %); 3) изотропен, однако нередко наблюдается ложный эффект анизотропии в плохо изготовленных аншлифах; 4) внутренние рефлексии отсутствуют, но в скрещенных николях отчетливо видны все царапины; 5) в контакте с выделениями золота больших размеров пирит и галенит имеют серый оттенок, а халькопирит выглядит серо-зеленоватым. Высокое значение отражения и значительная насыщенность цветом позволяют микроскопически определять выделения золота размером около 1 мкм и меньше.

При эксплуатации месторождений золота необходим полный учет всех форм его нахождения в рудах, с целью наиболее полного его извлечения.

4.6. Текстуры и структуры руд

Изучение текстур и структур руд проводят с целью выявления в руде парагенетических минеральных ассоциаций, закономерностей их распределения, выяснения условий и последовательности их образования в месторождениях.

Текстуры указывают на взаимоотношения между минеральными парагенезисами в руде. Изучение их позволяет выделить в руде этапы и стадии минерализации (каждый этап и стадия в руде представлены соответствующим минеральным парагенезисом); увязывая текстуры с общей геологической обста-

новкой, можно установить закономерности распределения в месторождениях тех или иных минеральных парагенезисов. Структуры руд указывают на характер физико-химических условий процесса минералообразования и дают основание для определения последовательности выделения минералов в рудах.

Здесь следует дать определение *парагенетической ассоциации*, слагающей *минеральный агрегат* и *минеральной ассоциации* [19].

Парагенетическая ассоциация минералов – это закономерная группа минералов, слагающих *минеральный агрегат*, совместно и почти одновременно образовавшихся на одной *стадии* минералообразующего процесса, в одинаковых физико-химических условиях. Такие ассоциации являются устойчивыми и постоянно повторяющимися в природе.

Минеральная ассоциация – это ряд парагенетических ассоциаций минералов, слагающих *минеральное тело* (или участок сложного тела), совместно образовавшихся в определенной возрастной последовательности на одном *этапе* минералообразующего процесса, в сходных физико-химических условиях.

Поскольку руды обычно представлены несколькими парагенетическими ассоциациями, то установление их возрастных соотношений имеет большое значение для решения генетических вопросов.

В зависимости от способа образования парагенетические ассоциации минералов в рудах могут возникать при: 1) отложении в свободных полостях; 2) замещении вмещающих пород; 3) химических реакциях растворов с ранее образованными агрегатами рудных минералов с замещением или разложением последних и взаимодействием поздними минералами ряда компонентов ранних минералов; 4) распаде твердых растворов, кристаллизации сложных по составу гелей; 5) метаморфических преобразованиях руд с различной степенью изменения химического состава и структур руд вследствие перераспределения вещества.

При изучении руд с целью выделения ассоциаций совместно образовавшихся минералов и установлении последовательности их образования прежде всего приходится иметь дело с со-

отношениями между минеральными агрегатами, наблюдаемыми макроскопически (текстуры руд) и под микроскопом (микротекстуры), и взаимоотношениями зерен минералов в мономинеральных или полиминеральных агрегатах (структуры руд).

В связи с этим *текстурно-структурный критерий* признается главенствующим наряду с *геологическим* и *геохимическим*, а иногда и единственным критерием выделения парагенетических ассоциаций в рудах.

Ниже в качестве примера приводятся некоторые текстуры и структуры руд, выявленные при исследовании руд месторождения Абыз. На рис. 29 – 32 показаны текстуры руд месторождения Абыз.

Все разновидности текстур гидротермальных руд на месторождении Абыз разделены на три генетические группы с учетом наличия переходных разновидностей: а) отложения путем выполнения полостей и трещин; б) образованные путем метасоматоза; в) возникшие в результате наложения оруденения разных стадий.

Текстуры руд, отложенные путем выполнения полостей и трещин. К этой группе относятся преимущественно массивные текстуры сплошных серно- и медноколчеданных, существенно цинковых и свинцово-цинковых руд. Генетическая природа массивных текстур остается дискуссионной. Ф.Н. Шахов [20] считает, что в «результате такого сложного процесса, как метасоматоз, трудно ожидать появления однородных текстур». Наиболее вероятно их образование при выполнении полостей минеральным веществом из высококонцентрированных растворов, перешедших в коллоидные вследствие резкого перепада давления и температуры, с последующей перекристаллизацией гелевых масс. Именно таким путем образовались сплошные массивные серноколчеданные руды Абыза. Об их гелевой природе свидетельствует широкое развитие метаколлоидных структур пирита и реликты колломорфной текстуры. Внешне серноколчеданные руды представляют тонкодисперсный, тонкозернистый агрегат пирита, в котором мелкие пустотки выполнены нерудными минералами и редкими поздними сульфидами (рис. 29).

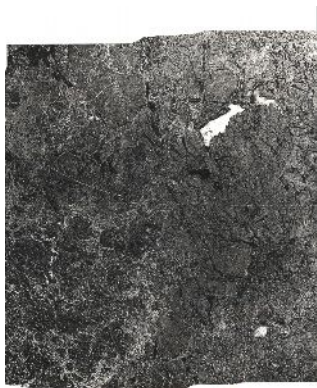


Рис. 29. Сплошная серно-колчеданная руда массивной текстуры.
Ув. 1,4



Рис. 30. Сплошная медно-колчеданная руда массивной текстуры.
Темное – халькопирит. Ув.1,4



Рис.31. Сплошная колчеданно-медно-цинковая руда полосчатой текстуры. Светлые полосы – пирит-халькопиритовые, темные – сфалеритовые. Ув.1,1

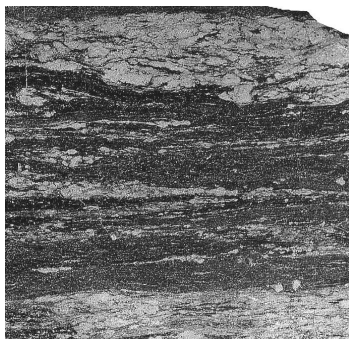


Рис. 32. Сплошная колчеданно-полиметаллическая руда полосчатой текстуры. Светлые полосы – пирит-халькопиритовые, темные – галенит-сфалеритовые. Ув.1,5

Текстуры руд, возникшие в результате наложения оруденения разных стадий. А.Г. Бетехтиным и др. [15] приводятся такие признаки разновозрастности минеральных отложений:

- 1) последовательное наслоение полос в жиле от зальбандов к цен-

тру; 2) пересечение между собой жил и прожилков разного состава; 3) наличие прожилков, секущих ранее отложенные руды; 4) брекчиевые текстуры.

Довольно широко на месторождении пользуются полосчатые текстуры руд. Генезису полосчатых текстур уделяли внимание многие исследователи. Исследователями отмечается сложность определения природы полосчатости. Н.В. Петровская (1963) выделяет следующие разновидности: 1) унаследованные полосчатые текстуры (наследующие сланцеватость или слоистость породы); 2) наложенные прожилково-полосчатые, связанные с наложением новых минеральных ассоциаций; 3) метаморфогенно-полосчатые.

На Абызе в разной степени проявлены все три их разновидности. К преобладающим отнесены наложенные прожилково-полосчатые и полосчатые текстуры, связанные с совмещением пиритовой и пирит-халькопиритовой ассоциаций с новыми минеральными ассоциациями. Это хорошо видно по колчеданно-медно-цинковым и колчеданно-полиметаллическим рудам, в которых полосчатость создается при пересечении более ранних серно- и медно-колчеданных руд более поздними существенно цинковыми и свинцово-цинковыми рудами, отложившимися по субпараллельным трещинкам (рис. 31 и 32). В тоже время согласное залегание наложенных полосчатых руд с вмещающими рассланцованными породами, наличие в них, в основном в сфалерите, редких ориентированных линзочек серицита и хлорита, видимых только под микроскопом, предполагает возможность частичного замещения рудным веществом рассланцованных пород. Возникая таким сложным путем, полосчатость в рудах в дальнейшем была несколько усилена слабо проявленным пострудным динамометаморфизмом.

Структуры гидротермально-метасоматических руд. Среди всего разнообразия структур в рудах месторождения Абыз выделены: 1) структуры отложения; 2) распада твердых растворов; 3) замещения; 4) метаморфические.

Среди структур отложения развиты как метаколлоидные, так и зернистые структуры срастаний. Широким распростране-

нием в рудах пользуются метаколлоидные структуры пирита, которые являются характерными для слабо метаморфизованных месторождений. Встречаются они во всех типах руд, начиная от ранних серноколчеданных и кончая поздними колчеданно-полиметаллическими рудами. Внутренняя структура их самая различная: концентрически-зональная, радиально-лучистая, сферолитовая, колломорфно-зональная, глобулярная, фестончато-зональная, тонкодисперсная (рис. 26). Наиболее распространена тонкодисперсная метаколлоидная структура пирита. Последующие преобразования руд приводят к перекристаллизации метаколлоидных агрегатов пирита в кристаллически-зернистые.

Широко распространены в рудах структуры распада твердых растворов. Это эмульсионная, петельчато-эмульсионная структура распада твердого раствора халькопирита в сфалерите, реже встречается пластинчато-эмульсионная. Практически весь сфалерит в рудах насыщен в той или иной степени эмульсией халькопирита, которая преобладает во вкрапленных и сплошных колчеданно-медно-цинковых рудах. Распад смеси халькопирита со сфалеритом происходит при t 350 – 400 °С.

Данные изучения текстур и структур руд сводятся к следующему: 1) накопление руд происходило в открытых полостях и трещинах при подчиненной роли метасоматоза; 2) сплошные серноколчеданные руды отлагались из коллоидных растворов. Их гелевая природа подтверждается широким развитием метаколлоидных структур пирита и реликтами колломорфной текстуры; 3) брекчиевые и наложенные полосчатые текстуры медно-колчеданных и колчеданно-медно-цинковых руд являются показателями стадийности процессов минералообразования на месторождении; 4) образование колчеданно-медно-цинковых руд происходило при t 359 – 400 °С, на что указывают широко распространенные в них эмульсионные структуры распада халькопирита в сфалерите; 5) руды месторождения испытали слабый локальный динамометаморфизм, о котором больше говорят изменения структур минералов (сфалерита и пирита) и значительно меньше текстуры руд.; 6) серно-колчеданные руды служили матрицей для образования других типов руд, об этом свидетельствуют встречающиеся в них различные метаколлоидные струк-

туры раннего пирита. Последние также являются показателем слабого метаморфизма руд месторождения Абыз.

4.7. Последовательность минералообразования и вопросы генезиса руд

Из данного выше определения парагенезиса видно, что совместно образовавшиеся минералы имеют генетическую связь не только в пространстве (сонахождение), но и во времени, выделяясь в определенной возрастной последовательности. Процесс минералообразования подразделяют на отрезки времени, соответствующие периодам отложения той или иной ассоциации минералов: этапы, стадии, подстадии. *Этап*, это самый продолжительный из них, соответствует времени формирования минеральной *ассоциации*; *стадия* – времени отложения парагенетической ассоциации *минералов*; *подстадия* – выделению равновесной парагенетической ассоциации. В этом же порядке уменьшаются длительность и характер перерывов между ними.

Возрастные взаимоотношения между минеральными агрегатами, слагающими руду данного месторождения, определяют по текстурам руд. Текстуры – один из надежных критериев при выделении этапов стадий минерализации. Каждая выделяемая стадия минерализации, если она действительно новая стадия, характеризуется определенными, только ей свойственными условиями, которые прежде всего отразятся на морфогенетических особенностях кристаллических зерен, на характере структуры минерального агрегата, на минеральном составе.

При одновременном отложении минеральных агрегатов в рудах наблюдаются коллоидная, массивная, некоторые разновидности вкрапленной и пятнистой текстур. О последовательном образовании минеральных агрегатов можно судить по развитию в рудах прожилковых, петельчатых, брекчиевых, жеодовых и крустификационных текстур.

Последовательность выделения минералов в парагенетической ассоциации выявляется при изучении структур. Анализ последних позволяет установить их одновременное или последовательное выделение в минеральном парагенезисе.

При установлении последовательного выделения минералов должны учитываться в совокупности следующие главные признаки: 1) форма кристаллического зерна – идиоморфная, гипидиоморфная, аллотриоморфная и скелетная; 2) коррозия или разъедание одного минерала другим; 3) цементная или зализывание трещинок одного минерала другим.

Итогом проведенных минералогических исследований является схема или таблица последовательности отложения минералов, в которой могут быть отмечены многие особенности процесса рудообразования. Главнейшие из них – парагенезисы минералов и их структуры (первичные и вторичные), этапы и стадии минерализации, текстуры (первичные и вторичные).

Для некоторых минеральных ассоциаций характерным бывает какой-нибудь определенный минерал, кристаллизующийся только в этой минеральной ассоциации; он является для нее типоморфным минералом.

Если один и тот же минерал встречается в минеральном теле в нескольких разновозрастных агрегатах, то выделяют *генерации* этого минерала. Генерация минерала – это его разновозрастные индивиды, выделившиеся на разных стадиях (или подстадиях) минералообразования и отличающиеся своими типоморфными особенностями.

Типоморфизм минералов – это свойство минералов фиксировать условия, способы и время образования и поэтому своим присутствием или чаще своими типоморфными особенностями указывать на генезис [19].

Важнейшими понятиями учения о типоморфизме минералов являются *типоморфные минералы* и *типоморфные особенности минералов*.

Типоморфные минералы – это минералы, которые образовались в определенных условиях и в определенное время и поэтому своим присутствием могут указывать на условия и время образования.

Типоморфные особенности минерала – это такие особенности формы, состава, структуры и свойств его индивидов, кото-

рые обусловлены генезисом и поэтому могут в совокупности указывать на способ, условия и время образования.

Различают типоморфизм форм выделения, химического состава, кристаллической структуры и физических свойств минералов. Соответственно выделяют морфологические, химические, структурные и физические типоморфные особенности минералов.

Так, анализ парагенетических ассоциаций, текстур и структур руд, позволил для месторождения Абыз выявить условия формирования и последовательность минералообразования. Кратко эти данные можно свести к следующим: 1) руды месторождения являются полихронными образованиями (многостадийными) и отлагались в близповерхностных условиях. В раннюю стадию рудного процесса происходило массовое заполнение открытых полостей и трещин пиритом из коллоидных растворов в условиях резкого перепада температур и давления. Впоследствии тонкодисперсные серно-колчеданные руды служили осадителем меди, цинка, свинца из пульсационно поступающих растворов. В течение всего процесса рудообразования сохранялись одни и те же пути продвижения гидротерм, что послужило одной из причин пространственного совмещения производных разных стадий; 2) по отношению к вмещающим породам продуктивное орудование месторождения Абыз является эпигенетичным; 3) руды месторождения не несут существенных следов проявления пострудного динамометаморфизма. Широко распространенные в разных типах руд метакolloидные структуры пирита свидетельствуют о слабом его проявлении. Полосчатость в рудах имеет в основном наложенный характер, часто является унаследованной (согласное залегание с вмещающими рассланцованными породами; 4) приведенные данные по минералам-геотермометрам свидетельствуют о среднетемпературных условиях формирования основной массы руд; 5) предполагается существование единого глубинного источника, производными которого были вулканы, гидротермально-метасоматические породы, магматические образования, гидротермальные руды. Наличие единого рудогенерирующего очага подтверждается общностью состава руд разных типов, закономерно изменяющегося в процессе рудоотложения.

Контрольные вопросы:

1. Перечислите основные виды работ, необходимые для микроскопического исследования руд.
2. Где и как проводится макроскопическое изучение руд?
3. Что такое пришлифовка, ее размеры и с какой целью она отбирается?
4. С помощью чего производится изучение пришлифовки?
5. Дайте определение понятию «Текстура руды».
6. Как отбираются полированные шлифы?
7. Каков порядок описания полированного шлифа?
8. Назовите важнейшие физические свойства диагностики рудных минералов в отраженном свете.
9. Назовите важнейшие оптические свойства диагностики рудных минералов в отраженном свете?
10. Как проводится описание редкого минерала и его подготовка к исследованию тонкими прецизионными методами?
11. С какой целью используется спектральный анализ при микроскопическом изучении руд?
12. Как определяется тип руды?
13. Какие виды анализов используются при определении типа руды?
14. В каких единицах даются содержания для главных металлов и в каких для золота и серебра?
15. Как и с какой целью проводится минералогическое картирование?
16. Как выделяются промышленные сорта руд?
17. Как проводится описание парагенетической ассоциации, слагающей определенный тип руды?
18. Каков порядок составления таблицы минерального состава руд месторождения?
19. На основе каких данных приводится сводное описание каждого рудного минерала?
20. Результаты каких анализов используются для определения элементов-примесей в главных рудообразующих минералах?

21. Что такое мономинеральная проба, методика получения и цель ее изучения?
22. Какой оптический метод используется для получения чистой мономинеральной пробы?
23. Перечислите, какие классы природного золота выделяются по размерности.
24. Какие объективы используются при поисках и определении размерности частиц золота?
25. Как определяется цена деления окуляра для каждого объектива?
26. Какие минералы ранних парагенетических ассоциаций являются главными носителями «невидимого» золота?
27. С какой целью проводится изучение закономерностей распределения золота в рудообразующих минералах?
28. Назовите основные формы нахождения золота в рудах.
29. Какие главные минералы золота широко распространены в рудах золоторудных месторождений?
30. Какие редкие минералы золота Вы знаете?
31. Какие данные выявляются в результате анализа текстур и структур руд?
32. Что является морфологической единицей текстуры?
33. Назовите главнейшие первичные и вторичные текстуры руд.
34. Дайте определение понятию структура руды.
35. Что является морфологической единицей структуры?
36. Назовите главнейшие первичные и вторичные структуры руд.
37. Дайте определение парагенетической ассоциации минералов и минеральной ассоциации.
38. На основе каких критериев выделяются этапы и стадии минералообразования?
39. По каким главнейшим признакам устанавливается последовательность выделения минералов при изучении структур руд?
40. Дайте определение понятию типоморфизм минералов.
41. Дайте определение понятиям типоморфные минералы и типоморфные особенности минералов.
42. Дайте определение понятию генерация минерала.

**Примеры пересчета редких минералов по данным
микрорентгеноспектрального анализа (микрозонд JCXA 733)**

Микрорентгеноспектральный анализ позволяет определять химический состав минералов размером в несколько микрон. Он широко используется при определении химического состава редких минералов, которые часто встречаются в виде микроразмерных выделений и трудно диагностируются оптическими методами. Кроме того, микрорентгеноспектральный анализ необходим для определения сопутствующих элементов в основных рудообразующих минералах. Например, каково количество As в пирите, поскольку именно с мышьяковистыми пиритами больше связывается золото; или количество Fe и Cd в сфалерите (определяется какой сфалерит – марматит или безжелезистый клейофан). Ниже приводятся примеры пересчетов химического состава микрорентгеноспектральных анализов редких минералов на формулы (табл. 19 – 21).

1) Анализ образца №1 (табл. 19). Скарновое месторождение Саяк IV (Центральный Казахстан).

Таблица 19
Химический состав кобальтсодержащего арсенопирита (данаита), мас. %

Компоненты	Химический состав, в мас. %	Атомные количества	Формульные коэффициенты
Fe	27,46	4917	0,82
Co	3,88	658	0,11
Ni	2,33	397	0,06
As	50,35	6720	1,12
S	17,09	5330	0,89
Сумма	101,11	18022	$\Sigma = 3$

Формула минерала: $(\text{Fe}_{0,82} \text{Co}_{0,11} \text{Ni}_{0,06})_{0,99} \text{As}_{1,12} \text{S}_{0,89}$

По химическому составу минерал близок к теоретическому составу арсенопирита мас. %: Fe – 34,3; As – 46,0; S – 19,7, однако со-

держит 3,88 % Со и 2,33 Ni. Формула арсенопирита: FeAsS. Арсенопирит, содержащий от 3 – 12 % Со является кобальтсодержащей разновидностью арсенопирита и носит название данаит (в честь американского геолога Дж. Дана).

Для получения атомных количеств, следует химический состав каждого компонента разделить на его атомный вес (находим в таблице Д.И. Менделеева). Например, атомный вес Fe – 55,85; Fe – 27,46:55,85 = 4917. Таким образом получаем атомные количества каждого компонента. Для получения формульных коэффициентов находим общий делитель – сумма атомных количеств делится на три атома (арсенопирит – FeAsS – 3 атома); 18022:3 = 6007. Делим атомное количество каждого компонента на общий делитель и получаем формульные коэффициенты (например Fe – атомное количество – 4917:6007 = 0,82). Формула Данаита приведена выше.

Таким образом, золотосодержащий арсенопирит в рудах Саяка IV – кобальтсодержащий (данаит).

2) Анализ образца № 2 (табл. 20). Золото-полиметаллическое месторождение Риддер-Сокольное, Восточный Казахстан.

Таблица 20
Химический состав алексита, мас. %

Компоненты	Химический состав, в мас. %	Атомные количества	Формульные коэффициенты
Pb	16,05	775	0,74
Ag	0,57	53	0,05
Bi	47,87	2291	2,19
Te	24,65	1932	1,84
Se	5,96	755	0,72
S	4,91	1531	1,46
Сумма	100,00	7337	$\Sigma = 7$

Теоретическая формула сульфотеллурида Bi и Pb алексита – $PbBi_2Te_2S_2$;

Формула минерала: $(\text{Pb}_{0,74}\text{Ag}_{0,05})_{0,79}\text{Bi}_{2,19}\text{Te}_{1,84}(\text{S}_{1,46}\text{Se}_{0,72})_{2,18}$.
Алексит содержит примеси Ag – 0,57 % и Se – 5,96 %.

3) Анализ образцов № 3 и № 4 (табл. 21). Скарновое месторождение Саяк IV, Центральный Казахстан и золото-полиметаллическое месторождение Риддер-Сокольное, Восточный Казахстан. Теоретическая формула пильзенита – Bi_4Te_3 .

Таблица 21

Химический состав пильзенита, мас. %

№ анализа	Компоненты								Сумма
	Bi	As	Fe	Ag	Pb	Te	Se	S	
3	66,5 4	3,1 1	0,4 3	–	–	30,6 6	–	–	100,7 4
4	67,5 4	–	–	0,3 6	0,2 2	30,5 7	0,9 3	0,3 8	100,0 0

Формулы минералов: № 3 – $(\text{Bi}_{3,67}\text{As}_{0,48}\text{Fe}_{0,08})_{3,33}\text{Te}_{3,67}$ (Саяк IV);
№ 4 – $(\text{Bi}_{3,83}\text{Ag}_{0,04}\text{Pb}_{0,01})_{3,88}(\text{Te}_{2,84}\text{Se}_{0,14}\text{S}_{0,14})_{3,12}$
(Риддер-Сокольное).

Пильзенит из Саяка IV содержит примеси As и Fe (матрица арсенопирита), а примеси Ag, Pb, Se и S в пильзените из Риддер-Сокольного месторождения обусловлены нахождением минерала в селенсодержащем галените.

Пример определения пробы природного золота по данным микрорентгеноспектрального анализа

Совершенно чистое самородное золото в природе не встречается. В нем в тех или иных количествах содержатся примеси других металлов. По этой причине введено понятие «проба золота», означающее содержание золота в 1000 единицах по массе и в процентах для изделий из золота. Классификация пробы золота приведена в табл. 22. При микроскопическом исследовании видно, что отражательная способность золота непосредственно зависит от его состава (пробы). Наиболее чистое золото – ярко-желтое, розоватое. С увеличением содержания серебра оно становится все более светлым и зе-

леноватым (при 35 % Ag). Цвет золота бледнеет даже при небольших содержаниях платины. Присутствие меди обуславливает его красноватые оттенки, медистое золото – красно-желтое. Существуют методы определения пробы золота в аншлифах по отражательной способности, которая была установлена для эталонных золото-серебряных сплавов.

Таблица 22

Классификация пробности золота (по Н.В. Петровской, 1973)

Уровень пробности	Проба
Весьма высокопробное	998 – 951
Высокопробное	950 – 900
Умеренно высокопробное, средней пробы	899 – 800
Относительно низкопробное	799 – 700
Низкопробное	699 – 600
Весьма низкопробное, высокосеребристое	<600

В качестве примера в табл. 23 приведены результаты анализов золота из руд месторождений Абыз и Новоднепровское.

Таблица 23

Состав золота по данным микрорентгеноспектрального анализа, мас. %

№ п/п	Место-рождение	В каком минерале золота находится	Компоненты				Сумма	Проба
			Au	Ag	Fe	Zn		
1	Абыз	Пирит	98,25	1,24	1,12	–	100,62	988
2	Абыз	Пирит	93,43	4,95	0,48	–	98,86	950
3	Абыз	Между зерен пирита	87,69	10,86	0,32	0,40	99,26	890
4	Абыз	Между зерен пирита	76,26	21,96	1,16	0,15	99,54	776
5	Абыз	Между зерен пирита	68,08	31,34	0,12	–	99,54	685
6	Абыз	В сростании с галенитом в сфалерите	57,64	41,96	–	1,30	100,91	579

Продолжение табл. 23

№ п/п	Место- рождение	В каком ми- нерале золото находится	Компоненты				Сумма	Про- ба
			Au	Ag	Fe	Zn		
7	Ново- днепров- ское	Гидроксид- железа	99,09	0,11	0,81	–	100,00	999
8	Ново- днепров- ское	Во флотокон- центрате зо- лота, состоя- щее из двух фаз низко- пробного и весьма высо- копробного	69,39	30,35	0,26	–	100,00	695
			98,95	0,82	0,23	–	100,00	991

Проба золота определяется по формуле:

$$\frac{\text{Au}}{\text{Au}+\text{Ag}} \cdot 1000; \quad \frac{98,25}{98,25+1,24} \cdot 1000 = 988.$$

Таким образом, проба золота из пирита золоторудного месторождения Абыз по классификации уровня пробности относится к весьма высокопробному. Уровень пробности золота на месторождении Абыз колеблется от весьма высокопробного до весьма низкопробного. От ранних ассоциаций к поздним снижается пробность золота.

На Новоднепровском месторождении в гидроксиде железа золото весьма высокой пробы, а во флотоконцентрате присутствует золото разной пробы – низкопробное и высокопробное, находящееся в сростании.

***Порядок составления минералогической работы
по месторождению***

При написании минералогической работы рекомендуется следующий порядок оформления материала: 1) титульный лист; 2) содержание; 3) введение (местоположение месторождения – прилагается обзорная карта); 4) основная часть; 5) заключение; 6) список литературы.

В основной части должны быть освещены следующие вопросы:

1. Краткие сведения о геологии района (стратиграфия, тектоника, магматизм).
2. Геологическое строение месторождения, морфология рудных тел.
3. Минеральный состав руд. Сводная таблица всех рудных и сопровождающих минералов.
4. Выделение типов руд и слагающих их парагенетических минеральных ассоциаций.
5. Размещение типов руд, выявление зональности.
6. Описание главных рудообразующих минералов, их типоморфных особенностей и форм вхождения в них элементов-спутников, а также редких минералов.
7. Выявление закономерностей распределения золота в рудах и рудообразующих минералах.
8. Установление форм нахождения золота в рудах и рудообразующих минералах оптическими и другими методами.
9. Текстуры и структуры руд. Общий обзор текстур и структур. Возрастные соотношения минералов и минеральных агрегатов.
10. Оценка обогатимости по данным минералогических исследований.
11. Последовательность минералообразования в рудах и выявление условий формирования месторождения.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. *Беспаев Х.А., В.А. Глоба, Абишев В.М., Гуляева Н.Я.* Месторождения золота Казахстана: Справочник. Алматы, 1996. 183 с.
2. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. С. 22 – 35.
3. *Моисеенко В.Г.* Наногеохимия золота // Труды симпозиума. Владивосток, 2008. С. 6 – 25.
4. *Конеев Р.И.* Наноминералогия золота. СПб DELTA, 2006. С. 23 – 32.
5. *Матвиенко В.Н., Левин В.Л.* Морфология и условия образования самородного золота в золотых месторождениях Северного Казахстана // Известия АН Каз ССР. Сер. геол., 1988, №4. С. 14 – 24.
6. *Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.
7. *Дюсембаева К.Ш., Левин В.Л., Котельников П.Е., Бекенова Г.К.* Новоднеприт – AuPb_3 – новый минерал из месторождения Новоднепровское (Северный Казахстан) // Доклады НАН РК, №5, 2006. С. 45 – 50.
8. *Высоцкий Э.А. и др.* Геология металлических полезных ископаемых // Учеб. пособие для студентов вузов. Минск: «Тетра Системс», 2006. С. 228 – 236.
9. *Старостин В.И., Игнатов П.А.* Геология полезных ископаемых. М.: Мир, 2006. 511 с.
10. *Жаутиков Т.М.* Главнейшие геолого-промышленные типы месторождений золота // Доклады АН РК, 1992, №5. С. 47– 54.
11. *Вейц Б.И.* Минералогия Рудного Алтая. Алма-Ата, 1959, т. 3, 488 с.
12. *Покровская И.В.* Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений. Рудный Алтай. Алма-Ата, 1982. 122 с.
13. Геология и металлогения Каратау, Алматы: Наука. 1986.
14. *Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. М., 1962. 703 с.
15. *Бетехтин А.Г. и др.* Текстуры и структуры руд. М., 1958. 427 с.
16. *Волынский И.С.* Определение рудных минералов под микроскопом. М: Недра, 1966. 332 с.

17. Юшко С.А. Методы лабораторного исследования руд. М: Недра, 1984. 387 с.

18. Исаенко М.П. и др. Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. М: Недра, 1986. 353 с.

19. Станкеев Е.А. Генетическая минералогия. М: Недра, 1986. С. 10 – 15.

20. Шахов Ф.Н. Текстуры руд. М., 1961. 179 с.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТА.....	5
2. ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ИХ СИСТЕМАТИКА.....	14
3. МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РУД НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА.....	21
3.1. Золото в рудах золото-колчеданно-медно-цинкового месторождения Абыз (Центральный Казахстан).....	21
3.2. Золото в рудах глубоких горизонтов золото- полиметаллического месторождения Риддер-Сокольное (Восточный Казахстан).....	28
3.3. Золото в рудах золоторудного участка Саяк кобальтовый (Саяк IV, Центральный Казахстан).....	41
3.4. Золото в рудах зоны окисления золоторудного месторо- ждения Аммонитное (Центрально-Карамурунское рудное поле, Карлинский тип, Северный Каратау).....	48
3.5. Золото в рудах зоны окисления золото-колчеданно- мышьяк-полиметаллического месторождения Найманжал (Центральный Казахстан).....	58
3.6. Золото из зоны окисления золото-мышьяк-полиметал- лического месторождения Новоднепровское (Северный Казахстан).....	71
4. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ К ВЫПОЛНЕНИЮ МИКРОСКОПИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	82
4.1. Виды работ, требующие микроскопического исследо- вания руд.....	82
4.2. Микроскопическое исследование руд.....	83
4.3. Типы руд и слагающие их парагенетические ассоциации на месторождениях. Размещение типов руд и выявление зональности.....	88
4.4. Описание минералов.....	93

4.5. Золото в рудообразующих минералах исследуемых месторождений.....	99
4.5.1. Определение размерности золота при микроскопическом исследовании руд.....	99
4.5.2. Закономерности распределения золота в рудообразующих минералах некоторых золоторудных месторождений Казахстана.....	104
4.5.3. Формы нахождения золота в рудах золоторудных месторождений.....	108
4.6. Текстуры и структуры руд.....	114
4.7. Последовательность минералообразования и вопросы генезиса руд.....	120
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....	131

Учебное издание

Дюсембаева Куляш Шарановна

**Микроскопическое исследование
руд золота**

Учебное пособие

Нач. РО НТИЦ
Редактор
Компьютерная верстка

*З.А. Губайдулина
Ш.Т. Касымбекова
А.А. Науатова*

Подписано в печать 25.05.11г.
Формат 60х81/116 Бумага типоф. № 1. Тираж 500 экз.
Усл. п.л. 7,8. Уч. изд.л. 8,4. Заказ № 168. Цена договорная.

Издание Казахского национального технического университета
имени К.И. Сатпаева
Научно-технический издательский центр
г. Алматы, ул. Ладыгина, 32

ISBN 978-601-228-292-4

