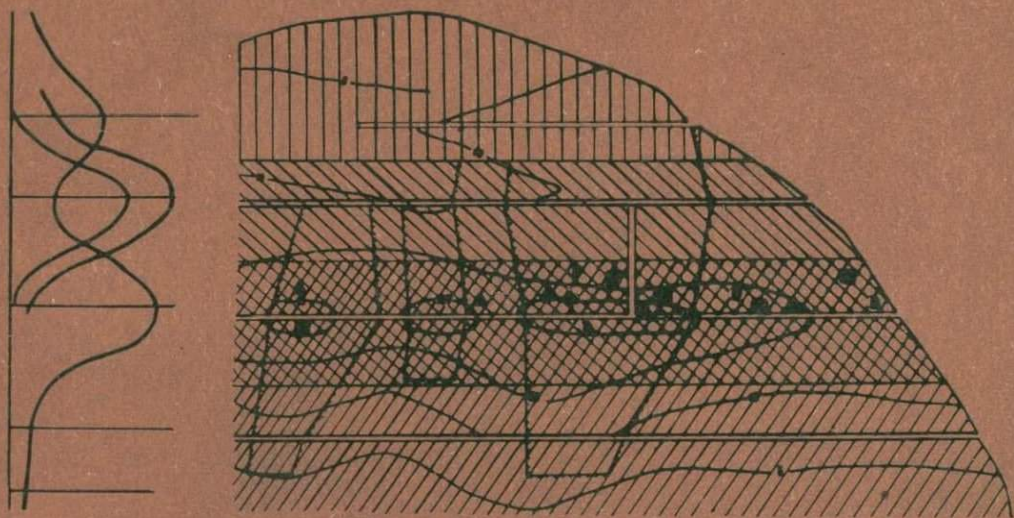


Н. В. НЕСТЕРОВ



**ГИПЕРГЕННОЕ ОБОГАЩЕНИЕ
ЗОЛОТОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
АЗИИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
Геологический институт

Н.В. НЕСТЕРОВ

ГИПЕРГЕННОЕ
ОБОГАЩЕНИЕ
ЗОЛОТОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
Северо-Востока
Азии

Ответственный редактор

д-р геол.-мин. наук М.Н. Альбов



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985



4325

Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. - Новосибирск: Наука, 1985.

Решается вопрос о наличии гипергенного обогащения золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. Проблема поставлена впервые, так как большинство проведенных исследований золоторудных месторождений направлены на описание первичных руд, раскрытие связей их с магматизмом и тектонической обстановкой. Подзона же вторичного обогащения исследована слабо, обобщений по ней нет. Между тем существование такой подзоны во многом определяет перспективы рудных и россыпных месторождений.

Монография составлена на широком конкретном материале по региону со специфическими физико-географическими условиями.

Книга рассчитана на геологов и исследователей, работающих в области поисков и разведки коренных месторождений золота.

Рецензенты Э.Д. Избеков, В.А. Биланенко, Г.В. Андреев

Н $\frac{1904050000-704}{042(02)-85}$ 210-84-IV

© Издательство "Наука", 1985 г.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах северо-восточного сектора Азии установлено региональное развитие разновозрастных древних зон окисления глубиной до 300 м в месторождениях плутогенных, мало, умеренно, существенно сульфидных и вулканогенной убого-сульфидной формации с подзоной гипергенного золотого обогащения в ее нижней части глубиной около 100 м (с подзоной выщелачивания). Это позволяет существенно совершенствовать методику поисков и разведки месторождений рудного золота /Нестеров, 1982/.

Возможность накопления гипергенного золота подтверждается многочисленными исследованиями. Анализируя средство Au с O и S, А.А. Макарушев /1976/ указывал, что переход к режиму сернокислотного выщелачивания сопровождается повышением миграционных способностей Au вплоть до образования зоны вторичного золотого обогащения с самородками (зона баритовой сыпучки на месторождениях Урала и др. районов). Ф. Фриденсбург /1953/ привел много примеров гипергенного обогащения золоторудных месторождений земного шара, в том числе самого богатого — Гора Моргана в Австралии и самого крупного — Витватерсранд в Южной Африке. Первое состоит из компактной массы оруденелых туфов мощностью 800 м. На выходе на дневную поверхность, в верхней половине горы, рудная масса представлена реликтом древней зоны гипергенеза в виде дезинтегрированного кварца, пронизанного бурым железняком и окислами марганца с содержанием золота в этой массе руды 31–155 г/т. На глубине с нижней половины горы эта масса переходит в колчеданные руды с содержанием Au всего 3 г/т. В Витватерсранде в 1885 г. Штрубены установили первую толчею для извлечения золота из реликта гипергенного обогащения древней зоны окисления глубиной 30–70 м со средним содержанием золота 44 г/т (в отдельных партиях до 200). В верхних горизонтах изредка встречались неокатанные самородки золота весом до 62 г. В первичной руде среднее содержание Au составляет 4,8 г/т.

Верхние обогащенные части жильных месторождений северо-восточного сектора Азии хорошо изучены. Менее, но достаточно изучены месторождения в золоторудных дайках и очень слабо — в минерализованных зонах дробления.

Золото изучается систематически с начала XIX столетия, со времени открытия многочисленных месторождений в России, Австралии, Северной Америке и Африке. Повышенный интерес к морфологии золота, происхождению крупных самородков в россыпях и коренных источниках во второй половине XIX века привел к пониманию главной роли химической миграции и механического перемещения золота в россыпях.

Из работ зарубежных авторов по полноте исследования гипергенного обогащения С.С. Смирнов /1936/ отметил только работы В.Г. Эммонса /Emmons, 1935/, Г. Шнейдерхена /Schneiderhöhn, 1924/ и А. Локка

[Locke, 1926]. За последние десятилетия за рубежом интерес к обсуждаемому вопросу понизился: во-первых, резко упало количество вновь открываемых месторождений золота в окисленных рудах; во-вторых, зарубежные геологи правильно считают, что роль богатых окисленных руд в общих масштабах оруденения месторождений невелика.

В нашей стране в связи с созданием горно-рудной промышленности на индустриальной основе — наоборот, резко возросло количество работ по изучению гипергенных образований на отработанных и новых рудных месторождениях, а также многочисленных рудопроявлениях, обнаруженных при отработке россыпей. Основу этих исследований заложили В.И. Вернадский /1914, 1955/, В.А. Обручев /1935/, С.С. Смирнов /1936/, А.Е. Ферсман /1939/, Ф.В. Чухров /1947/, В.М. Крейтер /1947/, М.Н. Альбов /1951/, Н.В. Петровская и А.И. Фасталович /1952/. Причиной изучения поведения золота в процессе формирования окисленной зоны рудных месторождений послужила находка В.М. Крейтером уникальных "золотых плиток" в железных шляхах колчеданных месторождений Южного Урала, это событие приоткрывало завесу над таинственными условиями растворения, миграции и вторичной концентрации этого, казалось бы, нерастворимого благородного металла /Коржинский и др., 1967/.

О золотосульфидных месторождениях накоплен большой материал, подтверждающий значительную миграцию золота в зоне окисления и наличие обогащенных им вторичных зон. В.М. Крейтер и соавторы /1958/, обобщая исследования по проблеме гипергенного обогащения, подчеркнули, что обогащение зон окисления кварцевых жил пока нигде убедительно не установлено. В последнее время для отдельных районов это положение в значительной мере опровергнуто. Работами М.Н. Альбова /1960а/ на Урале, Е.Д. Шлыгина с соавторами /1963/ в Северном Казахстане, А.Д. Микова /1965/ в Мариинской тайге (Кузнецкий Алатау), Н.В. Нестерова /1970а, 1982/ в Якутии и Забайкалье, Л.Д. Русаковой, А.С. Поваренных /1973/ в Западной Сибири доказано наличие гипергенной концентрации золота в золоторудных жилах и залежах. Вопросы вторичного золотого обогащения освещены М.И. Конычевым /1953/, Н.В. Петровской, С.В. Яблоковой /1974/, а также Л.В. Разиным, И.С. Рожковым.

Говоря о проблеме гипергенного обогащения, следует отметить исследование довоенного периода, когда это явление признавалось большинством. В послевоенное время наряду с накоплением материалов в восточных районах СССР этот вопрос фактически выпал из поля зрения ученых. Во всех классических работах по изучению гипергенного обогащения /Смирнов, 1936; Петровская, Фасталович, 1952; Крейтер и др., 1958; Альбов, 1960а/ отсутствует увязка геоморфологии районов с зонами окисления месторождений и последних — с прилегающими россыпями и первичными коренными источниками, что связано с разделением геологов по их специализации на "рудников" и "россыпников". Поэтому авторы большинства работ оперируют видимой мощностью зоны окисления и отдельных ее подзон, хотя нередко разрезы начинаются маломощной подзоной полного окисления или даже подзоной вторичного золотого обогащения. Еще сложнее, когда в условиях похолодания вместе с консервацией процесса окисления происходит полный размыв зоны окисления и обнажение первичных руд, что позволяет некоторым авторам говорить об отсутствии в данном районе зоны окисления. При этом факт, что в головках высококонцентрированных россыпей с крупным золотом, как правило, устанавливаются коренные источники с тонкодисперсным металлом, многие исследователи объясняют принадлежность к другой формации или корням этих месторождений.

В.М. Крейтер и другие, правильно охарактеризовав золото первичных руд, писали: "Золото, в отличие от подавляющего большинства других рудных минералов, встречается в природе преимущественно в дисперсном состоянии" /1958, с. 8/. Но, определив таким образом первичные руды всех месторождений золота, они не объяснили природу богатого россыпного золота вообще и самородков в частности. Некоторые геологи, не рассматривая формы нахождения тонкодисперсного золота в рудах, требующих особой методики исследований, а изучая или самородки, видимые макроскопически, или частицы золота под микроскопом, в дальнейшем изученное крупное золото относят к гипогенному, отводя гипергенному золоту подчиненную роль в краевых высокопробных оторочках и межкристаллитных маломощных прожилках. Пример этого положения – крупное золото и самородки весом до 70 г глубоко окисленной жилы одного из месторождений Якутии. Однако в 1954 г. В.И. Зеленев (ЦНИГРИ) в результате исследования крупнообъемной технологической пробы золото первичных руд этого умеренно сульфидного месторождения характеризовал как тонкодисперсное и предложил соответствующую технологическую схему извлечения, подтвердившую впоследствии его выводы. Прав В.М. Крейтер с соавторами /1958/, утверждая, что микроскопическое исследование руд с субмикроскопическим золотом неполноценно, если технологическим путем не установлена размерность золота. Экспериментально доказав высокую растворимость субмикроскопического золота в $Fe_2(SO_4)_3$ в присутствии серной кислоты, они пришли к выводу о главной роли вещественного состава руд, признав гипергенное обогащение сульфидных руд. Выявленные нами рудничные воды сульфатно-железного состава с рН, равным 2,65, и содержанием SO_4^{2-} 190424 мг/л (месторождение в бассейне Индигирки, мало сульфидная формация в условиях инертной среды песчано-глинистых сланцев) и гидрокарбонатно-кальциево-магниевого состава (умеренно сульфидное месторождение Якутии в условиях карбонатной среды осадочных пород) позволяют считать главным условием растворения субмикроскопического золота не состав руд, а влияние боковых пород на формирование рудничных вод.

Коренное золото на Северо-Востоке Азии встречается в месторождениях мало и умеренно сульфидной формаций в трех морфоструктурных типах: жилах, залежах, минерализованных зонах дробления песчано-сланцевых и дайковых пород. Для доказательства гипергенного обогащения методически наиболее целесообразно приведение максимума примеров с охватом всех типов месторождений.

Тщательное изучение состава рудничных вод, изменения золота по крупности, пробе, содержанию и структуре из первичных и окисленных руд и прилегающих россыпей в ассоциации с другими минералами, с использованием данных спектральных, химических, термических и рентгеноструктурных анализов впервые позволило нам определить ведущую роль гипергенной концентрации золота и наличие регионального развития пояса вторичного золотого обогащения высотой около 100 м. Учет богатых и "ураганных" индивидуальных проб по горизонталю жил подтвердил подмеченную М.Н.Альбовым /1951, 1960/ закономерную их приуроченность к подзоне вторичного золотого обогащения, для которой типично видимое золото, в том числе самородки весом до 7 кг (жильное месторождение в бассейне р. Колымы).

Основной метод автора – изучение данных забойного опробования по

рабочим горизонтам разведанных и отработанных частей месторождений в зоне окисления. Кроме того проводилось изучение размещения золота в рудных телах с определением показателя интенсивности оруденения. Автор посетил и изучил все известные месторождения северо-восточного сектора Азии и обобщил данные других исследователей по вопросам геологии рудных и россыпных месторождений, отдельные примеры описания гипергенного золотого обогащения.

Таким образом, в предлагаемой работе обобщены результаты многолетних исследований автора по Якутии, Магаданской области, Дальнему Востоку, на основании которых во всех основных золоторудных районах отчетливо устанавливается пояс вторичного золотого обогащения. С 1951 г. автор изучал месторождения Приамурья /Нестеров, Молчанов, 1960/, с 1960 г. — золотоносность Якутии и Северо-Востока СССР и пришел к убеждению об исключительной роли гипергенного обогащения в кварцевых жилах мало сульфидной золотокварцевой формации, широко развитой на Северо-Востоке Азии. Позднее эти выводы подтвердились в Якутии, бассейнах Колымы, Енисея и в Забайкалье.

В процессе работы автор пользовался консультациями академиков АН СССР А.П. Виноградова, В.А. Кузнецова, Е.М. Сергеева, В.И. Смирнова, Л.В. Таусона, Н.В. Черского, Ф.В. Чухрова, Н.А. Шило, членов-корреспондентов АН СССР В.Л. Барсукова, Н.П. Лаверова, А.А. Маракушева, М.М. Одинцова, Е.А. Радкевич, И.С. Рожкова. Ряд ценных советов и замечаний автор получил от Н.И. Бородаевского, М.Б. Бородаевской, Н.Л. Добрецова, Г.Н. Вертушкова, Г.П. Воларовича, Ф.И. Вольфсона, Б.М. Зубарева, Ю.П. Ивенсена, Г.Моисеенко, В.А. Нарсеева, А.И. Перельмана, Н.В. Петровской, В.В. Поликарпочкина, Д.Г. Сапожникова, Ю.Г. Шербакова, В.А. Ярмолюка и др. Большую помощь при проведении исследований оказали геологи В.А. Биланенко, В.А. Максимов, И.Е. Рождественский, П.Д. Трофименко, М.Д. Шилин и др. Всем перечисленным товарищам автор выражает искреннюю признательность.

Особенно благодарен он проф. М.Н. Альбову за постоянный интерес к проводимым исследованиям и глубокий критический анализ выполненной работы.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Тихоокеанский подвижный пояс разделяют на внешнюю и внутреннюю части. Во внешней различают золотоносные Верхояно-Колымскую, Монголо-Охотскую, Сихотэ-Алинскую складчатые области и область Алданского шита. Внутренняя часть, именуемая Восточно-Азиатским вулканогенным поясом, характеризуется развитием месторождений близповерхностного типа /Сидоров, Найборodin, 1968/. Кроме того, в работе рассматривается золотое оруденение Забайкалья.

Многие исследователи занимались и занимаются изучением геологии этого региона. Наиболее полные сведения по Алданскому шиту приведены в работах В.Н. Зверева /1931/, Ю.А. Билибина /1937, 1947, 1951/, А.И. Фасталовича и Н.В. Петровской /1940/, Ю.К. Дзевановского /1946, 1966/, М.Б. Бородаевской /1950/, А.И. Казаринова /1957/, И.С. Рожкова /1965/, Г.П. Воляровича, И.С. Рожкова /1967/ и др.

Вопросы стратиграфии, тектоники и магматизма районов складчатой области Якутии наиболее подробно освещены Ю.А. Билибиным /1947/, С.И. Гавриковым /1966/, Ю.М. Пушаровским /1960/, Ф.Р. Апельциным /1959/, И.С. Рожковым и др. /1961/, А.И. Казариновым /1960/, Б.С. Абрамовым /1963/, К.Б. Мокшанцевым и др. /1964/, Д.С. Харкевичем /1966/ и др.

Данные о золоторудных месторождениях и проявлениях районов складчатой области Якутии имеются в работах И.Н. Скорины, Л.И. Милая, А.И. Казаринова, В.И. Лещенко, Б.И. Акулова, Г.П. Дорошенко, В.Я. Скалацкой, А.С. Агейкина, В.А. Дюдьбина, А.К. Савельева, Б.В. Пепеляева, С.Д. Ступак, И.К. Еременко, В.Я. Петрова, Б.А. Онищенко, И.А. Тимофеева, В.М. Калинина, В.Г. Камалаяна, Н.В. Голоперова, Ю.Г. Пономарева, А.А. Дорофеева, М.К. Силичева, В.И. Соловьева, П.А. Строна, Ю.М. Арского, Е.П. Данилогорского и др.

По месторождениям золота Северо-Востока СССР наряду с личными полевыми исследованиями использованы материалы В.И. Смирнова /1948/, П.И. Скорнякова /1949а,б/, Ю.А. Билибина /1951/, Н.А. Шило /1963, 1970/, Д.А. Бубнова, С.С. Герасименко, Е.П. Машко, В.П. Худякова, А.М. Шамской, Н.П. Анিকেева, Ф.Р. Апельцина, А.К. Болдырева, Б.Б. Лихарева, А.Н. Балушева, И.К. Сурмелева, В.Д. Володина, И.И. Крупенского, И.А. Гусева, Е.Д. Кузнецова, В.Г. Коломейчук, Г.А. Толуновой, Е.В. Островской, В.И. Громова, Л.В. Фирсова, М.И. Коничева, Б.Н. Владимирова, А.А. Сидорова и др.

По геологии золота рудных месторождений Дальнего Востока использованы материалы Э.Э. Анерта /1928/, Е.А. Радкевич, В.Г. Моисеенко /1966/, Г.П. Воляровича /1963/, В.Г. Моисеенко /1965/, В.Г. Моисеенко и др. /1971/, А.И. Самусина, В.Ф. Красовского, А.Ф. Таскаева, Л.П. Гурова, П.Н. Кошмана, В.И. Белоусова, Н.И. Бабищева, В.А. Мелиоранского, А.З. Лазарева, П.С. Бернштейна, И.Д. Дмитриева, В.Ф. Розенвальд, Г.Ф. Мур-

Эра	Период	Алданский щит	Складчатые области			Восточно-Азиатский вулканогенный пояс
			Верхояно-Колымская	Монголо-Охотская	Сихотэ-Алинская	
KZ	Q					
	N ₂ N ₁					
	P ₃ P ₂				///	
	P ₁				///	///
MZ	K ₂			///	///	///
	K ₁ J ₃			///	///	///
	J ₂ J ₁	///	///			
	T ₃ T ₂				///	
	T ₁				///	
PZ	P ₂		///		///	
	P ₁ C ₃					
	C ₂ C ₁					
	D ₃ D ₂			///		
	D ₁ S ₂					
	S ₁ O ₃					
	O ₂ O ₁					
	Є ₃ Є ₂					
	Є ₁	///				
	Pt ₂₋₃	PC ₃ ² PC ₃ ³			///	
	Pt ₁	PC ₂ ¹ PC ₃ ¹			///	
AR	PC ₁	///				

Рис. 1. Корреляция золоторудных месторождений по стратиграфическому признаку.

зиной, А.М. Крайних и др.; по Забайкалью – Ю.Д. Грабко, Ю.В. Пивоварова, В.С. Косинова, В.В. Васильченко, И.Н. Эпова, В.М. Славина, А.Ф. Воросова, А.Ф. Садковского и др.

Стратиграфия

Золоторудные месторождения Северо-Востока Азии приурочены к породам разного возраста, начиная с архейского (рис. 1). При этом наиболее развиты (свыше 90% площади золоторудных районов) осадочные породы.

Архей. Породы архейского метаморфического комплекса, слагающего кристаллический фундамент Алданского щита, имеют сплошное развитие в юго-западной части золотоносного района. На одном из рудных полей они обнажаются по долинам, будучи перекрытыми на водоразделах отложениями кембрия, а севернее сменяются сплошным их чехлом.

Ю.К. Дзевановский /1966/, дополняя стратиграфическое расчленение архея Алданского щита, сделанное Д.С. Коржинским /1936/, выделил четыре серии метаморфических пород (снизу вверх): олекминскую, иенгрскую, тимптонскую и желтулинскую. В пределах золотоносного района развиты

только породы иенгрской серии, в которой выделяются верхнеалданская и федоровская свиты.

Породы верхнеалданской свиты (1300–1700 м) залегают в ядрах антиклинальных складок, участвующих в строении антиклинальных структур (Алданской и Нижнетимптонской), обрамляющих Якокутскую синклиналиную область. Свита сложена биотитовыми, биотит–гиперстеновыми, гранатовыми, кордиеритовыми гнейсами. Подчиненное значение имеют амфиболовые и диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы, кварциты и амфиболиты. Высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы свиты чаще всего ассоциируют с кварцитами и биотит–гиперстеновыми гнейсами.

Федоровская свита (2800–3600 м) составляет основу обнаженного кристаллического фундамента. Эта свита представлена пестрой по своему строению толщей пород, главным образом меланократовых кристаллических сланцев, амфиболовых и диопсидовых гнейсов, часто биотитовых, налегающей на породы предыдущей свиты. В ней на нескольких стратиграфических уровнях располагаются довольно мощные пачки карбонатных пород (мраморы) и их метасоматических производных (диопсидовые породы и др.), выделяемые в продуктивные горизонты. В соседних районах к некоторым подразделениям свиты приурочены месторождения флогопита, железа, бора и мраморов, а в изучаемом можно встретить жилы и залежи нижних горизонтов эксплуатируемых рудных полей.

В северс–восточных и дальневосточных золотоносных районах докембрийский фундамент залегает на глубине 4–15 км, и поэтому достоверных данных о его строении нет.

Протерозой. В Джалиндинском районе Дальнего Востока нижнепротерозойские породы представлены биотитовыми, амфибол–биотитовыми, биотит–амфиболовыми и мусковитовыми гнейсами и амфиболитами. Они незначительно, в виде разрозненных участков (останцев и ксенолитов кровли) распространены среди поля интрузивных пород. Размеры останцев различны – от 10 до нескольких сотен квадратных метров, видимая мощность 800–1000 м. Нижнепротерозойские гнейсы наряду с гранитоидами Джалиндинского массива вмещают золотоносные жилы.

В складчатых областях Дальнего Востока выделяется северная (Джагды–Тукурингская) и южная (в районе Буреинского и Ханкайского массивов) зоны протерозойского осадочного комплекса.

Джагды–Тукурингская зона вмещает свиты (снизу вверх): мынскую (1000–1300 м), сложенную филлитовидными глинистыми, кварц–слюдистыми и аспидными сланцами с горизонтами рассланцованных песчаников, известняков и зеленых (актинолит–эпидот–хлоритовых) сланцев; златоустовскую (1000–1500 м), состоящую из филлитовидных глинистых и кварц–слюдистых сланцев и рассланцованных песчаников; сагурскую (1500–1700 м), представленную филлитизированными глинистыми сланцами, кварц–серицитовыми и мусковит (биотит)–кварцевыми сланцами и рассланцованными песчаниками, с редкими маломощными линзами кристаллических известняков и довольно большим количеством пачек зеленых сланцев мощностью до 200 м.

Верхи протерозойских образований (южная зона) отличаются выдержанностью состава по простиранию. Свита (800–900 м) сложена главным образом глинистыми сланцами и слабо серицитизированными алевролитами с редкими прослоями песчаников. Экимчанская свита (500–700 м) состоит в основном из глинистых сланцев и слабо серицитизированных алевролитов с редкими прослоями песчаников. В амнуской свите (до 700 м) среди пачек глинистых сланцев и алевролитов присутствуют редкие прослои

внутриформационных брекчий и кремнисто-глинистых сланцев; к ее верхам приурочены гравелиты. Этот разрез протерозойского комплекса в общих чертах сходен с разрезом соседнего золотоносного района.

На крайнем юге Сихотэ-Алинской складчатой области нижнепротерозойские породы Ханкайского массива расчленяются на нижнюю нахимовскую (1700–2000 м) и верхнюю татьяновскую (2500–2900 м) свиты, сложенные соответственно биотитовыми и силлиманит-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, переслаивающимися биотитовыми, диопсидовыми и диопсид-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами.

Палеозой. Выходы кембрийских пород установлены в пределах Алданского щита, в хр. Сетте-Дабан, в массивах Колымском, Буреинском и Ханкайском.

В Центрально-Алданском районе отложения кембрия относятся к нижнему отделу системы и распространены повсеместно. Они залегают почти горизонтально на эродированной поверхности архея, полого (1–3°) падая в северном направлении в соответствии с общим погружением фундамента платформы. Поэтому в пределах района обнажаются все свиты кембрия. На умеренно сульфидном рудном поле мощность в реликтах кембрийских отложений на водоразделах достигает 150 м, а севернее на мало сульфидном — около 600 м.

Юдомская свита (220–275 м) алданского яруса сложена глинистыми, окремнелыми и известковистыми доломитами массивного, плотного и пористого сложения, тонкозернистыми, с раковистым изломом, светло-серыми, серыми, реже голубовато-серыми. В большом количестве наблюдаются прослой и линзы оолитовых доломитов. В нижней половине свиты встречаются прослой брекчиевых и конгломератовых доломитов, а также известково-песчаные прослой. В основании свиты часто залегает маломощный прослой (0,8–1,0 м) грубозернистого, плохо отсортированного кварцевого песчаника с карбонатным цементом, сменяющегося песчаными доломитами.

Пестроцветная свита (45–110 м) того же яруса, согласно залегающая на юдомской свите, представлена чередующимися пластами сероватых и желтоватых глинистых доломитов и пестроцветных (вишневых, шоколадных, темно-бурых, реже зеленоватых) мергелей с археоциатами и водорослями. В ленском ярусе выделяются три свиты. Граница между ярусами проводится по появлению трилобитов семейства *Protolenus*.

Тумулдурская свита (110–120 м), залегающая согласно на предыдущей свите, сложена в основном сероватыми и желтоватыми тонкозернистыми доломитами и содержит маломощные выклинивающиеся горизонты пестроцветных мергелей.

Унгелинская свита (115–175 м) по составу аналогична пестроцветной. Граница между ними проводится условно по появлению в описываемой свите большего числа мергелистых пластов. В верхней ее части в пределах мало сульфидного рудного поля отмечается появление фиолетовых тонкозернистых плотных глинистых кремнистых доломитов, обычно с вкрапленностью пирита, имеющего скорее эпигенетический характер.

Куторгиновая свита (107 м), согласно залегающая на унгелинской, сложена темно-серыми мелко- и среднезернистыми, часто битуминозными и окремнелыми известняками, переслаивающимися со светло-серыми доломитизированными известняками, глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями. В известняках наблюдаются разности с грубой псевдооолитовой структурой. Часто наблюдаются пестроокрашенные брекчиевидные битуминозные известняки, в которых по темно-серому фону располагаются светлые пятнистые и извилистые разводы.

В районе умеренно сульфидного месторождения (Дальний Восток) развиты зеленокаменные породы, алевроитовые и алевролитовые сланцы, туфогенные алевролиты и алевролитовые туффиты нижнего палеозоя.

Ордовикские, силурийские, девонские и каменноугольные отложения имеют значительное развитие в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, за исключением рассматриваемых нами золоторудных районов. Так, известняково-глинистые породы и конгломераты карбона слагают узкую полосу вдоль Колымского срединного массива и отмечаются в окраинных поднятиях складчатой области (хр. Сетте-Дабан). Нерасчлененные средне-верхнекаменноугольные отложения (хоспохчонская свита, 1100-1400 м) описаны Б.С. Абрамовым /1963/ в Южно-Верхоянском синклинии. В основании (около 300 м) свита сложена алевролитами, в верхней ее половине развиты аргиллиты с редкими пластами песчаников. Свита охарактеризована фауной пелеципод, гастропод и брахиопод. Выше залегает экачанская свита (800 м) верхнего карбона, сложенная аргиллитами с редкими линзами и пластами песчаников.

Нижнепермские отложения широко распространены в золотоносных районах Якутии, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. В Якутии они представлены фаунистически охарактеризованными осадочными породами кукканской и дыбинской свит /Абрамов, 1963/. Кукканская свита (1100-1300 м), в пределах которой развита золотоносность, сложена алевролитами и аргиллитами. Редко, в виде маломощных (до 5 м) пластов, встречаются песчаники. В основании и близ кровли свиты залегают алевролитовые пачки с тонкими прослоями песчаников; мощность пачек 200-300 м. Дыбинская свита (600-800 м) сложена глинистыми породами, среди которых отмечено несколько пластов песчаников мощностью 1-5 м.

Верхнепермские отложения распространены в центральной части Южно-Верхоянского синклиния и на Колымо-Индигирском водоразделе. В Южном Верхоянье они имеют флишодный песчано-глинистый состав (менкеченская и чамбинская свиты); в верхней части (имтачанская свита) наряду с прибрежно-морскими и морскими осадками присутствуют прибрежно-континентальные отложения. Мощность верхнепермской толщи достигает 3000 м /Абрамов, 1963/.

В бассейне верхнего течения Колымы морские отложения перми представлены только верхним отделом и развиты преимущественно в осевой части Аян-Юряхского антиклинория. Они разделяются на четыре свиты: тасскую (3000 м), состоящую из черных алевролитов и песчано-глинистых сланцев с прослоями глинистых песчаников; атканскую (600-1000 м), состоящую из туффитов, туфогеновых сланцев с линзами конгломератов в основании; нерючинскую (800 м), образованную алевролитами и глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников; кулинскую (2000 м), представленную песчаниками, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами с фауной пелеципод, с маломощными прослоями углисто-глинистых сланцев с флорой в средней части.

Нижнепермские отложения Приморья относятся к структурно-фациальной зоне, характеризующейся континентальной обстановкой. Здесь выделяются дунайская (300-400 м) и конюшковская (550-650 м) свиты. Наиболее древняя - дунайская, сохранившаяся в золотоносном разрезе Приморья и представленная конгломератами, конгломерато-брекчиями, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфосланцами и порфиритами (вверху).

Мезозой. Отложения триасовой системы наиболее широко развиты в Верхояно-Колымской складчатой области. Это преимущественно морские, реже - лагунно-континентальные образования всех трех отделов системы.

В золотоносных районах Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей триас гораздо менее распространен. На юге Дальнего Востока алевролиты, песчаники и глинистые сланцы нижнего триаса принимают участие в строении золотоносных площадей.

Триасовые отложения морского происхождения занимают значительную территорию золотоносных районов Верхояно-Колымской складчатой области. При этом в Южном Верхоянье они встречены только в нескольких местах — в узких грабен-синклиналях (Оганынской, Ат-Юряхской, Чалбыкчанской). В верховьях Индигирки и Колымы преобладают алевролитоглинистые породы большой мощности (до 6500 м), в том числе карнийского (от 100 до 1500 м) и норийского (от 500 до 1500 м) возраста. Полнота разрезов морских триасовых отложений на Северо-Востоке и Дальнем Востоке и насыщенность их аммонитами и пелециподами позволяют выделять мелкие стратиграфические единицы. Отложения триаса представлены переслаивающимися пачками песчаников, песчано-глинистых сланцев, алевролитов, иногда конгломератов.

Юрские отложения распространены как в платформенной (Алданский шит), так и в складчатых областях и являются вмещающей средой золотоносности. Их мощность в геосинклинальных областях достигает 8000–9000 м, в платформенных — 700–800. На Алданском шите юрские отложения распространены в районе мало сульфидного рудного поля и южнее, за его пределами — в центральной части выделенного Ю.А. Билибиным южного поля осадочных пород.

Юхтинская свита нижней юры на всей территории своего развития начинается горизонтом (1–2 м) тонкозернистых песчаников светло-желтого и бледно-зеленого цвета, слоистой и брекчиевой текстуры, содержащих отпечатки флоры, также встречающейся в перекрывающих эти породы средне- и крупнозернистых песчаниках. Выше залегают параллельно- и косо-слоистые, главным образом крупно- и среднезернистые песчаники, содержащие немногочисленные и невыдержанные по простираанию и мощности горизонты конгломератов и гравелитов, пуддинги, прослои алевролитов мощностью в несколько метров. Общая мощность свиты в южной части района около 200 м.

Нижнеюрские отложения на Алданском шите сохранились на мало сульфидном месторождении в виде отдельных реликтов, делювиальных свалов и обломков в карстах.

В золотоносных районах Верхояно-Колымской складчатой области на верхнетриасовых породах без видимого несогласия залегают юрские отложения, объединяющиеся в континентально-морскую флишоидную (4000–5000 м) и вулканогенно-осадочную (около 1000 м) формации. Первая характеризуется чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников; вторая, развитая лишь в наиболее прогнутых мульдах Иньяли-Дебинского синклинория, представлена глинистыми сланцами, перемежающимися с покровами липаритов и их туфов. Верхнеюрские отложения отделены от нижележащих толщ перерывом с угловым несогласием. Общая мощность юры достигает 8000 м. Юрские толщи вмещают некоторые золоторудные месторождения и слагают ложе многих россыпных.

Верхнеюрские континентальные отложения в Приамурье заполняют впадины, вытянутые преимущественно в северо-восточном направлении. Часть одной из них является составляющей умеренно сульфидного золоторудного месторождения. На юге Дальнего Востока верхнеюрские отложения чиганской свиты участвуют в строении золотоносных площадей.

Меловые отложения и вулканогенные образования во внешней части

пояса, примыкающей к внутренней его части, настолько широко развиты, что в ряде районов Приамурья определяют основные черты геологического строения. В пионерской и пиванской свитах нижнего мела встречаются золотоносные площади.

Кайнозой. Палеогеновые отложения во внешней части Тихоокеанского пояса представлены континентальными фациями. В золотоносных районах, примыкающих к внутренней его части, значительно развиты вулканогенные толщи. Такие толщи эоценового возраста сложены породами, частично вмещающими золотоносность в Приамурье.

Неогеновые породы (500–1000 м) широко распространены в золотоносных районах пояса и в складчатых областях обычно залегают в изолированных впадинах, перекрывая палеогеновые. Континентальные миоценово-плиоценовые отложения развиты в Верхненерской, Талонской, Сеймчано-Буюндинской и других впадинах Северо-Востока СССР, Спорово-пыльцевые комплексы позволяют сопоставить их с миоценовыми слоями Мамонтовой горы на Алдане и нагаевской толщи близ г. Магадана.

На Алданском шите к неогеновым отнесены золотоносные карстовые образования. Основанием для этого послужило наличие в них каолина, образование которого связывается с климатическими условиями неогена, а также корреляция с террасами Алдана. Дочетвертичной, возможно, является часть древних аллювиальных отложений района, тоже характеризующаяся каолиновой фацией выветривания.

Четвертичные отложения распространены почти повсеместно. Их мощность во впадинах и грабен-долинах достигает 100–200 м, а на склонах гор колеблется в пределах нескольких метров.

Нижнечетвертичные отложения (лимонитизированные галечники, лежащие на осадках позднего плиоцена) слагают X террасу верховья Индигирки и заполняют древние долины в бассейнах рек Эльги и Аллах-Юнь. Сходные породы залегают в основаниях высоких террас других рек.

В течение среднечетвертичного (эльгинского) оледенения в Верхояно-Колымской складчатой области накапливались ледниковые отложения (морены, эрратические валуны) и синхронный им аллювий. Среди верхнечетвертичных отложений Северо-Востока выделяются аллювиальные, ледниковые отложения двух-трех стадий, сопоставляемых со стадиями зырянского оледенения.

К низам верхнечетвертичного разреза относится аллювий 40-метровой террасы Индигирки у пос. Усть-Нера. На отложениях среднего комплекса террас Индигирки и Аллах-Юня и во впадинах Адычанской, Верхненерской, озер Джека Лондона и Малык-Сиена и других залегают верхнечетвертичные морены и флювиогляциальные отложения. Им одновозрастны озерно-аллювиальные отложения во впадинах бассейнов рек Эльги, Большого Тарына и Аллах-Юня.

В пределах Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей в депрессиях и по периферии горных систем широко распространены плиоцен-нижнечетвертичные отложения, иногда имеющие молассоподобный облик. На Дальнем Востоке встречаются плиоцен-нижнечетвертичные базальты. Нижнечетвертичные отложения здесь разделяются /Ганешин, Чемяков, 1966; Чемяков, 1966/ на доледниковый (холанский) и нижнеледниковый (киранский) горизонты, среднечетвертичные – на среднемежледниковый (сидатунский) и среднеледниковый (ямалинский), верхнечетвертичные – на два межледниковых (первый и второй тихоокеанский) и два ледниковых (муниканский и силитканский).

Современные отложения в золотоносных районах Тихоокеанского под-

вижного пояса и Алданского щита представлены элювиальными, коллювиальными, делювиальными, аллювиальными, озерными, морскими образованиями. Выделяются глинистые, песчано-гравийные и галечные аллювиальные отложения первых террас и пойм, валунно-гравийные морены современных ледников (хр. Сунтар-Хаята, массив Буордах) и солифлюкционные отложения, аллювий II террасы р. Кулу, озеро-аллювиальные и аллювиальные суглинки, супеси и пески Яно-Индиги́ро-Колымской низменности с жилами льдов.

Магматизм

Докембрийские магматические образования широко развиты на Алданском щите и в зоне его протерозойского складчатого обрамления. Кроме того, они встречаются в пределах массивов всех складчатых подвижных областей.

Архейская магматическая деятельность проявилась в основном в пределах Алданского щита. Ю.К. Дзевановский /1966/ наметил ряд магматических комплексов, объединенных в два крупных этапа образования. С первым из них связано внедрение и излияние магмы основного состава, со вторым — формирование гранитов. Магматические проявления первого этапа благодаря последующей интенсивной переработке превратились в амфиболы и кристаллические сланцы основного состава. Среди архейских гранитов наиболее древними являются ограниченно распространенные серые и буровато-серые плагиограниты (трондьемиты).

На умеренно сульфидном рудном поле широко распространены архейские мясо-красные биотит-амфиболовые и аляскитовые граниты и связанные с ними гнейсограниты и мигматиты. По многим определениям абсолютный возраст аляскитовых гранитов составляет 1700–2100 млн. лет. Максимальные размеры интрузий достигают многих десятков квадратных километров.

Проявления раннепротерозойского магматизма развиты не только в подвижных протерозойских областях, но и в пограничных активизированных областях древних архейских щитов, например на юге Алданского щита, где установлены интрузии габбро-анортоситов и древнестановых гранитов. Такой же возраст могут иметь габбро-диабазы Верхояно-Колымской складчатой области.

Палеозойский магматизм. В верхнем Приамурье вдоль Тукурингской зоны разломов известны раннепалеозойские магматические образования. Наиболее ранним является комплекс основных и ультраосновных пород, более поздним — субшелочных пород и крупных гранитоидных интрузий. Линзообразные тела пород основного и ультраосновного состава этого возраста известны в Приморье. Условно раннепалеозойские магматические породы встречены в Омолонском массиве Северо-Востока СССР. По составу это граниты, гранодиориты, граносиениты и сиениты.

В среднем палеозое в условиях тектонического покоя происходило накопление осадков почти на всей территории пояса.

Послепалеозойский магматизм осуществлялся в эффузивной форме, но известны и интрузивные образования.

Мезозойский магматизм проявился весьма интенсивно и сопровождался становлением золото- и оловоносности пояса, поэтому заслуживает внимания. Далее дана обобщенная характеристика мезозойского магматизма Алданского щита (от ранних пород к молодым) по Т.В. Билибиной /1966/.

1. Интрузивные субвулканические (?) щелочно-земельные порфиры и

лампрофиры. Эта группа включает породы пластовых интрузий и даек, условно подразделяемых на две подгруппы: вогезиты, минетта, керсантиты, биотит-роговообманковые и сферолитовые порфиры; кварцевые и кварцсодержащие порфиры и ортофиры.

2. Субвулканические, интрузивные, частично метасоматические, щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты и порфиры. Выделяются четыре подгруппы: псевдолейцитовые порфиры и их лавобрекчии; нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты; щелочные эгириновые сиениты, пуласкиты, лаурвикиты и нордмаркиты; шонкиниты, малинциты и мельтейтиты.

3. Эффузивно-пирокластические и частично осадочно-вулканогенные щелочные породы: щелочные трахиты и трахитовые порфиры, фонолиты и фонолитовые порфиры, псевдолейцитовые порфиры, тингуаиты, псевдолейцитовые тингуаиты и их пирокластолиты.

4. Интрузивные щелочно-земельные сиениты и близкие к ним породы, сформировавшиеся в две фазы: вначале авгитовые, авгит-роговообманковые, часто кварцсодержащие сиениты и сиенит-порфиры, затем монциты и сиенит-диориты, а также родственные им дайковые породы - ортофиры, роговообманковые сиениты, минетты.

5. Интрузивные, частично метасоматические эгириновые граниты, гродиты и сельвсбергиты. Основной формой залегания интрузивных пород являются штоки и лакколитообразные тела, располагающиеся обычно в области сопряжения пород фундамента и осадочного чехла. Широко распространены также пластовые тела и дайки. Размеры магматических тел невелики. Диаметры штоков и лакколитов колеблется от 200 м до 8 км, в редких случаях уменьшаясь до 5-10 м при значительном площадном развитии (до 15 км²).

Парагенетически и пространственно с описанным комплексом пород связывают золотоносность Алданского шита. Определения абсолютного возраста щелочных и щелочно-земельных пород показали 158-107 млн. лет.

Магматизм Верхояно-Колымской складчатой области обнаруживает металлогеническую специализацию. Изверженные породы в непосредственном обрамлении золотоносных районов сформированы в несколько этапов магматизма.

Позднеюрский - раннемеловой магматизм совпадал с инверсионной стадией развития Верхояно-Колымской складчатой области, когда, по мнению многих исследователей, сформировалась главная масса интрузивных образований. По данным Д.С. Харкевича /1966/, интрузивный магматизм инверсионной стадии прошел два этапа. В первом этапе, совпадавшем с развитием вулканогенных пород, за несколько фаз сформировались породы диорит-гранодиоритового ряда, а во втором - собственно гранитного (от биотитовых адамеллитов до лейкократовых гранитов и аляскитов), измененных пневматолитовыми процессами.

Интрузивные породы инверсионной стадии широко распространены в форме крупных батолитовых тел (до 7000 км²), штоков, даек и свит даек. Интрузивные тела сгруппированы в линейно вытянутые системы, приуроченные к зонам разрывных нарушений фундамента, следовавшим за проявлениями интенсивной складчатости /Харкевич, 1966; Матвеев, Шаталов, 1958/. Так, в пределах бассейна Индигирки отчетливо выделяется отрезок Главного пояса области, проходивший вдоль окраины Колымского массива, а в южной части района Тас-Кыстабытский пояс. Между поясами лежит ряд поперечных Прииндигирских интрузивных массивов и свит даек. Довольно отчетливо выделяется субмеридиональный пояс интрузивных тел в Южно-Верхоянском синклинии, контролирующей золотоносность.

Таблица 1

Золотоносные формации Северо-Востока Азии по вещественному составу,

Рудная формация		Минеральный тип	Характерные минеральные ассоциации
Плутоногенные	Мало сульфидная золото-кварцевая	Арсенопиритовый	Ассоциация раннего кварца с хлоритом, пирит-арсенопиритовая, кварц-альбит-мусковитовая, халькопирит-сфалерит-галенитовая, галенит-тетраэдрит-бурнонитовая, сульфоантимонитов, Pb, кварц-карбонат-хлоритовая и кварц-антимонитовая (по Г.Н. Гамянину)
		Пиритовый	Ранняя кварц-сульфидная, поздняя кварц-сульфидная (продуктивная), поздняя кварцевая (по А.И. Казаринову)
	Умеренно сульфидная золото-кварцевая	Полиметаллический сульфидный	Пирит-анкеритовая, шестивалентного кварца, гематита, рисовидного кварца, полиметаллических сульфидов, золота, поздних карбонатов (по Н.В. Петровской)
		Висмутовый	Турмалин-магнетитовая, кварцевая с сульфидами, висмутин-халькопиритовая, пирит-арсенопиритовая, полиметаллическая, антимонитовая с халцедоновидным кварцем (по Л.П. Гурову)
	Антимонитовый	Пирит-кварц-анкеритовая, сульфоантимонит-анкеритовая, арсенопирит-кварцевая, золото-кварц-антимонитовая (по Л.Н. Индолеву)	
Вулканогенная	Мало сульфидная золото-серебряная	Золото-сульфоантимонитовый, золото-аргентитовый с родонитом, золото-сфалерит-галенитовый, золото-аргентитовый с адуляром (по Н.А. Шило, А.А. Сидорову, В.И. Гончарову и др.)	Метасоматического кварца, золото-адуляр-кварцевая, кварц-карбонатная; тонкозернистого кварца, адуляр-кварцевая, кварц-родонитовая, кварц-сульфидная, гребенчатого кварца, метаколлоидного и колломорфного кварца, золото-галенит-кварцевая, сульфидно-карбонатная, барит-халцедоновая

морфоструктурным и генетическим признакам

Структурно-морфологический тип	Вмещающие породы	Области развития золотоносных формаций
Минерализованные зоны дробления	Различные сланцы, песчаники	Северо-Восток СССР, Якутия, Забайкалье
Жильные тела		Дальний Восток, Северо-Восток СССР, Забайкалье, Якутия
Залежи, жильные тела	Доломитизированные известняки, песчаники, конгломераты	Якутия
Минерализованные дайки	Различные сланцы	Дальний Восток, Северо-Восток СССР, Якутия
Жилы, сопряженные с залежами	Доломитизированные известняки, кристаллические сланцы, гнейсы, граниты, сиениты	Забайкалье, Дальний Восток, Якутия
Жильные тела	Кристаллические сланцы, гнейсы, графодиориты, монцититы	Приамурье, Забайкалье, Якутия
Жильные тела, минерализованные зоны дробления	Различные сланцы	Якутия, Дальний Восток, Забайкалье
Жильные тела, штоки и зоны штокверкового прожилкования	Гранит-порфиры, интрузивные андезиты, липариты, дациты, игнимбриты, трахиты, туфоигнимбриты, песчаники, сланцы	Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, Приамурье, Забайкалье

4325



Породы диорит-гранодиоритового ряда занимают около 20% площади распространения интрузивных пород инверсионной стадии. Породы гранитного ряда, вероятно относящегося к неокому, развиты широко, слагают подавляющее большинство батолитовых тел с крутыми контактами, плито-, клино- и линзообразные массивы, штоки, дайки и свиты даек. В.Т. Матвеев и Е.Т. Шаталов /1958/ оценивали глубину формирования интрузивов в 2-3 км, а И.Я. Некрасов /1962/ - в 1-5 км.

Батолиты и крупные штоки имеют обычно неоднородный состав. В начальную фазу внедрения формировались биотитовые и реже роговообманково-биотитовые гранодиориты, адалеллиты и андезиновые граниты, в среднюю (главную) - порфириовидные нормальные и лейкократовые граниты, в последнюю - порфириовидные двуслюдяные и мелкозернистые лейкократовые, или аплитовидные, аляскитовые граниты. В эту же фазу образовались небольшие штоки и дайки лейкократовых порфиров. Подавляющее большинство гранитных пород относится к нормальным известково-щелочным. Петрохимический состав пород гранитного ряда отличается пересыщенностью A_2O_3 , преобладанием Fe над Mg, нормальной известковистостью и приблизительно равным количеством Na_2O и K_2O .

Мезозойский магматизм Монголо-Охотской и Верхояно-Колымской складчатых областей сходен.

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой области инверсионная стадия сильно растянута во времени (с середины раннего мела). Цепь интрузий хунгарийской серии на 1100 км трассирует Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. Это гипербазиты, биотитовые граниты и адалеллиты. Особое место занимают здесь юрские массивы ультраосновных - щелочных пород.

С конца юры и раннего мела в Якутии, Приамурье и на Северо-Востоке СССР и с позднего мела в Сихотэ-Алине область мезозойд вступила в стадию сводово-глыбовых движений. Разломы сопровождаются цепочками интрузий, которые контролируют месторождения и рудопроявления золота, олова, полиметаллов, молибдена. Постмагматические образования вблизи интрузивных массивов и в их пределах обычно представлены кварц-турмалиновыми жилами, нередко с признаками оловянного и вольфрамового оруденения. С интрузиями малых глубин и пониженной щелочности связывают жильное оруденение висмутового типа мало сульфидной формации. Подавляющее большинство проявлений золотоносности рассматриваемых районов относится к арсенипиритовому и пиритовому типам мало сульфидной золотокварцевой формации и связано с интрузиями умеренных глубин (табл. 1).

Кайнозойский магматизм в основном обнаруживается на Северо-Востоке СССР, на левобережье р. Амур, в Сихотэ-Алине и во внутренней части подвижного пояса. По петрологическим особенностям ряд магматических образований южной окраины Алданского щита можно отнести к палеогену.

На Северо-Востоке СССР кайнозойские магматические породы образуют обособленные вулканические конусы на поверхностях молодых речных террас в бассейнах рек Индигирки и Анжоя. В бассейне Амура прослеживается цепочка излившихся базальтов палеогенового возраста. В Нижнем Приамурье, в северной части Сихотэ-Алины отмечаются обширные базальтовые плато. Олигоценовые липариты (фельзит-порфиры), трахиты, эруптивные брекчии образуют неки, в которых иногда сосредоточены минерализованные золотосодержащие зоны дробления.

Стратиграфическое положение нижних горизонтов платобазальтов, обла-

дающих известково-щелочным составом, надежно определяется средним миоценом. Базальты покровов перемежаются с материалами более ранних излияний и с продуктами кор выветривания. На базальтах и вне связи с ними возникли постройки щитовых вулканов, нижние горизонты которых датируются плиоценом. На щитовых вулканах развились связанные с ними пространственно и генетически купола андезитов, трахиандезитов и дацитов. В плейстоцене за ними последовали экструзии разнообразных щелочных базальтоидов, богатых меланократовыми включениями, или же купола липаритов.

Тектоника

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса очень разнообразно. На ее формирование оказывала влияние близость окраин Сибирской, Китайской и, возможно, Гиперборейской платформ и платформы (талассократона) Тихого океана, определивших сложную мозаику глубинных разломов, в свою очередь приведших к образованию крупных блоков среди складчатых областей и обусловивших глубину фундамента некоторых подвижных областей. Размещение этих структур отразилось на положении изверженных пород, поднятий, прогибов и, что особенно важно, на эндогенной и экзогенной минерализациях.

Тектоническое устройство Центрально-Алданского района определяется его приуроченностью к крупному структурному элементу Алданской антеклизы - Алданскому щиту - области длительного устойчивого воздымания. В пределах щита архейские метаморфические толщи образуют крупные антиклинории и синклинории, вытянутые в север-северо-западном и северо-западном направлениях. Их протяженность составляет 100-120 км при ширине до 30 км. Складчатые структуры архея осложнены многочисленными разрывами, сопровождающимися зонами катаклазированных и милонитизированных пород. В центральной части щита прослеживается Главный Алданский (Тыркандинский) разлом. Северная и южная границы щита проходят по системам тектонических разрывов. В позднем мезозое (преимущественно в мелу) в южной части щита по зонам разломов внедрились интрузии щелочных пород и гранитов.

Особенности тектонических структур района определяются их положением в зоне максимального развития крутопадающих разломов в относительной близости к чашеобразным прогибам архейского фундамента. В соответствии с этими основными элементами структур рудных полей проявляются вертикальные тектонические нарушения, раскалывающие жесткий кристаллический фундамент вместе с покрывающей его толщей карбонатных пород в сочетании с характерными для района горизонтальными ослабленными зонами.

Золотоносные районы бассейнов рек Яны, Индигирки, Аллах-Юни и Колымы входят в состав Яно-Индигирской синклиналиной зоны (по К.Б. Мокшанцеву и др. /1964/) - крупнейшей структуры Верхояно-Колымской складчатой области. В ее пределах К.Б. Мокшанцевым с соавторами выделены Инъяли-Дебинский, Верхнеиндигирский (Тарынский) и Арманский синклинории, Аян-Уряхский (Неро-Аянский), Туостах-Чибгалахский (Туостахский) и Балыгычанский антиклинории, а в Южном Верхоянье - Южно-Верхоянский синклинорий. В бассейне верхнего течения р. Индигирки расположено Эльгинское складчато-глыбовое поднятие.

Инъяли-Дебинский синклинорий, сложенный осадочными образованиями преимущественно ранне-среднеюрского возраста, вытягивается с юго-восто-

ка на северо-запад вдоль хр. Черского, через верховья рек Инъяли, Антагачан и Делянкир до р. Буонда, сохраняя общее направление Главного металлогенического пояса. В пределах синклинория выделяются Центральная зона синклинория и Чибагалах-Эрикитская северо-восточная зона сочленения. Последняя располагается в сфере влияния глубинного разлома типа структурного шва, разделяющего Инъяли-Дебинский синклинорий и Колымский срединный массив. В пределах этой зоны широко развиты разрывные нарушения, имеющие преимущественно два направления - СЗ и СВ. Почти половина площади зоны сложена изверженными породами, в основном крупными батолитоподобными гранитоидными массивами, слагающими хр. Черского.

С.И. Гавриков /1966/ в поперечном разрезе синклинория выделил несколько сложно построенных антиклинальных (Сияльская, Шелюпинская, Бурустахская, Ыленская) и синклинальных (Инъяльская, Омукская, Амбардахская, Турахская) складок. Их ширина достигает 7-15 км, углы падения колеблются в пределах 35-50°. Они осложнены более мелкими складками с углами падения от 30 до 90°.

Туостах-Чибагалахский антиклинорий расположен северо-восточнее Инъяли-Дебинского синклинория и ограничен Омулევскими складчато-глыбовыми поднятиями. Верхнетриасовые породы его свода на крыльях сменяются юрскими.

Балыгычанский (Буондино-Балыгычанский) брахиантиклинорий вблизи восточного окончания Инъяли-Дебинского синклинория сложен верхнепермскими и триасовыми породами.

Аян-Уряхский антиклинорий протягивается в северо-западном направлении от пос. Усть-Омчуг до бассейна р. Эльги. Его ядро сложено верхнепермскими породами, которые на крыльях сменяются нижне-, средне- и верхнетриасовыми.

Эльгинское складчато-глыбовое поднятие, или Эльгинский район слабых дислокаций, характеризуется сундучно-шелевидными и брахиформными складками и относительно неглубоко залегающим фундаментом и располагается в бассейнах рек Эльги, Селерикан, Брюнгадэ и Делинья.

Между Охотским массивом и Эльгинским складчато-глыбовым поднятием, с одной стороны, и Аян-Уряхским антиклинорием - с другой, расположен Верхнеиндигирский (Тарынский) синклинорий, сложенный триасовыми и юрскими песчаниково-сланцевыми толщами.

Кобюме-Куйдусунская зона линейных складок располагается в бассейне рек Кобюме и Куйдусун и является побочной ветвью Южно-Верхоянского синклинория. Этот синклинорий составляет юго-западную окраину Верхояно-Чукотской складчатой области. На западе он граничит со складчато-глыбовыми сооружениями Сетте-Дабана, на юго-западе - с Юдомо-Майскими структурами. На юго-востоке синклинорий ограничен Охотским срединным массивом и Сунтаро-Лабынкырским поднятием.

В строении синклинория вкрест простирания с запада на восток Г.С. Гусев выделил западную, центральную (наиболее прогнутую) и восточную зоны, отделенные друг от друга глубинными разломами, имеющими важное металлогеническое значение - особенно в местах их пересечения с поперечными тектоническими зонами. В Южном Верхоянье резкие воздымания шарниров складок, наличие поперечных зон нарушений и даек, четкое изменение гранулометрии отложений, пологое их залегание среди дислоцированных толщ, а также геофизические данные позволили Г.С. Гусеву выделить пять поперечных поднятий (с юга на север): Огонекское, Менджельское, Сегенинское, Халыинское и Тьринское. Эти поднятия прослеживаются

в обе стороны за пределы синклинория. Поперечные прогибы и поднятия характерны для всех складчатых областей.

С.И. Гавриков /1966/ в бассейне Индигирки выделил шесть поперечных зон, секущих основные структуры (Верхнеадычанскую, Буркатскую, Силяпскую, Прииндигирскую, Антагачанскую и Артыкскую), и ряд более мелких. Из них наиболее четко выражены в виде структур I порядка Прииндигирская и Буркатская. С узлами пересечений поперечных и продольных антиклинальных зон связаны трещинные интрузии, ориентированные вдоль поперечных зон, свиты даек, повышенная трещиноватость пород (поперечный кливаж) и металлоносность.

Через всю Монголо-Охотскую складчатую область В.А. Обручев /1963/ выделил герцинские складки северо-восточного простирания. Их фундаментом служат опущенные протерозойские глыбы. Фрагменты протерозойд можно наблюдать в Аргунском и Буреинском массивах. Характерно для области трехкратное прогибание в протерозойско-кембрийский, силурийско-раннекарбонный и поздне триасово-юрский этапы. Северной границей области является глубинный Монголо-Охотский разлом длиной более 2000 км, западной - Ханкайско-Гобийский разлом, южной - Южно-Монгольская складчатая область, восточной - Охотское море. В целом Монголо-Охотская область делится на две части: Забайкалье и Приамурье, Западное Приохотье.

Вдоль западного продолжения Южно-Тукурингского разлома в Приамурье располагается Ольдойское антиклинальное поднятие, сложенное преимущественно среднепалеозойскими породами мощностью 4000-5000 м, образующими ряд линейных складок. Расположенные к востоку Гонжинский и Мариинский выступы обнажены очень плохо.

Наиболее опущенная часть мезозойд Монголо-Охотской области - Верхнеамурский синклинорий, протягивающийся на 400 км от р. Шилки до р. Тыгды (на востоке). Среди триасово-юрских отложений преобладают морские терригенные осадки (темноцветные полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, алевриты, реже гравелиты и конгломераты). К юго-востоку от антиклинория расположен Амуро-Зейский прогиб с двумя впадинами.

Центральная часть Охотской ветви области представляет собой подвижную шовную зону (Джагдинскую), тесно связанную с Южно-Тукурингским глубинным разломом. Только в позднем мезозое зона превратилась в Джагдинское поднятие.

Крайнее восточное положение в области занимает Удский прогиб, вытянутый в широтном направлении. На юге выделяются Тыльско-Шантарское и Бюконское антиклинорные поднятия, в которых чередуются узкие и длинные анти- и синклинальные складки, местами сильно сжатые и разорванные надвигами. Между этими поднятиями располагается Торомский прогиб с весьма пологим залеганием.

За Буреинским массивом, соседствующим с одноименным прогибом, начинаются структуры Сихотэ-Алинской складчатой области, восточная часть которой погружена в шельфы восточных морей. В ее пределах выделяют Центральный Сихотэ-Алинский антиклинорий, расположенный между Даубихинским и Центральным Сихотэ-Алинским разломами, Ванданский антиклинорий, Восточно-Сихотэ-Алинский, Нижнебикинский, Горинский, Амгунский синклинории и Ханкайский массив.

Возникновение и размещение различных по происхождению и составу месторождений полезных ископаемых причинно связаны с историей осадконакопления, тектонических движений, магматизма, метаморфизма, процессами корообразования и размыва.

Северо-Восток Азии включает материковую и островную сушу и дно северных и восточных морей страны. В соответствии с поставленной целью мы ограничимся описанием только районов развития золотоносности.

Исследованиями Ю.П. Барановой, С.Ф. Биске /1964/, Г.С. Ганешина, Ю.Ф. Чемякова /1966/, Б.С. Русанова и др. /1967/, Ю.Н. Трушкова /1971/ и др. выделено четыре категории рельефа: низменный (с абсолютными высотами до 300 м), в котором развиты равнины, в основном аккумулятивные; низкогорный (с отметками 300–1500 м), представленный горными хребтами, грядами, плато и плоскогорьями; среднегорный (1500–2000 м), развитый на ограниченных площадях; высокогорный (выше 2000 м), характеризующийся альпинотипным, иногда массивным обликом вершин. Различные сочетания рельефа образуют несколько геоморфологических областей.

Г.С. Ганешин и Ю.Ф. Чемяков /1966/ территорию Тихоокеанского подвижного пояса разделили на четыре геоморфологические страны с целым рядом провинций, подпровинций и областей. Описываемые нами районы занимают значительные площади Алданского плоскогорья Верхне-Алданской области, предгорья хребтов Сетте-Дабан, Улахан-Бом, Черского и Тас-Кыстабыт, Иньяли-Ольчанского нагорья, Нерского плоскогорья и других элементов Яно-Адычанской области, южные отроги хребтов Станового и Тукурингра Тукурингро-Джагдинской и Амгунской областей и отрог хр. Сихотэ-Алинской одноименной области.

Для Алданского плоскогорья характерен эрозионно-денудационный низкогорный (1000–1300 м) рельеф, приуроченный к площадям распространения архейских пород с остатками лежащих на них кембрийских и юрских покровов. Это слабоволнистая с превышениями 100–200 м равнина, на которую как бы насажены крутосклонные возвышенности и останцы, обычно совпадающие с послепермскими малыми интрузиями, по высоте достигающие 1600 м. Алданское плоскогорье несет на себе следы третичного выравнивания. Почти все реки древние и имеют широкие пологосклонные долины. Широко и интенсивно развиты процессы термокарста.

Район Сетте-Дабана и Улахан-Бом представляет гигантскую дугу, обращенную к востоку; северный край ее ограничен широтным участком р. Томпо, а южный и частично восточный – долиной Юдома. Протяженность района с севера на юг превышает 500 км при максимальной ширине 100 км. Основная часть Аллах-Юньского района занята среднегорным рельефом северных и южных отрогов Сетте-Дабана, хребтами Улахан-Бом и Горностахским. Средняя часть приподнята, с отметками 1600–2000 м (максимум 2102 м), северные и южные снижаются до 1000–1500 м. Кроме того, устанавливается слабый уклон поверхности к западу.

Рельеф Южного Верхоянья сильно расчленен, что связано с неотектоническими движениями, эрозионной и ледниковой деятельностью. Северная часть, приблизительно от широты устья р. Анча, была охвачена оледенением. Здесь преобладают узкие скалистые хребты и крутосклонные речные долины. Характерно для северной полосы среднегорья и высокогорья наличие многочисленных сквозных долин.

В южной части района облик рельефа меняется. Абсолютные высоты снижаются до 1200 м, и только на самом юге территории, в пределах Улахан-Бомы, высоты возрастают до 1600–1700 м (максимальная высота 1830 м). К гранитным массивам приурочены разобщенные участки высокогорного рельефа. Оледенением были охвачены только эти массивы и

приподнятый участок Улахан-Бома. Сетте-Дабан и Улахан-Бом сильно расчленены долинами рек на узкие скалистые массивы.

Внеледниковая часть района характеризуется платообразными, реже гребневидными и крутосклонными вершинами. Реки нередко используют зоны разломов меридионального простирания или полосы малоустойчивых пород. По крупным хорошо разработанным долинам развиты серии террас высотой 2-350 м. С.С. Лапин в 1944 г. все террасы Аллаха-Юня ниже 100 м отнес к послеледниковому времени.

Основная часть Верхнеиндигирского района представляет собой нагорье, названное Б.С. Русановым и другими /1967/ Инъяли-Ольчанским. От хр. Черского (с севера) оно отделяется рядом межгорных впадин. Общий фон рельефа представляет собой среднегорье, над которым возвышаются высокогорные массивы, сложенные изверженными породами: Чен, Нуру, Сяляпский, Шелюпинский, Лево-Арангасский, Нюргунтасский, Мус-Хая, Эбир-Хая и др. Преобладающие высоты нагорья 1500-1800 м. Участки высокогорья имеют отметки не ниже 2100 м, а максимальная отметка - 2703 м. Наиболее возвышенный сильно расчлененный рельеф приурочен к северной части нагорья. Относительные превышения достигают 1000 м. Водоразделы здесь узкие, гребневидные, с крутыми прямыми склонами. Южнее рельеф менее резкий, относительные превышения 600-700 м. Расчленение неравномерное по густоте и глубине.

Еще южнее, вдоль Эльги и Индигирки, рельеф представлен участком Адыча-Оймьяконского низкогорья с абсолютными отметками 1200-1600 м и относительными - 300-500 м. Он характеризуется массивными формами с широкими округлыми, реже плоскими междуречьями, довольно крутыми вышукло-вогнутыми склонами, плавно сочленяющимися с днищами долин. Последние хорошо разработаны и террасированы. Отмечается пять уровней террас. В бассейне, верхнего течения Колымы рельеф имеет сходное с вышеописанным строение. В Ягодинском и Тенгинском районах преобладают среднегорные формы, в Сусуманском - низкогорные с отдельными гольцовыми формами на гранитоидных интрузивах (гора Морджот).

В районах Тукурингро-Джагдинской области развит среднегорный интенсивно расчлененный рельеф, в образовании которого значительную роль играли крупные разломы, ограничивающие хребты.

Нижнее Приамурье характеризуется развитием узких средне- и низкогорных хребтов северо-восточного простирания, разделенных узкими межгорными впадинами. На хребтах широко распространены следы древнего оледенения.

Рельеф Сихотэ-Алинской провинции имеет среднегорный облик, обремененный расчленению обширного сводового поднятия.

Значительно развиты в пределах низкогорий всех геоморфологических областей фрагменты древних поверхностей выравнивания. Их фиксируют на отметках 1200-1500 м, реже - до 1600 и 400 м. На фоне зрелого и дряхлого рельефа низкогорий с участками разных мощностей рыхлых отложений в долинах наблюдаются участки омоложенного рельефа с более резкими формами, узкими междуречьями и крутыми склонами. В узких долинах появляется ступенчатость профиля, мощность аллювия уменьшается.

Описываемая территория, кроме крайнего юга Дальнего Востока, подверглась оледенению. Исследователи предполагают от одного до четырех оледенений, чаще - три. Вопрос о первой, самой древней, ледниковой эпохе до сих пор окончательно не решен. Она предполагается на основании распространения эрратических валунов на высотах до 1500 м в среднегорье и до 1700 - 1900 м в высокогорье, всюду перекрывающих древние поверхности выравнивания.

С.К. Горелов и А.П. Сигов /1974/, исследуя проблему поверхностей выравнивания и кор выветривания, раскрыли закономерности размещения гипергенных месторождений, имеющих значение при выборе перспективных направлений поисков остаточных и осадочных месторождений, в частности россыпей самоцветов, титана, оолитовых железных руд, песков, глин, благородных металлов, алмазов и др. Вместе с тем И.П. Герасимов и А.В. Сидоренко /1974/ подчеркивали, что материалы по поверхности выравнивания и корам выветривания, использованные на уральском "полигоне" С.К. Гореловым и А.П. Сиговым, найдут широкое применение в других районах страны с дальнейшим углублением и расширением исследований, что практические результаты этого не вызывают сомнений.

В частности, в восточных районах СССР установлено /Чемеков, 1966; Тимофеев, Шилкин, 1976; и др./ широкое распространение фрагментов разновозрастных поверхностей выравнивания, но синхронные им по времени коры выветривания и зоны окисления глубиной до 300 м с подзонами гипергенного обогащения мощностью около 50 м почти не изучались. Главным остается вопрос о возрастной датировке этапов планиции рельефа и корообразования. Значительные трудности возрастной датировки /Гузовский, Сигов, 1974/ связаны с тем, что биостратиграфические методы имеют узко ограниченное применение, а методы определения абсолютного возраста продуктов выветривания находятся в стадии разработки. До сих пор возраст кор выветривания определяется в основном косвенными методами — коррелятивных отложений, литолого-формационным, геоморфологическим и др. В результате часто возникает неопределенность возрастной характеристики поверхностей выравнивания и эпох выветривания и, как следствие, очень широкий возрастной диапазон. Поэтому в восточных районах СССР многие исследователи отрицают не только гипергенное обогащение, но и наличие самих зон окисления. Отрицание заметной миграции золота в последние десятилетия привело к тому, что поведение золота не изучалось даже в зонах окисления умеренно и существенно сульфидных месторождений, несмотря на факт наличия вторичного обогащения подобных месторождений на Урале, в Северной Америке и Австралии.

Разрабатывая с учетом геоморфологии методы прямых поисков окисленных руд золота, прежде всего необходимо было под фрагментами поверхностей выравнивания картированием многих месторождений показать /Нестеров, 1974а, б; Нестеров и др., 1978; и др./ региональный характер развития глубоких (до 300 м и более) линейных кор выветривания и зон окисления с подзонами гипергенного обогащения в нижней части мощностью до 50 м во всех золотоносных районах восточной половины СССР. В сложных среднегорных районах с таежным ландшафтом фрагменты поверхностей выравнивания в большинстве выражены на местности плохо, завуалированы склоновыми процессами и практически не поддаются картированию обычными методами.

Для определения возраста поверхностей выравнивания, их положения в пространстве нами впервые применена методика отбора палинологических проб в полевых условиях, основанная на использовании эксплуатационных и разведочных подземных выработок с большой глубиной вскрытия линейных кор выветривания и зон окисления, синхронных во времени с поверхностями выравнивания /Н.В. Нестеров и др., 1979а; Авторское свидетельство № 879401, 1981/. В основе метода лежит предположение о переносе на сотни метров вниз с поверхности выравнивания растительных остатков через подзону просачивания (аэрации) и обогащение ими области разгрузки — зоны истечения на палеоуровне грунтовых вод, где формировалась и подзо-

на гипергенного обогащения на гидрогеохимическом борьере. До сих пор отбор палинологических проб производился в сложных поверхностных условиях из мелких расчисток и канав; указаний на использование глубоких подземных выработок с целью отбора палинологических проб на конкретных объектах в литературе нет. Как правило, рудничных геологов не интересовали проблемы геоморфологов и, наоборот, последние не представляли фактический материал подземных выработок, а поэтому и не использовали его для возрастной характеристики кор выветривания и поверхностей выравнивания.

Данные палинологического анализа проб, отобранных нами впервые в 1977 г. из глубоких подземных выработок, однозначно характеризуют возраст последней в Забайкалье (наиболее сохранившейся в многочисленных фрагментах поверхности выравнивания и зоны окисления) как плиоцен-нижнеплейстоценовый.

Одновременно с картированием фрагментов поверхностей выравнивания и линейных кор выветривания с зонами окисления многих месторождений, разработкой новой методики отбора проб в основном наше внимание уделено доказательствам правомерности нахождения в регионах подзоны гипергенного золотого обогащения и особенно ее широкого регионального характера развития в золоторудных месторождениях восточных районов СССР.

В доледниковое время на площадях развития древних поверхностей выравнивания условия были достаточно благоприятны для возникновения коры выветривания.

Используя данные морфотектонического анализа Ю.П. Барановой, С.Ф. Бискэ /1964/, Г.С. Ганешина, Ю.Ф. Чемякова /1966/, Б.С. Русанова с соавторами /1967/, Ю.Н. Трушкова /1971/ и других, нами построена принципиальная схема развития россыпеобразующей золоторудной формации (рис. 2). На схеме выделены этапы палеоценового, олигоцен-миоценового и плиоцен-раннеплейстоценового выравнивания с соответствующими линейными корами выветривания и зонами окисления. Они чередуются с более короткими этапами тектонической активизации. Глубина общего денудационного среза с раннего палеогена, т.е. с момента вывода эрозией основной массы рудных колонн на дневную поверхность, находится в пределах 1 км. В некоторых золотоносных районах и даже в их структурных составляющих реликты всех этапов обычно не фиксируются.

Реликты палеоценовой поверхности выравнивания зафиксированы на отметках 2000-2400 м Ю.Н. Трушковым /1971/ в Якутии и О.В. Кашменской в бассейнах Колымы и Индигирки /Кашменская, Хворостова, 1965/. Они отмечаются в пределах сформировавшихся в юрско-меловое время высокогорных хребтов Черского, Верхоянского, Сетте-Дабана, Станового и др. Ю.А. Билибин связывал с этим временем вскрытие гранитоидов хр. Черского и других, а также их преимущественной значимости в рельефе /Русанов и др., 1967/. В начале палеогена происходило первое обнажение и разрушение коренных источников золота, высвобождение его тонкодисперсных выделений и накопление на палеоценовой поверхности выравнивания в рассеянном состоянии без формирования россыпей /Русанов и др., 1967/. В то же время возникла первая зона окисления.

300-метровое поднятие в эоцен-олигоценный этап развития складчатой области предопределило глубокое расчленение поверхности выравнивания, формирование горной страны и олигоценовых россыпей золота (один из золотоносных районов Якутии).

Олигоцен-миоценовая (палеоген-неогеновая по Ю.Н. Трушкову /1971/ поверхность выравнивания, сопровождающаяся зоной окисления глубиной око-

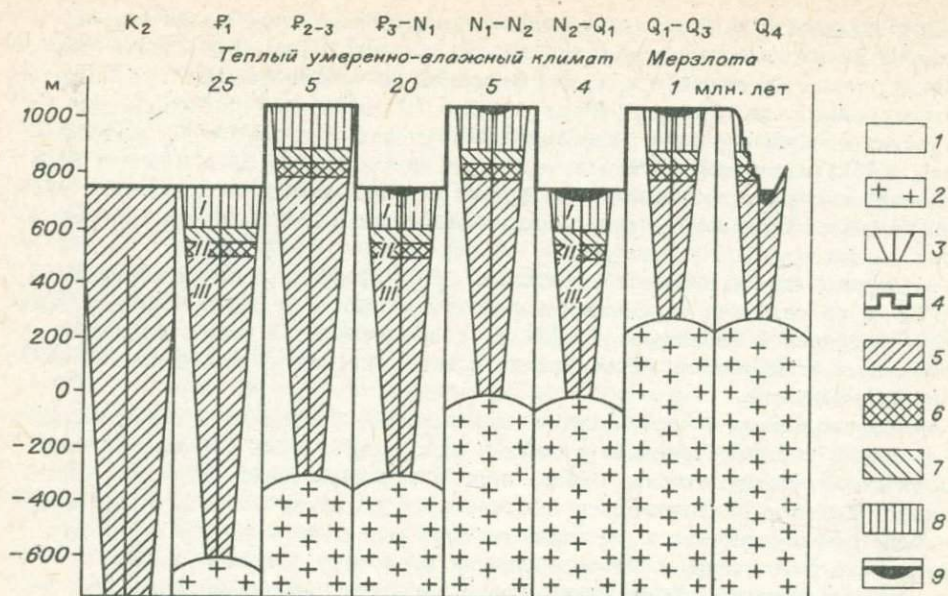


Рис. 2. Схема морфолого-тектонического развития коренных источников и формирования россыпей Северо-Востока Азии.

1 - вмещающие терригенные породы; 2 - интрузия; 3 - колонна золотосносных жил и минерализованных зон дробления; 4 - всхолмленные поверхности выравнивания; 5 - горизонты первичных руд; 6-8 - подзоны зоны окисления; 6 - вторичного золотого обогащения; 7 - выщелачивания и окисления; 8 - полного окисления; 9 - россыпи. Зоны: I - аэрации (просачивания), II - истечения, III - застойных вод.

ло 300 м, располагается на отметках 1250-1600 м (периферия хребтов Черского, Сарычева, Сунтар-Хаята, Верхоянского, Станового и др.). К речным долинам этого времени Ю.Н. Трушков условно отнес сильно выветрелую гальку в бассейне Индигирки (террасообразные уступы при пересечении хр. Черского на высоте около 1000 м и др.). На положительных морфоструктурах реликты этой поверхности располагаются на 100-300 м выше хорошо выраженной плиоцен-раннеплейстоценовой поверхности выравнивания.

Миоцен-плиоценовый этап развития рельефа характеризовался сводовыми неотектоническими движениями; разрывные дислокации заняли подчиненное положение. В пределах Алданского щита размах был меньшим, чем в областях мезозойской складчатости. По данным Б.С. Русанова и других /1967/, общее 200-400-метровое поднятие предопределило переотложение на более низкие уровни предыдущих россыпей золота и поступление его из размываемой зоны окисления.

В плиоцен-раннеплейстоценовый этап развития рельефа в складчатых областях образовалась выровненная поверхность, в настоящее время имеющая отметки 800-1400 м. Вместе с тем происходили скульптурная моделировка хребтов и глубокое обнажение гранитоидных массивов, развивалась гидросеть до уровня грунтовых вод.

Далее формирование территории происходило при условиях сводового

поднятия высокогорных хребтов с амплитудами 200–400 м (особенно в среднем плейстоцене), значительном похолодании, развитии многолетней мерзлоты и оледенения. В дальнейшем на фоне затухания движений формировался современный рисунок гидросети и россыпей золота за счет перетложения с древних эрозионных уровней и размыва плиоцен–раннеплейстоценовой зоны окисления.

Таким образом, главной особенностью кайнозойского морфотектонического развития Северо–Восточной Азии является длительное формирование глубоких (до 300 м) зон окисления месторождений в течение трех (?) эпох планиции рельефа в условиях теплого и умеренно влажного климата. В то же время в приосевых частях высокогорных хребтов, возникших в юрском и меловом периодах, постоянно и энергично воздымавшихся позднее, обстановка не благоприятствовала развитию поверхностей выравнивания и кор выветривания с обогащенными зонами окисления золоторудных месторождений, а следовательно и россыпей золота, чем можно объяснить их отсутствие.

Гидрогеология

По сравнению с доледниковым временем в связи с изменением климата процесс окисления рудных тел в настоящее время идет в замедленном темпе. Северо–Восток Азии относится к территории широкого распространения многолетнемерзлых пород. В результате этого подземные воды имеют ограниченное количество выходов на дневную поверхность, что значительно затрудняет гидрогеологические исследования, в том числе регулярные наблюдения за режимом и составом рудничных вод при эксплуатации месторождений золота.

Многолетнемерзлые породы затрудняют инфильтрацию осадков. По схеме М.И. Сумгина, в Центрально–Алданском районе и южнее многолетняя мерзлота имеет островное распространение, а ее мощность колеблется от нескольких до первых сотен метров. В Верхояно–Колымской складчатой области, вблизи полюса холода северного полушария, мощность мерзлоты доходит до 800 м. Среднегодовые температуры в подошве слоя с сезонными их колебаниями (на глубине 10–30 м) изменяются от 0 до -4°C . Температура талых пород иногда достигает 3°C . Контакты мерзлых и талых пород близки к вертикальным, и поэтому даже на небольших участках наряду с многолетнемерзлыми породами значительной мощности можно встретить и талики. Льдистость, теплофизические и фильтрационные свойства горных пород находятся в зависимости от их литолого–петрографических свойств.

Специфическими температурными условиями характеризуются участки развития карста на Алданском шите и повсеместно – зон тектонического дробления. Мерзлые породы здесь могут находиться и на значительной глубине. Льдистость глинистого заполнителя карстовых полостей и зон дробления колеблется в широких пределах. Время существования мерзлых пород меняется от одного сезона (сезонно–мерзлые породы встречаются на глубинах до 50 м и более) до десятилетий. Распространение и условия залегания мерзлых пород области развития карста и зон дробления определяются главным образом особенностями конвекции воздушных и водных масс и в меньшей степени – кондуктивным теплообменом. Мощности сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих пород колеблются в пределах от долей метра до 10. Их оттаивание заканчивается на различных участках от июля до конца сентября.

Таблица 2

Характеристика гидрогеологических структур Восточной и Южной Якутии

Гидрогеологическая структура		Порода (мощность, м)
второго порядка	третьего порядка	
<u>Восточно-Сибирская система артезианских бассейнов и</u>		
<u>Якутский артезианский бассейн</u>		
Алданская антеклиза	Амгинский артезианский бассейн	Прерывистая мерзлая зона (100 м)
Не выделена	<u>Алданский гидрогеологический массив с наложенным артезианским бассейном</u> Юхтино-Ыллымахский артезианский бассейн	На отметках до 1000 м прерывистая многолетнемерзлая зона (около 100), на высоких отметках — сплошная (до 800)
<u>Верхояно-Колымская система гидрогеологических массивов,</u>		
<u>Верхоянский гидрогеологический массив</u>		
Южно-Верхоянский гидрогеологический массив	Не выделена	Сплошная многолетнемерзлая зона (до 800)
Не выделена	<u>Яно-Индигирский криогенный бассейн напорных трещинных вод</u> Не выделена	Многолетнемерзлая сплошная зона (200-400); под руслами рек возможны локальные сквозные талики
Гидрогеологический массив Черского	<u>Полоусненско-Верхнеколымский гидрогеологический массив</u> Не выделена	Сплошная многолетнемерзлая зона (более 500): сквозные талики развиты по зонам разломов и речным долинам (подрусловые)

Примечание. Составлено по данным В.М. Пигузовой и О.Н. Толстихина /1970/ с дополнениями и изменениями автора.

Тип, возраст пород	Дебит источников; удельные дебиты (q) $\text{м}^3/(\text{ч}\cdot\text{м})$; модули наледного питания (M) и подземного стока (M_1), л/(с $\cdot\text{км}^2$)	Преобладающий состав, минерализация подземных вод, г/л
--------------------	---	--

гидрогеологических массивов

Карбонатные (ϵ_1) с трещинно-карстовыми, карстово-пластовыми водами	Десятки (до 100) литров в секунду; q до 1; $M_1 = 2-0,5$	Гидрокарбонатные кальциевые и натриевые пресные
--	--	---

анским бассейном

Кристаллические и метаморфические породы (AR) с трещинно-жильными водами. Карбонатные породы (ϵ_1) с трещинно-карстовыми водами	Обычно до 10, в отдельных групповых выходах до 300 л/с; $q = 0,004-22$; $M = 3-2$	Гидрокарбонатные натриевые пресные до 0,2 (ϵ_1); гидрокарбонатные кальциевые и натриевые; до 0,5
--	--	---

криогенных и межгорных артезианских бассейнов

Терригенные (P) с трещинно-жильными водами	Водопроявления зафиксированы наледями; $M_1 = 1-2$	Гидрокарбонатные кальциевые пресные, в зонах сульфидного оруденения - сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные; около 3
--	--	--

Терригенные (T) с трещинными водами, приуроченными преимущественно к подмерзлотной трещиноватой зоне	Водопроявления фиксируются очень редкими наледями; q до 0,54; $M_1 = 0,5-0,3$	Подмерзлотные воды, преимущественно пресные, гидрокарбонатные натриевые; < 1 В зонах сульфидного оруденения - сульфатные; 10
--	---	---

с наложенными артезианскими бассейнами

Терригенные (J, T) с трещинными, местами с трещинно-пластовыми водами Гранитоидные образования (J-K) с трещинно-жильными водами	Дебиты отдельных источников; замеренные и рассчитанные по площадям наледей, составляют сотни литров в секунду; M до 2; $M_1 = 1-2$	Подземные воды зоны свободного водообмена гидрокарбонатные кальциевые пресные; < 3 . В зонах сульфидного оруденения - сульфатные с минерализацией; 200
--	--	--

Таблица 3

Химический состав проб надмерзлотных вод и верховодки Центрально-

Место отбора проб	Дата отбора	Температура (°C)		Минерализация, г/л
		воздуха	воды	
<u>Воды аллювиальных отложений (гидрокарбонатные кальциево-</u>				
Пос. Нижний Куранах:				
правобережье, высокая пойма, скв. 124 Цветметпроекта	15/05			101,12
	20/05			186,80
	12/07			187,62
I надпойменная терраса, скв. 26 Цветметпроекта	15/05			324,80
	20/06			197,70
	12/07			250,36
левобережье, у бровки 1-й террасы, скв. 28 Цветметпроекта	14/05			350,62
	11/06			315,50
	20/06			288,30
р. Большой Куранах, правобережье, 2 км выше его устья, 1-я терраса, скв. 6 МГУ	-			100,00
<u>Воды элювиальных отложений (гидрокарбонатные и</u>				
В 6 км на юго-запад от пос. Второй Орочен, истоки кл. Бокковского	-			52,88
Гора Порфировая:				
восточный склон	2/07	+18	+1	100,00
западный склон	4/07	+17	+3,5	120,00
северный склон, линия 5, шурф у скв. 35	21/09	+13	+1,6	130,00

Примечание. Использованы данные К.А. Кондратьевой и других.

Расчлененный рельеф, трещиноватость верхней зоны пород, малая мощность рыхлых отложений (до 10 м) способствуют проникновению вод, проницаемости геологических структур, хорошему водообмену и формированию подземных вод (на примере Якутии, табл. 2).

Среди обводненных пород рассматриваемых областей четко обособляются две основные группы: 1) четвертичные элювиальные, делювиальные, коллювиальные, озерные, озерно-болотные, аллювиальные, флювиогляциальные и пролювиальные отложения, заключающие в себе временную верховодку надмерзлотных вод и грунтовые воды; 2) дочетвертичные отложения, метаморфические и магматические породы, для которых типичны грунтовые, межпластовые безнапорные и напорные, трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные меж- и подмерзлотные воды. Эти породы имеют преобладающее распространение, а основными факторами, определяющими накопление и движение в них подземных вод, являются их трещиноватость и закарстованность.

Алданского района (1961 г.)

Содержание ионов, %-экв								pH
HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	NH_4^+	

магниево- и магниевые-, иногда натриево-кальциевые)

77	13	10	-	35	11	47	7	7
83	8	9	-	65	12	20	3	7,6
80	10	10	-	24	39	33	6	7,3
95	3	2	-	47	43	10	-	7,1
92	-	8	-	33	46	19	2	7,2
92	3	5	-	28	40	31	1	7,2
91	7	2	-	47	47	6	-	7,4
86	9	5	-	41	46	13	-	7,3
89	7,4	3,6	-	36,5	53,5	10	-	7,2

77	13	9	1	28	58	14	-	•
----	----	---	---	----	----	----	---	---

хлоридно-карбонатные натриево- и магниевые-кальциевые)

40	33	27	-	12	22	60	6	5,8
77	-	23	-	46	15	39	-	6,3
94	-	6	-	50	28	22	-	7,2
90	5	5	-	67	26	-	17	6,0

Прочерк - компонент отсутствует.

Надмерзлотные воды распространены на пологих склонах долин и в седловинах при водораздельных пространствах, в верхних горизонтах элювиально-делювиальных отложений. Глубина их залегания 0-3 м. В качестве примера в табл. 3 приведен состав вод Алданского щита. Грунтовые воды приурочены к элювиальным, делювиальным и аллювиальным отложениям. Как и верховодки, они повсеместно распространены. Водоносными горизонтами служат галечники и пески, с водоупором - прослой глины, суглинков и коренные породы. Глубина их залегания 1-100 м. Выход наблюдается в виде нисходящих источников; режим временный.

Трещинно-карстовые воды, имеющие в общем гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав с относительно высокой общей минерализацией - 250-300 мг/л (табл. 4), развиты на участках распространения нижнекембрийских карбонатных пород с мало и умеренно сульфидным оруденением. Принимая во внимание сравнительную однородность литологического состава, а также единый архейский водоупор, все четыре свиты можно объеди-

Таблица 4

Характеристика трещинно-карстовых вод в пределах оруденения в коре выветривания

Место отбора проб	Дебит, л/с	Температура воды, °С	Состав	pH
Альтитуда 500-600 м. Куторгиновая свита (карст вбирает в себя всю воду); мощность 50-100 м				
Гора Порфировая, шурф 350	0,5	-	$M_{0,24} \frac{HCO_{97}^3 Cl_3}{Ca_{82} Mg_{10} Na_8}$	7
Там же, шурф 349	0,5	1-3	$M_{0,1} \frac{HCO_{77}^3 Cl_{23}}{Ca_{46} Na_{39} Mg_{15}}$	7
Альтитуда 350-500 м. Унгелинская свита (воды просачиваются ниже); мощность 150-200 м				
Река Якокут, устье рч. Аллах	0,1-0,3	0	$M_{0,22} \frac{HCO_{95}^3 Cl_3 SO_2^4}{Ca_{40} Mg_{30} Na_{30}}$	7, 2
Альтитуда 250-350 м. Тумулдурская свита. Вскрыт подмерзлотный водоносный горизонт; мощность 100 м				
Междуречья Селигдара и Б.Куранаха, Хатыыстыыра и Селигдара	1	2-4	$M_{0,26} \frac{HCO_{97}^3 Cl_3}{Ca_{49} Mg_{46} Na_5}$	7

Примечание. Использованы данные Г.М. Эпштейна.

нить в один водоносный комплекс. На мало сульфидном оруденении колонковыми скважинами на глубине 307–315 м вскрыт водоносный горизонт на архейском водоупоре, захватывающий пестроцветную и частично тумулдурскую свиты.

Решающую роль в питании подземных вод за счет атмосферных осадков и поверхностных вод играет тектоника. Через зоны тектонического дробления осуществляется постоянная связь подземных вод с поверхностными. Большинство карстовых процессов связано с этими зонами. Области питания в общем совпадают с полями распространения кембрийских пород, но значительно сокращаются по площади из-за многолетней мерзлоты. В закарстованных толщах можно выделить две зоны движения вод: зону вертикального дренажа от поверхности к постоянному водоносному горизонту и зону горизонтального движения по водоупору к области разгрузки. Первая зона обводнена периодически, вторая – постоянно. Мощность многолетнемерзлых пород на площади развития кембрия редко превышает 100 м, уровень же подмерзлотного водоносного горизонта залегает на 80–100 м ниже. В связи с этим водоносный горизонт имеет свободную безнапорную поверхность.

Трещинно-жильные воды связаны с инфильтрацией атмосферных осадков в более глубокие горизонты в районах развития терригенных, метаморфических и магматических пород.

Обводненными породами на умеренно сульфидном оруденении являются породы архейского комплекса, разбитые многочисленными трещинами (выветривания, отдельностей и тектоническими). Фильтрационные свойства пород весьма разнообразны и обусловлены глубиной и интенсивностью развития коры выветривания, а также наличием зон тектонических нарушений.

В Верхояно-Колымской складчатой области, где многолетняя мерзлота имеет сплошное распространение, обводненными могут быть зоны, идущие вдоль тектонических нарушений. Так, на мало сульфидном золоторудном месторождении вдоль тектонических нарушений, контролирующего рудное тело, до глубины 50 м от дневной поверхности летом 1968 г. наблюдалось просачивание рудничных вод сульфатно-железного состава с рН, равной 2,65, образовавшихся за счет окисления околорудно-пиритизированных песчано-сланцевых отложений.

Юрские отложения и послекюрские щелочные интрузии часто безводны. Однако пробы воды, отобранные на контактах с интрузиями, характеризуются повышенным содержанием Cl и Na (до 96 % экв) и низкими значениями рН (5,5–5,7). Все воды из кембрийских отложений агрессивны. Их агрессивность закономерно убывает в процессе фильтрации в карбонатных породах от областей питания к местам разгрузки. На территориях, прилегающих к р. Алдану, где осуществляется разгрузка вод кембрия, воды не агрессивны.

Для нас наибольший интерес представляют трещинно-карстовые и жильные воды зоны окисления золоторудных месторождений. В табл. 5 приведены результаты химических анализов проб рудничных вод, отобранных нами в полевой период, а также заимствованных. Данные показывают, что разным районам присущ свой химический состав рудничных вод.

На рис. 3 представлен химический состав рудничных вод районов СССР и Северной Америки. Для построения диаграммы использованы данные табл. 6, а также материалы из работ В. Эммонса /1935/, М.Н. Альбова /1960а/ и А.Д. Микова /1965/. Анализ позволяет говорить, что существенно сульфатные воды характерны месторождениям районов складчатой области Якутии, Центральной Колымы, Приамурья и Северной Америки; хлоридные воды распространены на Южном Урале; гидрокарбонатные воды

Таблица 5

Химический состав (мг/л) рудничных вод

Компонент	Якутия										
	Умеренно сульфидные месторождения			Мало сульфидные месторождения в коре выветривания					Мало сульфидные месторождения складчатой области		
	1	2	3	1	2	3	4	5	1	2	3
pH	7,6	7,6	7,8	6,3	7,3	6,3	6,4	6,7	6,8	6,9	6,9
Щелочи в виде											
Na ⁺ (Na ⁺ K)	1,38	44,62	0,16	4,6	5,06	6,67	3,68	4,83	24,0	12,0	17,8
Ca ²⁺	48,1	27,66	71,4	2,55	16,24	9,04	28,63	30,74	259,9	55,3	37,07
Mg ²⁺	21,88	3,59	82,76	2,36	9,97	3,16	2,43	1,95	531,5	43,5	68,1
Fe ²⁺	0,1	0,4	-	Сл.	-	1,8	0,3	0,5	Сл.	-	-
Fe ³⁺	0,2	0,6	0,05	"	-	0,6	Сл.	0,4	"	-	-
HCO ₃ ⁻	219,6	185,4	333,72	24,40	91,5	54,9	85,40	110,0	139,7	158,0	84,2
SO ₄ ²⁻	24,0	7,0	113,7	2,0	2,0	0,5	5,0	-	2647,2	199,1	325,0
Cl ⁻	5,24	10,25	89,15	2,7	10,47	2,78	10,21	3,46	11,3	4,6	2,8
NO ₂ ¹⁻	-	-	-	-	-	-	1,5	0,4	-	-	-
SiO ₃ ³⁻	25,34	19,95	6,5	-	-	47,20	25,0	16,0	6,5	-	6,9
NH ₄ ⁺	0,2	0,6	-	0,2	-	0,2	0,15	0,3	0,2	-	0,3
Окисляе- мость, г/л	49,6	10,4	-	11,2	-	11,38	16,0	12,26	-	-	-
CO ₂ сво- бодное	1,76	3,52	-	44,0	-	15,84	26,4	11,44	22,68	12,8	17,1

Окончание табл. 5

Компонент	Якутия			Северо-Восток			Дальний Восток			
	Мало сульфидные месторождения складчатой области			Мало сульфидные месторождения						
	4	5	6	1	2	3	1	2	3	4
pH	2,65	7,8	7,4	8,22	7,2		8,2		7,54	4,20
Щелочи в виде										
$\text{Na}^+(\text{Na}^+\text{K})$	47,3	4,0	10,0	42,0	7,2	37,0	200,4	?	12,9	12,4
Ca^{2+}	5974,0	45,3	46,89	356,4	17,6	82,9	63,0	54,4	4,5	1,9
Mg^{2+}	9980,9	-	33,32	393,1	3,6	28,8	83,5	20,4	1,9	1,2
Fe^{2+}	41880,0	-	-	Не опр.	-	-	-	-	-	-
Fe^{3+}	2931,6	-	0,5	"	-	-	-	0,5	-	-
HCO_3^-	-	138,7	146,4	215,6	6,1	341,6	285,0	39,6	18,8	-
SO_4^{2-}	190424,0	139,9	50,0	3570,0	61,7	115,0	589,1	29,33	10,0	26,3
Cl^-	32,2	1,0	19,86	109,7	3,4	-	5,2	3,72	15,1	6,7
NO_2^{1-}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO_3^{3-}	-	-	6,0	-	-	21,9	-	14,0	-	-
NH_4^+	5000,0	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-
Окисляемость, г/л	-	-	8,2	-	-	4,8	0,72	-	-	-
CO_2 свободное	-	-	2,2	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1-6 - пробы. Спектральным анализом обнаружены Au, Cu, Pb. Здесь и в табл. 6 - аналитики Г.С. Шепелева и Э.В. Кан (Институт мерзлотоведения СО АН СССР). Проба 3 из умеренно сульфидного месторождения Якутии (П.И. Паутова).

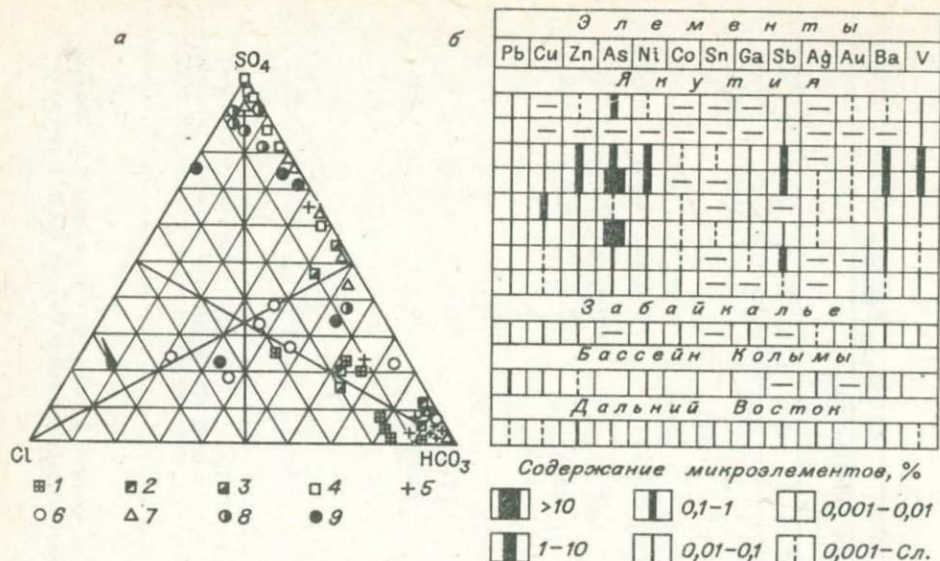


Рис. 3. Химический состав рудничных вод (а) и результаты спектрального анализа их сухого остатка (б).

Месторождения: 1-4 - Якутии, 5 - Западной Сибири; 6 - Урала, 7 - Северо-Востока СССР, 8 - Дальнего Востока, 9 - Северной Америки.

свойственны месторождениям Мариинской тайги и Алданского шита Якутии.

Труднодоступность старых выработок не позволила нам установить химический состав "первичных" рудничных вод Алданского шита в связи с их быстрой нейтрализацией в карбонатной среде. Однако давние анализы рудничных вод показали повышенное значение SO_4^{2-} (см. табл. 5).

Исследователями приводились факты сквозного "разъедания" железных листов толщиной 2 мм в течение месяца при кажеже рудничных вод.

По заключению сотрудников МГУ, месторождениям Алданского шита свойственны воды гидрокарбонатного типа переменного катионного состава, характерные для хорошо промытых отложений. Минерализация их изменяется от 20 до 500 мг/л, реакция близка к нейтральной. На этом в общем однородном фоне местами встречаются воды хлоридного и сульфатного типов. К кембрийским карбонатным отложениям приурочены воды преимущественно хлоридно- или сульфатно-гидрокарбонатного магниево-калиевого состава с минерализацией 200-400 мг/л. Среди ионов, как правило, преобладает $[HCO_3^-]$ (от 60 до 97% экв). Содержание Cl^- и SO_4^{2-} не более 6-8% экв но в отдельных случаях около рудных тел наблюдается их повышение до 20% экв. Катионный состав типичен для вод известково-доломитовых отложений. Преобладающее значение (до 96-100% экв) имеют Ca^{2+} и Mg^{2+} ; Na^+ имеет подчиненное значение.

Химический состав вод архейских отложений, представленных на умеренно сульфидном оруденении кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами, заметно отличается от такового в кембрийских отложениях. Тип

Таблица 6

Содержание SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- в рудничных водах

Номер пробы	SO_4^{2-}	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	HCO_3^-	pH
	мг/л			%			
<u>Умеренно сульфидное месторождение Якутии</u>							
1	24,0	5,24	219,60	11,54	3,52	84,94	7,6
	20,0	5,13	231,8	9,61	3,43	86,96	7,6
2	7,0	10,25	185,44	4,12	7,96	87,92	7,6
3	133,7	89,15	333,72	21,1	16,6	62,3	7,8
<u>Мало сульфидные месторождения Якутии в коре выветривания</u>							
1	2,0	2,7	24,4	7,69	15,38	76,93	6,3
1а	7,0	3,0	30,0	20,0	12,0	68,0	6,4
2	2,0	10,47	91,50	2,0	16,0	82,00	7,3
3	0,5	2,78	54,9	1,0	8,0	91,0	6,3
4	5,0	10,21	85,4	6,0	16,0	78,0	6,4
5	8,0	7,1	18,3	25,0	30,0	45,0	6,3
<u>Мало сульфидные месторождения складчатой области Якутии</u>							
1	2647,2	11,3	139,7	95,48	0,55	3,97	6,8
1а	599,3	6,0	96,4	87,7	1,17	11,13	6,7
2	199,1	4,6	158,0	60,39	1,84	37,77	6,9
16	333,6	2,8	11,6	96,11	1,18	2,71	5,9
3	325,0	2,8	84,2	82,25	1,03	16,72	6,4
4	190424,0	32,2	-	100,0	-	-	2,65
5	139,9	1,0	138,7	55,86	0,55	43,59	7,8
6	50,0	19,88	146,4	47,0	10,0	43,0	7,4
6а	20,0	17,73	97,6	16,7	19,8	63,5	6,9
<u>Мало сульфидные месторождения Северо-Востока СССР</u>							
1	3570,0	109,7	215,6	90,84	3,78	5,38	8,30
1а	591,6	3,9	152,6	82,52	0,73	16,75	8,10
16	2651,9	3,9	225,8	93,55	0,18	6,27	8,25
2	61,70	3,40	6,10	86,82	6,42	6,76	7,2
2а	25,1	1,7	48,8	38,15	3,50	58,35	7,9
<u>Месторождения Дальнего Востока</u>							
1а	11,9	1,6	42,0	76,1	1,4	22,5	7,6
1	589,1	5,2	285,0	71,8	0,9	27,3	8,2
16	140,7	5,2	273,5	36,5	1,8	55,9	8,2
3	10,0	15,1	18,8	22,0	45,3	32,7	7,54
4	26,3	6,7	Не обн.	74,3	25,7	Не обн.	4,20

вод, как правило, хлоридно-гидрокарбонатный, кальциево- или магниевонариевый, минерализация 20-60 мг/л. Реакция вод слабокислая (pH 5,6-6,6). Количество сульфатов обычно не превышает 6 мг/л, однако иногда около жил отмечено аномально высокое содержание $[\text{SO}_4^{2-}]$ (до

500 мг/л), что указывает на связь этих вод с жилами существенно сульфидного состава.

В водах сульфатного типа часто наблюдается повышенное (до 30–45 мг/л) содержание $[\text{NH}_4^+]$. Относительное содержание Cl в водах архейских толщ значительно выше, чем в водах кембрийских. В среднем оно составляет 20–35% экв (5–10 мг/л). В ряде проб количество Cl превышает 5% экв, что позволяет отнести эти воды к хлоридному типу. Для хлоридных вод района иногда характерно содержание Br до 5,88 мг/л. Исследователи неоднократно отмечали присутствие на Сибирской платформе ультрапресных вод с преобладанием Cl, Na, NH_4^+ и Br; однако это интересное явление до сих пор не объяснено. Можно предполагать, что источники маломинерализованных хлоридных вод представляют собой сильно разбавленные глубинные воды, поднимающиеся к поверхности по тектоническим нарушениям и сохранившие свой тип благодаря минерализации разбавителя.

Спектральный анализ концентратов микрокомпонентов в рудничных водах Алданского шита, полученных соосаждением с помощью каломели и сульфидов Cd по методу ЛГИ (чувствительность анализов на Au равна $3 \cdot 10^{-9}\%$), а также складчатой области, полученных выпариванием и проанализированных в Центральной лаборатории ЯГУ, показал высокую минерализацию рудничных вод (см. рис. 3). Почти во всех пробах обнаружено Au с содержанием в сухом остатке от следов до 0,001%. В нескольких пробах в равных количествах с Au присутствует Ag. Очень часто в количестве от 0,001 до 1% отмечены Cu, Pb и Zn. Комплекс микроэлементов в рудничных водах в целом отвечает комплексу их в рудах и вмещающих породах исследуемых месторождений.

Исследованные рудничные воды характеризуются значениями pH от слабокислых до слабощелочных (5,9–7,8). Видимо, на Алданском шите такое положение объясняется быстрой нейтрализацией рудничных вод в карбонатной обстановке при выходе вод из рудных тел, а в других районах — смещиванием их с водами вмещающих пород при выходе из сравнительно маломощных рудных тел. Высказанное предположение подтверждается анализом рудничной воды непосредственно из рудной жилы месторождения бассейна Индигирки, показавшей pH всего 2,65 при исключительно высокой минерализации (см. табл. 4).

Глава II

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В РУДНЫХ ТЕЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Говоря об истории исследования размещения золота, следует заметить, что большинство работ посвящено эндогенному его распределению в рудных телах, значительно меньше — поведению в зоне окисления и совсем мало — раскрытию связей россыпных месторождений и их коренных источников. Взгляды на происхождение рудных месторождений и распределение в них золота периодически менялись. Особенно это касается первичного зо-

лота, в меньшей степени — тех обогащений, которые явно приурочены к верхним горизонтам и исчезают с глубиной и которые заставляют признавать их гипергенное происхождение.

Для рудных месторождений больших масштабов на первый план выступает необходимость познания эндогенных процессов, приведших к формированию месторождений. Работами С.С. Смирнова /1936/, Ю.А. Билибина /1937/, В.И. Смирнова /1957, 1976/, Н.В. Петровской /1973/, Ю.Г. Щербакова /1967/, Е.А. Радкевич с соавторами /1956/ и многих других заложена основа изучения и оценки эндогенных месторождений и выявления роли первичной зональности в распределении золота. Эта зональность четко прослеживается во всех эксплуатируемых месторождениях северо-восточного сектора Азии. Распределение первичных рудных столбов зависит прежде всего от особенностей литологического, структурно-тектонического и минералогического контроля.

Дискуссионным остается вопрос о формах выделения и масштабах проявления вторичного золота. "Вторичным золотом следует называть вообще перемещенное под влиянием гипергенных процессов золото вниз по падению жил вне зависимости от способа его миграции" (из отзыва академика А.Н. Заварицкого на докторскую диссертацию М.Н. Альбова). Соответственно, участки жил, обогащенные этим золотом, называются поясом вторичного золотого обогащения. Описание зон окисления, в том числе вторичных минералов, приводится всеми исследователями, изучающими золоторудные месторождения Северо-Востока Азии. Тем не менее вторичная их зональность до настоящего времени мало исследована.

Впервые в пределах северо-востока Азии вторичную зональность однозначно установили на Дальнем Востоке П.П. Гудков /1921/, затем А.В. Арсентьев /1928/, Н.Е. Заикин в 1933 г., что в 1935 г. подтвердили В.А. Мелиоранский и Е.И. Стабровская. В 1940-е годы гипергенное обогащение уже не вызывало сомнения.

А.И. Фасталович и Н.В. Петровская впервые подробно исследовали зону окисления умеренно сульфидного золоторудного месторождения Якутии. Ими сделан вывод не только о химическом переносе золота, но и о значительной механической его транспортировке в зоне полного окисления вблизи выходов жил на дневную поверхность. При этом указывалось на перенос окатанных "гале" плотного лимонита и полуокатанных золотинок до глубины 20–30 м.

В 1945 г. в бассейне Колымы на одном из месторождений в дайках вторичное обогащение выявлено П.И. Скорняковым и описано со ссылкой на вторичное золото, открытое Е.В. и И.Н. Островскими при изучении полировок. В 1947 г. А.З. Лазарев выделил вторичную зональность на одном из месторождений Дальнего Востока. М.И. Конычев /1953/ сообщил о вторичной зональности другого золоторудного месторождения бассейна Колымы.

В 1954 г. С.М. Нейзлер указал на наличие обогащенного горизонта высотой 40–60 м (глубина от дневной поверхности 20 м и ниже) как на главное обоснование геолого-разведочных работ. В 1957 г. А.С. Галун однозначно объяснил обогащение одного из месторождений бассейна Колымы у дневной поверхности вторичными процессами.

В начале 60-х годов Г.М. Азанов, Д.П. Шапошников и др. установили в первичных сульфидных рудах Центрального Алдана наличие только субмикроскопического золота. В то же время общеизвестно россыпное алданское золото. Сотрудники Ленинградского горного института под руководством В.П. Боровицкого пришли к выводу о значительной миграции золота

на месторождениях умеренно сульфидного рудного поля Якутии. А.И. Казаринов отметил развитие нового золота в некоторых золоторудных месторождениях Якутии.

Л.В. Разин и И.С. Рожков обосновали формирование месторождений золота коры выветривания Якутии. Большую роль они отвели переносу золота рудничными водами как в суспензионной, так и в ионной форме, в результате чего золото достигает высоких концентраций в застойных водах. При смене среды на щелочную при соприкосновении вод с карбонатными породами золото нередко осаждается в коллоидальной форме.

С.В. Яблокова /Петровская, Яблокова, 1974/, изучая золото в коре выветривания, пришла к выводу о наличии трех его генераций, связав первые две с первичными мало сульфидными существенно кварцевыми рудами. Третья разновидность представлена вторичным, переотложенным в зоне окисления золотом, пользующимся наибольшим распространением в рудах.

Месторождения складчатых областей с точки зрения вторичной зональности большинством геологов не изучались. Это объясняется прежде всего низким содержанием сульфидов (до 1,5%) в рудах. Тем не менее анализ имеющихся материалов позволил автору сделать вывод о наличии на месторождениях этих районов только существенно сульфатных рудничных вод, образовавшихся за счет высокого содержания сульфидов во вмещающих породах приальбандовых частей жильных тел.

Б.Н. Владимиров, изучая вторичные минералы Северо-Востока СССР и используя исследования П.В. Бабкина, пришел к выводу, о вторичном происхождении видимого золота, обладающего высокой пробой (910), одного из золотосурьмяных месторождений Северо-Востока СССР.

Г.Н. Гамянин при изучении минералогии золоторудных месторождений складчатой области Якутии указал на новообразования золота в гипергенных условиях.

При изучении поведения золота в зоне окисления автором охарактеризованы особенности распределения золота разной пробы в бассейне р. Индигирки /Нестеров, 1970б/.

При изучении изменения содержания золота в рудных телах месторождений с глубиной автор учел данные по всем известным месторождениям Северо-Востока Азии, особенно детально рассматривая разведанные и отрабатанные на глубину.

Особенности геологического строения и условия локализации оруденения в пределах рассматриваемого региона весьма различны, что определяется приуроченностью его к разнородным геотектоническим структурам: краевой части Алданского щита, Верхояно-Колымской, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатым областям. По морфоструктурным признакам золоторудные формации представлены такими типами, как минерализованные зоны дробления сланцев и даек, жильные тела различной протяженности, сопряженные с жилами залежи и залежи в коре выветривания. При равном содержании золота в первичных рудах заслуживают наибольшего внимания месторождения в минерализованных зонах дробления сланцев (см. табл. 1).

Интенсивные тектонические, в том числе неотектонические, движения, имевшие место при формировании геологического строения северо-восточного сектора Азии, вызывали постоянное подновление рудовмещающих полостей с образованием новых трещин по контактам и внутри рудных тел.

Подавляющее большинство золотосодержащих проявлений и коренных источников россыпей золота относится к мало сульфидной плутогенной формации. Основным объектом исследований автора - месторождения плутогенных формаций.

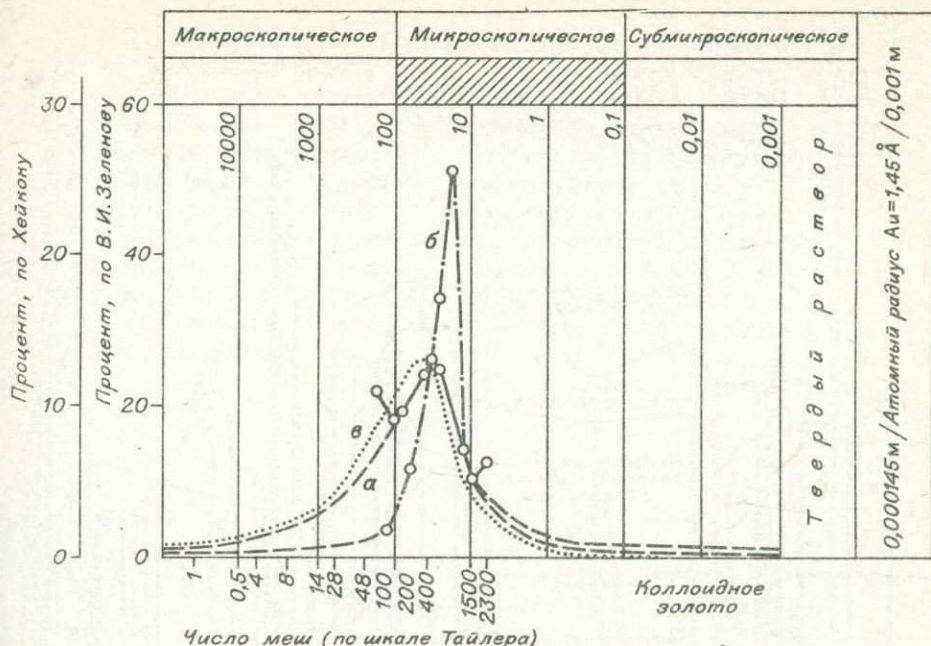
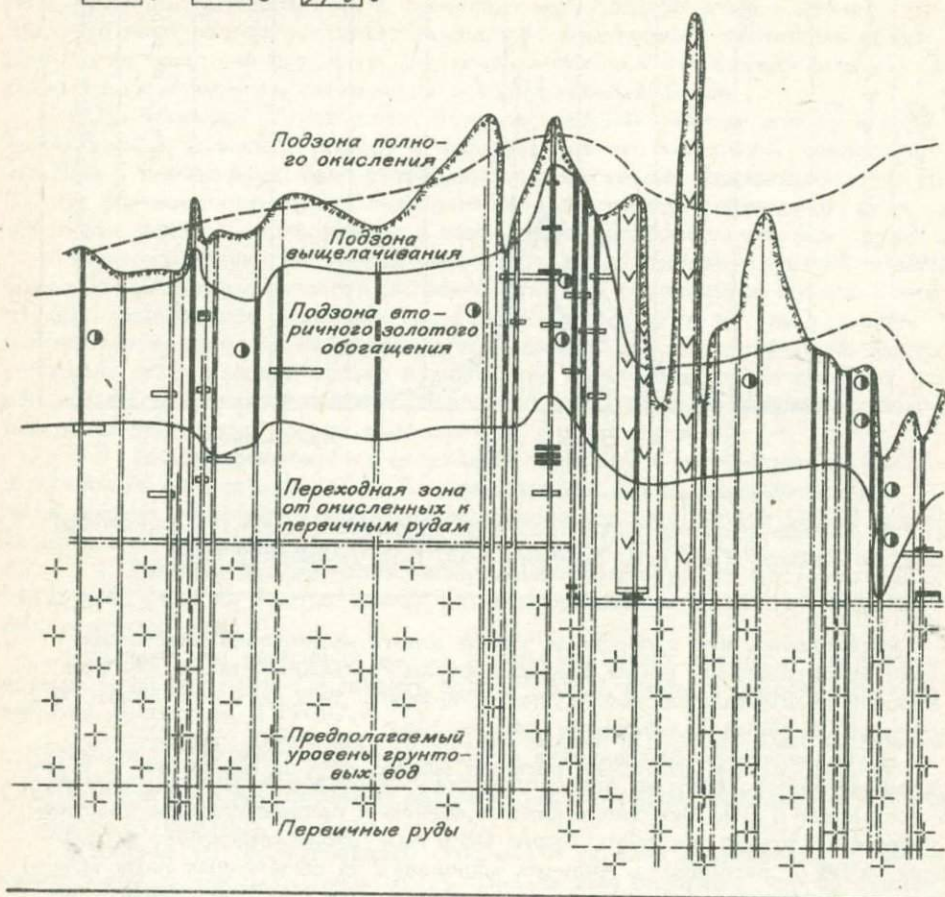
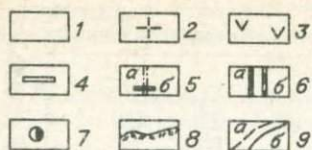


Рис. 4. Кривые распределения золота по крупности (МКМ) в первичных рудах, по Хейкоку (а), В.И. Зеленову (б), Б.Н. Ласкорину (в).

Установлено, что наибольшая масса золота выделялась в конечные стадии рудоотложения, позже кварца и ранних сульфидов, вслед или вместе с поздней полиметаллической группой сульфидов. Тем не менее золото ассоциирует со всеми сульфидными минералами.

На подавляющем большинстве месторождений плутоногенных формаций северо-восточного сектора Азии количество сульфидов в первичных рудах не превышает 1,5%. Они тяготеют в основном к приконтактовым участкам и первичным рудным столбам. Около 95% Au сконцентрировано в сульфидах, а 5% - рассеяно в жильных минералах. В выделенных нами монофракциях сульфидов установлено содержание золота (г/т): в галените до 624,4; пирите до 270,7; арсенопирите до 170,0.

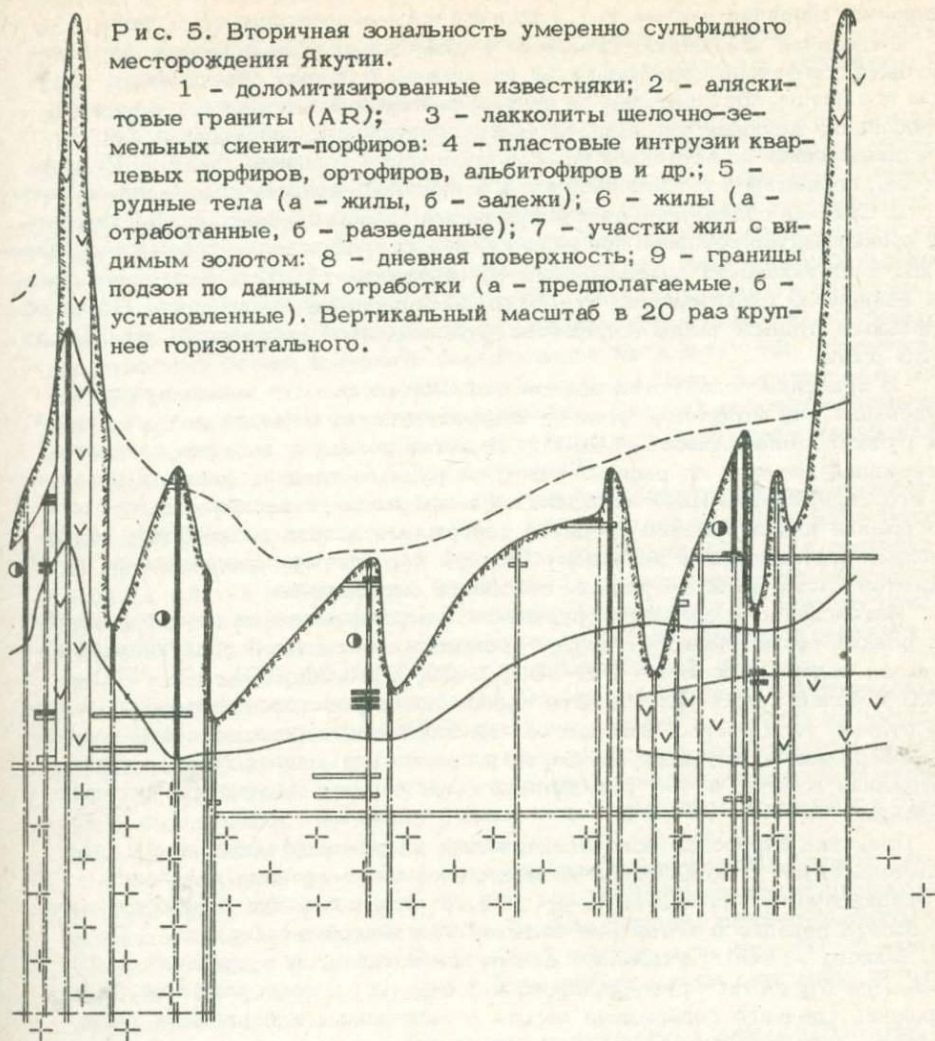
До сих пор нет обобщений о гранулометрических размерах Au в основных типах золоторудных месторождений мира, если не считать сводки Хейкока по материалам Канадского горного департамента, согласно которой 85% золота имеет размеры менее 0,01 мм, в том числе более половины 1-5 мкм. И.Н. Плаксин по этим данным составил обобщенную кривую распределения выделений золота по крупности и признал, что кривая Хейкока (рис. 4) может распространяться на все месторождения, в том числе СССР /Крейтер и др., 1958/. Это подтверждается технологическими исследованиями проб первичных руд многочисленных месторождений золота всех формаций. В глубинном канадском месторождении Джанант максимальные размеры золотин составляют 50 мкм /Петровская, 1973/. Тонкие и тонкодисперсные частицы золота преобладают в рудном поле Мурунтау /Петровская, 1973/. В среднеглубинном месторождении Голден Хил с сульфидами связано 90% золота, средние размеры его выделений 5-7 мкм /Schweigart, 1965/. На филиппинском золоторудном месторождении



Акупан выделения золота еще мельче / Callow, Woreley, 1965/. По данным В.И. Зеленова (ЦНИГРИ), в первичных умеренно сульфидных рудах одного из месторождений Якутии (рис. 5) выделения золота размером менее 0,074 мм составляют 85%, но с этим месторождением связаны известные россыпи. В скарновых и эпитермальных месторождениях золото в большей части также тонкодисперсное /Петровская, 1973/. При разрушении первичных месторождений, при химическом их выветривании без укрупнения золотин россыпи с размером основной части Au более 0,1 мм, а на Северо-Востоке СССР часто 2-8 мм, образоваться не могут. Так, в первичных рудах мало сульфидного Первого месторождения в минерализованных зонах дробления (см. рис. 26, 29), сопровождаемого россыпью, по данным технологических исследований руды Б.Н. Ласкориним, основная масса Au имеет размеры менее 0,1 мм. Аналогичные размеры установлены по технологическим пробам в первичных рудах эксплуатируемых месторождений Дальнего Востока и Якутии. Таким образом, дисперсное состояние основной

Рис. 5. Вторичная зональность умеренно сульфидного месторождения Якутии.

1 - доломитизированные известняки; 2 - аляски-
товые граниты (AR); 3 - лакколиты щелочно-зе-
мельных сиенит-порфиров; 4 - пластовые интрузии квар-
цевых порфиров, ортофиоров, альбитофиоров и др.; 5 -
рудные тела (а - жилы, б - залежи); 6 - жилы (а -
отработанные, б - разведанные); 7 - участки жил с ви-
димым золотом; 8 - дневная поверхность; 9 - границы
подзон по данным отработки (а - предполагаемые, б -
установленные). Вертикальный масштаб в 20 раз круп-
нее горизонтального.



части Au в первичных рудах месторождений северо-восточного сектора Азии не позволяет считать их непосредственными источниками россыпей, характеризующихся крупным золотом и наличием самородков. На явление значительного (до 1 мм и более) укрупнения золота в зоне гипергенеза путем выщелачивания тонкодисперсного из сульфидов указывал Г. Уорен /Waren, 1979/ на месторождении типа Карлин.

Для выявления закономерностей распределения Au по падению рудных тел использовались данные химического забойного опробования поверхностных, подземных и очистных горных выработок. Обогащенные участки рудных тел приурочиваются к положительным формам рельефа, что наряду с другими фактами говорит в пользу гипергенного золотого обогащения, так как подземными горными выработками повсеместно установлено снижение содержания Au в рудных телах с глубиной. Это подтверждается также данными геометризации выработанных пространств (по данным эксплуатационного опробования), когда для выявления распределения золота на вер-

тикальной проекции рудных тел используется масса отдельных проб.

Отдельная выработка, скважина и тем более проба не могут характеризовать изменение содержания по вертикали. С целью объективного анализа все планы, составленные по данным разведочного и эксплуатационного опробования жильных тел, и характерные сочетания по разведочным скважинам разделялись по вертикали на слои (пластины) толщиной 5–25 м. По всем пробам, попавшим в тот или иной слой, выводилось среднее содержание и мощность. Среднее содержание подсчитывалось методом среднего арифметического, преимущество которого при наличии многих проб перед методом средневзвешенного по мощности доказано П.Л. Каллистовым /1952/. В подсчет средних данных по слою входило от 15 до 326 индивидуальных проб. Всего по отдельным рудным телам количество учтенных проб составляло от 150 до 1553 штук.

В практике пользуются показателем интенсивности металлического оруденения для отражения степени концентрации металла на разных участках рудного тела /Альбов, 1960/. Имеется в виду отношение среднего содержания металла по разным участкам рудного тела к среднему валовому его содержанию. Нами определялся показатель интенсивности золотого обогащения как отношение среднего содержания золота по наиболее обогащенному вертикальному интервалу (поясу) к среднему содержанию во всей вскрытой части жилы по данным забойного опробования.

Интенсивность золотого оруденения нами отражена на крупномасштабных планах геометризации с целью сравнения их с единой градуировкой интервалов содержания менее 5,6–10, 11–50, 51–100, 101–500, 501–1000 и более 1000 усл. ед. Это позволило четко сопоставить исследованные рудные тела разных районов между собой и наглядно показать изменение содержания с глубиной. За верхний предел нормальной пробы взято содержание золота, в 4–5 раз превышающее среднее содержание по месторождению.

Практика отработки золотосодержащих кварц–сульфидных жил и опыт свидетельствуют о повышенной концентрации золота в зоне окисления. Ф. Фриденсбург /Friedensburg, 1953/ указывал, что в зоне цементации золота нередко в сотни раз больше, чем в первичных рудах. По А.Д. Микову /1965/, указанное отношение колеблется в пределах 1,25–4,23. При отработке крутопадающих жил одного из месторождений Якутии отношение среднего содержания золота в окисленных и первичных рудах равнялось примерно 2. В подзоне вторичного золотого обогащения концентрации золота выше.

В золотоносных районах складчатой области Якутии среднее содержание золота в окисленной руде жильных тел превышало среднее по месторождению. Отношение содержания золота в окисленных и первичных рудах составляло 3–4; в подзоне вторичного золотого обогащения концентрация несколько увеличивается. Такая же картина наблюдается на месторождениях Северо–Востока и Дальнего Востока. Наиболее высокое отношение при прочих равных условиях (локальных, по С.С. Смирнову, /1936/) характерно для жил с повышенным содержанием поздних сульфидов и для мало сульфидных жил, где сульфиды приурочены к приконтактовой части с интенсивно сульфидизированными вмещающими породами. Для таких мало сульфидных месторождений типично наличие существенно сульфатных вод в зоне окисления.

Таким образом, благодаря учету изменения концентрации золота в жилах и залежах установлены определенные закономерности в распределении его в рудных телах по вертикали. В пределах зоны окисления во всех

залежах и жилах вскрыты подзоны вторичного золотого обогащения в нижней части зоны окисления.

Изменение содержания и мощности с глубиной показано на графиках (см. рис. 11, 45) для рудных тел, на которых выявляется максимум, соответствующий подзонам вторичного золотого обогащения.

Закономерности размещения золота на месторождениях. По данным исследователей /Русанов и др., 1967; Трушков, 1971; Баранова; Биске, 1964; Ганешин, Чемяков, 1966/, формирование зоны окисления месторождений, сохранившейся в реликтах, может быть датировано третичным и раннечетвертичным временем и обязано благоприятным тектоническим и климатическим условиям. В результате образования кор выветривания неполого типа гидрослюдисто-каолинитового профиля было вовлечено в движение золото первичных руд и возникло вторичное золотое обогащение. С большой вероятностью можно допускать формирование нескольких зон окисления третичного времени, соответствующих всем поверхностям выравнивания после выхода рудных жил на дневную поверхность. Древний возраст описываемой автором последней зоны окисления определил довольно яркое ее проявление в рудных телах исследуемых месторождений.

С началом промерзания пород в раннем плейстоцене интенсивность окисления резко уменьшилась, хотя и сейчас в условиях бассейна Индигирки, где мощность многолетней мерзлоты достигает 800 м, и особенно в бассейне Алдана и Приамурье наблюдаются случаи активного окисления. Благодаря общему энергичному поднятию Тихоокеанского рудного пояса в четвертичное время произошло врезание гидросети, сопровождавшееся размывом коры выветривания и образованием россыпей золота.

Нижняя граница зоны окисления или ее реликтов на месторождениях складчатых областей обычно находится на глубине 100–200 м, иногда опускается ниже. Так, на одном из месторождений Якутии штольня длиной 1600 м, пройденная по контакту кристаллического фундамента и нижнекембрийских отложений, пересекла рудные тела переходной подзоны от окисленных к первичным рудам.

По жилам, приуроченным к подвижным тектоническим зонам, возможно глубокое проникновение грунтовых вод. Вследствие этого окисленные, обогащенные золотом руды в жилах в виде широких клиньев развиты в архейских гранитах на несколько большей глубине (см. рис. 5). К этим же участкам, по-видимому, во время формирования зоны окисления тяготеют отрицательные формы рельефа.

На месторождениях большинства золотоносных районов Востока СССР нижняя граница зоны окисления обычно неровная. Установлено, что она повторяет неровности палеоповерхности рельефа и отражает вещественный состав первичного субстрата и трещинную тектонику, обуславливавшую разную степень водопроницаемости.

Вторичная зональность описываемых месторождений северо-восточного сектора Азии не отличается особой оригинальностью, за исключением, быть может, рудных залежей куранахского типа. Можно выделить ряд подзон, обычных для верхних частей рудных месторождений других регионов /Смирнов, 1951; Альбов, 1960а; Шлыгин и др., 1963; Миков, 1965/. Вторичную зональность месторождений можно представить на примере многих отработанных месторождений по подзонам так: 1) полное окисление; 2) выщелачивание; 3) вторичное золотое обогащение; 4) вторичное сульфидное обогащение. Ниже идут первичные умеренно и мало сульфидные руды. Эти подзоны одновременно выделяются лишь в наиболее сохранившихся от эрозии умеренно сульфидных рудных жилах. Чаше же сохраняются от эрозии вторая и третья подзоны.

Довольно характерна первая подзона. С поверхности она нередко имеет вид зияющих трещин почти без признаков оруденения, глубиной до 150 м. В других случаях она слагается реликтами кварца сухаристой текстуры с интенсивным развитием плотного лимонита (в виде прожилков мощностью 0,5–1,0 см или псевдоморфоз по пириту в кварце). Из прочих гипергенных минералов в незначительных количествах встречаются малахит, азурит, церуссит, гидроокислы Fe и золото субмикроскопических размеров.

Подзона выщелачивания ярко выражена на всех описываемых месторождениях, за исключением жил, несколько сроднированных после формирования зоны окисления. Развита она в верхних частях жил и распространяется на глубину до 50 м. В наиболее трещиноватых участках наблюдаются следы перемыва и механического перетолжения окисленных рудных минералов. Процессы выщелачивания сопровождаются образованием пористых масс. В некоторых жилах целиком выщелоченные руды располагались на глубине 10–15 м. Представлены они темно-, красновато-коричневыми и буровато-красными обохренными обломками кварца, гематита, анкерита с многочисленными порами от выщелачивания сульфидов. В бедных сульфидами жилах и в охристо-глинистых рыхлых выветрелых вмещающих породах присутствует слабо обохренный ноздреватый кварц. По форме выделения и внешнему виду скопления гидроокислов Fe псевдоморфны, по текстуре выделения – плотны и пористы. Видимое золото практически отсутствует. По данным эксплуатационного опробования золота здесь несколько больше, чем в первичных рудах, но, как правило, гораздо меньше, чем в нижележащей подзоне, где имеются богатые рудные кусты.

Плотные железняки, представленные темно-коричневой разностью * со смолистым блеском и раковистым изломом, встречаются реже пористых разновидностей и обычно образуют псевдоморфозы по пириту. На основании данных термического анализа смоляная разновидность лимонита определена как гидрогетит. "Кирпичные" разности плотного лимонита отличаются от смоляных шероховатой поверхностью, на расколе напоминающей кирпич, и обычно более светлой желто-коричневой окраской. Они образованы за счет мелкозернистых пиритовых агрегатов.

Пористые выделения гидроокислов Fe развиты очень широко, встречаясь почти во всех типах руд. Они окрашены в буро-коричневые тона и различаются по форме и размерам пустот. Изучение этого типа гидроокислов Fe привело к выводу, что чаще всего они относятся к "местным" выделениям, замещая сульфиды.

Вдоль тектонически ослабленных контактов жил изредка встречаются кварц-пиритовые сыпучки (30–70% пирита) в виде небольших линзочек. Часто пирит бывает выщелочен, а сыпучки представлены кварцем со значительным количеством выветрелых обломков вмещающих пород. Размер зерен кварца и пирита не превышает 0,5 мм. Наряду с ними в сыпучках иногда попадаются сфалерит, галенит, ковеллин, лимонит, гипс и кальцит. Содержание золота в них обычно не превышает среднего его содержания в первичных сульфидных рудах, но, по данным В.М. Крейтера с соавторами /1958/ и М.Н. Альбова /1960а/, в сыпучках сульфидных руд ряда месторождений золота больше, чем в первичных рудах /Маскау, 1944/.

Реликт подзоны вторичного золотого обогащения на одном из месторождений Якутии располагается на глубинах от 0–40 до 40–60 м., на другом – 200–250 м. Она характеризуется большими скоплениями лимонита, рыхлого, натечного, заполняющего трещины или пропитывающего участки боковых пород ("ореолы"). По текстуре выделения (табл. 7) они различны. Цвет этих образований желтовато-бурый, коричневый, светло-

Таблица 7

Вещественный состав и текстура окисленных руд

Тип первичной руды	Минералы окисленных руд		Текстура
	главные	второстепенные	
Пирит-анкеритовый	Гётит, гидрогётит, окислы Mn, слюдястый минерал, кальцит	Рансьеит, гипс, лепидокрокит	Рыхлая (землистая), участками плотная
Кварц-пиритовый	Гётит-гидрогётит, ярозит, охра	Псиломелан, аллофан, галлуазит, гипс, тунгстит	Пористые кварцевые губки, губчатые железняки
Полиметаллический сульфидный	Гётит, гидрогётит, ковеллин, халькозин, малахит, азурит, куприт, церуссит, золото	Марказит, самородная сера, мелантерит, гипс, пироморфит, хризоколла, слюдястый минерал, базовисмутит, англезит, масикот	Слоистая, плотная, пористая
Гематитовый	Гидрогематит, гётит, слюдястый минерал	Аллофан, галлуазит, гипс	Комковато-пористая, плотная

Примечание. Использованы данные Н.В. Петровской, А.И. Казаринова и автора.

желтый, желтый, реже вишнево-красный, пурпурный и др. /Альбов, 1955/.

Рыхлые землистые железняки, особенно характерные для залежей и жил пиритово-анкеритового состава, образуют отдельные неправильные участки и характеризуются коричневато-желтым и красновато-коричневым цветом. Термический анализ показал, что они представлены главным образом гидрогётитом с примесью гётита. Весьма часто в охристых рудах наблюдается примесь мелкокристаллического кальцита и вторичной слюдки.

Слоистые разности железняков, свойственные многим рудным залежам и жилам сульфидного состава, имеют различное строение и происхождение. К переотложенному типу лимонитов автором, вслед за Н.В. Петровской, отнесены натечные коричнево-желтые выделения. Кроме того, в третьей подзоне присутствуют лимонит замещения (по С.С. Смирнову /1951/), остаточный (по М.Ф. Зенину /1938/ и М.Н. Альбову /1960а/), или местный (по Н.В. Петровской) лимонит. В этой подзоне довольно часто, особенно в мало сульфидных жилах, можно встретить полуокисленные и даже слабо окисленные скопления первичных сульфидов. На глубине более 20 м сульфидные залежи представлены первичными рудами. Изучение руды и текстуры лимонита, образующегося при ее окислении, а также "островков" минералов в железняках позволило Н.В. Петровской установить, что ячеисто-пористые, губчатые текстуры развиваются при замещении лимонитом плотных агрегатов пирита, тонкопористые губчатые - пирита и халькопирита с примесью минералов полиметаллической группы, сетчатые (в виде

правильного решетчатого каркаса) – галенита, шелевидно-пористые характерны для окисленных тонкополосчатых руд первоначально пирит-халькопиритового состава. Перечисленные текстуры служат признаком золотоносности.

Различие в вещественном составе и текстуре окисленных руд зависит, главным образом, от трех локальных факторов: первичных минералогических особенностей рудных тел, характера боковых пород и степени трещиноватости рудных тел. Особенности состава руд проявляются в том, что при прочих равных условиях интенсивнее окисляются анкеритовые руды, затем – полиметаллические сульфидные руды и последними – плотные кварц-пиритовые агрегаты.

Из текстурных разностей легче окисляются полосчатые и слоистые участки жил и залежей. Влияние боковых пород сказывается на характере окисляющих вадозовых вод, сохраняющих кислый состав на участках развития интрузивных пород и быстро нейтрализующихся в условиях доломитовой толщи. Замечено, что с глубиной повсеместно наблюдается уменьшение мощности рудных тел и степени их трещиноватости, особенно резко – в архейском фундаменте и в кембрийских толщах в первых 10–20 м над ним. В условиях зоны окисления химическое выветривание боковых пород ведет к увеличению мощности и трещиноватости рудных тел. Рассматриваемая подзона приурочивается прежде всего к области резкого уменьшения мощностей рудных тел и их трещиноватости.

Третья подзона заметно обогащена золотом; для нее типично появление отдельных богатых проб, или небольших “бананцев” видимого золота и отдельных самородков. Микроскопическими исследованиями установлена тесная связь золота с перенесенным лимонитом; аналогичная связь отмечалась М.Н. Альбовым /1960а/ для кварц-сульфидных месторождений. В пределах подзоны золото распределено неравномерно. На вертикальной проекции в ней выделяется один горизонтальный пояс вторичного золотого обогащения, сопровождающийся более мелкими скоплениями золота.

Границы третьей подзоны со второй и четвертой обычно постепенные. Сравнительно часто встречается резкая нижняя граница с первичными рудами. В Якутии третья подзона сменяется первичными рудами, причем область перехода характеризуется резко пониженным содержанием золота.

Подзона вторичного сульфидного обогащения на месторождениях складчатых областей пояса распространена незначительно ввиду ограниченности первичных медных минералов в рудах. Исключение представляет умеренно сульфидное месторождение Якутии, но поскольку резкой границы с первичными рудами не установлено, рассматриваемая подзона выделяется по наличию в жилах халькозина и ковеллина, образованных при замещении халькопирита. Их появление сопровождается повышением содержания золота в руде, которое, по нашему мнению, обязано в основном его присутствию в первичных халькопирит-пиритовых рудах, подвергшихся замещению. Эта подзона связана с процессами окисления во время формирования поверхности выравнивания (плиоцен – ранний плейстоцен).

Установленные закономерности являются основой современных представлений о формировании подзон гипергенного обогащения и открывают новые возможности для выбора наиболее эффективных направлений при планировании и производстве поисковых и эксплуатационных работ по золоту на Северо-Востоке Азии.

Таким образом, на Северо-Востоке Азии установлено региональное развитие разновозрастных зон окисления глубиной до 300 м в месторождениях плутогенных мало, умеренно и существенно сульфидных и вулка-

ногенной убого-сульфидной формаций. На вертикальном продольном разрезе жил над первичными рудами четко выделяются подзоны гипергенного золотого обогащения (около 50 м), выщелачивания и окисления (около 50 м) и полного окисления и выщелачивания (около 200 м). Если среднее содержание по месторождению в первичных рудах принять за 1, то в подзоне вторичного обогащения оно составит 2-4, выщелачивания - 1,5, полного окисления и выщелачивания - менее 0,5.

Глава III

ГИПЕРГЕННОЕ ОБОГАЩЕНИЕ ЗОЛОТА РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения средних глубин Якутии

Умеренно сульфидное месторождение

Золоторудное поле объединяет сопряженные крутопадающие жилы и горизонтальные залежи, пересекающие породы архея и кембрия. Архейский кристаллический комплекс представлен розовыми аляскитовыми и серыми плагиоклазовыми гранитами, различными гнейсами и сланцами. Кембрийские карбонатные породы, сохранившиеся от эрозии, имеют мощность до 150 м.

Существенную роль в строении рудного поля играет послееюрский интрузивный комплекс, представленный лакколитами, пластовыми интрузиями и дайками. М.Б. Бородаевская /1960/ выделила здесь пять серий пород (в порядке возрастной последовательности): бостониты, керсантиты, вогезиты и роговообманковые сиенит-порфиры (маломощные пластовые интрузии, реже - короткие дайки); ортофиры, плагиопорфиры, лейкократовые сиенит-порфиры, кварцсодержащие микросиениты и интрузивные брекчии (мощные пластообразные тела, дайки эруптивных брекчий); псевдолейцитовые порфиры (дайки); авгитовые сиениты, монзониты, сиенит-порфиры, кварцевые и роговообманковые сиенит-порфиры (сиениты в виде лакколитов и редко сопряженных с ними пластовых тел, остальные - в виде мощных пластообразных интрузий и даек); щелочные сиенит-порфиры (дайки).

Основными элементами структуры рудного поля являются вертикальные тектонические нарушения северо-восточного и северо-западного простирания, раскалывающие жесткий кристаллический фундамент вместе с покрывающей его толщей карбонатных пород, сопряженные с горизонтальными ослабленными зонами.

Золотое оруденение проявляется в виде крутопадающих жил, сопряженных с ними горизонтальных метасоматических залежей, а также впервые выделяемых минерализованных зон дробления /Петровская, Казаринов, 1951/.

Согласно классификации Н.В. Петровской /1955, 1967/, большинство рудных жил характеризуется умеренным содержанием сульфидов; отношение жильных и рудных минералов меняется от 10 до 1. Рудные минералы в жилах имеют весьма неравномерное распределение: наряду с безрудными встречаются интервалы сплошных сульфидных руд.

Преобладают брекчиевые и брекчиевидные текстуры руд. Образование

их отражает генетические особенности руд и позволяет восстановить характерные черты процесса рудообразования.

По данным А.И. Фасталовича и Н.В. Петровской, минеральные ассоциации (от ранних к поздним) располагаются следующим образом: пирито-во-анкеритовая (анкерит, пирит, иногда шеелит); шестоватого кварца (кварц шестоватый и халцедоновидный, адуляр и др.); гематита (гематит, кварц, хлорит, калиевая слюдка); рисовидного кварца (рисовидный кварц, мелкозернистый пирит); полиметаллических сульфидов (пирит, халькопирит, галенит, пирротин, сфалерит, тетраэдрит, висмутин, галеновисмутит, самородные висмут и серебро, фаматинит, сульванит, борнит); золота (при ничтожно малых количествах буланжерита и фрейбергита и в единичных случаях — калаверита и гессита); поздних карбонатов (кальцит, сидерит и др.).

А.И. Фасталовичем, Н.В. Петровской и многими другими геологами (в том числе автором) на месторождении выявлено несколько десятков минералов. Наиболее распространены в первичных рудах кварц, анкерит, кальцит, пирит, гематит, халькопирит. В виде примесей встречаются пирротин, сфалерит, галенит, шеелит, тетраэдрит, магнетит (мушкетовит), борнит, сульванит, галеновисмутит, самородный висмут, калиевая слюдка, хлорит, сидерит, киноварь, фрейбергит, фаматинит, буланжерит, самородное золото, калаверит, гессит, кобальтин (?). Минералы-включения в рудах — тремолит, флюорит, адуляр, рутил, турмалин, молибденит, апатит, сванбергит. От обильных скоплений до примесей в зоне окисления присутствуют гётит, гидрогётит, гидроокислы, гидромусковит и другие слюдистые минералы, гипс, малахит, азурит, халькозин, ковеллин, куприт, церуссит, ярозит, марказит, англезит, рансьеит, барит, мелантерит, аллофан, галлуазит, байделлит, пироморфит, хризоколла, базовисмутит, ванадиевая слюдка, тунгстит, массивот, ромеит, самородные сера, медь и золото. Кратко охарактеризуем наиболее распространенные минералы и детально остановимся на описании минералов зоны гипергенеза.

Кварц содержится в переменных количествах. Среди его выделений намечается четыре генерации.

Анкерит в метасоматических залежах составляет до 90% объема первичной руды, образуя плотные неравномерно-зернистые агрегаты с чередованием полос толщиной от миллиметров до 10 см. В кварцевых жилах он встречается спорадически, обычно вблизи включений доломита.

Пирит двух генераций является главным компонентом полиметаллических руд сульфидного состава. Содержание пирита в них достигает 80%. Пирит I тесно ассоциирует с анкеритом, часто встречается в полумолочном кварце, образует рассеянную вкрапленность в боковых породах (нередко в виде крупных кристаллов). Пирит II связан с мелкозернистым рисовидным кварцем (тесные взаимопрорастания), а также с галенитом, сфалеритом и халькопиритом (мелкие кристаллики).

Халькопирит в большинстве рудных тел встречается в малом количестве, но на участках преобладания полиметаллической сульфидной ассоциации составляет не менее 40% рудной массы. В крутопадающих жилах халькопирит вместе с пиритом, галенитом, сфалеритом и другими минералами образует "гнезда". Формы выделения халькопирита неправильные, часто жилковидные, полосовидные; он резко ксеноморфен по отношению к кварцу, анкериту и пириту, заполняет интерстиции и сечет по трещинам эти минералы.

Пирротин встречается лишь в некоторых рудных залежах и реже — в жилах, обычно в небольших количествах. Наиболее крупные его выделения,

отмеченные в залежи Магистральной, образуют горизонтальные жилковидные обособления толщиной 0,5–1 см, чередующиеся с узкими зонами кварца и пирита, что придает руде полосчатый облик.

Сфалерит хотя и встречается в незначительных количествах, тем не менее является почти неизменным спутником халькопирита. Обычно выделения его мелки, наблюдаются под микроскопом, реже – невооруженным глазом в виде мелких неправильных или изометричных зерен. Включения сфалерита в халькопирит, в свою очередь, иногда содержат тонкую эмульсионную вкрапленность халькопирита, что позволяет говорить о почти одновременном отложении этих минералов.

Галенит присутствует на всех участках рудных тел, сложенных полиметаллическими сульфидными рудами. Иногда он является одним из главных рудообразующих минералов. Размеры выделений галенита, как правило, меньше 3 см, но иногда достигают 30 см. В галените постоянно отмечается примесь Cu, Zn, Sb, Ag.

Золото в первичных рудах выделяется очень редко, причем в виде субмикроскопических выделений среди зерен или в зернах сульфидов, обычно пирита. При просмотре аншлифов, изготовленных из пиритов одного из месторождений Урала, А.А. Иванов /Петровская, Фасталович, 1952/ установил, что размеры включений золота (в мкм) следующим образом соотносятся с количеством аншлифов (в скобках): 1 (3), 1–3 (10), 3–4 (6), 5 (6), 6–8 (9), 8–10 (15). А.А. Иванов наблюдал чаще всего изометричные или овальные выделения золота в сульфидах.

На заключительных этапах гидротермального процесса золотинь несколько укрупнились и содержания золота повышались. Ранние его ассоциации связаны с пиритом I, а поздние – с поздними сульфидами: галенитом, сфалеритом, халькопиритом, висмутовым буланжеритом, гесситом и калаверитом. В выделенных Н.В. Петровской в 1949 г. монофракциях сульфидов по данным пробирного анализа установлено содержание золота (г/т): в галените до 624,4, халькопирите до 60, пирите до 16, пирротине 8,6, гематите до 4,0. Исследования крупнообъемной технологической пробы в ЦНИГРИ в 1954 г. (В.И. Зеленев) показали, что основная часть Au (85%) и Cu (82%) находится в тонких (менее 0,076 мкм) классах (при выходе их 55%), состоящих главным образом из сульфидных минералов. Таким образом, в связи с крайне тонким золотом, не соответствующим размерам его в прилегающих россыпях, первичные руды месторождения не являются россыпеобразующей рудной формацией (по терминологии Н.А. Шило, /1970/).

Окисленные руды широко развиты в залежах верхних горизонтов и почти целиком слагают крутопадающие рудные тела (жилы, зоны) в осадочном чехле. Минеральный состав и текстуры окисленных руд приведены в табл. 7, химический состав – в табл. 8.

Лимонит образуется при замещении пирита, реже – халькопирита и других минералов. По форме выделения и текстуре Н.В. Петровская в 1949 г. микроскопически установила две его разновидности – плотную и рыхлую. Плотный лимонит распространен в верхней части зоны окисления и почти нацело состоит из гётита. Совместно с гётитом присутствует лепидокрокит, одновременный с ним и незначительно распространенный.

Рыхлая разновидность лимонита приурочена к нижним горизонтам зоны окисления, особенно к подзоне вторичного золотого обогащения.

Исследование высохших новообразований лимонита позволило выделить легко рассыпающиеся или растирающиеся в порошок желтовато-бурые и плотные, трудно раскалываемые темно-бурые разновидности. При рассыпании пер-

Таблица 8

Химический состав руд умеренно сульфидного месторождения Якутии (вес.%)

Руда		Жила, из которой взят образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Окисленная	Рыхлая лимонитовая с глинистой примесью	Первая	25,56	0,35	4,71	42,20
	Рыхлая окристая с золотом (много)	Четвертая, глубина 45 м	24,3	0,16	13,37	35,61
	Рыхлая окристая с золотом (много)	Там же, глубина 40 м	21,16	0,16	3,54	54,18
	Глинисто-лимонитовая руда с обломками керсантина	Восьмая	18,08	0,3	4,91	54,66
	Лимонит-кварцевая руда с малахитом и азури-том	Залежь Двенадцатая	25,68	0,15	0,92	48,74
	Кварц-лимонитовая руда с глинистой примесью	Одиннадцатая	33,07	0,25	3,87	33,52
	Анкеритовая полуокисленная	Жила-залежь Десятая	11,14	0,10	5,23	54,1
Первичная	Анкеритовая	Там же	5,43	Сл.	0,52	6,01
	Полиметаллическая	Жила-залежь	19,84	-	3,46	0,5

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории НИГРИЗолото.

вых обнаруживались золотишки скелетообразной формы, в которых под микроскопом после травления выявлено первичное и вторичное золото.

С целью диагностики минералов группы гидроокислов Fe произведены термические, рентгеноструктурные и химические анализы выделенных их разновидностей. Результаты термического анализа лимонита и для сравнения — данные анализа гётит-гидрогётитов приведены на рис. 6 /Гинзбург, Рукавишникова, 1951/, из которых видно, что исследуемый нами лимонит можно отнести к гётиту с примесью гидрогётита. Эндотермический прогиб с максимумом при температуре 135 °С отвечает выделению адсорбционной

FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	S
0,07	1,93	3,53	4,96	1,38	0,1	0,14	0,11
0,98	1,10	3,3	5,5	0,76	0,24	-	0,02
0,33	1,40	1,87	2,27	1,7	0,54	-	0,01
0,14	0,15	1,06	2,19	1,22	0,2	0,18	0,13
0,57	0,06	1,62	6,19	0,67	0,64	0,11*	0,25
Нет	2,36	4,79	4,8	0,96	0,21	0,28	0,14
1,08	9,59	4,53	2,38	0,08	0,44	3,01	6,03
12,03	4,53	21,6	10,25	0,13	0,21	0,61	8,0
2,83	0,29	0,93	0,3	0,74	3,74	0,97	7,32

воды из минерала. По аналогии с приведенными на рис. 6 кривыми нагревания лимонита Н.Т. Винниченко /1951/ некоторые образцы нами отнесены к гидрогётиту.

В результате экспериментов И. Кульп и А. Трайтс / Kulp, Trites, 1951/, получившие кривые нагревания искусственных водных окислов Fe, сделали вывод о том, что образование рыхлого лимонита происходит при высоком значении pH. Осаждение лимонита в присутствии ярозита, вероятно, объясняется наличием эндотермического эффекта.

Данные химического анализа образцов лимонита свидетельствуют о

Окончание табл. 8

Руда		Жила, из которой взят образец	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Cu
Окисленная	Рыхлая лимонитовая с глинистой примесью	Первая	5,43	-	-	0,03
	Рыхлая охристая с золотом	Четвертая, глубина 45 м	3,44	4,34	5,86	0,39
	Рыхлая охристая с золотом	Там же, глубина, 40 м	2,47	5,08	4,32	0,16
	Глинисто-лимонитовая руда с обломками керсантиста	Восьмая	1,5	-	-	0,44
	Лимонит-кварцевая руда с маляхитом и азуритом	Залежь Двенадцатая	1,74	-	1,05	1,05
	Кварц-лимонитовая руда с глинистой примесью	Одиннадцатая	7,3	-	-	0,52
Первичная	Анкеритовая полуокисленная	Жила-залежь Десятая	2,92	1,04	2,15	0,26
	Анкеритовая	Там же	34,42	0,8	0,13	0,07
	Полиметаллическая	Жила-залежь	0,88	44,28	5,08	24,76

значительном количестве связанной (H₂O⁻) и свободной (H₂O⁺) воды:

Лимонит	Номер пробы	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	FeO	Fe ₂ O ₃
Рыхлый	ТУ-88	1,62	8,50	0,18	63,30
Плотный	ТУ-88а	1,80	9,682	0,12	71,75
Рыхлый	ТУ-105	1,04	6,49	0,18	23,84
Плотный	ТУ-106	2,1	0,29	0,30	81,65

Примечание. Состав проб см. на рис. 6. Анализы выполнены А.Г. Дмитриевой в Центральной лаборатории объединения "Якутскгеология" (1967 г.)

Результаты рентгеноструктурного анализа (табл. 9, 10) указывают на то, что исследуемые образцы лимонита представляют собой смеси гётита, гидрогётита и кварца. Очевидно, что в зоне окисления минералы группы гидроокислов Fe образуют трудноразделимые смеси.

Гидроокислы Mn представлены дендритовидными и рыхлыми образованиями на стенках выработок и трещинках во вмещающих породах.

Pb	Zn	W	Mo	As	Σ	Примечание
0,03	0,41	0,02	0,02	0,05	91,03	Sn = 0,035; следы Ni, Co, P
		Не опр.			99,37	
		"			99,19	Bi = 0,08; следы Ni, P
0,003	0,21	0,03	0,07	0,10	87,57	Sn = 0,5; следы Ni
0,009	0,26	0,014	0,014	0,06	89,79	Следы Ni
0,54	1,96	-	0,004	0,08	94,65	
		Не опр.			104,08	
		"			104,74	
		"		0,25	76,17	

Гипс — редкий минерал в зоне окисления, но иногда образует крупные скопления, проникая по тектоническим трещинам в более глубокие горизонты (глубже 100 м). Спектральным анализом в нем устанавливается гамма элементов, почти не отличающаяся от таковой в лимонитах.

Малахит и азурит — характерные минералы зоны окисления, присутствуют обычно совместно, образуя корочки, землистые массы, а иногда пропитывающая вмещающие породы. Довольно часто встречаются натечные полосчатые образования малахита в поперечнике до 20 см по трещинам и пустотам в известняках, реже — радиально-лучистые и звездчатые стяжения ярких зеленых расцветок.

Халькозин является характерным минералом зоны сульфидного обогащения, довольно слабо выраженной на месторождении. Виден он только под микроскопом в полированных шлифах (каемки неправильной формы на периферии зерен халькопирита, изредка полностью замещающие его мелкие выделения).

Ковеллин замещает халькопирит и блеклые руды и встречается довольно редко, образуя сажистые пятна диаметром до 2 см. Под микроскопом обычно наблюдается частичное замещение халькопирита ковеллином по трещинам и периферии зерен, реже — тонкопластинчатые формы замещения.

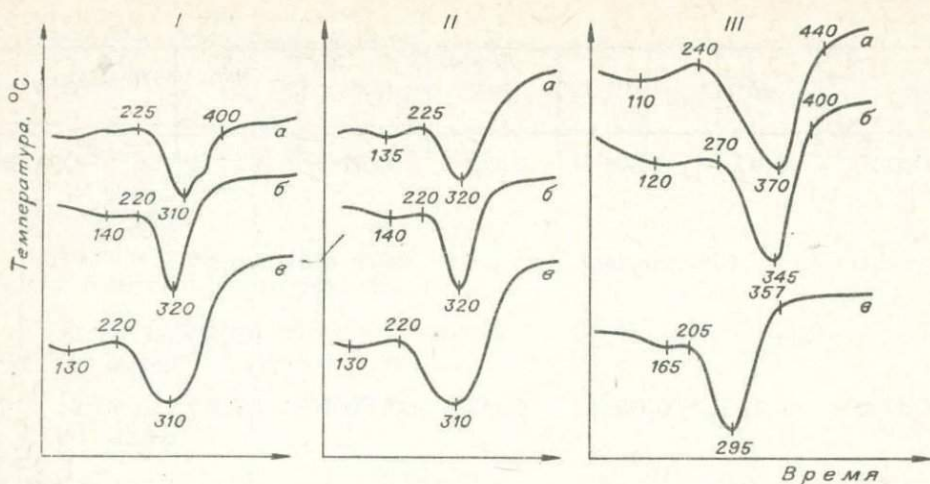


Рис. 6. Кривые нагревания лимонита.

I - гидрогётит (обр. ТУ-88): а - рыхлый, жила-залежь Десятая; б - пористый; в - плотный /Винниченко, 1951/. II - гётит с примесью гидрогётита (обр. 106): а - плотный, жила Первая, б - плотный с примесью гидрогётита (обр. ТУ-88а), жила-залежь Десятая; в - гётит-гидрогётитовая руда /Гинзбург, Рукавишникова, 1951/. III - гидрогётит (обр. ТУ-105): а - рыхлый с примесью ярозита (?), жила Первая; б - пористый /Винниченко, 1951/; в - плотный /Винниченко, 1951/.

Церуссит - продукт окисления галенита - имеет весьма ограниченное распространение.

Ярозит - довольно часто встречающийся гипергенный минерал зоны окисления существенно сульфидных руд. В.Ф. Чухров /1948/ подчеркивал преимущественное развитие ярозита в очень богатых пиритом рудах. По данным спектрального анализа в составе ярозита отмечены Pb и Zn в сотых, Cu - в тысячных долях процента. Встречается ярозит в парагенезисе с самородной медью, лимонитом, гипсом и видимым золотом.

Самородная медь наблюдается обычно в залежах несколько в стороне от сопряженных крутопадающих жил, в парагенезисе с основными минералами зоны окисления - лимонитом, гипсом, ярозитом, малахитом, азурином и видимым золотом. Это либо пленки и корочки на стенках трещин и комковидные скопления размером 5-7 мм, либо мельчайшие прожилки, пронизывающие рудные обломки по микротрещинам, имеющие форму дендритов, пластинок и листочков со сложными контурами. Спектральным анализом в самородной меди выявлены As, Zn в сотых, Pb и Ti в тысячных долях процента.

Золото в окисленных рудах представлено неправильными, преимущественно мелкими выделениями, неравномерно распределенными в рудной массе. Микроскопически заметные его скопления (до 3 см в поперечнике) спорадически встречены только в поясе вторичного золотого обогащения. В отраженном свете золото из окисленных руд имеет ярко-желтую окраску с красноватым оттенком, что подтверждает его весьма высокую пробу. По форме золото жилковидно-пластинчатое, комковидное, губчатое, друзовидное,

Таблица 9. Рентгеноструктурный анализ рыхлого лимонита (обр. ТУ-88)

Анализируемый минерал		По В.И. Михееву /1957/				Анализируемый минерал		По В.И. Михееву /1957/			
		Гётит		Кварц				Гётит		Кварц	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
		2	5,0			4	1,563	5	1,563		
4	4,67	4	4,6	2	4,69					1	1,539
		10	4,18							2	1,521
3	3,83					4	1,510	4	1,507	3	1,512
3	3,69			5	3,68			4	1,473		
7	3,35	3	3,36	10	3,34	3	1,453	5	1,450	4	1,450
2	3,10							2	1,420	2	1,416
		2	2,98					2	1,391	8	1,380
7	2,70	8	2,69	2	2,70	2	1,375			9	1,372
3	2,61	2	2,57	2	2,51			3	1,359	1	1,352
		2	2,47					1	1,343		
10	2,46	9	2,45	5	2,45	2	1,321	3	1,317	1	1,320
				2	2,34					1	1,304
3	2,28	3	2,25	5	2,28			2	1,291	1	1,299
				4	2,23					6	1,285
3	2,21	5	2,18	1	2,18			2	1,268	1	1,270
				5	2,12			1	1,259	7	1,253
1	1,977	1	2,09	4	2,00					5	1,266
		2	1,91	4	1,975					8	1,198
				1	1,839					1	1,191
2	1,817	4	1,80	9	1,813					8	1,182
		1	1,769							7	1,178
1	1,722	1	1,720	3	1,70	3	1,166			7	1,151
		3	1,685	5	1,668					2	1,140
		2	1,656	2	1,656	3	1,118				
		3	1,600			3	1,082				

Примечание. Анализ выполнен А.А. Бровкиным на установке УРС-50 в лаборатории физических методов ИГ ЯФ СО АН СССР. Тип анода - медь; время экспозиции - 3 ч; диаметр образца - 0,3 мм; V = 45 кВ; I = 18 мА; камера РКД - 57,3 мм.

Таблица 10

Рентгеноструктурный анализ плотного лимонита (обр. ТУ-88а)

Анализируемый материал				Гётит, по В.И. Михееву /1957/			
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
3	5,05	5	1,563	2	5,0	5	1,563
3	4,61	4	1,509	4	4,6	4	1,507
10	4,20	3	1,452	10	4,18	5	1,450
2	3,74	2	1,424			2	1,420
3	3,39	1	1,394	3	3,36	2	1,391
2	2,95	2	1,360	2	2,98	3	1,359
8	2,71	3	1,320	8	2,69	3	1,317
4	2,59	2	1,241	2	2,57	2	1,291
9	2,45	2	1,196	9	2,45	2	1,268
3	2,25	1	1,166	3	2,25	1	1,259
4	2,19	2	1,128	5	2,18		
1	2,001	1	1,104	1	2,00		
2	1,903	1	1,047	2	1,91		
2	1,805	2	1,026	4	1,80		
8	1,726	2	1,010	7	1,720		
2	1,602			3	1,600		

Примечание. Анализ выполнен А.А. Бровкиным на установке УРС-50 в лаборатории физических методов ЯФ СО АН СССР. Тип анода - медь; время экспозиции - 4 ч; диаметр образца - 0,2 мм; камера РКД - 57,3 мм.

проволочное и кристаллическое. Приводим его химический состав:

	Au	Ag	Cu	Fe	S	Σ	Примеси
Проволочное и друзовое из окисленных руд	91,44	7,92	0,11	0,31	-	99,78	Pb, Bi
Пластинчатое из окисленных руд	92,86	7,38	0,09	0,14	0,16	100,63	Pb, Bi, As
Губчатое из окисленной анкеритовой руды	92,74	6,25	-	0,30	0,52	100,05	Pb, Bi, Mn, Нераств. Mg остаток 0,24
Комковидное из окисленной руды	92,18	6,87	0,13	0,30	-	99,81	Нераств. остаток 0,33

Примечание. Выполнено в аналитической лаборатории НИГРИЗолото.

Губчатое золото представляет собой тонкопористые рыхлые выделения размером до 2 см, с многочисленными пустотами неправильной формы, часто заполненными охристым веществом. Под микроскопом вокруг первичного золота (рис. 7) травлением выявляется новое золото повышенной пробы,

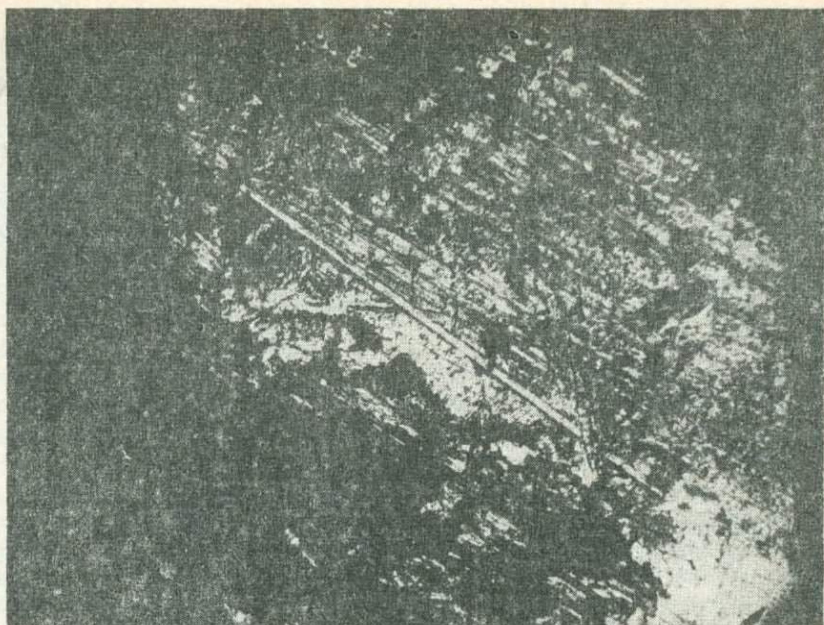


Рис. 7. Вторичное золото умеренно сульфидного месторождения Алданского щита на периферии золотин из подзоны вторичного золотого обогащения жилы Пятой (увел. 900). Травлено раствором CrO_3 в царской водке.

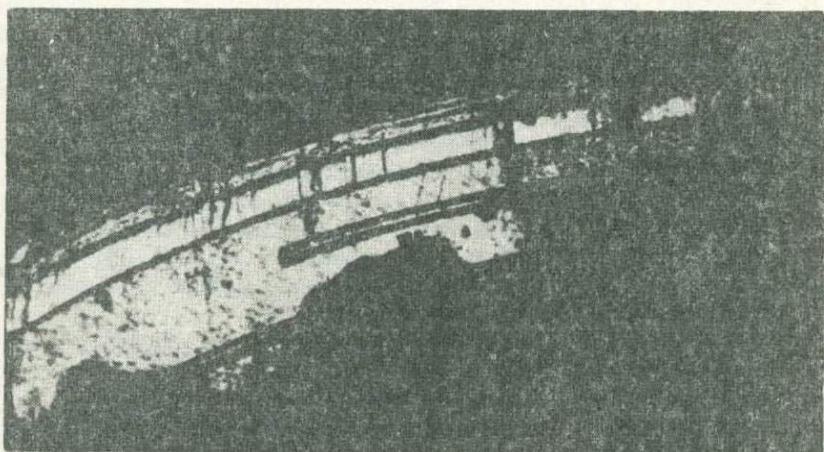


Рис. 8. Слоистая внутренняя структура пластинчатой золотины в поперечном сечении из зоны окисления умеренно сульфидного месторождения Алданского щита. Травлено раствором CrO_3 в царской водке.

сохранившееся в углублениях и по трещинам первичного. Друзовидное золото макроскопически сходно с губчатым, но в отличие от него содержит отдельные кристаллики. В пользу вторичной природы золота свидетельствуют его прожилки, секущие колломорфный гидрогётит и пленки по периферии и границам зерен первичного золота. До 95% золота окисленных руд покрыто

гидроокислами Fe, 70% золота содержится в крупном классе (более 0,1 мм), образующем россыпи.

При изучении внутренней структуры крупных золотин в монтированных полированных шлифах из подзоны вторичного золотого обогащения и прилегающих россыпей нами установлены все структуры золота, описанные Н.В. Петровской и А.И. Фасталовичем /1952/. В поперечном разрезе пластинчатой золотины из одной залежи видна слоевая структура (рис. 8). На многослойном полигоне заметно внедрение поперечного прожилка, секущего два слоя. Слои проб обладают слабоизогнутыми или ломаными очертаниями. Некоторые из них тупо выклиниваются. Контуры отдельных слоев подчеркиваются переотложенным лимонитом (темное).

Не менее интересна структура нового золота из зоны окисления другой залежи, обнаруженная методом цветных пленок. Наряду с зональным строением выделяются участки зернистого строения более раннего происхождения. Центральная часть зонального участка разделена на две дольки со слабовидимой границей. Дольки подчеркиваются заливами и изгибом зональных участков.

В золотилах широким развитием пользуется зернистая структура с вариациями крупности и взаимоотношений зерен. Наблюдаются зерна с прямолинейными гранями кристаллитов с плотной упаковкой. Часто встречаются изометричные или слегка удлинённые с плавно изогнутыми и извилистыми контурами зерна, а также цепочковидные структуры и линейные сростки. В комковидных, друзовых и губчатых разностях золотин сростание носит беспорядочный характер. Золото нередко находилось в тесном сростании и взаимном прорастании с лимонитом. Двойниковые же образования слабо развиты.

В золотилах довольно часто встречаются впервые обнаруженные М.С. Фишером /Fischer, 1935/ межзерновые прожилки, имеющие разнообразную форму и величину. Этим автором, а также Ю.П. Ивсененом /1938/ прожилки обнаружены только в золотилах из россыпей. Н.В. Петровская и А.И. Фасталович /1952/ межзерновые прожилки обнаружили и в золотилах из зоны окисления. Подобное мы наблюдали в золотилах умеренно сульфидного месторождения Алданского шита.

Под электронным микроскопом видны листовая (рис. 9, то же, что и на рис. 8), ромбовидно-чешуйчатая и почковидно-ячейчатая структуры, выделенные Н.В. Петровской и А.И. Фасталовичем /1952/. По определению под световым микроскопом, при большом увеличении в зернистом золоте обнаруживаются натечные формы, наслоения и т.д.

Мы не проводили разделения золотин на гипер- и гипогенные, так как изучали структуры только крупного золота из зоны окисления. Отличия вторичного золота от первичного весьма незначительны /Крейтер и др., 1958; Альбов, 1960а/, в связи с чем отнесение ко вторичному золоту только высокопробных тонких оторочек, а также золота, находящегося в тесных взаимных сростаниях и прорастаниях с лимонитом, дискуссионно. Различия в структуре отдельных золотин и их участков могут быть объяснены влиянием физико-химических условий вмещающих пород на химический состав золотосодержащих растворов, изменением их pH при рудоотложении в эндо- и экзогенных условиях.

На умеренно сульфидном месторождении Алданского шита нами исследованы зоны окисления большинства жил и участков.

Жила Первая представляет собой крутопадающее рудное тело с частыми пережимами и раздувами до 5 м. На некоторых участках жила сопровождается дайкой сиенит-порфиров. Пострудные тектонические трещины

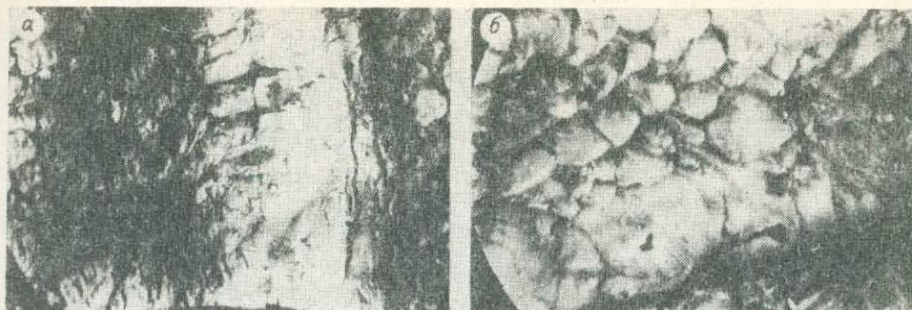


Рис. 9. Внутреннее строение золотины (см. рис. 8) под электронным микроскопом. Увел.: а - 4800, б - 6900. Коллоидные реплики, оттененные хромом. Сколы золота, травленные в течение 2 мин раствором CrO_3 в царской водке.

после эрозионного вскрытия жилы обусловили ее полное окисление. Жила и вмещающие породы (нижнекембрийские карбонаты) приобрели красно-бурю окраску. Отдельные участки полуокисленных руд встречаются и в нижней части вмещающей толщи. Можно предполагать продолжение первичного рудного столба в породах архейского комплекса.

Минералогический состав руд отвечает гамме вторичных минералов, сформировавшихся в результате окисления умеренно сульфидных первичных руд двух наложенных ассоциаций: кварц-пиритовой и полиметаллической сульфидной. Из жильных минералов основным является кварц. Кальцит и анкерит встречаются почти повсеместно. Содержание сульфидов в первичных рудах 29-30%, а в отдельных участках их скопления более значительны.

Золото в жиле Первой распределено весьма неравномерно (рис 10 и 11) и обусловлено как первичными, так и гипергенными процессами. Отмечено снижение его содержания на верхнем и нижнем горизонтах.

Геологическая позиция жилы Второй определяется ее приуроченностью к сколовой трещине, пересекающей архейские граниты и налегающую на них пачку доломитов нижнего кембрия мощностью 60 м. Азимут простирания $60-80^\circ$ СВ; падение крутое, почти вертикальное; мощность обычная. Часто у основания кембрийских пород и в архее жила разбивается на целый ряд прожилков (0,1-0,2 м). Раздувы мощностью до 1,5 м редки и приурочиваются к верхней половине кембрийских отложений.

По первичному составу рудное тело характеризуется кварц-пиритовой с наложенной полиметаллической ассоциацией умеренно сульфидного типа. В настоящее время его слагают глубоко окисленные кварц-лимонитовые руды с малахитом, азуритом, купритом и др. Вмещающие доломиты обильно пронизаны тончайшими прожилками кальцита и кварца с пиритом.

Учет изменения среднего содержания золота по жиле Второй с глубиной позволил выявить ярко выраженный пояс золотого обогащения (см. рис. 11), приуроченный к верхней части пачки доломитов. Отмечались большие участки с видимой вкрапленностью золота красноватого цвета, характерного для месторождения.

Две верхние подзоны (полного окисления и выщелачивания) полностью сродированы; оказалась переотложенной в россыпь и часть пояса золотого обогащения.

Жила Третья (общая мощность кембрия 107 м) представлена так. Аб-радирующая поверхность архейских гранитов и нижнекембрийские карбонат-

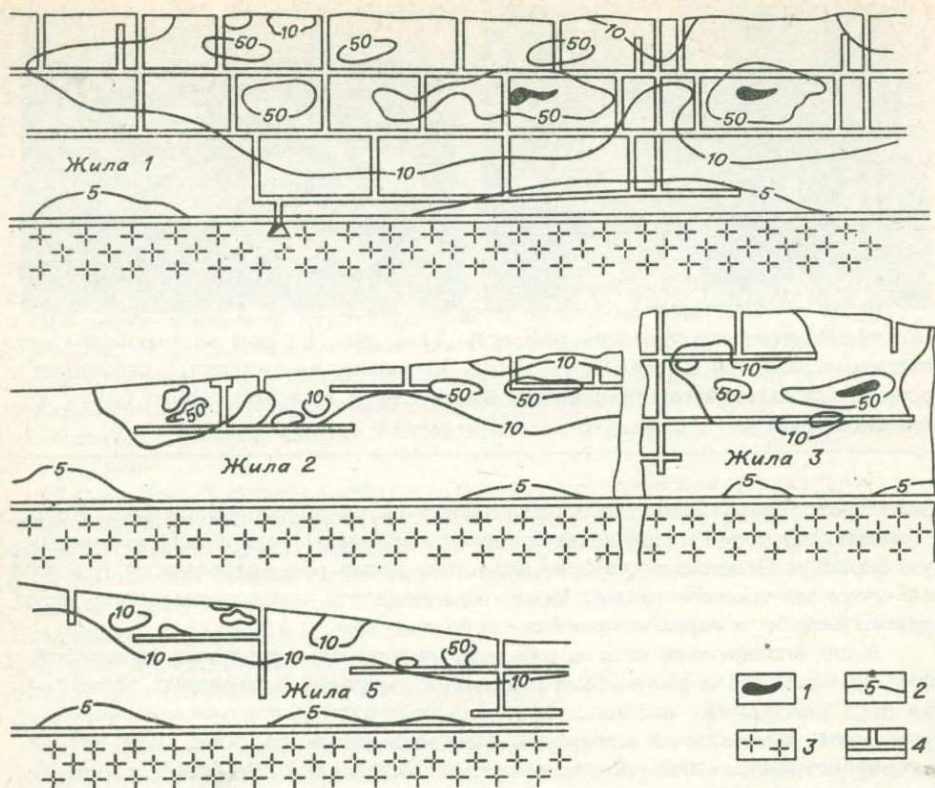


Рис. 10. Положение подзоны вторичного золотого обогащения на вертикальной проекции рудных жил умеренно сульфидного месторождения Якутии на вертикальную плоскость.

1 - местонахождение высоких содержаний золота и его "видимых" выделений; 2 - изолинии содержания золота в руде (усл. ед.); 3 - архейские граниты и гнейсы; 4 - подземные выработки.

ные породы разделены слоем песчаника мощностью около 1 м и выше слоя песчаника - пластовой интрузией бостонитового порфира мощностью около 1 м. В свою очередь, карбонатные породы разделены на две пачки мощной (30 м) пластовой интрузией кварцевых порфиров. Нижняя (10 м) пачка представлена доломитами, верхняя (65 м) - известняками и доломитами.

Жила Третья заполняет одну из многочисленных трещин скола северо-восточного простирания ($50-60^\circ$) в кембрии и архее и контролируется дайкой снитит-порфиров мощностью более 2 м. Падение жилы вертикальное, реже - северо-западное (до 60°). Она следует не только контакту дайки, но местами проходит непосредственно в ней, имея сложную форму. Жила характеризуется неправильными частями раздувами и пережимами мощностью до 2,1 м.

Первичные руды в жиле почти не сохранились, так как претерпели глубокое окисление. По сохранившимся реликтам и продуктам окисления они имели умеренно сульфидный состав. Основным жильным минералом является кварц. Карбонаты (кальцит и анкерит) слагают менее 10% жильной массы.

Рис. 11. Изменение содержания золота с глубиной по жилам умеренно сульфидного месторождения Якутии.

а - ж - жилы: а - Четвертая, б - Третья, в - Пятая, г - Вторая, д - Первая, е - Шестая, ж - Седьмая.

Из сульфидов наиболее распространены пирит и халькопирит (80-90% от общего количества рудных минералов). Иногда встречаются галенит и сфалерит. Сульфиды образуют гнезда и прожилки, реже полностью слагают жилу. Кварц представлен двумя генерациями в форме шестоватых и рисовидных выделений.

Состав руды в зоне окисления в основном кварц-лимонитовый с реликтами пирита, халькопирита, малахита и азурита. В незначительных количествах отмечены халькозин, ковеллин, церуссит, англезит, обычно приуроченные к плоскостям спайности кристаллов галенита.

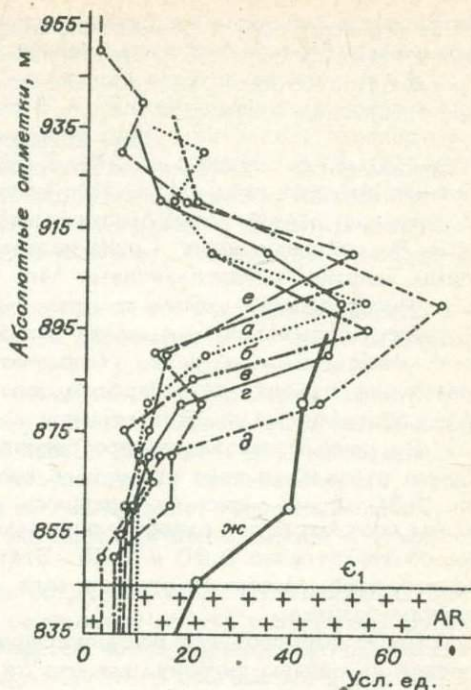
Содержание золота в жиле колеблется в широких пределах и распределено неравномерно с тенденцией резкого уменьшения с глубиной (см. рис 11). Р.В. Нифонтов /1960/ указывал на наличие видимого золота в жиле. Золото высокопробное, имеет красноватый цвет и натечное строение. Золотины достигают 0,5 см в поперечнике и тяготеют к переотложенному лимониту или обохренным трещинам в шестоватом кварце.

Анализ данных забойного опробования горных выработок позволил выявить довольно ярко выраженный пояс золотого обогащения на глубине 40-50 м, где отмечается повышение мощности жилы. Показатель интенсивности золотого обогащения весьма высок - 2,2. Среднее содержание металла вблизи выходов жилы на дневную поверхность резко снижается, что можно объяснить выносом полезного компонента вниз по жиле.

Жила Четвертая имеет преобладающее направление простираения 23-25° СЗ. Падение жилы почти вертикальное с незначительным отклонением на запад.

Выходя из архейских гранитов, жила пересекает пластовую интрузию роговообманковых порфиров мощностью 8-10 м и нижнекембрийскую толщу темно-, реже светло-серых доломитизированных известняков. Мощность последней колеблется здесь от 75 м на северо-запад до полного размыва на юго-восток, где роговообманковые порфиры выходят на дневную поверхность. Жила в гранитах фиксируется маломощным проводником кварц-лимонитового состава.

В толще известняков жила становится типичным рудным телом метасоматического характера: имеет частые раздуды, выклинивания, ответвления пластообразной формы; в рудном теле отмечаются округлые глыбы разных размеров незамешенных известняков. На контакте с рудным телом из-



вестняки трещиноватые, пиритизированные, пронизанные многочисленными прожилками бурого железняка, кальцита и сидерита.

Жила сложена глубоко окисленной рудой, судя по вторичным минералам в основном кварц-сульфидной. В зоне окисления четко выделяются подзоны полного окисления и выщелачивания. В первой из них на протяжении 100–200 м (по падению до 20 м) рудное тело совершенно выщелочено, и жильная трещина либо пуста, либо заполнена глинистым материалом, слабокатанной мелкой галькой лимонитов, обломками известняков и кусками руды. В зоне окисления в руде повсеместно встречаются неправильной формы участки с гидроокислами Mn и кальцитом.

Распределение золота по жиле неравномерно (см. рис. 11). В подзоне полного окисления содержание золота низкое. Содержание золота вместе с мощностью жилы резко уменьшается также в порфирах. Кроме того, содержание изменяется по простиранию жилы (столбовое оруденение). Наиболее обогащенный участок отмечен в центральной части жилы.

По данным забойного опробования разведочных и очистных выработок хорошо отбивается пояс вторичного золотого обогащения на интервале глубин 0–30 м; его максимум приурочен к интервалам 0–10 и 20–30 м, которым соответствуют относительно высокие показатели интенсивности, равные соответственно 2,30 и 1,35. Этот пояс выделяется и по количеству богатых проб. Мощность рудного тела резко уменьшается при подходе к архейским гранитам.

После формирования зоны окисления значительная часть жилы срезана эрозией на разную глубину, так что на самой верхней отметке сохранилась даже подзона полного окисления, а на нижней обнажилась жила в архейских гранитах /Альбов, Нестеров, 1970/.

Жила Пятая имеет простирание 30–45° СВ, падение от 85° ЮВ до вертикального. Вмещающие породы – доломиты и известняки нижнего кембрия мощностью 80 м.

По форме и мощности жила весьма непостоянна. Отмечаются пережимы, раздувы и ответвления; на участках ветвистого характера она разбивается на тончайшие прожилки. Содержание золота в руде неравномерно (см. рис. 10, 11). Максимум золотого обогащения приурочен к интервалу глубин 20–30 м от дневной поверхности. Выше сохранилась от размыва подзона выщелачивания и полного окисления.

В наиболее изученной юго-западной части жила характеризуется окисленной кварц-сульфидной рудой с примесью малахита и азурита. По простиранию и по падению в руде отмечается обилие глинистой массы с обломками вмещающих пород, что связано с карстовыми явлениями. На северо-западном фланге зафиксировано значительное скопление галенита. Необходимо также отметить наличие свободного золота, заполняющего трещины в известняках в форме нитеобразных ветвистых прожилков. Зальбанды представлены глинистой оторочкой желтовато-бурого цвета с анкеритовым оруденением.

Среди гранитов жила представлена сетью едва заметных рудных трещин. Содержание золота здесь явно пониженное.

Жила Шестая простирается на северо-восток (30–35°); угол падения почти вертикальный. Залегает она в доломитовой толще, сохранившаяся от размыва мощность которой составляет 67 м. На центральном участке отмечена дайка сиенит-порфиоров мощностью не менее 2 м.

Первичные руды относятся к кварц-пиритовому типу умеренно сульфидного состава с наложенной ассоциацией поздних сульфидов. В настоящее

время руды полностью окислены и представляют собой рыхлую кварц-лимонитовую массу с участками анкеритового состава; отмечаются азурит, малахит и куприт. Из первичных минералов в качестве реликтов встречаются пирит, халькопирит, реже - сфалерит и галенит. Зальбанды жилы представлены слабооруденелой известково-глинистой массой.

Содержание золота по вертикали распределено крайне неравномерно (см. рис. 10, 11). Выявлена подзона вторичного золотого обогащения с глубин 0-20 м. Часто отмечались случаи обнаружения видимого золота. На глубинах ниже 30 м видимое золото исчезает, содержание и мощность жилы резко уменьшается.

Жила Седьмая залегает в толще кембрийских известняков и доломитов мощностью 60 м. Простирается по 35° СВ, падение - близкое к вертикальному.

Руда в основной массе глубоко окислена. По первичному составу она относится к кварцево-сульфидному типу. Лимонит обычно содержит примесь глинисто-известнякового материала и иногда малахита. В близповерхностных участках, где жила подверглась значительному выщелачиванию, руда загрязнена обломками боковых пород и, как правило, обеднена золотом, вероятно, за счет механической его миграции. Боковые породы в таких участках разрушены и неустойчивы.

На правом склоне ручья имеется обнажение жилы во вмещающих архейских гранитах. Мощность жилы и содержание золота в первичной руде здесь резко сокращены. В жиле отмечается четко выраженная подзона вторичного золотого обогащения. Максимум золотого обогащения приурочен к глубинам 10-20 м, а судя по рис. 10, оно местами выступает на дневную поверхность. Это означает, что частично подзоны-полного окисления, выщелачивания и обогащения срезаны в послераннеплейстоценовое время в результате врезания ручья.

Жила Восьмая пересекает толщу кембрийских доломитов мощностью до 68 м, вмещающую серию пластовых интрузий керсантитов и бостонитов, и продолжается в гранитах архея. В кембрийских породах почти на всем протяжении она следует контакту с дайкой эруптивной брекчи северо-западного простирания (азимут 315° , угол падения $83-90^{\circ}$ ЮЗ). Мощность дайки 0,1-0,2 м. Отмечается ее сопряжение с дайкой сиенит-порфира. Местами жила сечет дайку, располагаясь то висячем, то в лежащем ее боку, а иногда отходит от нее, образуя залежь. Форма жилы сложная с раздувами (иногда более 2 м) и пережимами; последние, как правило, приурочены к местам пересечения с дайкой. Зальбанды не резкие, обычно наблюдается постепенный переход от рудного тела (глубоко окисленная руда) к вмещающим породам через глинисто-песчанистую рыхлую тонкозернистую массу, представляющую собой продукт химического изменения доломитов. На многих участках жила горизонтально ветвится; длина ответвлений достигает нескольких метров; нередко они образуют залежеобразные раздувы в доломитах.

По минералогическому составу жила неоднородна. По ее простиранию выделяются два различных участка: на северо-западе она характеризуется гематитопиритовым оруденением, а жильным минералом является кварц, на юго-востоке - сульфидно-кварцевым оруденением. В руде обнаружены следующие минералы (в убывающих количествах): кварц, лимонит, малахит, азурит, халькозин, ковеллин, церуссит, а в реликтах первичной руды - пирит, халькопирит и галенит.

В первичной руде рудные минералы составляют больше половины массы жилы, причем преобладает пирит. Кварц мутно-белый с хорошо образо-

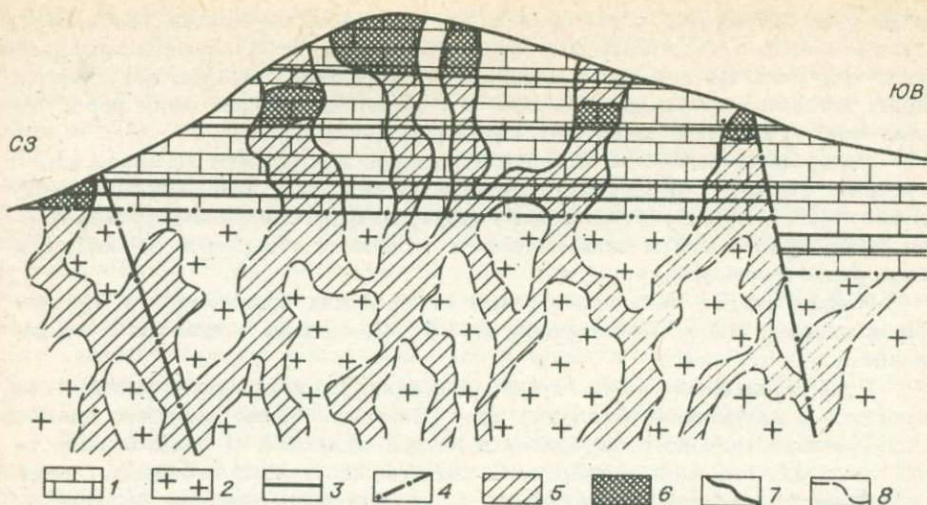


Рис. 12. Положение первичной и вторичной зональности жилы Восьмой умеренно сульфидного месторождения Якутии. Горизонтальный масштаб в 10 раз меньше вертикального.

1 - нижнекембрийские доломитизированные известняки; 2 - архейские аляскинские граниты и гнейсы; 3 - пластовые интрузии кварцевых порфиров, ортофиров, альбитофиров, керсантитов и бостонитов; 4 - тектоническое нарушение; 5, 6 - рудные столбы: 5 - первичные, 6 - вторичные; 7, 8 - контуры рудных столбов: 7 - установленные, 8 - предполагаемые.

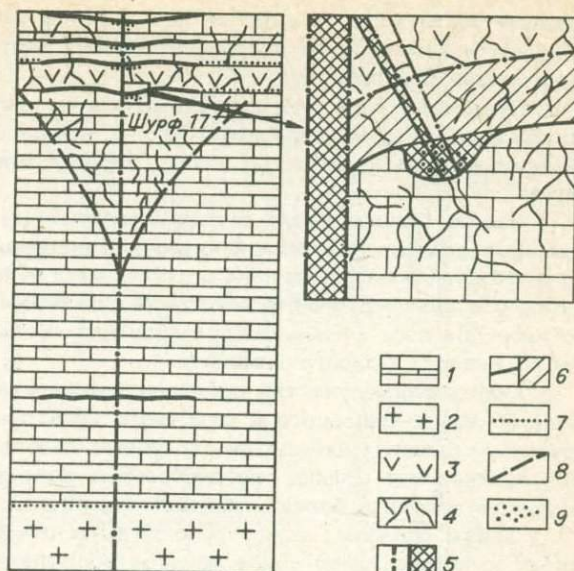
ванными кристаллами, сильно пористый. Строение жилы по большей части такситовое, нередко участки брекчиевидных текстур; в горизонтальных ответвлениях жилы наблюдаются полосчатые текстуры. Мелкие прожилки, сложенные кварцем и гематитом, имеют гребенчатое или зональное строение.

Распределение золота в жиле крайне неравномерно. По простиранию на общем фоне оруденения выделяются первичные рудные столбы длиной 200–300 м (рис. 12). До глубины 60 м простирается подзона вторичного золотого обогащения, сложенная глубоко окисленной рудой с видимым золотом и высокими пробами. Окисленные руды установлены также над архейскими гранитами. Есть основание предполагать продолжение рудных столбов в мраморах и кальцифирах федоровской свиты архея, где возможно наличие метасоматических залежей с содержанием золота, соответствующим первичным рудам залежей в кембрии.

Жила-залежь Девятая имеет простирание 26–70° СВ. Падение жилы чаще вертикальное с отклонениями в обе стороны на 5–10°, чаще на СЗ. Вмещающими породами являются архейские граниты и выше - сиенит-порфиры, слагающие мощное пластообразное тело, отделенное от гранитов слоем доломитов мощностью 2–5 м. В последнем развивается метасоматическая залежь, сопряженная с жилой. Боковые породы вблизи рудного тела изменены. Доломиты анкеритизированы, пиритизированы и частично превращены в рудную глину. Сиенит-порфиры у контакта с жилой пронизаны кварцевыми прожилками с мельчайшей вкрапленностью пирита.

Рис. 13. Поперечный разрез жилы-залежи Десятой умеренно сульфидного месторождения Якутии.

1 - доломиты и известняки (ϵ_1); 2 - граниты и гнейсы (AR); 3 - пластовая залежь керсантитов; 4 - трещиноватость пород; 5 - жила с переотложенным лимонитом; 6 - залежь преимущественно с местным лимонитом; 7 - контакты пород; 8 - нижняя граница зоны окисления; 9 - места скопления кустового видимого золота.



Жила в порфирах имеет обычную для жил мощность и характеризуется резкими слабоволнистыми зальбандами. Иногда она имеет сложное брекчиевидное строение, обусловленное сетью переплетающихся прожилков. Наблюдалось также ветвистое строение жилы. В этом случае она представлена несколькими прожилками, расстояние между которыми достигает 2 м. При этом во вмещающих породах обычно наблюдается обильная вкрапленность пирита, гематита и мелкокристаллического кварца. Золото мелкое, очень часто видимое.

Залежь ограничена сверху сиенит-порфирами, снизу - гранитами, располагаясь в доломитах и почти полностью их замещая. Ширина ее колеблется в больших пределах. Залежь расположена в основном симметрично относительно жилы, реже - с одной стороны. Содержание золота в ней выше, чем в жиле. Руда окислена, так как по контакту архея и кембрия наблюдается циркуляция воды.

Жила и залежь состоят из переменных количеств кварца и гематита (почти исключительно железная слюдка), пирита, редко халькопирита. Кварц в жиле отмечается иногда в виде тонких игольчатых кристаллов, образующих друзы, а в залежи - в основном в виде сплошной пористой массы с ячейками кубической формы, пустотелыми или заполненными лимонитом. Кварц часто пронизан нитеобразными прожилками гематита.

В описанной жиле-залежи отмечено поясовое вторичное золотое обогащение между абсолютными отметками 810-860 м.

Жила-залежь Десятая (рис. 13) располагается среди нижнекембрийских доломитов и известняков мощностью 100 м. Жила имеет вертикальное залегание и обычную мощность, сопрягаясь с заливообразно отходящими от нее горизонтальными залежами на пяти разных горизонтах.

Местами в залежах верхних горизонтов (до глубины 0-3 м от дневной поверхности) руда нацело окислена до состояния рыхлой землистой массы. Ниже (до глубин 4-5,5 м) руды менее окислены, часто представляют переходы от плотных первичных руд к окисленным сыпучим. До глубины 9,5-10,6 м слабо окисленные руды сопряжены с вертикальными рудопроводящими каналами. Все такие сопряжения и сами окисленные крутопа-

дающие жилы характеризуются повышенным содержанием золота, нередко видимого. Интенсивное окисление верхней части жилы вызвало некоторое проседание поверхности.

Первичные руды относятся к пирит-анкеритовому типу с наложенной ассоциацией поздних сульфидов. Кроме анкерита и пирита в составе руды имеется радиально-лучистый кварц, изредка встречаются халькопирит и сфалерит.

Залежь Одиннадцатая в доломитизированных известняках нижнего кембрия представлена окисленной кварц-лимонитовой рудой. Распределение золота в ней крайне неравномерно, с отдельными обогащенными карманами и гнездами. Обогащенным участкам свойственно видимое золото размером 0,5–3 мм со своеобразным строением в ассоциации со значительным количеством перетолженного рыхлого лимонита.

Обогащенные участки пространственно связаны с тектоническими трещинами северо-западного и широтного простирания. В пределах залежи по трещинам развиты небольшие карстовые полости со скоплениями лимонита. В возникновении мелких гнездообразных участков, очевидно, играла роль миграция золота в более глубокие горизонты.

Таким образом, между абсолютными отметками 870–920 м во всех жилах выявлено гипергенное золотое обогащение.

Группа мало сульфидных месторождений в коре выветривания Якутии

Основной водораздел этой территории простирается в меридиональном направлении. Междуречье представляет собой холмистую поверхность с абсолютными отметками 500–630 м и относительными превышениями 150–200 м. Крутизна склонов не более 10° . Долины рек хорошо разработаны и имеют корытообразную форму.

Месторождения расположены в области синклиорного погружения кристаллического фундамента. Они приурочены к участкам пересечений осевой части широтно ориентированной палеозойско-мезозойской синеклизы субмеридиональными разрывными нарушениями в осадочном чехле.

Породы архейского фундамента представлены красными аляскистыми грубозернистыми гранитами, плагиогранитами, диопсид-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. Они вскрыты скважинами колонкового бурения на разной глубине (рис. 14) и в пределах рудного поля на дневной поверхности не обнажаются.

Осадочный чехол мощностью около 600 м в районе месторождений имеет двучленное строение. В основании на абрадированной поверхности архейского фундамента почти горизонтально залегает карбонатная толща нижнего кембрия. На поверхности ее размыва отдельными реликтами и в виде глыбового элювия и делювия, останцев залегают терригенные отложения нижней юры. Наиболее полно (28 м) в виде останца они представлены в одной из гор и сложены аркозовыми песчаниками, глинистыми и песчано-глинистыми тонкослоистыми сланцами, конгломератами.

Породы нижнего кембрия начинаются слоем аркозовых песчаников мощностью 2–3 м. Выше чередуются горизонты и пласты нормальных битуминозных, мергелистых и доломитовых известняков, доломитов и мергелей. Они делятся на пять свит (снизу вверх): юдомскую (220–275 м), пестроцветную (45–110 м), тумулдурскую (110–120 м), унгелинскую (115–170 м) и куторгиновую (107 м). Породы двух последних являются рудо-

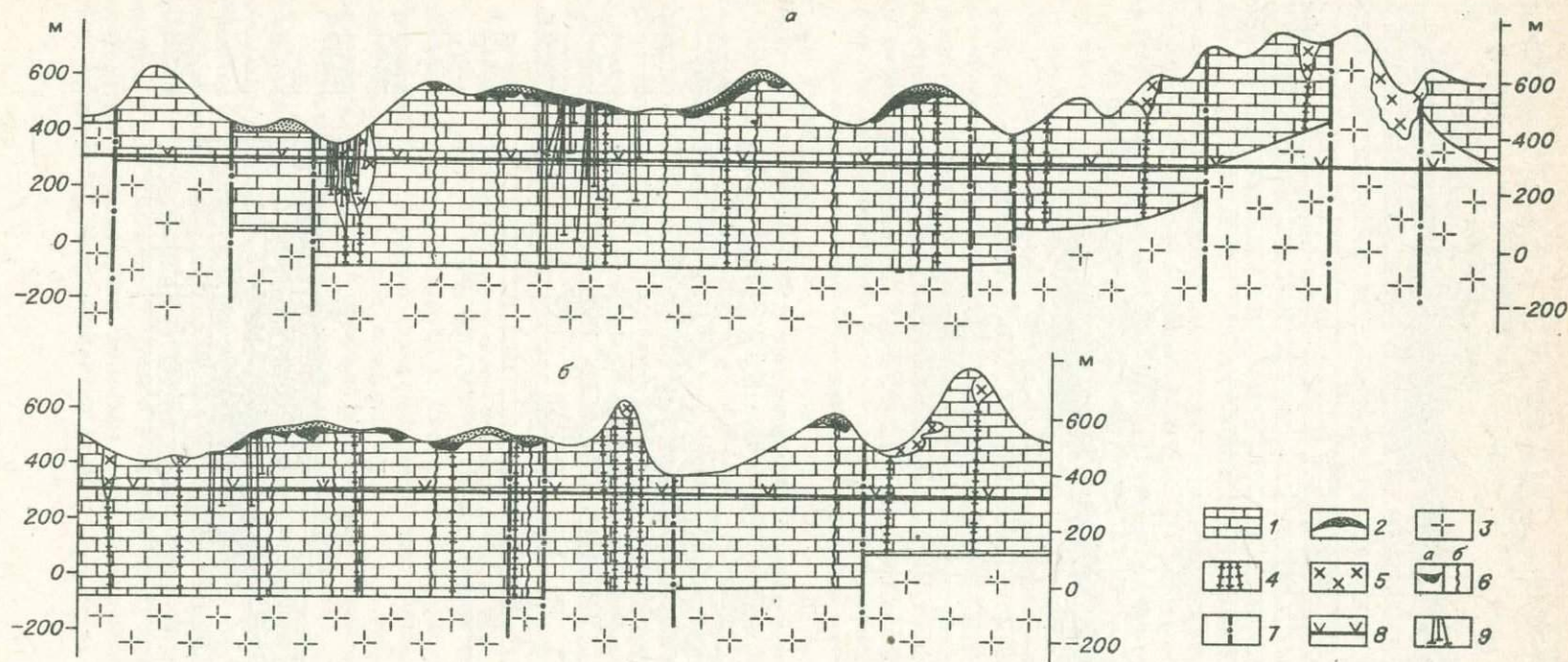
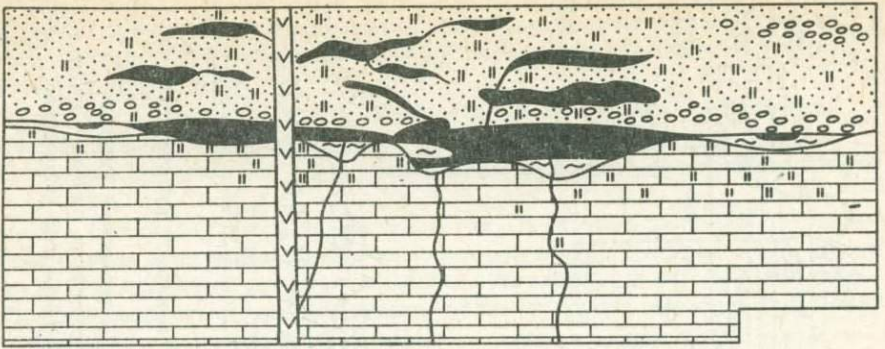
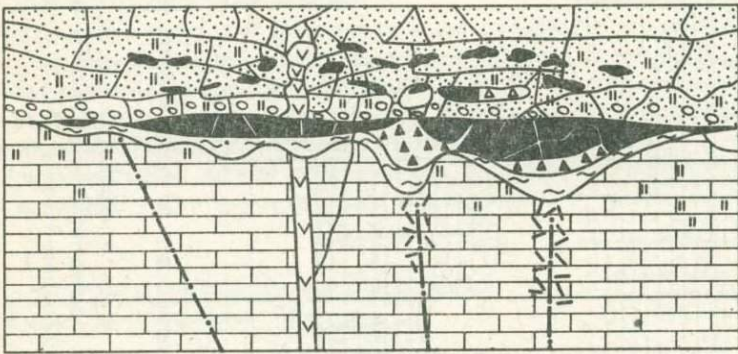


Рис. 14. Строение мало сульфидных месторождений в коре выветривания по простиранию (а) и вкрест простирания (б).

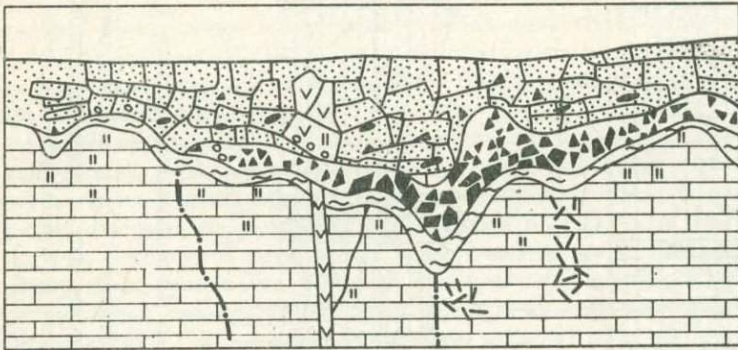
1 - доломитизированные известняки (Є_1); 2 - песчаники и конгломераты (J_1); 3 - граниты и гнейсы (AR); 4 - дайки послеюрских керсантитов и авгит-биотитовых порфиров; 5 - лакколиты послеюрских сиенит-порфиров; 6 - залежи (а), рудоподводящие минерализованные зоны дробления и жилы (б); 7 - тектонические нарушения; 8 - зеркало грунтовых вод; 9 - скважины.



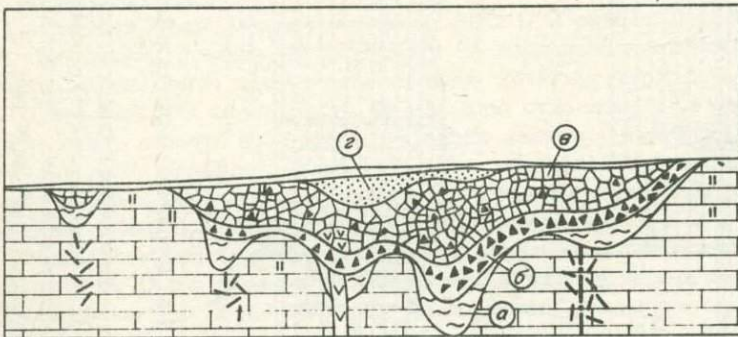
I



II



III



IV

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

вмещающими. В верхних частях куторгиновой свиты породы сильно кавернозные, пористы и трещиноваты, с большими карстовыми полостями, зародившимися в доюрское время.

Золоторудные месторождения пространственно и парагенетически связаны с ограниченно развитыми в пределах рудного поля магматическими породами. Все известные проявления магматизма датируются послееюрским возрастом и представлены главным образом дайками керсантитов, лакколитами и силлами сложного состава. Дайки керсантитов фиксируются субмеридиональными разрывами и контролируют золоторудные образования.

Месторождения золота приурочены к карстовым полостям, заполненным лимонитизированными песчано-глинистыми образованиями и обломками первичных руд, песчаников и известняков. Продуктивные отложения выделяются по данным химического опробования в виде линейно вытянутых залежей, следующих контурам карстовых полостей. По условиям формирования этих месторождений нами выделено четыре этапа рудообразования (см. рис. 12).

На первом (раннемеловом) этапе (рис. 15) возникли первичные гидротермальные метасоматические золоторудные тела в продуктивном горизонте нижнекембрийских, нижнеюрских пород и глин доюрской коры выветривания, ослабленных вблизи контактов. Юрские породы, первоначальная мощность которых составляла 500-700 м /по Ю.А. Билибину, 1937/, частично экранировали рудоносные растворы. Рудоподводящими каналами служили субмеридиональные разрывные нарушения, контролировавшие дайки изверженных пород. Тела первичных золотоносных метасоматитов представлены нечетко очерченными горизонтальными пластовыми залежами, жиллообразными, прожилковыми и линзообразными образованиями.

Исследователи выделяют два типа первичных метасоматитов: калишпатовые и кварцевые. В.А. Биланенко в 1963 г. подчеркивал сложное сочетание форм метасоматитов и указывал на наличие многоярусности залежей в низах юрских отложений и частично в кембрийских известняках, доломитах.

Наиболее распространенные калишпатовые метасоматиты образовались преимущественно по известнякам и песчаникам, реже по керсантитам. Они представляют собой тонкозернистые породы, производные первой, слабозолотоносной стадии калиевого метасоматоза. Кварцевые метасоматиты образовались по битуминозным известнякам, песчаникам и калишпатовым ме-

Рис. 15. Схема формирования месторождений в коре выветривания. I - IV - этапы: I - образование первичных рудных тел; II - закрытое карстование; III - открытое карстование; IV - современное состояние рудных тел (а - материал доюрской коры выветривания; б - глинистые карстовые отложения, продуктивный горизонт; в - глинисто-песчанистые карстовые отложения; г - сильно измененные нижнеюрские песчаники).

1 - песчаники с прослоями конгломератов (J_1); 2 - известняки и известковистые доломиты (ϵ_1); 3 - дайки сложного состава; 4 - первичные рудные залежи кварц-пиритового состава; 5 - окварцевание и пиритизация; 6 - обломки и глыбы окисленной руды с лимонитом в темно-бурой и красноватой глинисто-рудной массе; 7 - песчано-глинистые рудоносные массы с обломками окисленной руды и песчаников; 8 - обломки песчаников и конгломератов с глиной и песком (карстовые отложения); 9 - желтоватые и бурые глины доюрской коры выветривания; 10 - тектонические трещины; 11 - трещиноватые зоны.

тасоматитам. Они производные второй, высокопродуктивной, стадии сульфидно-кварцевого метасоматоза. Широкое распространение руд брекчиевых структур, обломки которых состоят из калишпатовых метасоматитов и осадочных пород, а цемент — из бесцветного кварца, свидетельствует о существовании внутрирудного непродуктивного этапа окварцевания, который разделял обе стадии метасоматоза.

Второй (миоценовый) этап (см. рис. 15) характеризовался развитием подрудного карста по реликтам доюрской коры выветривания. Мощность юрских отложений к этому времени в результате длительной эрозийной деятельности значительно уменьшилась. (В дочетвертичное время было смыто 400–500 м пород.) О подземном развитии карста рассматриваемого этапа свидетельствует отсутствие пылицы, спор и других растительных остатков более чем в 120 пробах из материала выветривания трех месторождений. Кроме того, следы подземного карстования отмечены под 28-метровой толщей нижнеюрских пород на одной из гор. Датировка второго этапа основана на аналогии карстовых рудоносных отложений с третичными красноцветными образованиями и высокими террасами нижнего течения основного водотока района.

Стометровое сводовое поднятие миоценового этапа привело к образованию ущельеобразных долин, а статический уровень подземных вод занял современные отметки — 480–510 абс.м, достигнув низов куторгиновой свиты. Карстовые процессы затронули зоны преимущественно под рудными залежами вблизи тектонических нарушений. В условиях господства теплого умеренно влажного климата сульфиды метасоматитов окислялись и образовывали сернокислые воды, которые, в свою очередь, приводили к растворению и миграции золота и усилению развития карстовых полостей именно под метасоматитами. Это повлекло за собой длительное смещение и развал рудных тел.

Третий (миоцен-раннеплейстоценовый) этап (см. рис. 15) характеризовался открытым карстобразованием, общей деструкцией рельефа и формированием поверхности выравнивания и террас 150–170-метрового уровня. Карстовые полости продолжали углубляться в условиях прежнего уровня подземных вод и все еще значительной мощности юрских отложений. Началось проседание и обрушение кровель карстовых полостей, сложенных известняками и породами золоторудных залежей. Юрские толщи слабо прогибались, образовывали просадки, иногда обрушивались. В карстовых полостях вместе с обломками окисленных руд и вмещающих пород скапливались продукты выщелачивания известняков в виде элювиальных гидрослюдистых глин, содержащих примесь монотермита и каолинита. Иногда пустоты закрытого карста замывались осадками, принесенными нисходящими водами.

В четвертом (послераннеплейстоценовом) этапе произошло сводовое воздымание и соответствующие ему врезание речной сети и понижение уровня подземных вод. Быстрым его понижением объясняется слабая закарстованность кембрийских образований между отметками 480–550 м (продуктивный горизонт) и 310–350 м (горизонт современного карстования). В это время карстовые полости вышли на дневную поверхность. По мере обрушения пород кровель в карстовых полостях накапливались рудные окисленные метасоматиты, а затем и сохранившиеся от эрозии песчаники и конгломераты мощностью от первых до 28 м. Наряду с этим в результате продолжающегося химического выветривания образуются современные карстовые воронки.

Разложение (по Разину, Рожкову, 1966) рыхлого материала закрытых карстовых полостей шло по схеме: слюда + полевые шпаты → гидро-

Таблица 11

Вещественный состав окисленных руд месторождений в коре выветривания

Минералы	Кварцевые метасоматиты				Обломки блоковых пород			
	гипогенные		гипергенные		гипогенные		гипергенные	
	Н	Р	Н	Р	Н	Р	Н	Р
Главные	Кварц, адуляр	Пирит		Гидрогётит, гидрогематит	Кварц		Каолинит, гидрослюда	
Второстепенные		Марказит	Каолинит, галлуазит, кальцит	Гётит, гематит	Микроклин			
Примесь	Кальцит, ортоклаз, серицит, мусковит, флюорит	Пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, магнетит, самородные золото, серебро и висмут, магнетит, ильменит, валлериит, борнит, антимонит	Кальцит, барит, гипс, халцедоновидный кварц*, самородная сера*	Гидроокислы и окислы Mn*, марказит*, пирит, кварц*, малахит*, азурит*, ковеллин, халькозин*, самородные медь и золото*	Кальцит, мусковит, диопсид, роговая обманка, гранат, турмалин, кианит, циркон, рutil, циртолит	Пирит, магнетит, молибденит, халькопирит*, пирротин*, галенит*, сфалерит*, золото	Бейделит, кальцит	Гидроокислы и окислы Fe и Mn, барит*, гипс*, халцедоновидный кварц*, золото

Примечание. Звездочкой отмечены минералы, установленные автором; остальное - данные А.И. Казаринова.
Н - нерудные, Р - рудные.

Л.В. Разиным, И.С. Рожковым обнаружены примеси Au (0,0008–0,003%), Ag, Cu, Pb, Bi, Mo, Ni, Cr, Ti, Mn, Ba, As.

Марказит тесно ассоциирует с колломорфным пиритом I. Иногда он встречается в виде тонкопластинчатого агрегата, перемежающегося с пиритом. Размер выделений марказита около 0,05 мм. Марказит иногда замещает пирротин, по нему, в свою очередь, развивается пирит.

Пирротин встречается в виде веретенообразных и прожилковидных выделений размером не более 0,07 мм в пирите. Судя по одновременному погасанию и частому замещению марказитом, можно предположить, что его выделения реликты.

Халькопирит образует неправильные выделения размером 0,03–0,05 мм в сростках с пиротином, сфалеритом и арсенопиритом, а кроме того, ассоциирует с валлериитом и блеклой рудой. Вместе с этими минералами или независимо от них халькопирит образует тонкую вкрапленность в пирите II, порой же вместе со сфалеритом образует прожилки в пирите, каемки на зернах пирита и марказита.

Арсенопирит встречается в виде изолированных зерен размером 0,01–0,1 мм в сростании с халькопиритом. Иногда он замещает дробленный пирит II. В одном случае трещинки в зернах арсенопирита были заполнены кварцем.

Галенит наблюдается в ассоциации со сфалеритом в пирите II. Он образует отдельные кристаллы размером не более 0,1 мм и изредка совместно с халькопиритом и сфалеритом заполняет трещинки в пирите.

Сфалерит в виде тончайшей эмульсионной вкрапленности присутствует в халькопирите и пирротине. Иногда в нем наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита.

Блеклые руды в виде тончайших эмульсионных выделений наблюдаются в пирите и халькопирите.

Самородное серебро встречается крайне редко в виде мелких (0,004–0,2 мм) включений в ассоциации с самородным висмутом и халькопиритом в пирротине.

Самородное золото в метасоматитах ассоциирует с пиритом. Пирит I ранней кварцево-сульфидной ассоциации слабозолотоносен и содержит только тонкодисперсное золото. Более крупные его выделения ассоциируют с пиритом II, сульфидами Cu, Pb, Zn и поздней кварцево-сульфидной ассоциации, выделенной А.И. Казариновым в 1963 г. и характеризующейся повышенным содержанием золота. Ассоциация самородного золота с кварцем наблюдается редко; по отношению к нему золото ксеноморфно.

По данным других авторов и нашим исследованиям, установлена очень редкая встречаемость видимого под микроскопом золота в пирите. С.В. Яблокова в 1966 г. при просмотре с большим увеличением 60 шлифов из богатых кварцево-сульфидных руд и 20 монтировок из сульфидного концентрата с содержанием 81 г/т обнаружила лишь одно каплевидное выделение золота в пирите размером 0,036 мм и несколько еще более мелких включений в рисовидном среднезернистом кварце. Ею же в результате селективного растворения серной кислотой мономинеральной навески 190 г пирита с тем же содержанием золота по данным химического анализа удалось выделить 26 золотин. Наиболее крупная из них – 0,25 x 0,25 мм, остальные не превышали 0,05 мм. Приведенные С.В. Яблоковой результаты анализов убедительно доказывают, что в первичных рудах преобладает субмикроскопическое тонко распыленное в сульфидах золото.

Золото первичных руд отличается пониженной пробой. По методике, разработанной в ЦНИГРИ П.С. Бернштейном, основанной на сравнении отража-

тельной способности исследуемых и эталонных образцов, она равна 700–720. Определение проб с помощью локального микроспектрального анализа (Н.Г. Кореннова, ЦНИГРИ) показало колебания пробы в пределах 720–820. Некоторое повышение пробы, очевидно, связано с попаданием в анализ межзерновых высокопробных прожилков, образующихся в золоте зоны окисления.

Максимальная глубина известных карстовых полостей на рудном поле – 120 м. Большинство полостей относится к эродированному карсту, обнажающемуся на современном эрозионном срезе и сопровождающемуся механическими и солевыми ореолами рассеяния золота. Карстовые полости делятся геологами на группы: а) воронкообразные и щелевидные, глубина которых в 3–4 раза превышает ширину; б) блюдцевидные и чашеобразные, глубина которых равна ширине или в 2–3 раза меньше ее; в) сложного строения – долинного и котловинного типов со ступенеобразными бортами. Карстовые полости в различном сочетании образуют субмеридиональные карстовые зоны.

Золотоносен материал преобразованной коры выветривания (отложения карстовых полостей), а месторождения, как правило, приурочены к ее нижнему слою (см. рис. 15,г). Характеризуемые образования на 40–45% состоят из глыбово-обломочного материала сильно обохренных первичных руд с примесью известняков и песчаников либо без заполнителя, либо беспорядочно расположенных в массе вязких глин и илов с примесью суглинка, супеси и песка. В отдельных случаях имеются и полости карста.

Гранулометрический состав общей массы смешанный, но местами тонкодисперсный. Среди рыхлых отложений находятся продукты дочетвертичной преобразованной (остаточной по юрским породам) и доюрской (остаточной по нижнекембрийским известнякам) кор выветривания. Окраска глинисто-песчаных образований желтая, оранжевая, пурпурная, коричневая, вишневая и фиолетовая, что обусловлено гипергенной лимонитизацией. Иногда заметна тонкая горизонтальная слоистость, связанная с изменением состава глины и присутствием прослоек песка и ила.

По минеральному составу глины дочетвертичной преобразованной коры выветривания подразделяются на гидрослюдисто-каолининовые (присущие песчано-глинистым рудоносным массам) и каолининовые (свойственные вышележащему слою). В первых встречаются скопления галлуазитов и примесь монтмориллонита, во вторых – неправильные частицы гидрослюды и монотермита, удлиненно-трубчатые кристаллы галлуазита и аноксита. В.В. Ладейщиковым (ИРГИРЕДМЕТ) в 1961 г. спектральным полуколичественным анализом в глинах установлено содержание Si, Al, Fe, K, Mg, Ti, Ca, Na, Mn, Ba, Ag, Pb, Ni, Cu, Co, Cr, V, Ga, Sr, Be. Тонкие фракции глинистого материала состоят из кварца (до 30%), мусковита, гидрослюд, лимонита; в незначительном количестве содержатся полевые шпаты. Фракции более 0,001 мм и тяжелые фракции состоят из гидроокислов Fe, а также циркона, рутила, граната и магнетита. Приводим химический состав (вес.%) проб окисленных руд (данные В.В. Ладейщикова):

Компонент	Месторождение		
	А	Б	В
SiO ₂	56,66	78,40	66,12
Fe ₂ O ₃	5,52	8,71	10,00
FeO	1,88	-	0,95
Al ₂ O ₃	8,80	7,32	11,49

Компонент	Месторождение		
	А	Б	В
CaO	9,08	1,41	0,85
MgO	1,50	0,54	0,65
K ₂ O	3,04	1,60	4,10
Na ₂ O	0,15	-	0,12
TiO ₂	0,40	0,37	0,58
MnO	0,07	-	0,25
V ₂ O ₅	0,02	-	0,05
Cu	-	0,18	-
S _{общ}	-	0,13	-
As	-	0,19	-
Se	0,001	0,0009	-
Te	0,0005	0,000012	-
П.п.п.	11,20	-	4,40

Лимонит является широко распространенным минералом (табл.12,13). Он образуется при замещении пирита, пирротина, халькопирита и других первичных минералов. По текстурным особенностям макроскопически выделяются плотная и рыхлая его разновидности. Первая обычно в глыбово-обломочной массе слагает жилки и пленки в окисленных метасоматитах и вмещающих породах с характерными метаколлоидными структурами (тонкопористыми, кружевными, зернистыми). Нередко плотный лимонит встречается в псевдоморфозах по пириту. Рыхлый лимонит присутствует совместно с плотной разновидностью в окисленных реликтах метасоматитов и вмещающих пород и образует самостоятельные скопления между глыбами и щебнем окисленных метасоматитов, в их неровностях и занорышах.

Красно-бурая окраска карстовых отложений и особенно ярко окрашенные (вишневые, пурпурные и фиолетовые) их разновидности с повышенным содержанием золота обязаны большим массам рыхлого переотложенного лимонита.

С целью диагностики выделенных разновидностей лимонита проведен химический анализ на четыре компонента (свободная и кристаллизационная вода, окись и закись Fe), результаты которого приводятся ниже:

Номер пробы	Исходная проба	H ₂ O		Fe	
		H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	FeO	Fe ₂ O ₃
ТУ-100	Ярко-красный рыхлый лимонит	0,56	3,96	0,18	12,05
ТУ-103	Бурый пористый лимонит	0,32	3,42	0,18	24,30

Эти результаты и рентгенометрическое определение (табл. 14) образцов лимонитов указывают на то, что мы имеем дело не с чистыми разновидностями гидрогетита и гетита, а с их смесью.

Результаты термического анализа плотного лимонита в сравнении с

Таблица 12

Состав руд, вес.%

Номер пробы	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	P	MnO	SO ₃
1Б	Кварц-лимонитовая	80,4	5,35	0,50	Сл.	4,72	-	0,02	Сл.	0,06
2Б	Лимонит-кварцевая	73,0	13,72	0,28	"	8,56	-	0,03	"	"
С4В	Кварцевая слабо пиритизированная	84,6	Сл.	1,19	"	2,12	-	0,01	"	0,06
2Ж	Сильно окисленная кварц-сульфидная	80,9	4,73	3,41	1,38	5,28	4,89			
35Ж	Кварцевая с кварцевой сыпучкой	94,0	0,10	1,90	0,07	1,75	1,58			
38Ж	То же	90,8	3,20	3,92	0,35	2,50	2,29			
37Ж	Кварцевая сыпучка	86,6	2,00	8,97	0,42	2,50	2,29			
40Ж	" "	89,4	2,51	3,14	0,56	2,23	2,01			
41Ж	" "	88,7	4,65	3,02	0,52	1,43	1,59			
39Ж	То же, с глиной и лимонитом	66,7	7,38	4,48	0,12	9,58	8,62			
06В	Песчано-глинистая окварцованная	49,0	14,56	0,55	Сл.	5,52	-	0,02	"	0,03
07В	Глинистая окварцованная	39,2	19,16	0,83	"	2,88	-	0,05	"	-

Таблица 13

Содержание породообразующих минералов в пробах из рыхлых руд месторождения

Номер пробы	Порода	Класс, мм	Выход класса, %	Минералогический состав, %					
				Гидроокислы Fe	Кварц	Полевой шпат	Каолинит	Гидро-слюда	Прочие минералы
117	Глина с обломками кварцевых метасоматитов	+0,003	86,6	9,6	89,2	1,2	-	-	Сл.
		-0,003	13,4	-	-	-	-	100	-
87	Бурая глина с обломками кварцевых метасоматитов, с гидроокислами Fe	+0,003	81,2	10,8	43,8	24,6	7,3	-	7,5
		-0,003	18,8	-	-	-	100	-	-
99	Красно-бурая глина с обломками кварц-лимонитовых руд	+0,003	75,6	49,8	19,7	16,9	11,5	1,6	0,5
		-0,003	24,4	-	-	-	100	-	-
2	Технологические пробы	+0,003	89,4	13,5	58,1	21,6	1,7	3,4	1,7
		-0,003	-	-	-	-	57,0	43,0	-
		+0,003	69,5	43,5	23,1	30,2	-	3,2	-
		-0,003	30,5	93,5	-	-	-	6,5	-

Примечание. Технологические пробы по данным В.И. Зеленова, остальные - А.И. Казаринова (ЦНИГРИ).

Таблица 14

Рентгеноструктурный анализ гётита (гидрогётита) из месторождения в коре выветривания

Анализируемый минерал, образец ТУ-103		По В.И. Михееву /1957/				Анализируемый минерал, образец ТУ-100		По В.И. Михееву /1957/			
		Гётит		Кварц				Гётит		Кварц	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1	5,05	2	5,0			8	1,820	4	1,80	9	1,813
3	4,70	4	4,6			1	1,760	1	1,769		
7	4,27			5	4,24	3	1,721	7	1,720		
7	4,18	10	4,18			2	1,702			3	1,696
6	3,69			5	3,68	3	1,674	3	1,685	5	1,668
10	3,35	3	3,36	10	3,34	2	1,644	2	1,656	2	1,656
1	2,89					1	1,608	3	1,600		
5	2,70	8	2,69			2	1,566	5	1,563		
2	2,60	2	2,57			7	1,543			9	1,539
2	2,50	2	2,47	2	2,51	2	1,518	4	1,507	2	1,521
8	2,46	9	2,45	5	2,45	3	1,452	5	1,450	4	1,450
1	2,35			2	2,341	1	1,422	2	1,420	2	1,416
4	2,29			5	2,280	5	1,386	2	1,391	8	1,380
3	2,25	3	2,25	4	2,231	7	1,376	2	1,359	1	1,352
3	2,20	5	2,18	1	1,176	1	1,318	3	1,317	1	1,320
4	2,13	1	2,09	5	2,123	1	1,302	2	1,291	1	1,304
3	2,01	1	2,00	4	2,000	4	1,284	2	1,268	6	1,285
3	1,98			4	1,975	4	1,252	1	1,259	7	1,253
1	1,92	2	1,91			3	1,223			5	1,226
1	1,843			1	1,839	5	1,198			8	1,198

Примечание. Дебаграммы образцов ТУ-100 и ТУ-103 идентичны. Анализ выполнен А.А. Бровкиным на установке УРС-50 в лаборатории физических методов ЯФ СО АН СССР. Тип анода - железо; время экспозиции - 4 ч; диаметр образца - 0,2 мм; $V = 45$ кВ; $I = 18$ мА; камера РКД - 57,3 мм.

данными анализа гётит-гидрогётитовой руды по А.И. Гинзбургу и И.А. Руквишниковой /1951/ позволяют определить исследуемый нами лимонит как гётит с примесью гидрогётита. Аналогичные данные мы находим у В.П. Ивановой /1961/. Нагревание пористой (обр. ТУ-103) и рыхлой (обр. ТУ-100) разновидностей лимонита дает примерно такой же график, только с ярким эндотермическим эффектом с максимумом при температуре около 170°C, отвечающим выделению адсорбционной воды. По данным экспериментов Кульпа и Трайтса / Kulp, Trites, 1951/ их образование происходит в восстановительной среде при высоком значении рН.

По данным спектрального анализа (по Л.В. Разину и И.С. Рожкову) в выделенных разновидностях лимонита содержатся примеси Pb, Ba, Ti, As, Cu, Zn, Be, Sb, Cr, Mo, Ni, Sr, Sn, Ga, Ag, Co.

Далее описываются вторичные минералы зоны окисления.

Каолинит в виде тонких масс заполняет пустоты в метасоматитах, обычно содержит в непостоянном количестве примесь гидроокислов Fe, придающих ему бурю пятнистую окраску. Галлуазит наблюдается в пустотах кварцевых жезд в метасоматитах, образуя типичные аморфные агрегаты, испещренные тонкими трещинками усыхания. Кальцит довольно часто встречается в прожилках, секущих все рудные образования и глинистые породы. Содержание его не превышает 5%. Барит, образующий мелкие друзы бледно-желтых кристаллов уплотненного габитуса, ассоциирует с гидроокислами Fe, галлуазитом и гипергенным пиритом. В шлифах наблюдается в тонких прожилках, секущих агрегаты халцедоно- и рисовидного кварца. Гипс тоже образует мелкие друзы бесцветных кристаллов в пустотах метасоматитов. Вторичный кварц халцедоновидного облика образует натечные формы в глинистой массе в ассоциации с кальцитом или корочки в пустотах окисленных метасоматитов.

Гидроокислы Mn распространены широко, но не дают значительных скоплений. Обычно это корочки и натечи неправильной и дендритовидной формы по трещинам отдельностей в окисленном метасоматите и вмещающих породах. Пирит развивается в виде плеохроирующей смеси мелких кристалликов по окисленным минералам. Марказит обычно замещает пирротин. Малахит и азурит встречаются весьма редко в виде отдельных мелких натечных форм.

Самородная медь встречена А.И. Казариновым в 1963 г. в виде прожилковидного агрегата зерен в трещинках в окисленной руде. По данным ИРГИРЕДМЕТА золото в окисленных рудах находится в самородном состоянии и механически связано с гидроокислами Fe. По результатам пробирного анализа крупных технологических проб (В.В. Ладейщиков) содержание золота составляет (усл. ед.): в лимонит-гематитовой фракции - 1,3, в глинах - 2,4, в кварце - следы. При этом оно в основной массе тонкоочушчатое и пленочное (размер 0,005-0,025 мм) на гидроокислах Fe или зернах кварца. Оно распределено неравномерно и порой образует скопления с ураганным содержанием. Иногда золото состоит из хрупких сростаний мельчайших частиц. В отдельных случаях такие агрегаты достигают 2 см в поперечнике.

В связи с тонкой размерностью золота в рудах получение его методом промывки на сибирском лотке сопряжено с большими трудностями. Полученное таким способом оно резко отличается от золота в первичных рудах и в большинстве своем характеризуется чертами нового переотложенного металла. Прежде всего оно парагенетически связано с переотложенными гидроокислами Fe, Mn и гипергенным кварцем в виде легко рассыпающихся изометричных, палочковидных пластинчатых или кубических выделе-

ний. Отдельные из них друзовидно-губчатые, веточковидные, где каждое из ответвлений обладает удлинённой натежной формой.

Наряду с корочками гидроокислов Fe на изломах золотин часто видны прожилки гидроокислов Fe и Mn. Нередко внутри комковидных агрегатов включены новообразования гипергенного кварца, инкrustирующего углубления и пустотки в золоте. Формы агрегатов золота зависят от их количества. Это либо эмульсионная вкрапленность в гидроокислах Fe размером от 0,002 до 0,007 мм и тончайшая паутинная сеть высокопробных прожилков, проникающих по трещинкам в гидроокислы Fe, либо их более крупные взаимные прорастания с образованием петельчатой субграфической структуры (рис. 16). Это указывает на одновременное их осаждение и даже замещение гидроокислов Fe золотом. Нередко гидроокислы Fe служат центрами роста высокопробных новообразований золота колломорфной структуры (рис. 17). Золото имеет многочисленные тончайшие поры, заполненные порошкообразной массой. Интересно, что даже кристаллы золота имеют пористую структуру.

С.В. Яблоковой удалось выявить соотношение двух фаз вторичного золота. Более темная основная масса представлена высокопробным золотом, а более светлая — электрумом. Они создают петельчатые, эмульсионные и графические структуры, сходные со структурами распада твердых растворов. По методике Н.К. Коренновой (ЦНИГРИ) удалось в общей массе высокопробного золота (900–920) определить пробу металла светлых включений электрума, равную 590–600.

В табл. 15 приводятся данные микрохимического анализа золота. Из данных очевидно, что первичное золото более низкопробно.

Зона окисления на рассматриваемых месторождениях имеет глубину обычно не более 50 м, но по отдельным тектоническим зонам она распространяется до 200 м. Карстовые полости, как правило, тяготеют к контакту карбонатных пород нижнего кембрия с песчаниками юры и сосредоточены на участках развития продуктов окисления метасоматитов.

Повышенные концентрации золота приурочены к продуктам древней (дочетвертичной) преобразованной коры выветривания в карстовых полостях. Максимум их установлен в вишневой супеси. Он соответствует поясу золотого обогащения с показателем интенсивности 2,0–3,5. По данным химического анализа, которые приводятся ниже, пояс выделяется и по распределению золота на месторождениях. В зависимости от конкретных условий он наблюдается на глубинах до 50 м от дневной поверхности:

Глубина, м	Распределение по месторождениям, %					Среднее
0–10	21	5	2	5	12	9
10–20	33	11	14	20	33	22
20–30	30	30	24	19	28	26
30–40	10	20	36	25	19	22
40–50	5	19	16	10	5	11
50–60	1	11	5	8	2	5
60–70	–	2,5	2	8	1	3
70–80	–	1,5	1	4	–	1
80–90	–	–	–	1	–	–

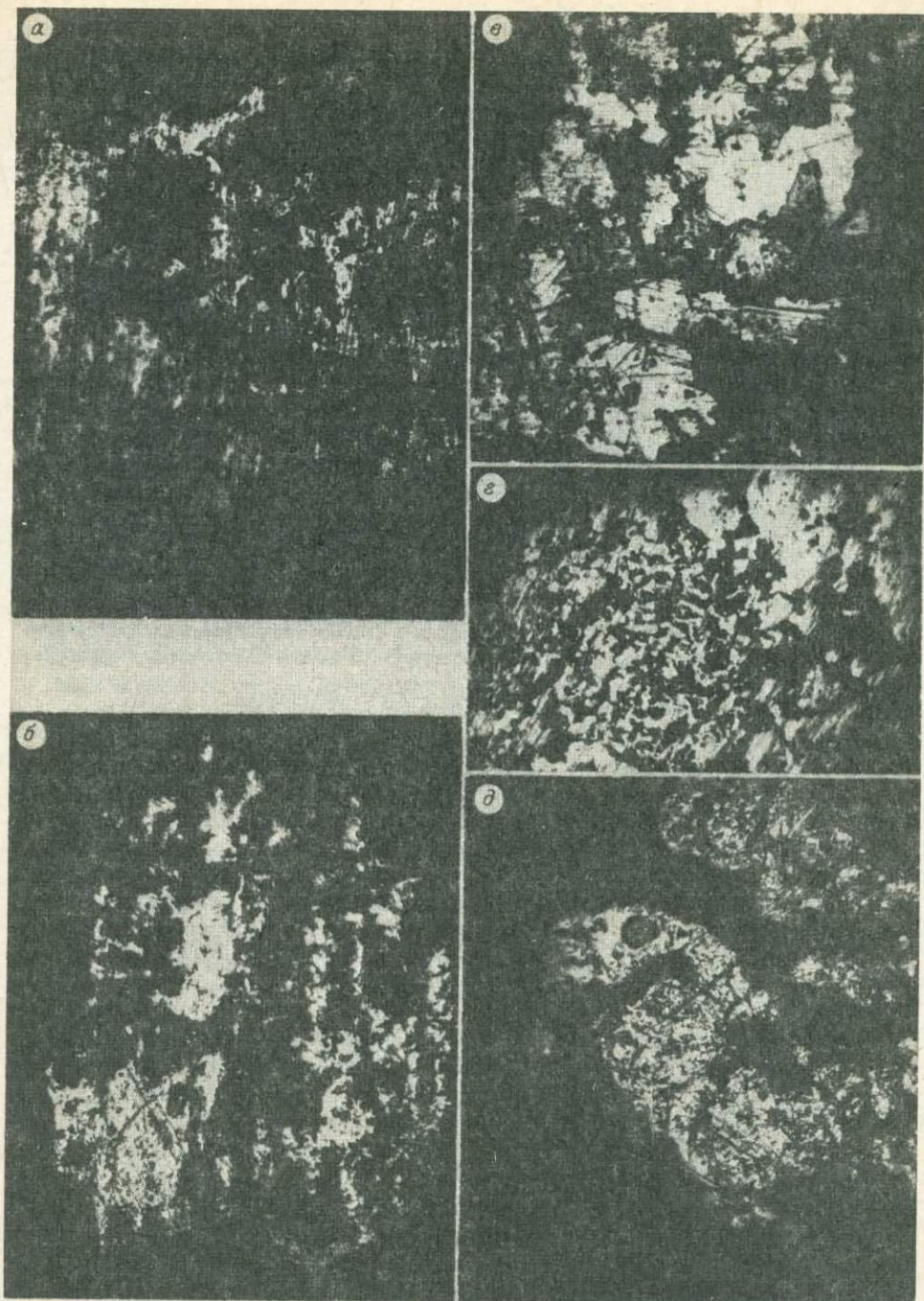


Рис. 16. Золото из окисленных руд с гидроксидами Fe. Постепенный переход от эмульсионной вкрапленности золота в гидрооксидах Fe (а) до эмульсионной вкрапленности гидроокислов Fe в Au (д). Монтированный полированный шлиф, увел. 110. Травлено раствором CrO_3 в царской водке.

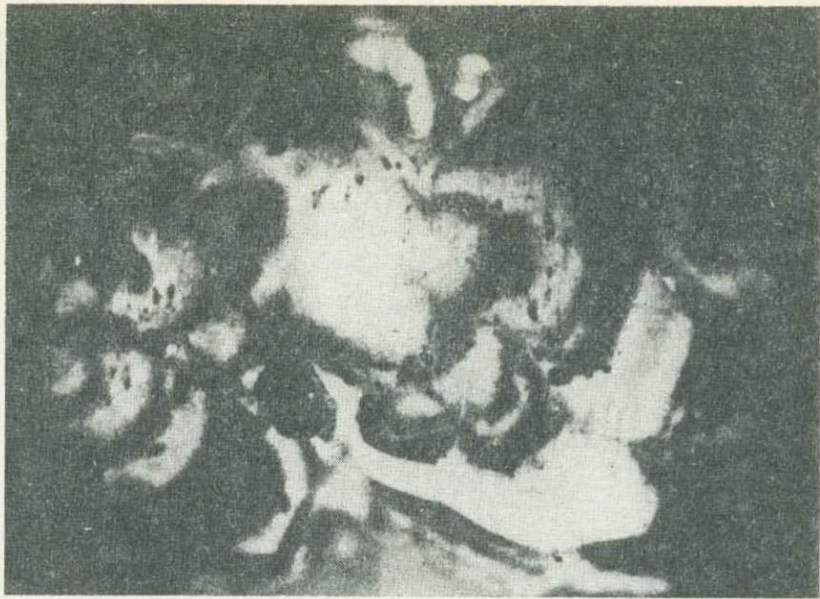


Рис. 17. Высокопробная золотина комковатой формы куранахского типа, имеющая колломорфное строение, с центром роста (темное) из гидроокислов Fe. Травлено раствором CrO_3 в царской водке. Цементный аншлиф, увел. 1000 при одном николе. Образец В.П. Самусикова.

Таблица 15

Микрохимические анализы золота из руд месторождений коры выветривания, %

Элемент	Золото							
	кварцевого типа (первичное)			хрупкое (вторичное)				
Au	84,62	88,03	90,74	87,12	95,68	91,33	99,63	92,34
Ag	14,45	11,44	7,42	10,19	3,73	7,25	0,46	0,78
Te	-	-	0,01	0,01	-	-	-	0,01
Se	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	0,019	0,014	0,03	Сл.	-	Не опр.	-	Сл.
Bi	0,007	0,017	0,48	0,53	-	"	0,23	0,64
Pb	0,046	0,028	0,13	0,04	-	"	-	0,05
Fe	0,04	0,05	0,05	0,09	0,031	"	0,14	0,05
As	0,01	0,009	0,062	0,026	0,006	"	0,011	0,004
Нераст- воримый остаток	0,42	0,21	0,26	1,07	-	"	-	4,43

Примечание. Аналитик А.И. Буханова (ЦНИГРИ). Прочерк - элемент не обнаружен.

По данным Л.В. Разина и И.С. Рожкова, золото отсутствует во фракции 0,01 мм из отложений этапа закрытого карстования и в элловии юрских пород и, наоборот, в той же фракции этапа открытого карстования оно установлено в повышенном количестве. Авторы объяснили это разложением и выносом самого мелкого самородного золота из первичных руд агрессивными водами на этапе открытого карстования с последующим его отложением в продуктах последнего этапа, особенно в горизонте вишневого супеси. В связи с этим в карстовых отложениях пояс золотого обогащения формируется не только за счет вторичного самородного золота, но и ионного и коллоидного, которое могло быть сорбировано глинами горизонта вишневого супеси из водных растворов совместно с лимонитом. В данном процессе важна резкая смена трещиноватости и пористости при переходе от обломочно-рыхлых продуктов открытого карста к слабо нарушенным рыхлым глинам закрытого карста.

Группа мало сульфидных жильных месторождений и рудопроявлений Якутии

Мало сульфидное оруденение Якутии развито в пределах районов со среднегорным рельефом. Абсолютные отметки вершин колеблются в пределах 800–1300 м, а отдельные из них, приуроченные к массивам изверженных пород, достигают 3000 м и более. Речные долины имеют зрелый облик, большинство из них глубоко врезано. Склоны их обычно крутые с несколькими уровнями террас и следами ледниковой деятельности. Долины рек широкие и хорошо разработанные, долины ручьев – узкие.

Районы развития мало сульфидного оруденения имеют сложное тектоническое строение. Систематикой рудных формаций этих районов занимались П.И. Скорняков /1949а,б/, С.И. Гавриков и Ю.М. Арский /1963/ и др. Все известные месторождения и наиболее интересные проявления золота относятся к арсениспитовому типу золотокварцевой формации. Кроме того, все затронутые обработкой в зоне гипергенного обогащения месторождения по структуре – межпластовые, а по вещественному составу – полиметаллические.

Согласно классификации Н.В. Петровской /1960, 1967/, для большинства рудных тел типично малое содержание сульфидов в руде мало сульфидной формации. Рудные минералы в жилах весьма неравномерно распределены, так что наряду с безрудными интервалами встречаются рудные столбы.

Текстуры руд исследуемых районов отражают генетические особенности и позволяют судить о процессах рудообразования. В соответствии с этими процессами выделяются две генетические группы структур руд /Талдыкин, 1954/: текстуры, образованные при кристаллизации из растворов и взаимодействии растворов с вмещающими породами (полосчатая, брекчиевидная, прожилковая, вкрапленная, друзовая, гребенчатая, массивная, кокардовая); текстуры, возникшие в процессе деформации руд и отражающие взаимоотношения разновозрастных минеральных ассоциаций.

Полосчатая текстура пользуется наибольшим распространением. Она обусловлена проникновением растворов в слоистые пачки осадочных пород. Эта текстура тяготеет к зальбандам рудных тел и нередко отражает цикличность оруденения в результате неоднократного приоткрывания трещины на контактах жил с вмещающими породами. При этом отмечается интенсивная пиритизация коковых пород (основные месторождения).

Брекчиевидная текстура довольно часто встречается в хрупких пластах песчаников. Они разнообразны по своим морфологическим чертам. Обломки

песчаников несут следы коррозии и замещения кварцем. Прожилковые текстуры обязаны заполнению различных систем трещин гидротермальными растворами.

Вкрапленная текстура, наиболее типичная для мало сульфидных жил или их участков, обусловлена рассеянием единичных зерен или небольших гнезд пирита, реже арсенопирита и других минералов в жильном кварце. Размер вкраплений колеблется в пределах нескольких миллиметров.

Широко развитая друзовая, а также гребенчатая текстуры образованы при заполнении открытых полостей в момент минерализации. Они, как правило, приурочены к центральным частям жил. Пустотки имеют размеры 1-5 см.

Брекчиевая текстура возникла на позднерудном этапе при образовании маломощных (10-15 см) зон дробления, секущих кварцевые жилы первой стадии минерализации. Цемент представлен халцедоном.

В золоторудных месторождениях и проявлениях изучаемых районов насчитывается более 70 минералов, приведенных по степени распространенности:

Минерал	Распространенность	Присутствие в жилах
Азурит*	Р	Во многих
Альбит	Р	В большинстве
Анкерит	Шр	Во всех
Антимонит	Р	В нескольких
Апатит	Рв	В большинстве
Арсенопирит	Шр	Во всех
Бертьерит	Рв	В нескольких
Бисмутит	Рв	В одной
Борицкит	Рв	"
Брошантит*	Рв	"
Буланжерит	Рв	Во многих
Бурнонит	Мр	"
Валлериит	Рв	В нескольких
Висмут самородный	Р	В двух проявлениях
Висмутин	Р	" "
Вольфрамит	Р	" "
Вольфсбергит	Рв	В одной
Галенит	Мр	Почти во всех
Гуанахуатит	Рв	В одной
Гексагидрит*	Рв	"
Гематит*	Рв	"
Гидрогетит	Шр	Во всех
Гетит*	Шр	"
Гипс	Рв	Во многих
Глаукоdot	Рв	В одной
Джемсонит	Рв	В нескольких
Жозеит А	Р	В одной
Жозеит В	Р	"
Золото	Мр	Во всех
Калишпат	Мр	В нескольких
Кальцит	Шр	Во всех
Кварц	Шр	"
Кобальтин	Рв	В нескольких

Ковеллин*	Mr	Почти во всех
Куприт*	Mr	В нескольких
Леллингит	P	В двух
Лепидокрокит*	P	Во всех
Малахит*	Mr	Почти во всех
Марказит	Pv	В некоторых
Медь самородная*	Pv	В одной
Мельниковит	Pv	В нескольких
Нагиагит (?)	Pv	В одной
Нахколит*	Pv	"
Петцит (?)	Pv	"
Пирит	Шр	Во всех
Пирролюзит	Pv	"
Пироморфит	Pv	В одной
Пирротин	Pv	В нескольких
Плагионит (?)	Pv	В двух
Рутил	Pv	Во многих
Семсеит (?)	Pv	"
Сера	Mr	"
Серебро	Pv	В нескольких
Серицит*	Шр	Почти во всех
Сильванит (?)	Pv	В одной
Скородит*	Шр	Во всех
Сурьмяные охры*	P	Во многих
Сфалерит	Pv	Во всех
Сфен	Pv	В одной
Теллуровисмутит (?)	Pv	"
Тетрадимит	Pv	В нескольких
Тетраэдрит	Mr	В большинстве
Тремолит*	Pv	В одной
Турмалин	P	В двух
Флюорит*	Pv	"
Халькоалюмит	Pv	В нескольких
Халькозин*	Pv	Почти во всех
Халькопирит	Pv	" "
Хлорит*	Mr	Во всех
Хризоколла*	Pv	В нескольких
Церуссит*	Pv	Во всех
Цинкенит	Pv	В двух
Циркон	Pv	Во многих
Шеелит	Pv	В нескольких
Эмплектит	Pv	В одной
Эпсомит*	Pv	"
Ярозит*	Pv	"

Примечание. Шр - широко распространенный, P - распространенный, Mr - мало распространенный, Pv - редко встречающийся. Звездочкой отмечено - данные автора, остальное - данные Г.Н. Гамянина и геологов ПО "Якутскгеология".

Арсенопирит — самый распространенный рудный минерал — представлен двумя генерациями. Арсенопирит I образует рассеянную вкрапленность зерен менее 1 мм в метасоматическом кварце, прожилковидные выделения в реликтах вмещающих пород и крупные гнезда кристаллов, нередко хорошо оформленных, в альбандовых частях жил молочно-белого цвета. Травлением кристаллов выявляется их зональное и зернистое строение. Арсенопирит I — более поздний минерал по сравнению с пиритом I. В ряде месторождений обнаружен арсенопирит II, образующий мелкие (менее 0,1 мм) зерна в кристаллах кварца II. Кристаллизация арсенопирита II закончилась раньше сфалерита, халькопирита, галенита и сульфоантимонитов Pb и Sn, которые обычно секут и цементируют арсенопирит. В табл. 16 приведены результаты химических анализов арсенопирита из золоторудных месторождений и проявлений Якутии; виден дефицит As и избыток S; средняя формула имеет вид $Fe, As_{0,95} S_{1,04}$.

Пирит в жильных телах в количественном отношении уступает арсенопириту, но на приальбандовых участках местами почти нацело замещает последние (в главных месторождениях). Еще в большей степени, чем арсенопирит, он тяготеет к реликтам вмещающих пород в жилах, образуя рассеянную вкрапленность и очень сложные по форме прожилковидные обособления. Мощности таких прожилков не превышает 5 мм, а длина достигает 15 см. В кварце пирит образует тонкую вкрапленность и небольшие (до 2 см) гнездообразные обособления. В табл. 17 приведен состав пирита. В пирите спектральным анализом установлены также (%) Ni (0,003), Ag (0,0001–0,003), Sb (0,01), Pb (0,03), Au (0,001–0,01), Ti (до 0,03) и Cu (0,003).

Пирит наблюдается в виде четырех генераций, что указывает на длительность его кристаллизации. Основная его масса относится к первой генерации. Повсеместно в небольшом количестве в виде мелкой вкрапленности развит пирит II. Он ассоциирует с арсенопиритом II, приурочен к пустоткам в кварце, нередко включен в более поздние минералы — галенит, сфалерит, сульфоантимонит. Пирит III встречается очень редко и не во всех месторождениях. Его вкрапленники размером не более 1 мм приурочены к прожилкам карбоната, секущим наиболее ранние минералы, в том числе галенит и сфалерит, содержащие пирит II. Пирит IV псевдоморфно развивается по марказиту, ассоциирующему с халцедоновидным кварцем (некоторые месторождения).

Сфалерит встречается совместно с арсенопиритом, галенитом и халькопиритом. Он образует иногда (многие рудопроявления) вкрапленность (0,1–0,2 мм) и более крупные (до 4 мм) гнездовые выделения в кварце. По данным химического анализа его железистость — 6,2% (Г.Н. Гамянин). Спектральным анализом в сфалерите установлены Cu (до десятых долей процента), Au, Pb, Ag (тысячные доли процента) как показатели примеси минералов, содержащих эти элементы. В качестве изоморфной примеси отмечается Cd (0,03%).

Травлением сфалерита парами царской водки выявляется зернистое его строение; многие зерна сдвойникованы. С галенитом и золотом сфалерит обычно контактирует по волнистым заливообразным границам, а местами на периферии кристаллов имеет их эмульсионную вкрапленность. Иногда зерна сфалерита претерпевают катаклаз, и тогда они цементируются халькопиритом, золотом и галенитом. (Антимонит также цементирует зерна сфалерита и иногда корродирует их до полного замещения.)

Галенит тяготеет к участкам, обогащенным сульфидами. Большие его количества встречаются на многих рудопроявлениях, а в ряде рудопроявлений он отсутствует. Галенит приурочен к межзерновым промежуткам кварца I

Таблица 16

Химический состав арсенопиритов золоторудных месторождений и проявлений

Номер пробы	Fe	As	S	Co	Ni	Sb	Bi	Нерастворимый остаток	Σ	Формула
69	35,33	43,45	20,64	0,013	0,028	0,026			99,49	$\text{FeAs}_{0,93}\text{S}_{1,02}$
	35,50	43,78	20,70						100	
	0,635	0,590	0,645							
167	34,07	43,30	20,24	0,014	0,02	Сл.			97,64	$\text{FeAs}_{0,96}\text{S}_{1,03}$
	34,98	44,40	20,63						100	
	0,625	0,594	0,642							
1	34,91	43,43	21,22			0,05	0,004	0,27	99,88	$\text{FeAs}_{0,93}\text{S}_{1,05}$
	35,08	43,64	21,28						100	
	0,628	0,583	0,664							
2	34,70	44,40	20,10	0,01				0,1	99,31	$\text{FeAs}_{0,95}\text{S}_{1,01}$
	34,92	44,70	20,38						100	
	0,627	0,597	0,635							

Примечание. Здесь и в табл. 17 первая строка - вес.%; вторая - приведено к 100%; третья - ат. кол-ва. Обр. 69 и 167 по данным Г.Н. Гамянина, аналитик З.Ф. Паринова; обр. 1 - по данным Е.В. Троицкой, обр. 2 - по Н.В. Лоскутовой.

Таблица 17

Химический состав пирита золоторудных месторождений

Номер пробы	Fe	S	As	Нерастворимый остаток	Σ	Формула пирита
53	45,67	51,30	1,09		98,06	$\text{FeS}_{1,97}\text{As}_{0,02}$
	46,37	52,51	1,12		100	
	0,830	1,638	0,015			
1	44,88	47,01	3,59	4,60	100,08	$\text{FeS}_{1,83}\text{As}_{0,06}$
	47,00	49,24	3,76		100	
	0,841	1,536	0,05			

Примечание. По данным Г.Н. Гамянина, аналитик З.Ф. Паринаова.

и кварца II, участкам катаклаза ранних сульфидов и реликтовым прослоям вмещающих пород. Он образует мелкую вкрапленность и неправильные гнездообразные выделения. Размер вкрапленников обычно 1-2 мм, а гнездовых обособлений - до 1,5 см. Изредка в кварцевых пустотках наблюдаются кристаллики галенита в сростании с золотом и сфалеритом. Размеры зерен - сотые и тысячные доли миллиметров. Ранние генерации пирита и арсениопирита идиоморфными зернами включены в гнезда галенита. Спектральным анализом в нем установлены (%) As (0,03-0,1), Sb (0,1-0,3), Au и Fe (по 0,001-0,03), Cu (0,01-0,1), Zn (0,003-0,03), Ag и Bi (0,3-0,1), Ti, Ni, Mo (тысячные доли). Ряд элементов входит в минералы-примеси, а часть - изоморфно в галенит (Sb, Ag, Bi).

Халькопирит больше отмечен на основных месторождениях. Мелкая его вкрапленность наблюдается в сфалерите, а небольшие (до 3 мм) гнездообразные выделения располагаются между зернами кварца. Травлением в парах царской водки выявляются эмульсионная вкрапленность в сфалерите и двойники в более крупных зернах. Взаимоотношение со сфалеритом указывает на их одновременную кристаллизацию, хотя основная масса халькопирита выделилась несколько позже. Спектральным анализом в халькопирите установлены Ag (0,1%), Sb (0,03%), Au (0,01%), находящиеся в тонкой механической примеси других минералов.

Пирротин характерен исключительно для участков жил с полиметаллической ассоциацией минералов. Вне этой ассоциации с халькопиритом он почти не встречается.

Тетрадимит установлен только на одном месторождении и в ассоциации с пирротинном заполняет промежутки между зернами арсениопирита.

Сульфантимониты в жилах встречаются довольно часто на месторождениях. Наряду с наиболее распространенными сульфантимонитами (буланжеритом, джемсонитом и бертьеритом) Г.Н. Гамянин обнаружил и более редкие - цинкениит и вольфсбергит.

Самородное золото распределяется неравномерно и тяготеет к верхним приповерхностным обогащенным участкам первичных рудных столбов в жилах. Макроскопически видимое золото довольно часто встречается в окисленных рудах месторождений. Среди видимого золота изредка попадаются мелкие самородки.

В первичных рудах видимое золото встречается довольно редко, образуя мелкие (до 3 мм), реже крупные сростки с галенитом и сфалеритом. Постоянной примесью золота являются Ag, Fe и Ni (табл. 18). Благодаря травлению золота царской водкой в смеси с CrO_3 устанавливается, что сростки золота обычно состоят из 2-5 (реже крупнее) отдельных зерен. Установлены простые и полисинтетические двойники золота. Первые выделены А.И. Педашенко /1936/, а вторые - Н.В. Петровской и А.И. Фасталович /1952/. При увеличении в 50 000 раз под электронным микроскопом наблюдаются черепитчатые, чешуйчатые и бугорчатые типы строения зерен.

Золото в первичных рудах тесно связано с поздними сульфидами, чаще всего образует мелкую вкрапленность в сфалерите. Иногда под микроскопом обнаруживаются агрегаты разновозрастных кристаллов золота и галенита субграфической структуры или же тонкие прожилки галенита с зернами золота в общей массе пирита, арсенопирита и кварца. Ассоциация золота с тетраэдритом и бурнонитом характерна для целого ряда месторождений и проявлений. Буланжерит, джемсонит и цинкенил содержат редкую мелкую вкрапленность золота. В ранних арсенопирите и пирите золото концентрируется в прожилках или цементирующей массе катаклазированных зерен. Ассоциация раннего кварца, составляющая основную массу жил, не золотоносна.

В окисленных рудах золоту присущи переотложенные и первичные формы. Различия между ними выявляются с трудом. Переотложенное золото представлено веретенообразными, пластинчатыми, губчатыми (ячеистыми) зернами, тяготеющими к приконтактовым плоскостям жил. В отличие от первичного, оно ассоциирует со вторичным пиритом и серой. В сурьмяных окислах оно располагается отдельными линзочками вдоль трещин и среди колломорфных их образований, подчеркивая их зональное строение. По отношению к гипергенному пириту золото образует прожилки и даже отдельные кристаллы в гипогенном золоте. Чаще всего последние встречаются в низкотемпературных жилах одного из золотосурьмяных месторождений, которым присуща очень высокая проба (до 970) золота. Размеры кристаллов не превышают 1 мм. В большинстве они хорошо оформлены. Новообразованиям вторичного золота присуще зональное строение золотин, в результате чего видна высокопробная оболочка, которая нередко переходит в "хрупкое" новое золото, трудноотличимое от губчатого псевдоморфного золота.

Действительно, оно концентрируется в пределах зоны окисления глубиной до 50-100 м, сохранившейся в виде реликтов на положительных формах рельефа. Формирование зоны окисления нами датируется, согласно мнению Б.С. Русанова и других /1967/, неоген-раннечетвертичным возрастом, т.е. временем последней пенеппленизации.

В результате консервации зоны окисления мерзлотой и вреза гидросети в четвертичном периоде эта зона сохранилась реликтами на абсолютных отметках 800-1200 м в южной части металлогенической зоны и почти полностью срезана в северной, на что указывает прежде всего разная степень сохранности обогащенных приповерхностных участков жил на фоне широкого развития жильных образований в районе. Имеется прямая связь между степенью сохранности зоны окисления (величиной среза в послеледниковое время) и пробой золота в россыпях и коренных источниках /Нестеров, 1970а,б/. Дело в том, что происходит, во-первых, общее снижение пробы золота с глубиной на каждом месторождении и, во-вторых, резкое снижение пробы золота при переходе из окисленных руд в первичные. Г.Н. Гамянин в 1966 г. привел данные о снижении пробы золота с глубиной на месторождениях складчатой области Якутии с 960 до 880 и Северо-Востока СССР с 951 до 800.

Таблица 18

Химический состав золота из жил (1-20) арсенопиритового типа, % (по данным Г.Н. Гамянина и автора)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Au	73,97	77,46	81,44	81,64	82,12	85,04	85,41	86,98	86,58	91,43
Ag	21,86	20,30	17,03	17,08	17,37	12,61	14,42	12,34	10,51	7,18
Fe ₂ O ₃	0,08	0,07	0,09	0,044	0,06	0,12	0,095	0,05	0,15	0,12
TiO ₂	0,13			Не обнаружено					0,15	Не обн.
Sb	Не обн.	0,016	Не обн.	0,002	0,01		Не обн.		0,09	"
As			Не обнаружено				0,06	0,01	0,07	"
Bi	Не обн.	0,005	Не обн.	0,002	0,002	0,002	0,008	0,001	-	"
Hg	0,046	-	-	-	-	0,058	-	0,002	0,002	-
Ni	0,002	0,002	-	0,006	0,01	0,003	0,007	0,0011	0,009	-
Mn	0,006	-	Не обн.	-	-	0,006	Не обн.	-	Не обн.	-
Нерастворимый остаток	3,55	1,63	1,03	0,80	0,70	1,51	0,34	1,04	2,19	0,94

Окончание табл. 18

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Au	92,59	94,99	78,83	79,03	81,82	88,18	90,92	91,80	95,84	98,65
Ag	6,81	4,03	19,63	18,98	14,58	11,48	8,28	7,61	2,28	1,05
Fe ₂ O ₃	0,17	0,51	0,07	0,05	0,06	0,04	0,09	0,108	0,11	0,09
TiO ₂	Не обнаружено			0,017		Не обн.		0,016	Не обн.	
Sb	0,02	Не обн.		0,008	0,008	0,008	Не обн.	0,01	"	
As	Не обн.	0,04	-			Не обнаружено				
Bi	Не обнаружено		0,003	Не обн.	0,004	0,002	Не обн.	0,002	Сл.	Сл.
Hg	-	-	0,027	0,075	0,075	0,005	0,12	0,043	0,047	0,045
Ni	-	-	0,011	0,01	0,012	0,012	Не обн.	0,011	0,001	0,002
Mn	-	-			Не обн.		0,005	Не обн.	0,005	0,003
Нерастворимый остаток	0,76	0,56	0,95	1,25	2,87	0,34	0,55	0,62	1,18	0,76

Примечание. Анализ выполнен в химико-аналитической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР, аналитик Л.Н. Цабул.

Благоприятные условия для значительного перемещения золота растворами в мало сульфидных месторождениях в доледниковое время определялись составом рудничных вод. Эти высокоагрессивные существенно сульфатно-железные воды обладают рН, равной 2,65, и высокой минерализацией.

По аналогии с работой А.Д. Микова /1965/, окисленные руды Северо-Востока Азии можно разделить на следующие основные группы: глинисто-лимонитовые (ожелезненная синюга), оруденелые брекчии боковых пород (перебуторы) и обохренный кварц с реликтами полуокисленных сульфидов.

Ожелезненная синюга образует протяженные полосовидные оторочки небольшой мощности возле всячего и лежащего боков жил, образованные в результате тектонического подновления рудовмещающих трещин в пострудное время. Это в основном тонкодробленный и тертый материал вмещающих пород (милониты) с каолинизированной пластической глиной, промытый значительным количеством сульфатных вод и получивший различную окраску: желтую, голубовато-зеленую, бурую, красно-бурую. Ожелезненные массы синюги, особенно со скоплениями переотложенных охр и лимонитов, обычно имеют высокое содержание золота.

Перебуторами принято называть участки рудных тел с большим количеством обломков вмещающих пород (обычно хлоритизированных и серицитизированных), карбоната, пестрой глинки разных оттенков, различного количества гидроокислов Fe, обломков, прожилков и гнезд серого сливного кварца. Такие участки широко развиты в верхних горизонтах жил месторождений, они отличаются повышенным содержанием золота.

Обохренный кварц с реликтами полностью и частично окисленных сульфидов является характерным элементом руд зоны окисления и служит показателем повышенной золотоносности. Большинство сульфидов выщелочено, особенно в приконтактных частях жил. Наряду с обохренностью на одном из месторождений кварц интенсивно пропитан малахитом и азуридом.

Минералы зоны окисления золоторудных месторождений представлены лимонитом, кальцитом, скородитом, церусситом, малахитом, азуридом, халькозином, ковеллином, марказитом, гипсом, пиролюзитом, самородными серой, медью и золотом /Гамянин, Нестеров, 1970/.

Лимонит — широко распространенный минерал зоны окисления, — встречается в описанных выше синюгах и перебуторах, пропитывает дробленные участки рудных тел и вмещающих пород. По текстурным особенностям выделяются плотные и рыхлые его разновидности. Первые образуют псевдоморфозы по пириту или отдельные прожилки в кварце и вмещающих породах мощностью 3–4 мм, заполняют трещинки и пустотки в жилах, особенно в приконтактных частях, а также интенсивно пропитывают вмещающие породы. Под микроскопом среди них различаются гётит и лепидокрокит.

На рис. 18 приведены данные термического анализа пяти проб лимонита, а для сравнения — кривые нагревания искусственных гидратов окиси Fe /Kulp, Trites, 1951/. Сопоставление показывает, что все исследованные нами образцы можно определить как сильно разрушенный измененный лимонит (гидрогётит). Рыхлые и охристые разновидности лимонита имеют сходные кривые; разница в том, что у первых экзотермический эффект появляется с максимумом при температуре 120°C, а у вторых — при температуре 180–195°C, что соответствует опытам И. Кульпа и А. Трайтса. Из их экспериментов следует, что вид кривых нагревания искусственно полученных водных окислов Fe зависит от значения рН, при котором возникает осадок. Изученный нами лимонит образовался в щелочной обстановке.

Данные химического анализа образцов лимонита указывают на большую роль в них низкотемпературной гидроскопической и кристаллизационной воды и подтверждают результаты термических анализов:

Номер пробы	Исходная проба	H_2O^-	H_2O^+	FeO	Fe_2O_3
И-94	Лимонит: рыхлый желтого цвета	3,94	5,70	0,18	16,80
И-96	рыхлый бурого цвета	2,88	3,75	0,18	9,46
И-97	плотный бурого цвета	0,84	4,22	0,42	28,02

Примечание. Анализы выполнены А.Г. Дмитриевой (ПГО "Якутск-геология").

Результаты рентгеноструктурного анализа одного из характерных образцов лимонита (И-95; табл. 19) позволяют сделать вывод, что мы имеем дело не с чистым минералом, а с его смесью с кварцем и минералом из группы тетраэдрита, близким к шватциту и блеклой руде.

Спектральными анализами в лимоните установлено наличие Pb, Cu, Zn, As, Ba, V, Ga, Co. В единичных пробах встречены Au и Ag. Содержание последних повышено в охристых лимонитах, что отражает их связь с переотложенным лимонитом зоны окисления.

Лимонит находится в тесном парагенезисе с минералами зоны окисления - скородитом, малахитом, азурином, кальцитом, гипсом, пироморфитом и др.

Замещение арсенопирита первичных руд скородитом обычно начинается с периферии зерен или по трещинам, что четко наблюдается под микроскопом. Макроскопически скородит слагает землястые или аморфные агрегаты. Микроскопически у него выявляется петельчатая структура.

Малахит и азурит на одном из месторождений интенсивно пропитывают руды до горизонта 810 м. По отдельным трещинкам в кварце они образуют корочки, прожилки, тонкие натечные землястые массы и почковидные выделения размером не более 5-7 мм.

Халькозин и ковеллин, ассоциирующие с халькопиритом в нижних частях зоны окисления, замещают по

Рис. 18. Кривые нагревания гидроокислов Fe жильных месторождений Якутии.

1-5 - сильно разрушенный измененный и насыщенный водой лимонит (гидрогетит) месторождения Пятого: 1,2 - рыхлые разности (1 - обр. И-94, 2 - обр. И-96); 3-5 - охристые разности (3 - обр. И-95, 4 - И-95а, 5 - И-93); 6,7 - искусственные гидраты окиси Fe, полученные И. Кульпом и А. Трайтсом при pH=10 (6) и pH=5 (7).

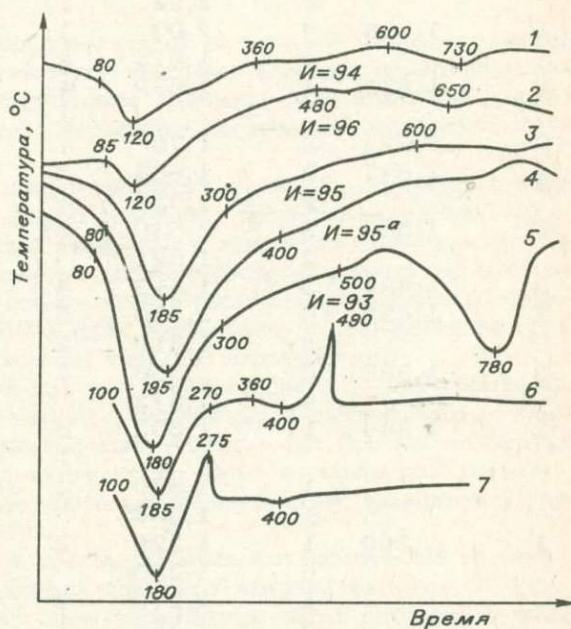


Таблица 19

Рентгеноструктурный анализ окристой разности лимонита (обр. И-95) рудного месторождения. Основная фаза кварца, гётита (сильно измененного лимонита) и минерала из группы тетраэдрита (близок шватциту)

Испытуемый минерал		По В.И. Михееву /1957/					
		Кварц		Гётит		Шватцит	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1	2	3	4	5	6	7	8
8	6,030				5,0		
		2	4,69	2	4,6		
4	4,170	5	4,24	4	4,18		
2	3,73	5	3,68	10			
2	3,40						
9	3,33	10	3,34	3	3,36		
5	3,10						
10	2,97			2	2,98	10	2,96
2	2,84	2	2,70	8	2,69		
9	2,57	2	2,51	2	2,57	6	2,57
1	2,46	5	2,45	2	2,47		
				9	2,45	4	2,42
2	2,34	2	2,34				
		5	2,28				
1	2,23	4	2,23	3	2,25		
3	2,053						
3	2,027	1	2,18	5	2,18		
		5	2,12	1	2,09		
1	1,918	4	2,00	1	2,00	4	2,02
		4	1,975	2	1,91	4	1,872
8	1,821	1	1,839	4	1,80	10	1,813
				1	1,77	2	1,763
7	1,722	3	1,70	7	1,720	2	1,712
2	1,647	5	1,668	3	1,685	2	1,664
		2	1,656	2	1,656		
6	1,556	9	1,539	5	1,563	8	1,547
		2	1,521				
3	1,484	3	1,512	4	1,507	2	1,480
2	1,437	4	1,450	5	1,450	2	1,452
		2	1,416	2	1,420		
3	1,382	8	1,380	2	1,391		
		9	1,372				
2	1,344	1	1,352	3	1,359		
				1	1,343		
		1	1,320	3	1,317		
		1	1,304				
1	1,290	1	1,299	2	1,291		
		6	1,285			2	1,282
		1	1,270	2	1,268		
		7	1,253	1	1,259		

1	2	3	4	5	6	7	8
		5	1,226			2	1,228
		8	1,198			2	1,195
		1	1,191				
3	1,183	7	1,182				
		7	1,178			2	1,176
		2	1,151				
1	1,140	1	1,140				
1	1,118						
1	1,092					2	1,110
						2	1,083
1	1,058					4	1,048
3	0,976					2	0,987
1	0,948					2	0,944
						2	0,913
2	0,878						
2	0,862						
1	0,834						
1	0,821						0,812

Примечание. Тип анода - медь; время экспозиции - 3 ч; диаметр образца - 0,3 мм; $V = 45$ кВ; $I = 18$ мА; камера РКД = 57,3 мм. Анализ выполнен А.А. Бровкиным на установке УРС-50 ИГ ЯФ СО АН СССР.

периферии и трещинкам его зерна. Часто встречаются в жилах, содержащих малахит и азурит.

Церуссит в зоне окисления развивается по галениту (образует на нем каемки). Под микроскопом выявляется частичное и полное замещение мельчайших зерен галенита. Кратковременное травление КОН позволяет увидеть зернистую структуру церуссита с неправильными зернами размером 0,01-0,02 мм.

Кальцит обнаруживается микроскопически в тесной ассоциации с пирролизитом. Пржилки кальцита обычно завершают процесс минералообразования и секут все предшествующие минералы, в том числе вторичные. Иногда кальцит образует мелкие игольчатые друзы в пустотах рудных тел и боковых породах. Показатель его преломления в разных месторождениях колеблется обычно в пределах 1,658-1,665, что связано со значительной примесью Mn ($> 1\%$): здесь кальцит связан с пирролизитом.

Пирролизит особенно распространен в жилах одного из месторождений - на стенках трещинок в виде землистых извилистых и дендритовидных натеков, иногда образует зернистые прожилки в кварце (до 0,1 мм мощностью). Отдельные его зерна имеют трапециевидную форму и измеряются сотыми долями миллиметра. Ассоциирует он с манганокальцитом, кальцитом и другими минералами зоны окисления.

Самородная сера входит в состав устойчивой и характерной ассоциации сурьмяных окислов с вторичным пиритом /Гамянин, Нестеров, 1970/. Желтовато-зеленые образования серы встречаются часто, особенно в низах

зоны окисления месторождений антимонитовой группы. Представлена она боченковидными кристаллами в пустотках в виде мелких друз или корочек на плоскостях трещин. В большинстве своем кристаллы не содержат включений других минералов, но на них нередко встречаются натечные образования вторичного пирита, а иногда розочки гипса.

Вторичный пирит представлен колломорфными почковидными и оолито-подобными агрегатами, центрами которых служат сурьмяные окислы, или прожилковидными колломорфными стяжениями, также нарастающими на эти окислы. Пирит образуется в нижней части зоны окисления, а поэтому нередко связан с гипогенными минералами. Зафиксированы колломорфные почки пирита с трещинами усыхания. В их зональном строении выделяется полосчатое чередование мельниковита и вторичного пирита.

Самородная медь довольно редко, но встречается в зоне окисления многих жил. Особенно в виде мелких зерен она отмечена Е.В. Троицкой в 1957 г. на одном из месторождений.

Брошантит в незначительном количестве встречается в кварцевых высыпках этого же месторождения в ассоциации с малахитом, азуридом и гидроокислами Fe. Он образует тонкие корочки, нередко радиально-лучистые, и налеты на кварце. В иммерсии брошантит проявляется в виде зерна неправильной призматической формы. Часть зерен имеет прямое погасание, часть — косое.

Гипс заполняет трещинки сланцеватости, образуя прожилки мощностью до 0,5 см, тонкозернистые пленки, а также радиально-лучистые сросты белых игольчатых кристаллов.

Ярозит достоверно определен на одном из месторождений. На западном фланге отмечены значительные его скопления. Он располагается участками в виде прожилков вдоль висячего бока жилы Второй или же образует мелкие кристаллики и корочки на стенках пустот в кварце, заполняя трещинки в нем. Кристаллики имеют вид ромбоэдрических табличек размерами 0,1–1 мм.

Эсомит в многочисленных трещинках во вмещающих породах образует агрегаты белых тонких игольчатых кристаллов, в иммерсии обладающих средним двупреломлением.

Гексагидрит наблюдается в нижней части зоны окисления, заполняя трещинки сланцеватости. Минерал игольчатый, тонковолокнистый, белого цвета, в иммерсии видны бесцветные прозрачные иголки.

Халькоаломит в небольших количествах встречается на одном из месторождений, образуя налеты, чешуйчатые скопления радиально-лучистого строения и землистые массы в кварце. Преобладает светло-зеленый, иногда зеленый цвет с белесым и голубоватым оттенком. Блеск перламутровый, шелковистый. В иммерсионном препарате минерал проявляется в виде тонких бесцветных чешуек и пластинок с низкими цветами интерференции.

Пироморфит отмечается в местах повышенного содержания золота и образует порошковатые налеты и корочки фиштакково-зеленого цвета в кварце и вмещающих породах. Минерал тесно ассоциирует с халькоалюмитом, малахитом, азуридом и гидроокислами Fe. В отдельных скоплениях наблюдаются плоские кристаллики, образующие радиально-лучистые агрегаты. В иммерсии пироморфит тонкочешуйчатый, с низкими цветами интерференции.

Хризокolla встречена в нескольких жилах ряда месторождений. Это белесые и бледно-голубые корочки и прожилковидные выделения в кварце, а также землистые массы совместно с малахитом и пироморфитом. В иммерсионном препарате одноосна, оптически положительна.

Борицкит на одном из месторождений образует плотные колломорфные выделения по сланцам. Цвет минерала красновато-бурый, излом раковистый. В иммерсионном препарате обнаруживается изотропность.

Мельниковит (землистые, плохо полирующиеся скрытокристаллические образования) встречен в небольших количествах в ряде месторождений в тесной ассоциации с марказитом (постепенно переходит в него).

Марказит представлен как ясно-, так и (чаще) скрытокристаллическими разновидностями. В главной своей массе развивается по пирротину. Процесс замещения пирротина марказитом сопровождается отложением кальцита (в шлифах наблюдаются тонкие каемки кальцита на пирротине, от которых и развивается замещение).

Остановимся подробнее на характерных примерах распределения золота в рудных телах.

Первое месторождение

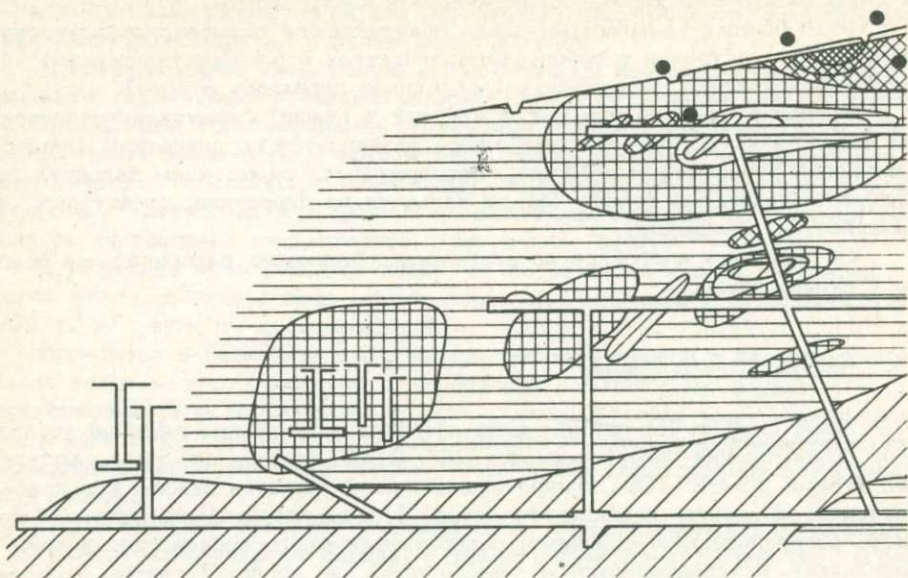
Жила Вторая. На глубину и по простиранию границы жилы не установлены. Простирание северо-западное $280-310^{\circ}$, падение на северо-восток под углами $26-32^{\circ}$. Она приурочена к полосе развития нижней сланцево-песчанниковой свиты карнийского яруса. Породы представлены песчано-глинисто-алевролитовыми сланцами, содержащими много пропластков и линз песчаников, и характеризуются темно-бурым (до черного) цветом и несовершенной сланцеватостью. Основная масса сложена глинисто-хлоритовым материалом с редкими неправильными и угловатыми зернами кварца размером меньше $0,001$ мм и с обильными выделениями рудного минерала, местами замещенного гидроокислами Fe.

Жила располагается в сводовых частях мелких брахиантиклиналей, заполняет межпластовую трещину скалывания, повторяя изгибы осадочной толщи. На флангах и с глубиной наблюдается заметное снижение ее мощности. Раздувы приурочены к изгибам складок, контролировавшим формирование первичного рудного столба. В пострудную стадию происходило подновление трещин вдоль контактов с жилой и образование глинки трения.

Преобладающими текстурами жилы являются массивная и полосчатая (или ленточная), подчиненное значение имеют брекчиевая и брекчиевидная. Полосчатая текстура, представляющая наибольший интерес, тяготеет к зальбандам. Она обусловлена наличием многочисленных плиток боковых пород, как правило, ориентированных параллельно зальбандам, иногда растертых до тектонической глинки толщиной до 3 см.

Интенсивность метасоматического замещения боковых пород в начале формирования жилы убывала от центра к зальбандам, что привело к отложению в центральной части массивного кварца. Последующие приоткрывания рудовмещающих трещин происходили в контактовых частях с вмещающими породами, что вызвало интенсификацию метасоматоза в зальбандах (пиритизацию, хлоритизацию и серицитизацию).

Минералогический состав первичных и окисленных руд жилы достаточно разнообразен. Жила сложена в основном полумолочным, реже гребенчатым молочно-белым и другими разновидностями кварца с вкрапленностью и гнездами сульфидов, тяготеющих к контактовым плоскостям жилы. Из сульфидных минералов в первичных рудах доминирует пирит, составляющий более половины их количества. Пирит представлен четырьмя генерациями, из которых наиболее распространены крупнозернистый (1-10 мм) пирит I и II. На втором месте по распространенности стоит арсенопирит двух генераций. Часто попадаются халькопирит, галенит и сфалерит, обычные



при микроскопическом исследовании руд, но сравнительно редко образующие крупные выделения. При микроскопическом изучении руд встречены также бурнонит, блеклая руда, самородное серебро, медь и золото, в первичных рудах тесно связанное с сульфидами и редко образующее макроскопические скопления.

Зона окисления в жиле хорошо выражена до глубины 40 м от дневной поверхности. Частично окисленные руды встречаются во втором эксплуатационном горизонте.

Золото во Второй жиле распределено весьма неравномерно, что обусловлено как первичными, так и гипергенными процессами. Макроскопически оно отмечалось в основном в пределах окисленных руд первого горизонта. На рис. 19 приведена геометризация с данными распределения золота в проекции на вертикальную плоскость. Четко отмечается северо-западное склонение первичного рудного столба, наиболее обогащенного в приповерхностной части. Этот максимум объясняется повышением трещиноватости и увеличением мощности рудного тела. Своим происхождением он обязан гипергенным процессам. Близость к дневной поверхности объясняется эрозийным срезом его верхней части, который привел к образованию россыпи руд. Россыпь начинается делювиальными отложениями месторождения и представляет собой редкий случай конкретной связи жильного и россыпного месторождений.

Золото жилы Второй и прилегающих россыпей (аналитик Е.А. Логовская) характеризуется высокой пробой:

Номер пробы	Au	Ag	Cu	Bi	Pb
209	94,19	3,94	0,03	Не обн.	0,06
210	87,67	9,18	0,04	"	Не обн.
211	85,09	1,83	0,10	"	0,005
212	95,25	2,15	0,07	0,001	0,02
213	94,86	3,69	0,06	Не обн.	Не обн.

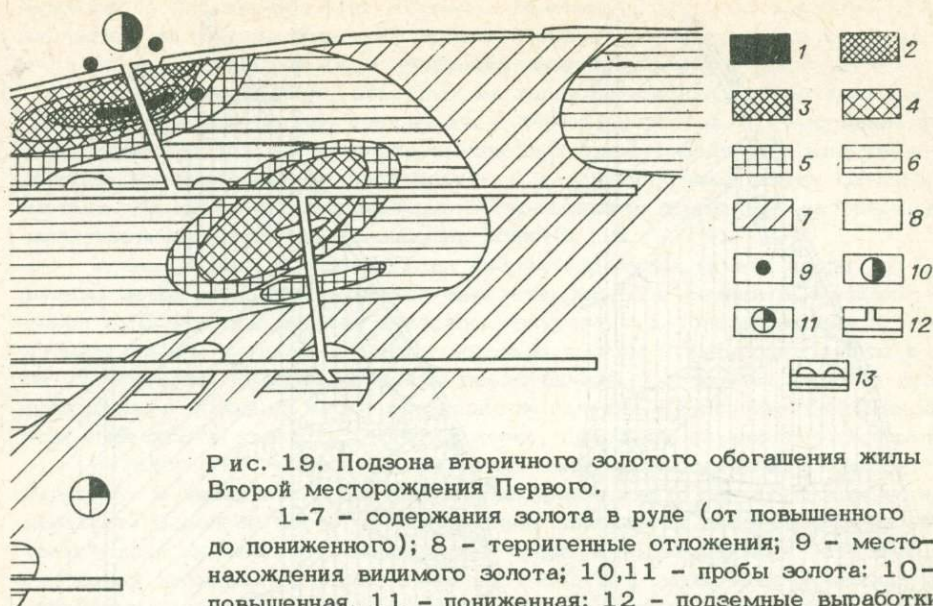


Рис. 19. Подзона вторичного золотого обогащения жилы Второй месторождения Первого.

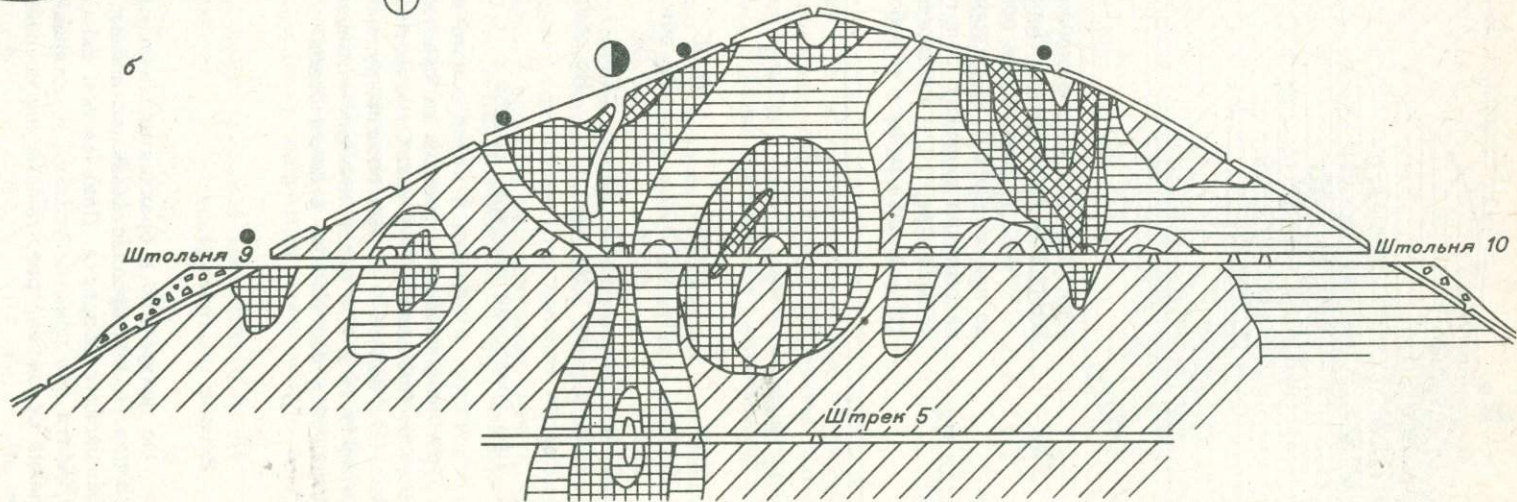
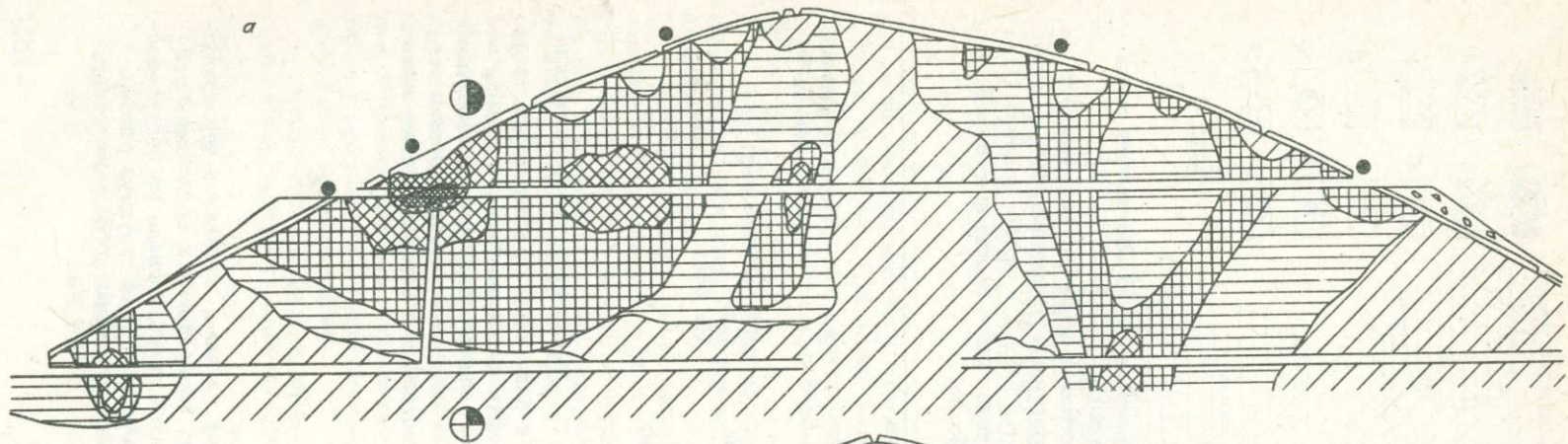
1-7 - содержания золота в руде (от повышенного до пониженного); 8 - терригенные отложения; 9 - местонахождения видимого золота; 10,11 - пробы золота: 10 - повышенная, 11 - пониженная; 12 - подземные выработки; 13 - целики руды в отработке.

Номер пробы	Zn	Sb	Sn	Нерастворимый остаток
209	0,02	0,05	Не обн.	0,47
210	0,03	Не обн.	Сл.	0,73
211	0,04	0,08	Не обн.	7,30
212	0,02	0,01	"	0,86
213	Не обн.	Не обн.	"	0,53

При травлении царской водкой с CrO_3 выявляется кристаллическая его структура, а нередко и новое золото в виде каймы по периферии. Форма зерен неправильная, границы их срастания прямолинейные, а размер обычно не превышает 0,4 мм. Отмечается наличие полисинтетических двойников. Это золото - самый поздний рудный минерал. Наиболее четкая закономерность в его распределении - концентрация в верхних частях жил с тенденцией к обогащению висячих боков.

Второе месторождение

Оно приурочено к брахиантиклинальной складке, сложенной чередующимися пластами и пропластками песчаников, алевролитов и аргиллитов раннекарнийского возраста. Длинная ось складки ориентирована на северо-восток, почти под прямым углом к простиранию основных структур района. Складка осложнена разрывными нарушениями близширотного, реже северо-



восточного простирания. По условиям залегания жилы месторождения разделяются на межпластовые и секущие. Последние имеют незначительные размеры и при переходе в слои песчаника выклиниваются.

Межпластовые жилы залегают на западном окончании брахиантиклинали согласно со слоистостью песчаников и характеризуются V-образной формой. В местах искривления рудовмещающих трещин мощности жил увеличиваются. Размеры жил по простиранию и на глубину измеряются сотнями метров. Их контакты сопровождаются трещинками дробления, заполненными милонитом и обломками вмещающих пород и руд.

Жилы состоят на 96-98% из кварца (практически это кварц I); 1-2% - рудных минералов; есть примеси анкерита, хлорита, серицита, мусковита и альбита. Почти все рудные минералы приурочены к контактам жил и вмещающих пород, а также к приконтактовым частям этих пород. Золото в кварце отсутствует. Рудные минералы представлены в основном пиритом и арсенипиритом; довольно часто встречаются галенит и сфалерит. Под микроскопом выделяются халькопирит, буланжерит, пирротин, самородное золото и др.

В окисленных рудах основу рудных минералов составляют лимонит и скородит. В незначительном количестве присутствуют малахит, азурит и церуссит. Довольно часто на контактовых плоскостях зоны окисления встречается видимое золото в виде мелкой пудры и более крупных натечных образований (комковатых, пластинчатых, губчатых, мохо- и почковидных). Для окисленных руд типичен парагенезис тонкозернистого самородного золота с перестроженным лимонитом, который заполняет трещинки и пустоты в кварцевой руде, связывает перебутторы, нередко образуя "протеки" на контактах жильного кварца с боковыми породами.

Рассматривая проекции двух жил месторождения с изолиниями содержания золота (рис. 20), отметим наличие на первом эксплуатационном этаже горизонтального пояса золотого обогащения. Количество высоких проб во Второй жиле понижается вверх и вниз, а в Четвертой и Первой - только вниз. Коэффициент интенсивности вторичного обогащения по месторождению колеблется в пределах 1,53-1,82. Подзона вторичного золотого обогащения вырисовывается в виде конусов, приуроченных к положительным формам рельефа.

Третье месторождение

Представлено оно серией жил, разведанных подземными выработками по простиранию. Рудное поле находится в сводовой части Аян-Юряхского антиклинория, осложненного более мелкими складками. Морские терригенные осадки раннего триаса расчленены на три согласно залегающих горизонта. Нижний горизонт (100-120 м), расположенный в ядрах антиклинальных складок третьего порядка, представлен пластами полимиктовых и реже туфогенных песчаников мощностью 1-40 м, переслаивающихся с пластами песчано-глинистых и глинистых сланцев мощностью 2-30 м. Последние сложены тонкоагрегатным слюдисто-хлорит-кварцевым материалом с углистым пигментом и пылевидным рудным минералом. Средний горизонт (150 м) состоит из песчано-глинистых сланцев, иногда филлитизированных, с редки-

Рис. 20. Подзона вторичного золотого обогащения месторождения Второго, а - жила Вторая; б - жила Четвертая. Усл. обозн. см. на рис. 19.

ми маломощными прослоями полимиктовых песчаников. Верхний горизонт неустановленной мощности сложен тонко-параллельно-слоистыми песчано-глинистыми сланцами с известково-глинистыми и кварц-хлоритовыми прослойками (0,2-0,3 м).

В 11 км к югу от месторождения встречаются дайки спессартитов и диоритовых порфиритов и штоки биотитовых гранодиорит-порфиритов позднеюрского - раннемелового возраста.

Жила Центральная расположена в трещине скола. Вмещающие породы - сланцы верхнего горизонта. Жила имеет сложное четковидное строение. На всем протяжении с обеих сторон жилу сопровождают прокварцованные зоны дробления и смятия, а также оперяющие ее под острым углом и иногда почти параллельно ей маломощные апофизы. Контакты жилы четкие, характерные для жил выполнения. Вмещающие породы вблизи жилы подвержены катаклазу и превращены в лимонит и глинку трения.

Основными текстурами руд являются массивная и полосчатая. Менее распространены брекчиевая и брекчиевидная, еще реже - гребенчатая. Цельность рудных тел нарушена пострудной тектоникой. Минералогический состав бедный, а рудных минералов не более 2% от жильной массы. В большинстве своем они приурочены к приконтактовым участкам жил и особенно к вмещающим породам. Из гипогенных минералов известны кварц, арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, марказит, блеклая руда, альбит, серицит, рутил, гематит, золото; из гипергенных - ковеллин, халькозин, самородная медь, золото, скородит и лимонит.

Пояс вторичного золотого обогащения жилы Центральной наиболее ярко выражен до глубины 60 м с коэффициентом интенсивности максимум 1,58 и значительным процентом высоких проб. Здесь же часто встречается видимое золото, особенно близ выходов жилы на дневную поверхность.

Четвертое месторождение

Представлено месторождение мало сульфидной кварцевой жилой с двумя раздувами, приуроченными к контакту песчано-глинистых сланцев и дайки кварцевого порфира в пределах крупного разрывного нарушения. Дайка имеет близмеридиональное простирание и крутое падение почти на запад. Жильное рудопроявление находится между двумя крупными магнитными аномалиями, вызванными нескрытыми интрузиями, а также в дайке, где образует серии сближенных крутопадающих на СЗ прожилков протяженностью 2-3 м, ориентированных почти нормально к плоскости разрывов.

В пострудное время произошло подновление разрывного нарушения, в результате чего рудное тело и вмещающие породы (с одной стороны порфиры, с другой - сланцы) в контактовой части претерпели дробление с образованием перебуторов небольшой мощности.

Рудное тело сложено кварцем массивной и полосчатой, реже брекчиевидной текстуры. Рудные минералы составляют не более 2% жилы и приурочены в основном к контактовым плоскостям. Более 90% рудных минералов представлены пиритом и арсенопиритом. Макроскопически изредка встречаются халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, марказит и др. Золото в первичных рудах (примесь в сульфидах) выявляется только при микроскопическом исследовании.

Гипергенные минералы представлены азуридом, малахитом, ковеллином, сурьмяными охрами, ярозитом, гидроокислами Fe, золотом, пользующимся широким распространением, однако его количество невелико. Большинство

золотинок в образцах имеет неправильную, удлинённую и округлую форму, неровную поверхность. Лишь в одном случае отмечен сросток золота, в котором под бинокляром видны кристаллографические очертания и двойники. В некоторых образцах наблюдалось вторичное, более высокопробное золото, образующее на зернах гипогенного золота неплотную коричневатожёлтую плёнку. В одном образце отмечены дендритовидные выделения вторичного золота. В окисленных рудах, развитых до глубины 20 м, основная масса рудных минералов представлена лимонитом и скородитом. Довольно редко встречаются малахит, азурит, церуссит, пиролюзит, гипс, самородные сера, серебро и золото.

Золото зоны окисления тяготеет к контактам жилы, где связано с перетолженным лимонитом, который пропитывает приальбановые перебутокры, заполняет трещинки, образует натеки, корочки. Выделения золота также напоминают натечные образования (губчатые, почковидные и др.). В аншлифах золото приурочено к деформированным участкам и межзерновым промежуткам кварца II, чаще же — к скоплениям сульфидов и ассоциирующему с ними лимониту. Изредка оно образует вкрапленность в актинолите. Величина золотинок колеблется от тысячных долей до 5 мм.

Золото в жиле распределено крайне неравномерно, явно тяготеет к верхнему от дневной поверхности 10-метровому слою. Учет забойных проб четко выявляет подзону золотого обогащения, которой соответствует коэффициент интенсивности золотого обогащения, равный 5,36. Эта подзона значительно срезана эрозией.

Пятое месторождение

Главная жила имеет северо-восточное простирание 40-50°, а падение — на юго-запад под углом 10-20°. Вмещающие породы представлены черными алевролитами верхних горизонтов карнийского яруса. В послерудный период произошло подновление рудовмещающей трещины с дроблением жилы и боковых пород. Жила разбита поперечными сбросами на четыре секции со смещением до 10-15 м.

Минералогический состав жилы характерен для месторождений арсенопиритового типа. До 90% жильной массы сложено кварцем массивной и полосчатой текстуры. (Широко развиты также брекчиевидные и друзовые текстуры). Кроме того, присутствуют карбонаты (около 7%). Рудные минералы, общее количество которых не превышает 3%, представлены пиритом четырех генераций, арсенопиритом двух генераций, блеклой рудой, халькопиритом, пирротинном и марказитом. Золото в первичных рудах обнаруживается только под микроскопом.

Зона окисления в жиле довольно хорошо проявлена до глубины 50 м. Здесь обнаружены лимонит, азурит, малахит, куприт, ковеллин, гипс, ярозит, золото — часто в виде вкрапленности от субмикроскопических размеров до 3 мм. Приурочено оно к контактам жилы или к границам крупных ксенолитов вмещающих пород. Видимое золото часто ассоциирует с перетолженным лимонитом. Имеющиеся данные показывают наличие вторичного золотого обогащения близ дневной поверхности.

Шестое месторождение

Шестая жила расположена на северном склоне долины на относительной высоте 250–300 м и залегает на контакте песчаникового прослоя мощностью в среднем около 15 м и углисто-глинистых сланцев, составляющих основной фон анчинской свиты нижней перми. Песчаники часто содержат линзочки углистого вещества. Контактная зона пород нарушена послерудными сбрососдвиговыми подвижками.

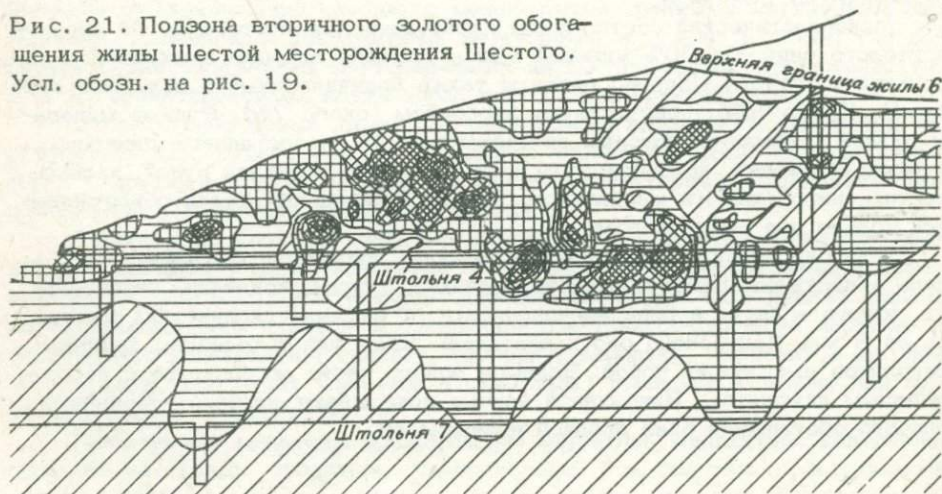
Мощность жилы колеблется в обычных пределах с раздувами до 5 м. Простирается ее 12–15° СВ, падение максимум 70–85°. Местами жила повторяет антиклинальную складку во вмещающих породах. В жиле преобладают полосчатая и массивная текстуры, реже встречаются брекчиевидная, друзовая и гребенчатая.

Минералогический состав жилы сравнительно простой. Помимо кварца (более 90%), из жильных минералов присутствуют альбит, анкерит и кальцит. Рудные минералы (1,5–2%), приуроченные к контактовым плоскостям, образуют сплошные или прерывистые прожилки и представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, пирротином, марказитом, сфалеритом и золотом. В полированных шлифах обнаружены мелкие зерна халькопирита, пирротина, марказита, блеклой руды, антимонита и буланжерита. На выходах на дневную поверхность, вдоль трещинок пострудного дробления на контактах жилы попадаются скопления глинистого вещества, возникшие, вероятно, за счет изменения глинистого материала сланцев в линейной коре выветривания; микроскопическое исследование этих скоплений показало, что основную массу их составляют гидрослюды, а также каолинит.

Под микроскопом в тяжелой фракции жильного материала, кроме перечисленных выше минералов, присутствуют рутил, хлорит, апатит, циркон и турмалин, попавшие сюда из боковых вмещающих пород. Из вторичных минералов установлены лимонит, церуссит, ярозит, мельниковит и скородит. А.И. Казариновым отмечен аргентит.

Распределение золота в рудном теле очень неравномерно. На рис. 21 ясно виден пояс золотого обогащения до глубины 50 м от дневной поверх-

Рис. 21. Подзона вторичного золотого обогащения жилы Шестой месторождения Шестого. Усл. обозн. на рис. 19.



ности, где коэффициент интенсивности достигает 4,1. К этому поясу приурочено видимое золото. Довольно крупные (до 5 мм) выделения золота приурочены к контактам жилы или к отдельным плоскостям полосчатости. Видимое золото тесно ассоциирует с переотложенным лимонитом, образующим натёки на контактах.

Примеры распределения золота по месторождениям и рудопроявлениям складчатой области можно продолжать, однако ограничимся краткой характеристикой наиболее изученных:

Рудные тела	Максимальные значения проб золота в зоне окисления, г/т	Главные первичные минералы
Кварцевые жилы в сланцах	4048,7	Кварц, бурнонит, галенит, арсенопирит, пирит, антимонит, сфалерит, халькопирит, золото
То же в гранодиорите	380,7	Кварц, кальцит, хлорит, арсенопирит, пирит, галенит, золото
То же в сланцах	3382,6	Кварц, халькопирит, арсенопирит, пирит, сфалерит, золото
Минерализованная зона дробления в сланцах с жильными телами	253,7	Кварц, антимонит, золото
Серия линзовидных жил	4400,0	Кварц, карбонат, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, золото
Серия кварцевых жил и прожилков в сланцах	567,0	Кварц, карбонат, пирит, галенит, антимонит, золото
Кварцевые жилы в сланцах	1745,0	Кварц, гематит, пирит, арсенопирит, галенит, золото
Зона окварцевания с серией жил и прожилков в сланцах	525	Кварц, карбонат, арсенопирит, галенит, пирит, халькопирит, золото
Кварцевые жилы в гранодиорите	3681,4	Кварц, арсенопирит, пирит, антимонит, галенит, пирит, шеелит, золото
Кварцево-жильные зоны в сланцах	746,0	Кварц, карбонат, хлорит, арсенопирит, галенит, пирит, халькопирит, золото

Месторождения и рудопроявления Северо-Востока СССР

Коренные месторождения представлены здесь гидротермальными образованиями. Чаще всего это жильные системы, минерализованные зоны дробления сланцев или даек. Все они принадлежат месторождениям средних глубин арсенопиритового типа мало сульфидной золотокварцевой форма-

ции с примерно равным содержанием золота в первичной руде. Несколько особняком стоят месторождения близповерхностного типа в вулканогенном поясе.

Кварцевые жилы имеют разную протяженность и мощность. Часто наблюдаются четкообразные и весьма прихотливые по форме рудные тела. Они сложены массивным или полосчатым кварцем, включающим обломки боковых пород, выделения альбита, серицита, хлорита, карбоната и до 2% (суммарное) арсенопирита, пирита, галенита, сфалерита и других сульфидов. В некоторых рудных узлах развиты месторождения, залегающие в дайках и штоках изверженных пород. Дайки нередко группируются в протяженные свиты, рассеяны системами трещин, заполненных кварцевыми прожилками. Золотоносные зоны дробления и смятия осадочных пород имеют нечеткие очертания.

Разрушение коренных источников золота происходило в плиоцене и раннем плейстоцене в условиях формирования древней линейной коры выветривания разных возрастов и сопутствующей ей зоны окисления с вторичным обогащением. Размыв коры выветривания привел к образованию современного рисунка аллювиальных россыпей в четвертичное время. На абсолютной высоте 1000–1200 м (400–600 м над руслами водотоков) наблюдаются многочисленные реликты выровненных поверхностей, иногда в виде седловин на водоразделах с остатками золотоносного аллювия.

Первое жильное месторождение

Месторождение располагается в пределах среднегорного рельефа с крутыми склонами.

В плане золоторудного поля вскрыты мало сульфидные кварцевые жилы разной длины, обычной мощности с раздувами. По простиранию и падению естественные границы рудного поля не выявлены.

Месторождение приурочено к юго-западному крылу антиклинория. Осадочная толща (песчано-глинистые сланцы) сильно дислоцирована и собрана в пологие складки (простирание $290-345^{\circ}$ СЗ). Рудное поле протягивается вдоль свода одной из антиклинальных складок. Крутопадающие рудные жилы с падением под углом 75° СВ имеют простирание около 340° СЗ. По контактовым плоскостям жилы отделены от вмещающих пород милонитизированными зонами дробления, образовавшимися в результате пострудного подновления рудовмещающих полостей.

Первичные рудные тела месторождения сложены в основном средне- и крупнозернистым кварцем нескольких генераций, иногда попадаются альбит и карбонат. В виде примесей встречаются лейкоксен, апатит, пироксен, тремолит, актинолит, сфен, гранат, волластонит, биотит. Рудные минералы в жилах представлены арсенопиритом, пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, марказитом, висмутовым блеском, самородными висмутом и золотом. Сульфиды распространены неравномерно, что предопределило наличие первичных рудных столбов, которые перемежаются по простиранию и падению со слабозолотоносными участками, сложенными кварцем ранних генераций почти без сульфидов.

Наиболее распространенный во всех жилах и призальбандовых сульфидизированных участках арсенопирит нескольких генераций обычно встречается в виде изометричных кристаллов размером от сотых долей до 5 мм и более. Часто он раздроблен и сцементирован первичным кварцем; постоян-

но ассоциирует с пиритом, включая его или находясь в нем; изредка образует большие скопления кристаллов размером до 10–15 см. Пирит встречается во всех рудных телах и вмещающей толще в двух–трех генерациях в виде хорошо выраженных кристаллов (0,005–5 м), реже – неправильной формы.

Пирротин в самостоятельных выделениях очень редок. Особенно характерны его сростки с халькопиритом (по 0,005–0,2 мм) в сфалерите. Халькопирит обнаруживается под микроскопом в ассоциации с арсенопиритом, пиритом, сфалеритом в виде эмульсионной вкрапленности. Реже его включения достигают размеров 0,2 мм. Форма включений – ксеноморфные или округлые палочки и эллипсоидальные зерна. Нередко он замещает пирротин.

Галенит корродирует и цементирует раздробленные зерна арсенопирита и пирита, являясь более поздним по отношению к ним: обычен в ксеноморфных выделениях (0,05–1 мм). Иногда включает идиоморфные кристаллы кварца. С галенитом ассоциирует сфалерит (ксеноморфные зерна размером 0,05–5 мм).

В виде небольших скоплений или рассеянных зерен при изучении полированных шлифов установлен магнетит. Форма зерен изометрична или неправильна, размеры не превышают 0,7 мм. Связан обычно с карбонатом. Висмут (примесь от сотых до тысячных долей процента) содержится как в виде самородного металла, так и в виде висмутового блеска. В подзоне цементации довольно часто встречается марказит, развивающийся по трещинкам и в межзерновом пространстве кристаллов других минералов.

Золото в первичных рудах тесно ассоциирует с сульфидами (чаще с поздними – галенитом и сфалеритом), образуя тонкодисперсные механические примеси и отдельные выделения (изредка достигающие десятых долей миллиметра), присутствует в межзерновых пространствах. Проба золота месторождения обычно около 700, что характерно для первичных руд всего района.

На Главной жиле (рис. 22) ярко выделяется зона окисления, нижняя граница которой зафиксирована подземными горными выработками на абсолютной отметке около 800 м. Верхняя ее граница маркируется на участке 4 реликтом плиоцен–раннеплейстоценовой поверхности выравнивания на отметке 1050 м. Эта зона тесно связана с линейной корой выветривания по сопровождающей жилу дайке диоритовых порфиритов, выклинивающейся у палеоуровня грунтовых вод. В зоне окисления по жиле четко выделяются подзоны (снизу вверх): вторичного золотого обогащения (высота около 50 м), выщелачивания (около 50 м) и полного окисления (около 150 м).

В линейной коре выветривания по дайке выделяются зоны (снизу, от палеоуровня грунтовых вод): дезинтеграции сланцев и диоритовых порфиритов, выщелачивания (гидрослюдистая) и гидролиза (гидрослюдисто–каолининовая). В геохимическом профиле коры выветривания диоритовых порфиритов, являющихся зальбандом Главной жилы, устанавливается вынос Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O и привнос Fe_2O_3 , H_2O (рис. 23, табл. 20). Кроме того, наблюдались глеевое выветривание и осветление сланцев, выщелачивание сульфидов из вмещающих пород и сернокислотное выщелачивание, что интенсифицировало процессы выветривания. При высоком промывном режиме подземными водами трещинного типа материал коры выветривания размывался и переносился вниз, в результате чего усиливалось физическое выветривание.

Для подзоны полного окисления рудных тел характерно наличие хорошо промытых трещинок, корочек лимонита и сахаристого слабозолотоносно-

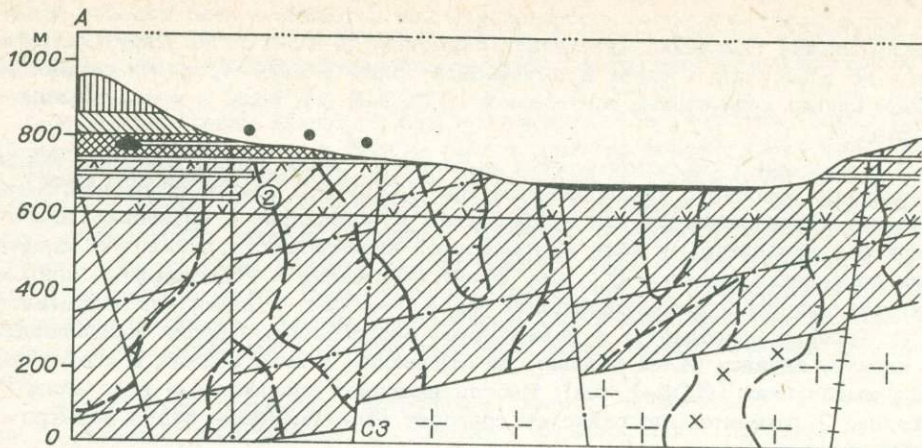


Рис. 22 Жила Главная Первого месторождения.

1-3 - изверженные породы $J_3 - E_1$: 1 - биотитово-роговообманковые кварцевые диориты, 2 - биотитовые гранодиориты и частично плагиограниты, 3 - дайки; 4 - первичные мало сульфидные руды; 5-7 - подзоны в зоне окисления: 5 - вторичного золотого обогащения, 6 - выщелачивания, 7 - полного окисления; 8 - находки видимого золота в зоне окисления (а -

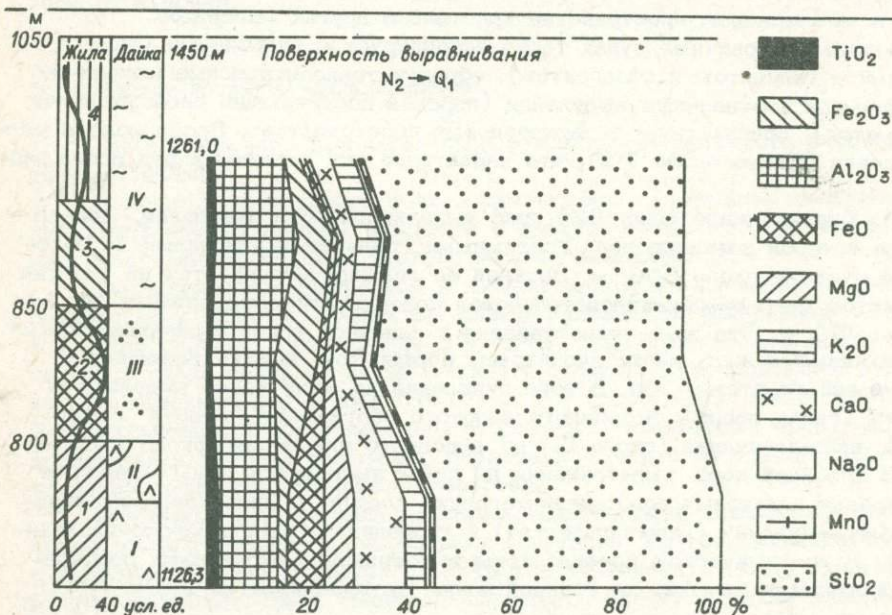
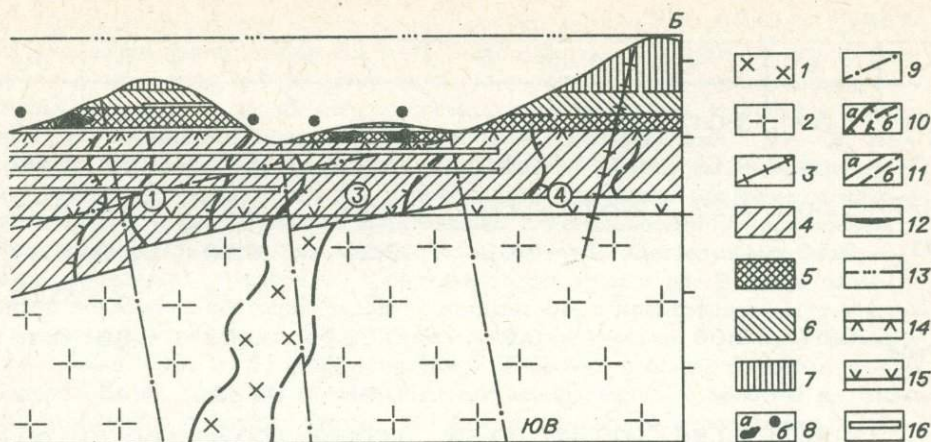


Рис. 23. Геохимический профиль выветривания в линейной коре по дайке диоритовых порфиров, сопряженной с жилой, и зона окисления по мало сульфидной кварцевой жиле (слева) Первого жильного месторождения. Отметки высот условные.

I - монолит; II - IV - зоны: II - дезинтеграции, III - выщелачивания (гидрослюдистая), IV - гидролиза (гидрослюдисто-каолининовая).

1 - первичные руды; 2-4 - подзоны в зоне окисления: 2 - гипергенного золотого обогащения; 3 - выщелачивания и окисления; 4 - полного окисления и выщелачивания. Слева - кривая распределения золота в жиле Главной.



в подземных, б - в поверхностных выработках); 9 - тектонические нарушения; 10 - контуры первичных рудных столбов (а - установленные, б - предполагаемые); 11 - контакты пород и подзон окисления (а - установленные, б - предполагаемые); 12 - россыпь золота; 13 - поверхность выравнивания плиоцен-раннеплейстоценового времени; 14 - нижняя граница зон окисления (палеоуровень грунтовых вод); 15 - нижняя граница многолетней мерзлоты; 16 - подземные выработки. Цифры в кружках (1-4) - участки.

Таблица 20

Состав диоритовых порфиров зон коры выветривания, %

Компонент	Диоритовые порфиры							
	невыветрелые				рассыпавшиеся из гидрослюдистой зоны	химически разложившиеся из гидрослюдисто-каолининовой зоны		
	46	47	48	Среднее		75	49	53
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	56,96	56,94	50,18	54,69	53,75	55,37	54,20	54,78
TiO ₂	0,76	1,04	1,05	0,95	1,04	1,43	0,89	1,16
Al ₂ O ₃	18,03	16,66	13,48	16,11	15,90	15,53	9,09	12,31
Fe ₂ O ₃	3,08	4,74	3,19	3,67	5,03	5,90	22,73	14,32
FeO	5,31	4,58	5,20	5,03	4,21	2,08	1,03	1,56
MnO	0,06	0,13	0,21	0,13	0,12	0,09	0,04	0,06
MgO	3,17	3,93	11,54	6,21	7,62	5,18	1,73	3,46
CaO	4,20	4,19	8,85	5,75	2,13	3,02	1,98	2,50
Na ₂ O	4,42	2,38	1,66	2,82	0,60	4,42	1,40	2,91

1	2	3	4	5	6	7	8	9
K_2O	2,39	3,04	2,56	2,63	4,01	2,56	0,73	1,65
H_2O^-	0,04	0,12	0,16	0,11	1,89	1,26	2,00	1,63
H_2O^+	1,50	2,27	2,40	2,06	4,05	4,37	5,14	4,76
P_2O_5	0,16	Сл.	0,12	0,09	0,20	0,29	0,40	0,34
CO_2	-	-	-	-	-	0,36	-	0,18
$S_{\text{общ}}$	0,67	0,06	-	0,24	0,72	0,03	0,89	0,46
П.п.п.	-	-	-	-	0,99	Не обн.	0,45	0,22
Σ	100,71	99,96	100,44	100,33	100,37	100,63	100,70	100,67

Примечание. H_2O в сумму не входит. 46-49, 53, 75 - номера проб. Анализы выполнены Н.Л. Гомзяковой и В.Р. Николаевой в ИГ ЯФ СО АН СССР.

го кварца с многочисленными пустотками от выщелачивания сульфидов и выделениями позднего кальцита.

Границы подзоны выщелачивания проведены условно, так как завуалированы взаимными переходами. По содержанию золота ее руды несколько продуктивнее первичных, хотя видимого золота здесь мало. Наряду с буровато-красным охристым кварцем сухаристого облика, пустотами выщелачивания сульфидов во вмещающих породах и кварце и полыми трещинками для нее характерно присутствие сыпучего материала рудных тел и вмещающих пород, а также пылеватого лимонита, принесенного из верхних горизонтов кислыми водами. Часто здесь появляется гипс.

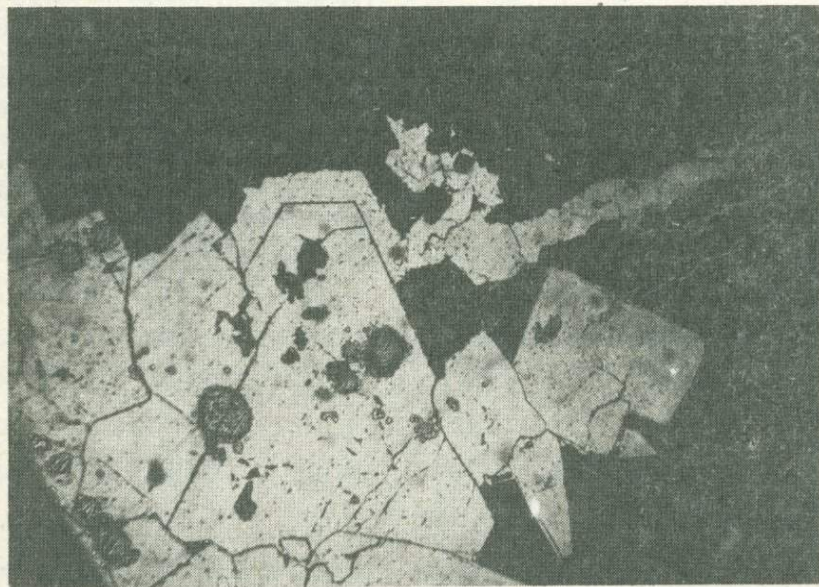


Рис. 24. Концентрически-зональное строение колломорфного пирита Первого жильного месторождения. Полированный шлиф, увел. 120.

Подзона вторичного золотого обогащения выделяется наличием больших скоплений переотложенных глин, гидроокислов Fe, Mn и других элементов и скородита. Золото этой подзоны присутствует в глинах и гидроокислах (рассеянная пыль, обогащенные участки и гнезда, сростки и самородки с порами и кавернами, заполненными гидроокислами Fe и покрытыми "рубашкой" из более плотных разновидностей лимонита). К контактовым плоскостям рудных тел или к поперечным трещинам приурочены пластинки золота. Часть золотин древовидная. Здесь концентрируется больше всего золота. При этом оно нередко ассоциирует с контактовыми минералами: пироксеном, амфиболом, хлоритом, карбонатом и др. В слабо выраженной подзоне цементации наряду с ковеллином и халькозином встречается вторичный пирит (рис. 24). Проба золота на участке 3 по трем измерениям равна 765, 815, 896, повышаясь в местах с более высоким содержанием и более крупным золотом. Полную идентичность с золотом из подзоны вторичного золотого обогащения имеют самородки в россыпях, покрытые "рубашкой" из лимонита, заполняющего также многочисленные поры и каверны в золоте, что объясняет образование самородков в подзоне вторичного золотого обогащения.

Первое месторождение в минерализованных зонах дробления в сланцах и его спутники-рудопроявления А и Б

Первое месторождение в минерализованных зонах дробления в сланцах и его спутники - рудопроявления А и Б - представители арсенопиритового типа мало сульфидной золото кварцевой формации. Они расположены в рудно-россыпном узле, от которого начинается россыпь золота. Основными ее источниками наряду с месторождением явились рудопроявления - спутники А и Б. Месторождение и рудопроявления входят в золотоносную полосу, приуроченную к группе разрывных нарушений и характеризующуюся общими закономерностями становления и вещественного состава.

Разрывные нарушения по отношению к складчатости продольные и поперечные. Первые составляют самую многочисленную группу - структурную основу рудного узла. Они группируются в три зоны, в каждой из которых отмечено одно - два главных нарушения и множество сопряженных с ними или параллельных.

Территория рудного узла сложена глинистыми, песчано-глинистыми, туфогенными сланцами и полимиктовыми песчаниками позднепермского возраста. Они собраны в складки северо-западного простирания. Магматические породы представлены диоритовыми штоками и дайками кварц-альбитовых порфиров и спессартитов, с которыми пространственно и парагенетически увязываются золоторудные зоны и жилы. Порфировые дайки имеют сложную форму, ветвятся, образуют линзы, раздувы, часто сопровождаются апофизами. Дайки спессартитов обладают простыми формами. Широко развиты дайки только на месторождении и на рудопоявлении А. Рельеф района месторождения относится к среднегорному и характеризуется сглаженными водоразделами с крутыми склонами. Месторождение находится в пределах зоны разломов северо-западного простирания. На юго-восточном фланге зоны выделяются Главный разлом, состоящий из двух ветвей, а в центре - Стержневой разлом и северо-восточная ветвь продольных разрывных нарушений. К пересечению двух последних с поперечными субширотными тектоническими нарушениями приурочены все золоторудные тела.

Стержневой разлом (азимут 330-340° СЗ, угол падения 65-85° СВ)

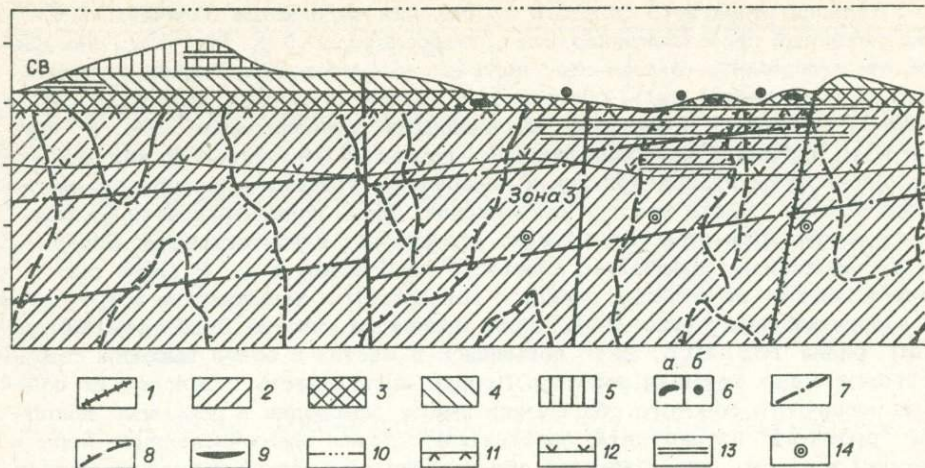
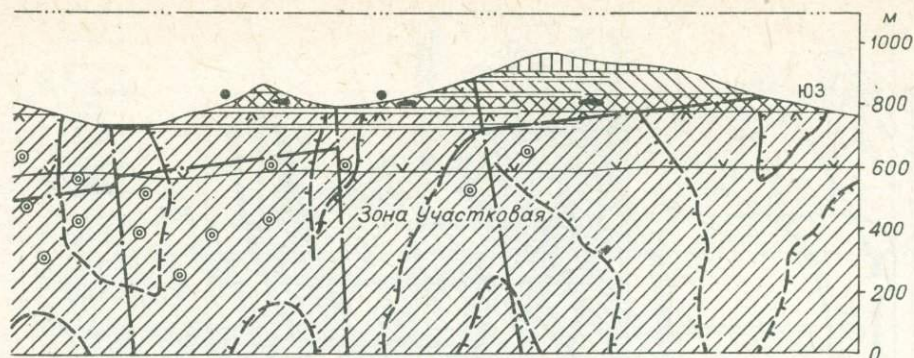


Рис. 25. Подзона вторичного золотого обогащения в рудных зонах 3 и 4. Участковая месторождения Первого (минерализованные зоны дробления в сланцах).

1 - дайка диоритовых порфиров; 2 - первичные мало сульфидные руды; 3-5 - подзоны в зоне окисления: 3 - вторичного золотого обогащения, 4 - выщелачивания, 5 - полного окисления; 6 - находки резко повышенных содержаний и видимых выделений (до самородков) золота в подземных (а) и поверхностных (б) выработках; 7 - тектоническое нарушение; 8 - контуры первичных рудных столбов; 9 - россыпь золота с самородками; 10 - предполагаемый уровень палеоповерхности ($N_2 - Q_1$) выравнивания; 11 - нижняя граница зоны окисления; 12 - уровень грунтовых вод; 13 - основные подземные горные выработки; 14 - места пересечения рудной зоны колонковыми скважинами.

в юго-восточной части рудного поля ответвляется от Главного разлома. Вертикальная амплитуда смещения по нему превышает 200 м. В южной половине рудного поля он рассекает пласты пород под углом $20-35^\circ$ по простиранию и до 50° по падению, а в северной приобретает согласное с ними положение. Стержневой разлом выглядит четким швом мощностью 0,5-2,0 м, заполненным глиной трения или лимонитом и сопровождающимся маломощной зоной смятия и прерывистой зоной какирита. В северной половине рудного поля разлом представляет собой четкую зону развальцевания пород мощностью 5-10 м. Он ветвится, сопровождаясь нарушениями мощностью 0,05-1 м, вместе с которыми образует рудоносную ветвь зоны разломов. Второстепенные нарушения сопровождаются зонами смятия и трещиноватости; по ним развита минерализация - чаще в виде субпараллельных кварцевых или альбит-кварцевых прожилков и жил, а по какириту - метасоматическое окварцевание и мелкосетчатое прожилкование. Локализация оруденения здесь отмечается вдоль разрывных нарушений, сопровождающих Стержневой разлом.

Северная половина рудного поля подчинена элементам складчатой структуры. Разрывные нарушения через внутренние текстуры приспособились к складкам II и III порядков и идут по направлению оперяющих трещин. Связанные с ними минерализованные зоны дробления падают на юго-запад или северо-восток в зависимости от того, в каком крыле складки они находятся. Здесь наблюдаются жилы обычной мощности. Поперечные нарушения хотя



и несут оруденение на участках пересечения с более поздними продольными нарушениями, однако практического значения не имеют.

Основной из рудных является зона 3 и ее продолжение — зона Участковая (рис. 25) и Сложная зона, приуроченная к Стержневому шву. Почти все они падают на юго-запад и образуют пучок (рис. 26) с единой корневой системой на глубине.

Рудные зоны имеют сложное строение, определяемое разрывными нарушениями и другими деформациями вмещающих пород. В состав рудных зон входят гидротермальные образования и вмещающие осадочные и дайковые породы, в той или иной степени гидротермально-измененные и минерализованные. Поэтому контуры рудных тел в продольном и поперечном сечении определяются только по данным пробирного анализа. В зависимости от интенсивности гидротермального процесса среди зон выделяются следующие формы выделения кварца: жилы и линзы; параллельное прожилкование по обратнo падающим трещинам, реже — по крутопадающим поперечным и диагональным трещинам отдельности (развито в периферических частях рудных зон и являющееся весьма распространенной формой оруденения); червеобразные прожилки в сочетании с желваками, развивающиеся по сланцеватости; беспорядочное прожилкование в зонах интенсивного смятия и дробления вмещающих пород у тектонических швов; тонкосетчатое прожилкование (развито вдоль Стержневого шва и слагает почти целиком зону Участковую); метасоматическое окварцевание пород, развивающееся по какириту вдоль крупных разрывных нарушений (Стержневой шов).

На месторождении неограниченно имело место пострудное дробление рудных тел — до образования крупноглыбовых вывалов по зеркалам скольжения.

Рудопроявление А находится в 4 км от описанного месторождения в долине одноименной речки. Оно приурочено к юго-западному крылу антиклинали II порядка, осложненной поперечными и продольными разрывными нарушениями (рис. 27). Главные продольные нарушения располагаются полосой на расстоянии до 2 км от осевой линии антиклинали. Среди них отмечаются юго-западный Многодайковый разлом, основная ветвь которого относится к сбрососдвигу с вертикальной амплитудой смещения 800 м, а северо-восточная ветвь является взбросом с вертикальной амплитудой 300 м. Продольные нарушения имеют северо-восточное падение под углом 50–65°. Многие нарушения сочленяются друг с другом и с Многодайковым разломом. Для рудного поля весьма характерны поперечные нарушения северо-восточ-

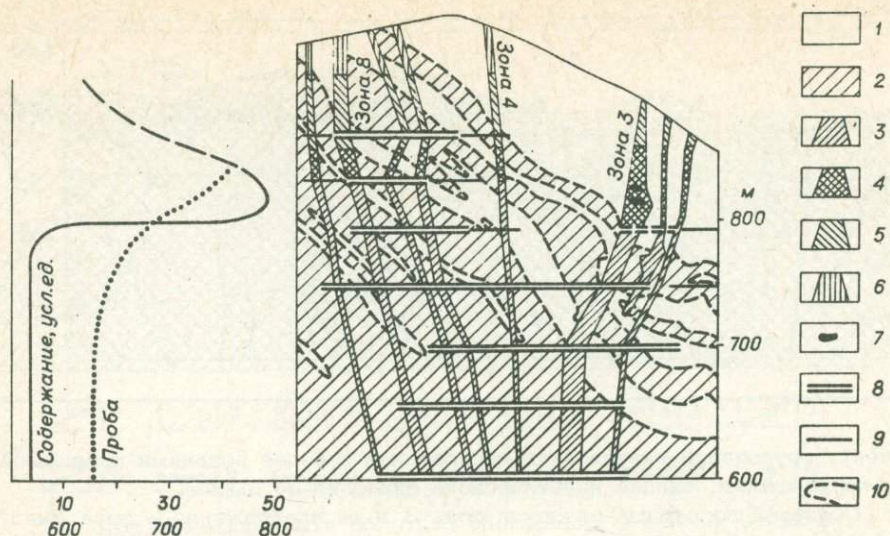


Рис. 26. Разрез через месторождение Первое (минерализованные зоны дробления в сланцах).

1 - глинистые сланцы; 2 - туфогенные сланцы; 3 - первичные мало сульфидные руды; 4-6 - подзоны в зоне окисления: 4 - гипергенного золотого обогащения, 5 - выщелачивания, 6 - полного окисления; 7 - местонахождение повышенных проб и видимого золота; 8 - подземные выработки; 9 - подземные скважины; 10 - границы пород. На графике - изменение содержания (усл. ед.) и пробы золота с глубиной.

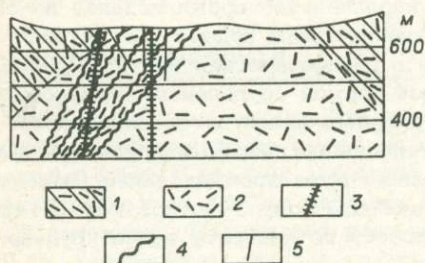


Рис. 27. Руднопроявление-спутник А.

1 - туфогеновые сланцы; 2 - туфогенные сланцы; 3 - дайки различных пород; 4 - золоторудные зоны; 5 - скважины.

ного простирания с крутым падением, обуславливающие его блоковую структуру.

Рудные зоны приурочены к продольным нарушениям и связаны со складчатой структурой. Они имеют широкое развитие в пойме реки и на прилегающих к ней участках лево- и правобережья. На правобережной террасе рудные зоны отмечены в пределах минерализованной полосы, проходящей в непосредственной близости от висячего бока Многодайкового разлома, располагаясь то параллельно ему, то под углом до 40° , в основном согласно простиранию вмещающих пород, но секущие по падению. Две из этих зон залегают в чешуйчатом тектоните разлома, а остальные - в глинистых и туфогеновых сланцах нижнего и в конгломератах среднего горизонтов верхнесланцевой свиты. Длина и мощность рудных зон изменяется в широких пределах. Расположение зон приближается к кулисообразному. Все они сопровождаются оторочками различной мощности смятых и дробленных пород.

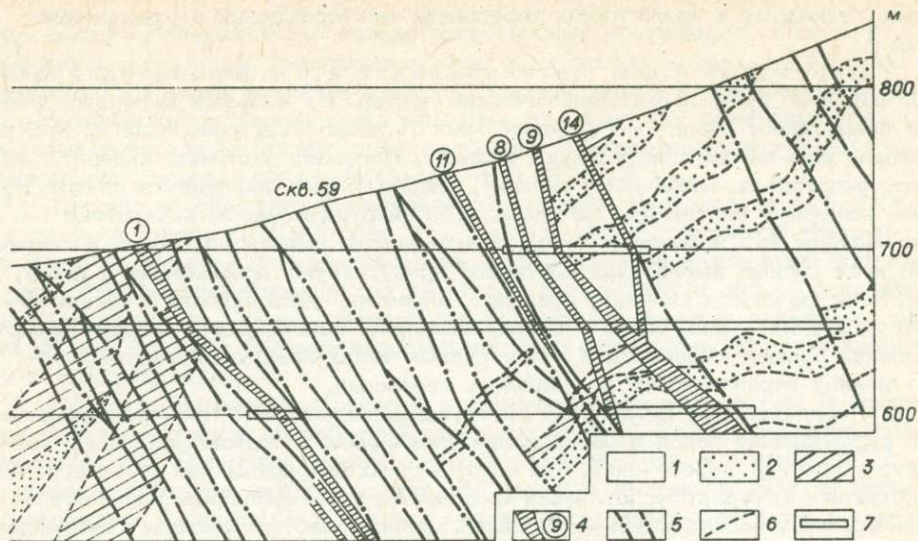


Рис. 28. Рудопроявление-спутник Б.

1 - песчано-глинистые сланцы; 2 - песчаники; 3 - туфогенные сланцы; 4 - первичные золоторудные зоны; 5 - тектонические нарушения; 6 - контакты пород; 7 - подземные выработки:

По структуре, морфологии и характеру выделения кварца известные рудные зоны идентичны с зоной Участковой месторождения.

Рудопроявление Б находится в приустевой части одноименного ручья (рис. 28). Оно приурочено к северо-восточному крылу антиклинали, осложненной складками III порядка. Разрывные нарушения в целом образуют мощную зону разломов. Крутопадающие поперечные нарушения субширотного простирания представляют собой сбрососдвиги с горизонтальной амплитудой 20-80 м.

К продольным (субмеридиональным) разрывным нарушениям (см. рис. 28) приурочены рудные зоны, которые прослеживаются через всю площадь рудопроявления. Две из них тяготеют к сбрососдвигам с горизонтальными амплитудами смещения 220 и 270 м и вертикальными - 27-55 и 110-120 м. Третья зона приурочена к сбросу с вертикальной амплитудой 200 м. Эти разломы образуют ступенчатый горст с наиболее приподнятым (до 200 м) блоком между двумя последними зонами.

Другие зоны рудопроявления имеют меньшие размеры. Одни из них сопряжены с главными, другие не имеют видимой с ними связи. Здесь обнаружена масса кварцевых жил и более мелких рудных тел.

По морфологии и распределению выделений кварца рудные зоны аналогичны зонам месторождения. Кварцевых и карбонатно-кварцевых жил значительных размеров не встречено. Преобладающей формой гидротермальных образований является тонкосетчатое беспорядочное и субпараллельное прожилкование в линзовидно-чешуйчатых тектонитах и зонах частичного или полного разлистования пород. Метасоматическое замещение пород и прижилькование по трещинам отдельности имеют незначительное развитие. Мощность рудных зон с глубиной не изменяется. Содержание золота соответ-

вует таковому в аналогичных горизонтах месторождений и рудопроявления А.

Первичные руды месторождения и рудопроявлений имеют довольно простой минералогический состав. Из жильных минералов резко преобладает кварц (95% рудной массы) нескольких генераций. В подчиненном количестве присутствуют кальцит, магнезит, доломит, анкерит, альбит, анортоклаз, микроклин, серицит, хлорит, барит, каолинит и апатит. Рудные минералы составляют не более 1,5–2% рудной массы и тяготеют к зальбандам жил и боковых пород, к ксенолитам вмещающих пород в кварце. Во всех горных выработках постоянно присутствуют арсенопирит и пирит, часто встречаются галенит, сфалерит, пирротин, эпизодически – халькопирит и шеелит, очень редко – рутил, ильменит, касситерит и золото. Распределение рудных минералов в золоторудных телах весьма неравномерно – от редкой вкрапленности до обильных скоплений.

Неоднократные проявления интерминерализационной тектоники вызывало раздробление пород и образование брекчиевых и сложнobreкчиевых текстур и текстур пересечений. Для золоторудных кварцевых жил характерна полоччатая текстура, обусловленная продольным приоткрыванием ранее образованных жил и последующей цементацией мелкозернистым кварцем с сульфидами.

Первичные руды состоят из арсенопирита, пирита, галенита, сфалерита, пирротина, халькопирита, шеелита, рутила, ильменита, касситерита и золота.

Наиболее распространенным рудным минералом во всех рудных зонах (жилах, прожилках и сульфидизированных вмещающих породах) месторождения и рудопроявлений является арсенопирит. В отдельных жилах он тяготеет к контактовым плоскостям до образования сплошных сульфидных прожилков и часто образует вкрапленность разной интенсивности в кварце и во вмещающих породах.

Арсенопирит I (образованный в начальную стадию золоторудного этапа минерализации) связан с полевошпат-кварцевыми прожилками и с ранним пиритом и по времени близок к альбитовой генерации. Средний размер его кристаллов 5 мм в поперечнике, наибольший – 1 см. Арсенопирит II, выпавший в следующую стадию золоторудного этапа, в поперечнике не превышает 1 мм и находится в ассоциации с пиритом, золотом и галенитом. Мельчайшие зернышки арсенопирита иногда расположены полосами в халцедоновидном мелко- и тонкозернистом кварце. Обе генерации арсенопирита обычно встречаются в хорошо выраженных кристаллах псевдодипирамидального облика с резкой штриховкой, параллельной плоскости срастания пирамид.

Пирит также широко развит на месторождении и рудопроявлениях. В значительных количествах он попадает во все вмещающих породах и в продуктах заполнения пострудных тектонических трещин. В жилах пирит присутствует в виде рассеянной вкрапленности. По времени выделения он разделяется на четыре генерации.

Пирит I образовался в самом начале рудного этапа минерализации и выразился в обильной пиритизации вмещающих пород и зон метасоматического замещения. Пиритизация несколько опередила полевошпатовую стадию минерализации и, вероятно, была связана с дополевошпатовым кварцевым и карбонатным метасоматическим замещением пород. Пирит II в незначительном количестве в виде мелких зерен встречается в полевошпатовых прожилках вместе с арсенопиритом, связанным с альбитовой генерацией второй стадии минерализации. Пирит III в небольшом количестве возник в третьей стадии минерализации. Он связан с халцедоновидным золотонос-

ным кварцем, опережает несколько золотоносный арсенопирит. Пирит IV включен в пострудные кальцитовые жилы и прожилки. Встречаются также пиритовые прожилки мощностью до 2-3 см, пересекающие наиболее поздние кальцитовые жилы. Иногда кристаллы кальцита в друзах заканчиваются мелкими кристаллами пирита правильной пентагондодекаэдрической формы. Размер кристаллов пирита колеблется от 0,01 до 5 мм.

Галенит не образует значительных скоплений. Наиболее часто и обильно он встречается в рудной зоне 3 - там, где выше содержание золота. Замечен он только в тесном сростании с золотом и арсенопиритом золото-рудной стадии минерализации, но не всегда арсенопирит и золото сопровождаются галенитом. Обычно представлен одиночными зернами размером менее 2 мм. Золото и галенит корродируют кристаллы арсенопирита и заполняют трещины в нем.

Сфалерит встречается редко и в незначительном количестве. В аншлифах находится в виде обособлений размером менее 1 мм в мелкозернистом кварце вблизи сульфидов золоторудного комплекса, реже - в агрегате с другими сульфидами, причем мелкие его зерна бывают включены в зерна арсенопирита и пирита. В сфалерите почти всегда наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита.

На месторождении встречается макроскопически видимый пирротин. В шлифах он наблюдается в виде землистых агрегатов в осадочных метасоматически замещенных породах. В аншлифах из сульфидизированного туфогенного сланца пирротин в виде единичных зерен и мельчайших включений содержится в отдельных зернах пирита III. Иногда вокруг выделений видны сетчатые оторочки пирита.

Очень редко и в малых количествах встречается халькопирит. В рудах макроскопически он не наблюдается, в шлифах протолок представен единичными мелкими зернами неправильной формы, всегда в ассоциации с золотом и сульфидами золоторудного комплекса. Чаше встречается в шлифах в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите и арсенопирите, реже заполняет трещины в пирите.

Шеелит, ильменит, рутил и касситерит для руд не типичны. Шеелит попадает крайне редко в шлифах протолок в связи с минералами золоторудного комплекса.

Золото в первичных рудах тесно ассоциирует с одновозрастными галенитом, арсенопиритом II и халькопиритом и вместе с ними в виде мелких зерен включено в трещинки мелкозернистого халцедоновидного кварца, образующего серые полосы в жилах крупно- и среднезернистого кварца. Крайне редко встречающиеся в рудных зонах наиболее крупные золотины имеют размер до 3 мм. Вообще же на месторождении золото мелкое, видимое золото весьма редко. В зоне 3 изредка наблюдаются цепочки мелких золотинок неправильной формы, вместе с сульфидами занимающие промежутки между зернами мелкозернистого кварца или заполняющие тонкие извилистые трещинки - просечки в нем. В основном же золото субмикроскопических размеров, наблюдается в редких полированных шлифах в виде авгедральных зерен с причудливыми контурами, иногда - в виде исключения - в зернах галенита.

Окисленные руды имеют следующий минеральный состав: скородит, гидрогетит, гель Fe_2O_3 , гетит, гематит, гипс, пентагидрит, каолинит, кальцит, барит, ковеллин, халькозин и золото.

Граница между окисленными и первичными рудами на месторождении находится на отметке около 800 м (как и на предыдущем первом жильном

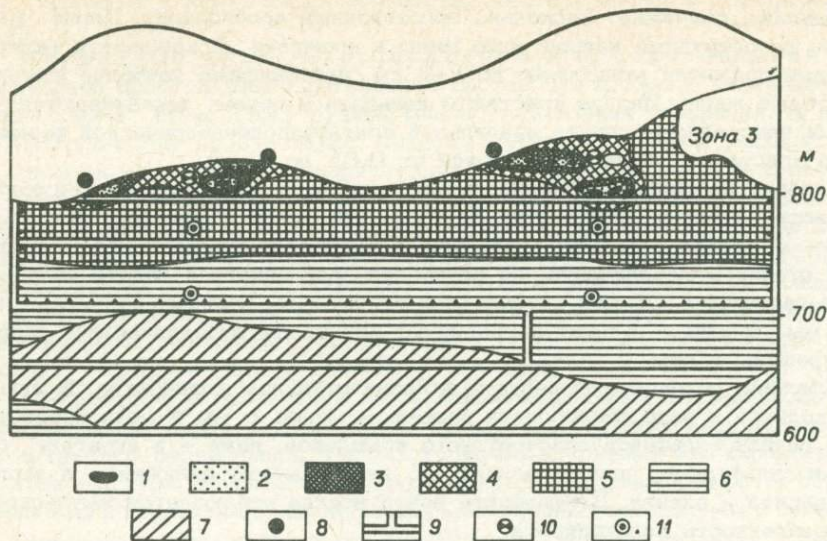


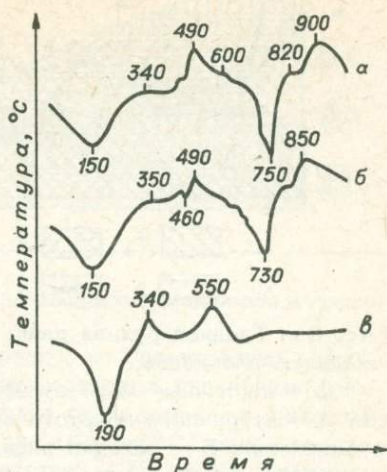
Рис. 29. Центральная часть месторождения Первого в минерализованных зонах.

Находки резко повышенных содержаний и видимых выделений (до самородков) золота в подземных (1) и поверхностных (8) выработках; 2-7 - содержания золота (от резко повышенных до резко пониженных); 9 - основные подземные горные выработки; 10, 11 - пробы золота: 10 - повышенная, 11 - пониженная.

месторождении, отстоящем на 60 км от рассматриваемого руднороссыпьного узла), что подчеркивает единство геологического развития рудной зоны в целом. В пользу этого говорит также наличие на отметках выше 900 м ярко выраженной обеззолоченной подзоны полного окисления, сопровождающейся линейной корой выветривания, на отметках 900-850 м - подзоны выщелачивания и окисления, а на отметках 850-800 м (рис. 29) - четко выраженной (благодаря яркой окраске переотложенных лимонита и скородита) подзоны вторичного золотого обогащения, прослеживающейся вдоль всего рудного поля. Поскольку рудопроявления А и Б приурочены к поймам и низким террасам одноименных водотоков (отметки 500-700 м), древние плиоцен-раннеплейстоценовые коры выветривания и сопутствующие им зоны окисления с подзоной вторичного обогащения оказались размытыми, вследствие чего в долине образовалась россыпь. В соответствующих рудопроявлениях первичные руды сразу выступают на дневную поверхность (см. рис. 25-29).

Скородит развит в примерно одинаковом с лимонитом количестве в подзонах вторичного золотого обогащения и выщелачивания. Он заполняет трещины в жильном материале и во вмещающих породах, образуя, как и лимонит, пленки, налеты и землистые массы, реже - желваки и корки, что подчеркивает его переотложенное состояние. В подзоне полного окисления в рудных телах и боковых породах встречается много ромбовидных пустот от выщелоченных псевдоморфоз скородита по арсенипириту. В подзоне выщелачивания можно часто видеть такие псевдоморфозы вместе с большой массой переотложенного скородита.

Рис. 30. Кривые нагревания рыхлых лимонита (а) и скородита (б) в смеси с гидрослюдами и монтмориллонитом (рудная зона 3, горизонт 80 м, месторождение Первое в минерализованных зонах) и гель водной окиси Fe (в) /Иванова, 1961/.



Лимонит очень широко развит в зоне окисления, особенно в подзоне вторичного золотого обогащения, а также в боковых породах вблизи залбан-дов кварцевых жил, зон прожилкования, метасоматического замещения и тектонических швов, заполненных перетертым обломочным материалом, в цементации которого большую роль играет лимонит.

Он пропитывает породы по тончайшим трещинкам, располагается в них в виде тонких пленок или образует более крупные скопления в различных ловушках. Пропитывание по трещинкам наблюдается и в жилах. На рис. 30 приведены результаты термического анализа рыхлых лимонита и скородита. Для их диагностики на графике приведены данные, термического анализа синтезированной гели водной окиси Fe. По данным термического анализа местный лимонит представлен гётитом, иногда с примесью гематита, переотложенный же — гидрогётитом, и часто гелем окиси Fe, встречающейся в виде натеков, в том числе в горных выработках.

В подзоне полного окисления широко развиты ромбические пустоты от выщелачивания арсенопирита и кубические — от выщелачивания пирита. В подзонах выщелачивания и вторичного обогащения наряду с массой переотложенного лимонита можно встретить псевдоморфозы лимонита по пириту и местный лимонит, играющий подчиненную роль по сравнению с переотложенным.

Гипс встречается довольно часто, но в небольшом количестве в приповерхностных частях месторождения (подзона полного окисления). Он образуется на трещиноватых участках жил и прожилков, во вмещающих породах в трещинах отдельности и сланцеватости. Гипс образует таблитчатые, призматические или столбчатые кристаллы. Размер их колеблется в довольно широких пределах (иногда кристаллы столбчатого облика достигают 20 мм в длину). Кристаллы водяно-прозрачные, бесцветные.

Пентагидрит, характерный для подзоны полного окисления, образует землистые и натечные агрегаты или проявляется в форме выцветов на стенках трещин в осадочных породах и стенках подземных выработок. Химическим анализом (здесь и далее аналитик С.М. Шадская) установлен его состав Mg^{2+} - 11,36%, SO_4^{2-} - 44,84%, п.п.п. (очевидно, H_2O) - 42,96%. Показатели преломления: $N_g = 1,46$, $N_p = 1,430$.

Каолинит распространен сравнительно широко, но в небольших количествах. Это тонкозернистые плотные массы, жирные на ощупь, грязно-белые, иногда с зеленоватым оттенком. Много каолинита содержится в землистой массе тектонических швов, состоящей из раздробленных, перетертых сланцев и жильного кварца. Он является продуктом коры выветривания гидрослюдисто-каолинитового профиля.

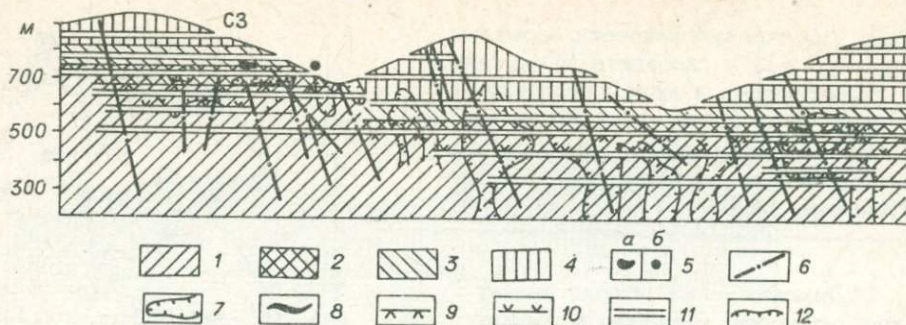


Рис. 31. Главная рудная дайка Первого месторождения в проекции на вертикальную плоскость.

1 - первичные мало сульфидные руды; 2-4 - подзоны в зоне окисления: 2 - вторичного золотого обогащения, 3 - выщелачивания, 4 - полного окисления; 5 - находки видимого золота в зоне окисления в выработках: а - подземных, б - поверхностных; 6 - тектоническое нарушение; 7 - контуры первичных рудных столбов; 8 - россыпь золота с самородками; 9 - нижняя граница зоны окисления; 10 - граница многолетней мерзлоты; 11 - основные подземные горные выработки; 12 - контур выработанных участков руд с повышенным содержанием золота.

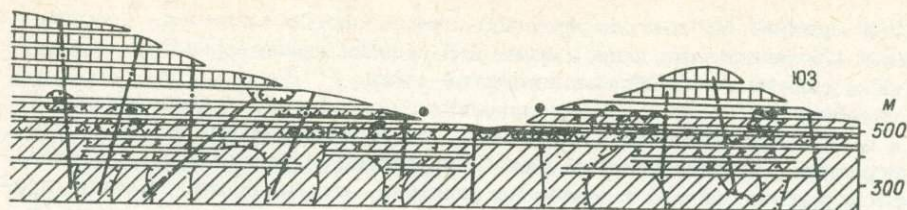
Кальцит широко распространен на месторождении и в количественном отношении занимает второе место после кварца. Не менее часто он встречается и вне золоторудных зон. Кальцит слагает жилы и прожилки мономинерального состава, входит в состав кварцевых и полевошпат-кварцевых жил и прожилков, участвует в метасоматическом замещении осадочных и дайковых пород. Происхождение его гидротермальное, частью же он - продукт коры выветривания; разделить их очень трудно. Например, в одном из шлифов гидротермально-измененный песчаник, пелитоморфная часть которого замещена мелкозернистым агрегатом кварца, альбита, карбоната и серицита, пересечен тонкими прожилками кварца и более молодого кальцита. С самым поздним прожилком кальцита связан каолинит, причем зальбанды прожилка состоят из тончайшей оторочки (шириной 0,1 мм), а центральная часть заполнена каолинитом. Участками трещина заполнена только каолинитом. Такая ассоциация говорит о вторичном происхождении кальцита.

Барит встречается только в шлихах рудных проб, обычно в виде единичных зерен. Облик кристаллов барита таблитчатый, реже - призматический. Чаше наблюдается в виде водяно-прозрачных обломков с хорошей спайностью. В хорошо образованных кристаллах грани матовые.

Ковеллин установлен в некоторых аншлифах в виде землистых и порошковых масс, развивающихся по халькопириту в нижней части зоны окисления на границе с первичными рудами. Совместно с редкими выделениями халькозина ковеллин отражает наличие слабо развитой подзоны цементации.

Кроме перечисленных гипергенных минералов некоторыми исследователями приводятся описания эпсомита, натроярозита, англезита, питтицита, арагонита и церуссита.

Золото в окисленных рудах тяготеет к подзоне вторичного золотого обогащения, трассируемой положением повышенных проб. Золото сравнительно мелкое, что отражается и в крупности россыпного золота (найден лишь



один крупный самородок из россыпи ручья, размывающего непосредственно месторождение).

Видимое золото встречается довольно редко, но сравнительно легко намывается лотком из дробленных лимонит-скородитовых руд. После фракционирования в тяжелых жидкостях золото легко отбирается под бинокляром. В отличие от пробы золота первичных руд (630-650) проба золота окисленных руд - 780, а в прилегающих россыпях - 750-850. Травление золотин раствором CrO_3 в царской водке показывает их кристаллически зернистую структуру; иногда встречаются двойники. "Новое" золото в виде высокопробных оболочек и межзерновых прожилков встречается довольно редко.

Первое месторождение в минерализованных дайках

Рельеф района низкогорный, переходящий в среднегорный. Отдельные вершины, сложенные штоками, имеют альтитуду более 1400 м. В районе нечетко проявлена поверхность выравнивания.

Главная дайка, состоящая из бескварцевого порфира, минерализованного и оруденелого в результате гидротермальных процессов, прослежена канавами по простиранию от периферии гранитного массива до правого склона долины ручья (рис. 31). Простирание дайки 300° , угол падения $70-85^\circ$ ЮЗ. Морфология ее не выдержана, наблюдаются пережимы (до выклинивания) и раздувы (до 10 м). Нередко она представляет собой цепочку разобшеженных линзообразных тел протяженностью до 5 м. Мощность дайки зависит от состава вмещающих пород, представленных чередующимися черными, темно-серыми, реже серыми глинистыми, углисто-глинистыми и глинисто-песчанистыми сланцами, иногда песчаниками. В песчаниках мощность ее максимальна, в глинистых сланцах - минимальна.

Дайка залегает в тектонической зоне смятия непостоянной мощности, которая отвечает разлому, возникающему, вероятно, во время складкообразования. На участках, сложенных песчано-глинистыми сланцами и песчаниками, зона смятия, как правило, отсутствует. Она часто сопровождается развальцеванием углистых сланцев, реже плотными тонкозернистыми песчаниками, а иногда расщепляется на несколько параллельных быстро выклинивающихся ветвей, расположенных в 1-2 м друг от друга. Дайка осложнена многочисленными субмеридиональными смещениями отдельных ее блоков (амплитуда до 30 м). Кроме того, в ней развита сложная сеть мелких трещин, часть из которых заполнена золотоносным гидротермальным материалом.

Структура дайки порфировидная с полнокристаллической основной массой, а вкрапленники состоят из кислых разностей плагиоклазов от альбита до олигоклаза. Альбит представлен беспорядочно расположенными табличками размером 0,05-0,1 мм. В теле дайки вследствие расщепления первона-

чальной трещины, по которой проникал порфир, иногда заключены участки сланцев в виде пластин длиной более 15 см. Небольшие ксенолиты сланцев наблюдаются также вблизи контактов дайки.

Рудоносные прожилки характеризуются морфологией трещин выполнения и в большинстве своем — секущие по отношению к дайке. Их количество на разных участках различно, что обусловлено трещиноватостью порфира. Имеются участки длиной в несколько десятков метров, почти лишенные прожилков, но есть и такие, где прожилки получили значительное развитие, и тогда дайка выглядит как брекчия. Местами более мощные прожилки переходят в лестничные, сетчатые и ячеистые жилы. Распространенные текстуры прожилков — брекчиевая, брекчиевидная, гребенчатая, асимметрично-полосчатая, реже ячеистая и кокардовая.

Текстура гидротермального вещества кристаллически-зернистая и вкрапленная. Прожилки кварца, реже альбита имеют гребенчатую текстуру. Рудные минералы встречаются обычно в виде мелко- и средне-зернистой вкрапленности и реже мелких гнездовых скоплений среди жильных минералов в дайке и во вмещающих породах. Заметное количество сульфидов приурочено к плоскостям контактов как отдельных прожилков, так и дайки.

Околосильные изменения боковых пород обусловлены гидротермальными процессами и выражены серицитизацией, карбонатизацией, хлоритизацией, сульфидизацией и образованием кварц-карбонатных прожилков. Сульфидизация более всего проявлена на контактовых плоскостях и вблизи них в дайке и сланцах на глубину 10–15 см. Редкая вкрапленность сульфидов наблюдается и на значительном расстоянии от контактов. Сульфидизация представлена рассеянной неравномерной вкрапленностью кристаллов пирита, редко арсенопирита и в единичных случаях пирротина и халькопирита. Иногда сульфиды образуют небольшие гнезда и прожилки (до первых сантиметров), приуроченные к плоскостям сланцеватости, контактам или сколам. Местами сульфидное оруденение сопровождается серицитизацией.

Минералогический состав месторождения определяется его принадлежностью к арсенопиритовому типу мало сульфидной золотокварцевой формации. Основная масса жильных образований представлена кварцем нескольких генераций, в подчиненном количестве присутствуют альбит, анкерит, кальцит, хлорит, серицит. Пирит, арсенопирит, гематит, халькопирит, галенит и сфалерит являются главными рудными минералами. В виде незначительных примесей встречаются пирротин, буланжерит, джемсонит, шмальтин, вольфрамит, шеелит, антимонит, золото. Минералы-включения в рудах — рутил, апатит, биотит, парагонит, томсонит, хлорит, графит, вермикулит.

Минералы зоны окисления представлены следующим комплексом: кварц, кальцит, каолинит, гель окиси Fe, гидротит, скородит, гетит, гидромусковит, псиломелан, вад, стибиконит, сервантит, англезит, пальмерит, марказит, ярозит, гипс, малахит, азурит, куприт, питтит, ковеллин, халькозин, галлуазит, церуссит, эпсомит, самородные сера и золото.

Из рудных минералов чаще всего встречаются хорошо образованные кристаллы пирита кубического и реже октаэдрического облика. Анализ кристаллов пирита показывает, что состав его (%) не отклоняется от обычного: 50,20 — S; 44,61 — Fe, 1,24 — As; следы Cu; 3,78 — нерастворимого остатка. Спектральным анализом выявлено также присутствие Mo, пробирным — Au и Ag. Иногда пирит цементирует кристаллы арсенопирита.

Вкрапленные во вмещающих породах, дайке и прожилках кристаллы арсенопирита (0,1–8 мм) имеют сложнопиримидальный, реже короткопризматический облик. Химический его состав (%): S — 21,35; Fe — 34,58;

As - 42,14; Co - 0,01; Sb - 0,24; нерастворимый остаток - 1,78. Примесь Sb, возможно, объясняется включением джемсонита. Пробирным анализом этой же пробы установлено содержание 67,2 г/т золота и 2,4 - серебра. Спектральным анализом показано присутствие Sn, пробирным - Au и Ag. Из рудных минералов арсенопирит отлагался первым.

Джемсонит, сравнительно редкий минерал месторождения, образует волокнистые и игольчатые агрегаты в пустотах, иногда прорастающие кварц. Химический его состав (%): Pb - 33,60; Sb - 25,04; S - 16,32; Fe - 2,32; Cu - 0,03; Bi - 0,01; Sn - 0,01; нерастворимый остаток - 20,75. Спектральным анализом установлены Ag, Zn, Cd (?). Имеется Au. Микроскопическое изучение показывает, что джемсонит заполняет трещинки в минералах прожилков, отчасти замещая их. Габитус его призматический. Довольно часто джемсонит замещает арсенопирит и пирит. В участках скопления джемсонита всегда присутствует золото. Джемсонит отлагается позже арсенопирита, пирита, сфалерита и несколько ранее золота и галенита.

В гидротермальных выделениях кварца в дайке установлены мелкие прожилки халькопирита. Он наблюдается в виде неправильных зеленовато-желтых зерен, ассоциирующих с арсенопиритом, пиритом, золотом, джемсонитом, галенитом, сфалеритом и пирротинном.

Сфалерит, как и халькопирит, является малораспространенным минералом месторождения. Встречается в виде единичных красновато-бурых неправильных зерен и часто совместно с джемсонитом. Спектральным анализом установлено присутствие в нем Fe, Cd, Sb, Bi, Ag, Cu. Сфалерит кристаллизовался позже арсенопирита и раньше джемсонита.

Крайне редко встречающиеся мелкие зерна и агрегаты галенита ассоциируют с джемсонитом. Галенит отлагался позже арсенопирита и джемсонита, одновременно с золотом и позднее.

Остальные первичные рудные минералы весьма ограниченно распространены.

Распределение золота в первичных рудах (пятнистое, гнездовое и столбовое) зависит от густоты кварцевых прожилков. Порфиры, лишенные прожилков, почти совсем не содержат золота. В отдельных случаях крутопадающие первичные рудные столбы имеют ширину 300-400 м. Обособленные слепые рудные столбы (преимущественно вертикальные) вскрывались на значительных глубинах от поверхности. Для ряда этих столбов намечается связь с крупными трещинами, служившими подводными каналами.

В первичных рудах отмечается прямая связь (тонкодисперсная механическая примесь) золота с сульфидами. Под микроскопом в очень редких аншлифах можно увидеть мельчайшие выделения золота в сульфидах. Макроскопически видимого золота в первичных рудах нет.

Зона окисления на месторождении выражена довольно ярко, а нижняя граница окисленных руд фиксируется на абсолютной отметке 450 м (см. рис. 31). Альтитуда выхода Главной дайки на дневную поверхность равна 800 м.

Подзона вторичного золотого обогащения, впервые отмеченная М.И. Кобычевым /1953/, имеет высоту 50 м. Она отличается огромным количеством переотложенных гидроокислов Fe в виде мучнистой массы бурой окраски с яркими оттенками. По данным термического анализа они представляют собой гель водной Fe_2O_3 (рис. 32).

Подзона цементации в связи с незначительным количеством сульфидов в дайке выражена нечетко и имеет небольшое развитие. Она фиксируется

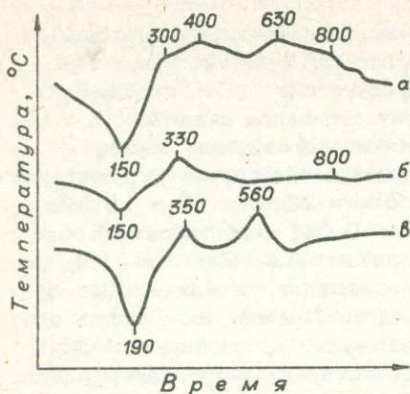


Рис. 32. Кривые нагревания лимонита из Главной дайки месторождения Первого в минерализованных дайках.

а — рыхлый бурый лимонит из землистых скоплений в контактовых трещинах; б — рыхлый желто-бурый лимонит, "насыпанный" на горизонтальные плоскости скола дайки; в — гель водной окиси Fe /Иванова, 1961/.

по появлению на границе первичных и окисленных руд вторичного пирита, развивающегося на плоскостях отдельностей, на кальците и даже лимоните в виде мелкой сыпи кристалликов. Здесь же можно встретить халькозин, ковеллин, куприт и марказит.

Подзона выщелачивания выражена довольно плохо и, обладая свойствами ниже- и выщележащих подзон (вторичного золотого обогащения и полного окисления), является переходной между ними. С некоторой условностью ее развитие по восстанью можно ограничить 50 м. Следовательно, подзона полного окисления имеет развитие на высоту 250 м по всей многокилометровой длине Главной дайки. Она характеризуется небольшим числом минералов вторичного происхождения. Здесь можно видеть лимонит по вкрапленным кам пирита и арсенопирита, а также его тонкие корочки по плоскостям трещинок. Во вмещающих породах и дайках наблюдается ответвление в результате глеевого выветривания, окисления органических остатков и сульфидов. Часто попадаются выделения невзрачного кальцита неясного габитуса. От осмотра подзоны полного окисления остается впечатление высокой степени ее промытости.

Золото в зоне окисления распределяется следующим образом. Если принять его содержание в первичных рудах за 1, то в подзоне вторичного золотого обогащения оно составляет 2, в подзоне выщелачивания — 1,5, в подзоне полного окисления — меньше 0,5. Золото встречается среди рыхлого лимонита, на кварце — в виде выделений неправильной формы размером 0,01–17 мм, в ассоциации с лимонитом — на обломках сланцев, захваченных кварцем, в виде прерывистых прожилковидных скоплений в сером и белом кварце. Иногда оно имеет форму ромбододекаэдра (преобладает) или комбинации куба, октаэдра и пентагондодокаэдра.

Химический состав золота характеризуется следующими показателями (%) по двум пробам (аналитик С.М. Шадская): Au — 94,77 и 89,88; Ag — 4,22 и 8,01; Pb — следы и 0,08; Cu — 0,22 и 0,06; Bi — следы; Fe — 0,10. Во второй пробе, кроме того, обнаружены Al_2O_3 — 0,29, Fe_2O_3 — 0,88, TiO_2 — следы, CaO — 0,04, MgO — 0,08.

Таким образом, вторичное золотое обогащение на месторождении, описанное М.И. Коньчевым, не вызывает сомнения. А.И. Педашенко по этому поводу писал, что вторичные изменения, связанные с процессами выветривания жилы, достаточно отчетливы, но в связи с наличием вечной мерзлоты зона окисления распространяется на незначительную глубину, и уже на глубине нескольких метров встречаются сульфидные руды. Окисление шло в обычной кислой обстановке с образованием лимонита за счет разложения пирита, скородита и арсенопирита. Намечается зона цементации, где заметное распространение имеет марказит.

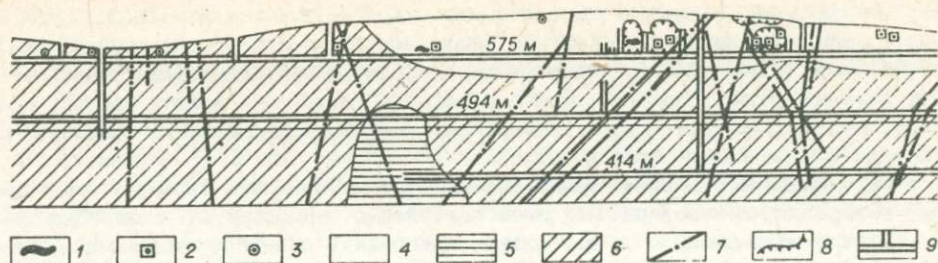


Рис. 33. Дайка 8 Второго месторождения в минерализованных дайках.

1 - окисленные руды с повышенным содержанием золота; 2-4 - пробы золота с разным содержанием (от более к менее высоким); 5, 6 - первичные руды с низким (5) и пониженным (6) содержанием золота; 7 - тектоническое нарушение; 8 - контур отработанных блоков; 9 - подземные выработки.

П.И. Скорняков в 1945 г. отмечал, что малосульфидность месторождения не способствовала развитию ярко выраженной зоны окисления, так же как не способствовал этому и суровый субполярный континентальный климат. Этот исследователь считал доказанным факт наличия условий для переотложения и самого переотложения золота в месторождении. Как видим, А.И. Педашенко и П.И. Скорняков, признавая наличие подзоны вторичного золотого обогащения, ошибались, считая зону окисления современной, а не древней (плиоцен-раннеплейстоценовой), как это явствует из истории геоморфологического развития.

Второе месторождение в минерализованных дайках

Представлено оно серией протяженных минерализованных даек в морских терригенных отложениях нижней юры. Наиболее разведанной является дайка кварцевого альбит-ортоклазового порфира (рис. 33), залегающая в сланцевой толще в экзоконтактовой зоне гранитной интрузии. Она имеет много общих черт в строении с Главной дайкой Первого месторождения. Дайка прослежена вдоль простирающихся вмещающих пород по азимуту 340-350° СЗ. В морфологическом отношении она представляет собой довольно сложное тело за счет тектонических нарушений (преимущественно сбросов с различной амплитудой смещения). Мощность дайки изменчива.

В результате гидротермальной деятельности дайка неравномерно раздроблена и пронизана сравнительно густой сетью преимущественно поперечных кварцевых прожилков, не выходящих за пределы дайки и содержащих сульфиды и золото. В массе руды эти прожилки составляют от нескольких процентов до 30. Золотоносность дайки в первичной руде прямо пропорциональна количеству кварца и сульфидов.

По вещественному составу месторождение относится к арсенипиритовому типу мало сульфидной золотокварцевой формации.

П.И. Скорняковым, другими геологами и автором выявлены следующие минералы первичных руд: главные - кварц, альбит, анкерит, кальцит, пирит, арсенипирит, гематит, халькопирит, галенит, сфалерит; второстепенные - пирротин, пентландит (?), буланжерит, шмальтин, шеелит, антимонит, золо-

то; минералы-включения в рудах - рутил, апатит, биотит, парагонит, хлорит, графит, вермикулит. Минералы зоны окисления - кварц, кальцит, каолинит, гель окиси Fe, гидрогетит, скородит, гетит, гидромусковит и другие слюдяные минералы, псиломелан, вад, кермезит, пирит, ярозит, гипс, малахит, азурит, куприт, ковеллин, халькозин, англезит, галлуазит, церуссит, самородные сера и золото.

Сульфиды в основном представлены кристаллическим пиритом нескольких генераций, арсенопиритом, реже галенитом, джемсонитом и др. Они тяготеют к контактам жил и прожилков, к контакту дайки со сланцами, зальбандами дайки в сланцах. Часто дайка густо импреньирована крупными кристаллами пирита.

Золото в первичных рудах механически связано с сульфидами, видимое золото встречается крайне редко. Под микроскопом его можно увидеть в арсенопирите. Неравномерность первичного оруденения обусловило столбовое распределение золота. Его содержание в первичных рудах значительно ниже, чем в окисленных.

Зона окисления развита до абсолютной отметки 550 м и сохранилась на водораздельном пространстве в виде реликта мощностью около 60 м подзоны вторичного золотого обогащения; ближе к первичным рудам изредка встречаются халькозин и ковеллин, гипергенный пирит, символизирующие собой незначительное развитие подзоны вторичного сульфидного обогащения. В монолитных разностях дайки иногда сохраняются неокисленные сульфиды, но чаще всего в изломе дайки наблюдаются пустоты от их выщелачивания. В зоне окисления развит широкий комплекс вторичных минералов.

Лимонит - типоморфный минерал зоны окисления - находится в основном в переотложенном состоянии, часто в смеси с вадом и псиломеланом, развиваясь главным образом по марганцовистому анкериту, пириту, сфалериту, в меньшей мере по арсенопириту, Bi-содержащему буланжериту и парагониту. Скородит, являющийся вторым типоморфным минералом и развивающийся исключительно по арсенопириту, встречается на всем протяжении месторождения у поверхности и изредка на глубине до нескольких десятков метров. Больших его скоплений нигде не отмечено. С участками редких находок Bi-содержащих буланжерита и галенита связана довольно обширная группа вторичных минералов: англезита, церуссита, кермезита (?), сложных Sb-Bi-Pb-содержащих минералов.

Переотложению золота способствовали окислы Mn в пределах подзоны вторичного золотого обогащения. Носителями золота могли быть соединения Cl, количество которого согласно полному химическому анализу породы дайки составляет 0,06%. Образовавшаяся при окислении сульфидов H₂SO₄ действовала на породы и дайки и вызывала выделение Cl, который давал легко растворимое хлористое золото.

О миграции золота в зоне окисления можно судить по материалам изучения полированных шлифов. Из описания Е.В. Островской следует, что первичное золото находится в тесной ассоциации с джемсонитом, часто на его периферии, замещает его и содержит остатки его зерен. Форма золотины неправильная с извилистыми и закрученными очертаниями, нередко округлая; наблюдаются также тонкие жилочки. Встречены и самородки.

Кристаллы золота на месторождении встречались редко. Все их находки имели плохую огранку. Довольно обычны ветвистые формы золота, а также проволоочки, таблички, чешуйки, губки. Изредка попадались золотины сложной формы или ячеистой текстуры.

При травлении золота царской водкой под микроскопом наблюдается зернистая структура, чаще всего равномерно-зернистая с размером зерен

от 0,06 до 0,13 мм. Форма зерен изометричная (округлая или ограненная). В периферических частях зерен заметна неотчетливая зональность.

Золото характеризуется по химическим анализам двух проб (аналитик В.А. Репин) таким составом (%): Au - 91,02 и 91,46; Ag - 7,24 и 6,96; незначительные примеси Pb, Bi, Cu.

В аншлифе 123 из образца дайки месторождения наряду с обычным золотом пробности около 895 единиц после травления наблюдались мелкие и неправильные выделения вторичного золота губчатой текстуры. В результате микрофотометрического измерения его пробность оказалась равной 980 ± 20 . Таким образом, золото весьма высокопробно и в этом отношении сходно с вторичным высокопробным золотом, образующимся в россыпях и зоне окисления рудных месторождений.

К вторичному золоту Е.В. Островская отнесла золото, приуроченное к комочкам переотложенного лимонита среди вторичных минералов. Обычно по краям этих комочков, размеры которых не превышают 0,1 мм, присутствует тонкая (тысячные доли миллиметров) пленка золота. Внутри комочков золотишки имеют вид тонких нитей, а также едва различимых при больших увеличениях изометричных зернышек. Ко вторичному золоту мы склонны относить видимые золотишки размером более 0,1 мм в связи с отсутствием таковых в первичных рудах, а также самородки. Существование, что это золото по цвету ничем не отличается от первичного.

Третье месторождение в минерализованных зонах дробления в сланцах

Оно расположено в левом борту долины ручья и приурочено к юго-западному крылу синклинали складки, мульда которой сложена породами нижней юры. Это крыло осложнено антиклинальными складками III и IV порядков с амплитудами 1,0-1,5 км.

Наиболее разведанная жильная зона 1 имеет простирание $30-45^\circ$ СВ, углы падения $40-75^\circ$ ЮЗ. По вещественному составу она относится к арсенопиритовому типу мало сульфидной золото кварцевой формации. Основная ее масса сложена молочно-белым кварцем нескольких генераций, в подчиненном количестве присутствуют альбит, кальцит и хлорит. В первичной руде находятся арсенопирит, пирит, халькопирит, реже галенит, с которыми связано тонкодисперсное золото в виде механической примеси и сростаний. Золото и сульфиды тяготеют к контактовой части лежащего бока зоны, образуют столбообразные обогащенные участки. Видимое золото здесь не встречается.

Окисленные руды отличаются широким развитием видимого золота и наличием высоких проб. Следует согласиться с А.С. Галун, что это связано с гипергенным обогащением руды в зоне окисления.

Четвертое рудопроявление

Проявление представлено дайками альбитофира послеюрского возраста, простирающимися на северо-запад (согласно кливажу вмещающих их сланцев), которые расходятся веером к юго-востоку. Зоны пострудного смятия, сопровождающие рудные тела, имеют более молодой возраст по отношению к поперечным сбросам и сдвигам.

Оруденение в дайке связано с сетью секущих карбонат-кварцевых про-

жилков с сульфидами. По простиранию дайки чередуются участки от почти безрудного альбитофира до альбитофира, густо пронизанного кварцевыми прожилками. Рудные столбы и безрудные участки измеряются сотнями метров и предопределяются развитием рудных минералов.

Вещественный состав первичных руд в общем подобен таковому на описанных месторождениях в дайках, и проявление относится к арсенопиритовому типу мало сульфидной золотокварцевой формации. Жильные минералы слагают почти полностью гидротермальные оруденелые прожилки и представлены в основном кварцем трех генераций. Подчиненное значение в прожилках имеют альбит, хлорит, кальцит, анкерит и слюда. Рудные минералы в общей массе гидротермальных образований не превышают 1,5–2% и почти нацело представлены пиритом и арсенопиритом нескольких генераций. Подчиненное значение имеют пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит и золото. Тело дайки и вмещающие породы с разной интенсивностью импреньированы сульфидами.

Золото первичных руд тонкодисперсное, механически связанное с сульфидами. Золотинки, приуроченные к пириту II и арсенопириту, по величине лишь изредка превышают сотые доли миллиметра и имеют округлую, овальную, реже неправильную форму. При травлении золота выявляется неравномерно-мелкозернистая структура. Размеры индивидов золота колеблются от сотых долей до 0,5 мм. Линии контактов индивидов прямолинейны, редко слегка извилисты. Часто наблюдаются полисинтетические двойники, обычно с широкими двойниковыми полосками. Явление деформации в золоте не обнаружено. Проба золота, определенная в нескольких аншлифах по отражательной способности, составляет 795–825.

Гипергенные минералы зоны окисления представлены гидроокислами Fe, скородитом, церусситом, англезитом и золотом. Гидроокислы Fe пользуются широким распространением, участками интенсивно пропитывая кварц. В основном это гель Fe₂O₃. Под микроскопом она наблюдается в виде крупных скоплений и тонких пленок между зернами кварца. Первые в большинстве имеют колломорфное строение. В аншлифах в скоплениях гидроокислов Fe отмечаются вариации серого цвета, внутренние рефлексы (оранжеватые, желтоватые, красноватые) и изменение твердости от высокой до средней.

В окисленных рудах, сохранившихся в реликтах небольшой мощности, золото отличается более крупными размерами и повышенным содержанием по сравнению с первичными рудами.

В исследованных в 1947 г. Е.В. Островской образцах окисленных руд золото приурочено главным образом к межзерновым промежуткам сильно обохренного кварца I. Выделения золота достигают иногда 7 мм. Форма зерен неправильная, поверхность неровная, крючковатая. При наблюдении под микроскопом кристаллографических очертаний в зернах золота не отмечено. В аншлифах величина золотин колеблется от тысячных долей до 2–3 мм. Форма крупных золотин обычно неправильно-изометричная с извилистыми и закругленными очертаниями. Золотинки средней величины часто имеют весьма причудливую, мелкие и мельчайшие зернышки золота – округлую, овальную и неправильную форму.

При травлении золотин в средней части индивида обычного золота обнаружена высокопробная разность, отличающаяся от обычного золота красноватым цветом и очень слабым растворением в царской водке. Его зерна имеют слегка удлиненную форму и величину до 0,02 мм.

Таким образом, в дайке, как и в минерализованных дайках других месторождений, отчетливо проявлено гипергенное обогащение в зоне окисления.

Второе жильное месторождение

Месторождение приурочено к широкой зоне тектонических разломов и дайковых проявлений северо-западного ($310-330^\circ$) простирания и расположено в массивных песчаниках (мощность 15-20 м), переслаивающихся с глинистыми и песчано-глинистыми сланцами (верхний норий). Простирание пород $310-330^\circ$ СВ, угол падения $60-70^\circ$ СВ.

В рудном поле выявлена свита рудных тел, хорошо прослеживающаяся по простиранию.

Зона окисления плиоцен-раннеплейстоценового времени развита довольно глубоко. В настоящее время она практически срезана и сохранилась в виде реликтов на водораздельных участках на отметках около 850 м. Для нее характерна хорошо выраженная подзона вторичного золотого обогащения (повышенное содержание золота, наличие высоких проб, видимого золота в ассоциации с вторичными минералами и в первую очередь с перенесенным лимонитом). Месторождение служит коренным источником прилегающих россыпей золота.

Жильные минералы представлены кварцем, альбитом, калишпатом, кальцитом, серицитом, хлоритом, роговой обманкой, каолинитом и гидрослюдай. Рудные минералы (не более 2,0% всей массы гидротермальных образований) представлены арсенопиритом и пиритом; в подчиненном количестве встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, марказит, лимонит, скородит, азурит, малахит, церуссит, англезит и золото.

При травлении обнаруживается высокопробное золото явно гипергенного происхождения. Оно представлено зернышками (меньше 0,04 мм) изометричной и неправильной формы, расположенными по периферии индивидов первичного золота. Отмечаются также короткие прожилки высокопробного золота внутри и между индивидами первичного золота, в одном случае отмечена каемка высокопробного золота.

Третье жильное месторождение

Район представляет собой типичное среднегорье с крутосклонными вершинами. Гипсометрически выше площадок XIII террасы с крупной окатанной галькой сланцев отмечаются горизонтальные площадки (альтитуде 1260-1480 м), которые относятся к реликтам региональной денудационной поверхности выравнивания плиоцен-раннеплейстоценового возраста.

Месторождение приурочено к толще сланцев тасской свиты перми и одновременно к зоне разломов шириной до 6 км, вытянутой в широтном направлении. В пределах этой зоны кулисообразно расположенные разрывные нарушения заполнены минерализованными дайками и гидротермальными образованиями. Имеющие северо-восточное падение дайки сложены кварцевыми и диоритовыми порфирами, кварц-ортоклазовыми и альбитовыми порфирами. Мощность их изменяется в широких пределах.

Гидротермальные рудные образования, по данным Г.Н. Шляпникова, представлены кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробленых и смятых пород. Первые заполняют полости, имеют четкие контакты и неправильные очертания. Наиболее выдержаны по простиранию жилы на контактах с дайками. Простирание жил северо-западное (угол падения $50-70^\circ$ СВ), реже северо-восточное. К кварцевым жилам приурочены наиболее высокие концентрации золота. Минерализованные зоны имеют северо-западное простирание (угол падения $35-50^\circ$ СВ), иногда юго-западное. В пре-

делах зон отмечаются линзообразные кварцевые жилы с густой ветвящейся сетью отходящих от них прожилков.

Вещественный состав жил определяется принадлежностью месторождения к арсенипиритовому типу мало сульфидной золотокварцевой формации. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом и слюдой, рудные — пиритом с размером кристаллов до 0,5 см и арсенипиритом; в небольшом количестве встречаются сфалерит, галенит, халькопирит, лёллингит и золото.

Золото в первичной руде находится в механической смеси с сульфидами: арсенипиритом, галенитом, реже сфалеритом, встречаясь на катаклазированных участках, обычно приуроченных к контактовым плоскостям жил и вмещающих пород. В единичных шлифах золото отмечено в карбонате. Форма золотинок округлая, реже в виде жилок, причудливых сростков и несовершенных кристалликов. Размер их — сотые доли миллиметра.

Зона окисления плиоцен—раннеплейстоценового возраста на водораздельных пространствах представляет собой сохранившиеся от размыва реликты глубиной до нескольких десятков метров. Из гипергенных минералов в ней широко развиты переотложенные гидрогётит, гидрат окиси Fe, гётит, скородит, церуссит и англезит.

При травлении в золоте выявляется микро-, редко мелкозернистая структура с плавно закругленными и прямолинейными очертаниями индивидов, редкими полисинтетическими двойниками. В одном из аншлифов в большинстве зерен золота встретилась зональная структура. При этом ядра, как правило, обнаруживали небольшую затравленность, по составу являясь, по видимому, наиболее серебристыми. Вокруг ядер наблюдалось несколько концентрических узких зонок с различной степенью затравленности. Проба золота, определенная по величине отражательной способности, — 720 ± 30 , а химическим анализом — 860.

Четвертое жильное месторождение

Вмещающими его породами служат нижнеюрские алевролиты и песчано-глинистые сланцы. На рудопроявлении прослежено несколько рудных тел арсенипиритового типа мало сульфидной золотокварцевой формации. В пределах рудного поля широко развиты дайковые порцы, несущие золотое оружие. Рудные тела (жилы) контролируются дайками гранит-порфира и кварцевого порфира. Наибольший практический интерес представляют жилы в пределах подзоны вторичного золотого обогащения, сохранившейся на водораздельных участках.

Весьма не выдержанной по простиранию и падению, с пережимами и раздувами и многочисленными апофизами от маломощных проводников до линз кварца является жила 1-2, расположенная в зоне, насыщенной нарушениями. Последние имеют преимущественно продольный характер и согласное с ней падение. Жила залегает то в теле дайки кварцевого порфира, то в ее зальбанде, то в осадочных породах.

Вещественный состав: кварц (до 99%), альбит, анкерит, хлорит, светлая слюда, достигающие иногда 10%. Рудные минералы — арсенипирит, пирит, сфалерит, галенит, золото; супергенные — лимонит, скородит, церуссит. Северо-западная часть жилы находится в пределах обогащенной окисленной руды и обрезана зоной дробления.

Жила 4 расположена в дайке кварцевого порфира и имеет невыдержанную мощность. Азимут простирания $310-320^\circ$ СЗ, угол падения $45-70^\circ$ СВ. Вещественный ее состав аналогичен составу предыдущей жилы. За предела-

ми зоны окисления, сложенной глиной с обломками кварца и окрашенной гидроокислами Fe, происходит резкое снижение содержания золота.

Жила 6, расположенная в осадочных породах, имеет четкие контакты и осложнена многочисленными апофизами. Сплошность ее нарушена тектоническими подвижками с амплитудами 1-2 м. Простираение жилы 320° СЗ, падение невыдержанное и изменяется с северо-востока на юго-запад, с углом $60-90^{\circ}$. Содержание золота в жиле на дневной поверхности повышенное. Ниже содержание резко сокращается. Жила имеет полосчатую текстуру за счет параллельной ориентировки включений сланцев.

В целом на месторождении отчетливо фиксируется резкое обогащение рудных жил в пределах зоны окисления, в связи с чем природу этого обогащения можно считать гипергенной.

Месторождения и рудопроявления Дальнего Востока СССР

Все известные месторождения мало сульфидной золотокварцевой формации Дальнего Востока /Радкевич, Мойсеенко, 1966/, за исключением одного умеренно сульфидного, относятся к арсенипиритовому типу. Что касается других месторождений, то они представляют собой тип близповерхностных месторождений Восточно-Азиатского вулканогенного пояса.

Первое жильное месторождение

Это месторождение типично для жильных месторождений мало сульфидной золотокварцевой формации. Район месторождения представляет собой горно-таежную местность с расчлененным рельефом. Многолетняя мерзлота имеет мощность около 120 м.

Месторождение (серия золотоносных кварцевых жил) и его рудное поле приурочены к верхней аргиллитовой, нижней песчаниковой и нижней аргиллитовой терригенным толщам. Распределение жил контролируется межпластовыми и кососекущими трещинами отслоения. Центральная часть месторождения расположена в юго-западном крыле антиклинали, на участке ритмичного переслаивания филлитизированных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Многочисленные интрузивные породы представлены малыми интрузиями кварцевых диоритов, дайками плагиогранит-порфиров, диоритовых и диабазовых порфиров. Абсолютный возраст плагиогранит-порфиров - 153 млн. лет, а трубчатых тел кварцевых сиенит-диоритов - $132,5 \pm 2,5$ и 111 ± 7 млн. лет (ранний мел).

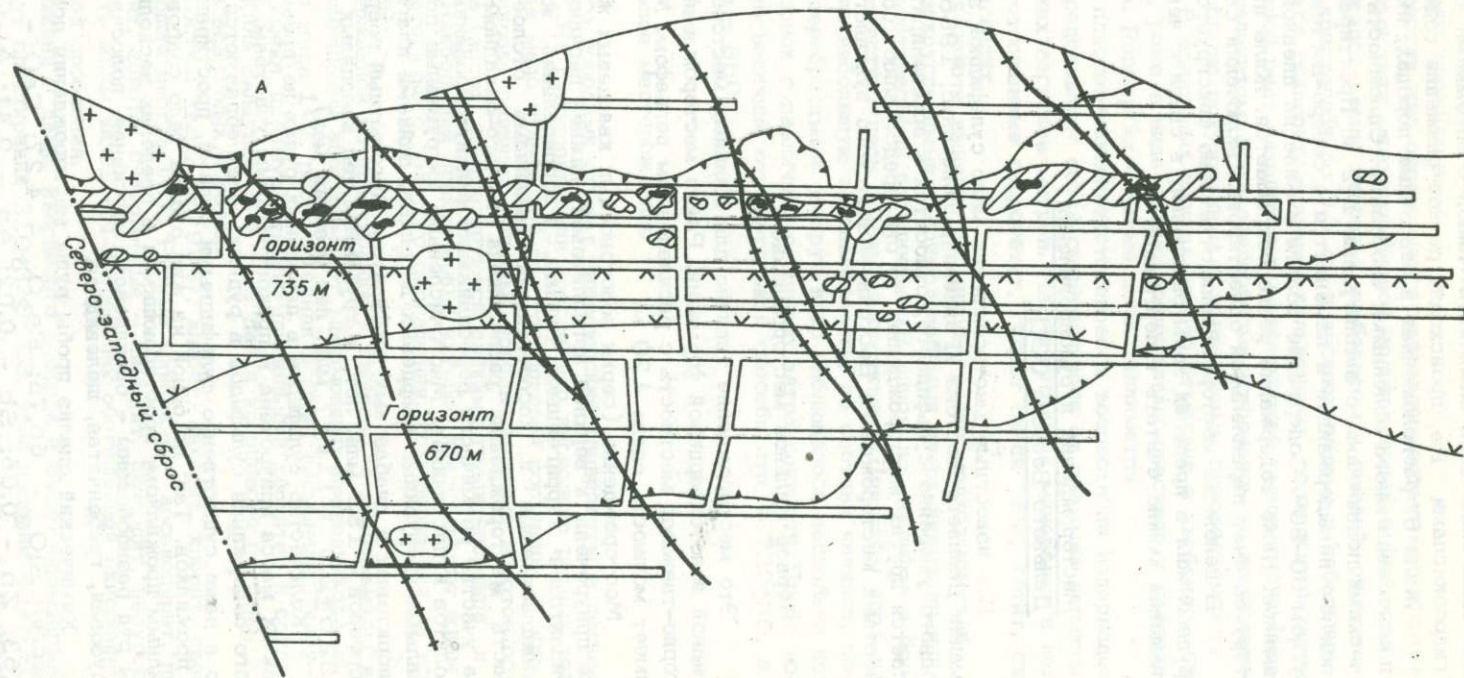
Количество сульфидов в первичных рудах не превышает 1,5%; основная их масса приурочена к приконтактовым участкам. На фоне общего низкого содержания сульфидов в рудных телах образуются участки с умеренно и даже существенно сульфидными рудами, простирающимися в виде полос и прожилков. Так, по одной из жил рудное тело сопровождается чисто сульфидным прожилком, простирающимся в пределах нескольких блоков. Текстуры руд разнообразны - брекчиевая, массивная, полосчатая (преобладают), друзовая, гребенчатая, шелевидная.

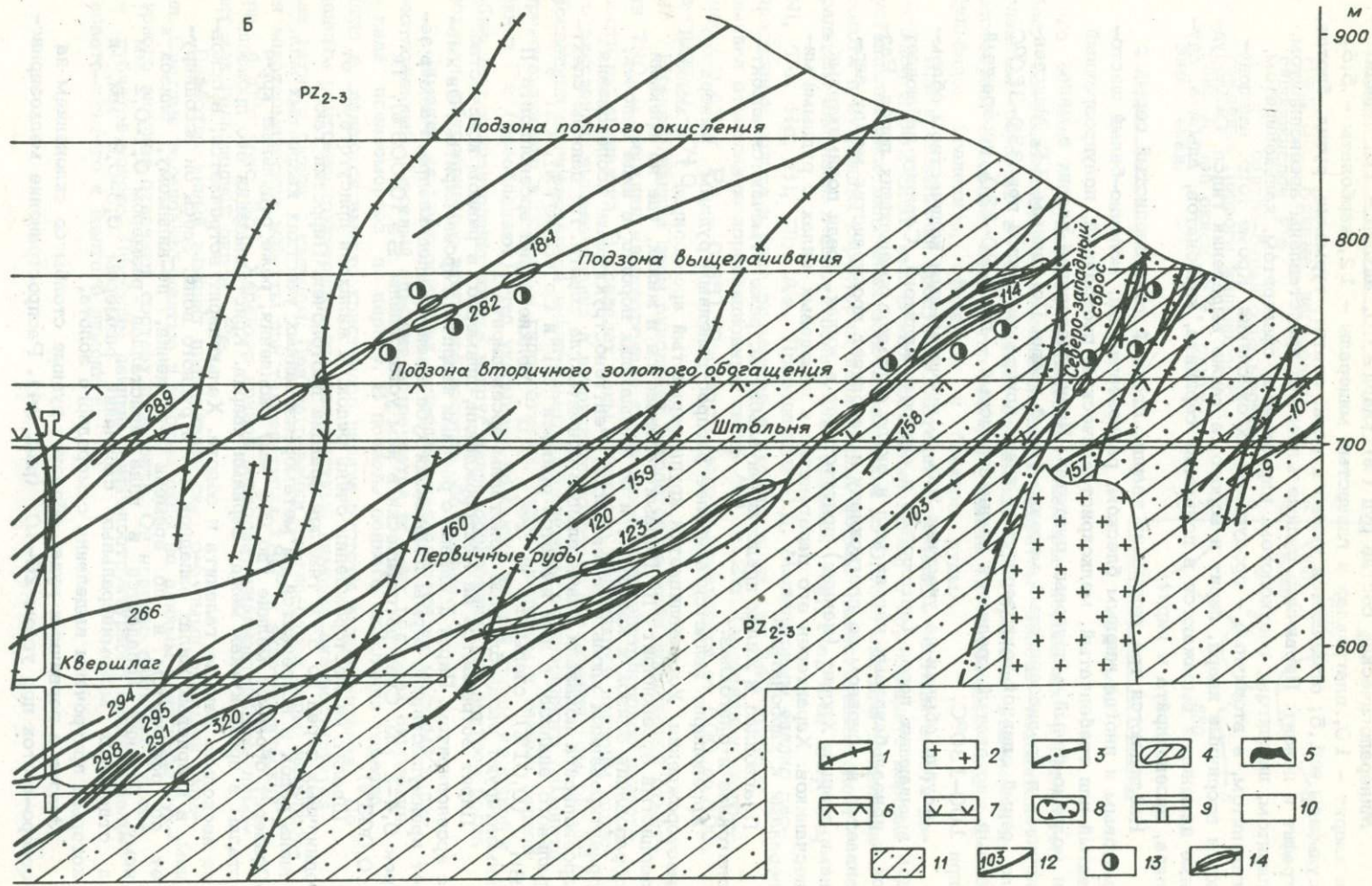
Химический анализ пробы руды месторождения показал следующее (вес.%): SiO_2 - 66,75; Fe_2O_3 - 4,27; CaO - 14,64; MgO - 1,63; Zn - 0,06; Sb - 0,02; As - 0,41; Al_2O_3 - 11,66; $\text{S}_{\text{общ}}$ - 0,47.

Рис. 34. Пример гипергенного золотого обогащения Первого жильного месторождения Дальнего Востока.

А - проекция на вертикальную плоскость жилы Первой, Б - разрез вкрест простирания месторождения.

1 - дайки диоритовых и диабазовых порфиров; 2 - штоки сиенит-диоритов; 3 - тектоническое нарушение; 4 - богатые руды зоны окисления; 5 - места с повышенными содержаниями золота и его видимых (до самородков) выделений; 6 - нижняя граница древней зоны окисления и линейной коры выветривания (палеоуровень грунтовых вод); 7 - нижняя граница многолетней мерзлоты (современный уровень грунтовых вод); 8 - выработанное пространство жил; 9 - горные выработки; 10 - аргиллиты; 11 - алевроаргиллиты; 12 - кварцевые жилы и их номера; 13 - частые находения золота в жилах; 14 - выработанное пространство жил в разрезе.





Минералогический состав руд (%): кварц - 60, адуляр - 10, серицит и хлорит - 10, плагиоклаз и глинистые минералы - 12, карбонаты - 5,5, сульфиды - 1,5; отмечаются также циркон, апатит, турмалин, рутил, биотит, графит и цоизит. Первичные рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом, шеелитом, глаукодом, пирротином, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, а вторичные - продуктами их окисления. Кроме того, наблюдаются вторичные кварц, пирит и золото, а также выделения гипса. Околорудные изменения выражаются в появлении серицита, карбонатов, альбита, адуляра, арсенопирита и пирита.

Наблюдаются три генерации кварца: плотный тонкозернистый серый с матовым и иногда жирным блеском, разнозернистый, молочно-белый шестоватый или гребенчатый, мелкокристаллический, прозрачный, полупрозрачный и молочно-белый в друзовых пустотах. Преимущественно развит в жилах крупно- и среднезернистый молочно-белый кварц. По данным В.Г. Моисеенко, серый сливной тонкозернистый кварц кристаллизовался при 330-350°C, белый шестоватый средне- и крупнозернистый - при 190-230, прозрачный - при 100-130°C.

Адуляр обычен на участках жил со значительным количеством обломков вмещающих пород (аргиллитов и алевроаргиллитов). Серицит наблюдается в призальбандовых частях жил и около обломков вмещающих пород. Развивается в основном по плагиоклазу и заполняет пространства между зернами кварца. Хлорит (пеннин) присутствует в жилах, среди полимиктовых песчаников. Характерен его парагенезис в кварцевых жилах с рудными минералами и карбонатами.

Плагиоклаз в жилах представлен альбитом, реже отмечаются альбито-олигоклаз и олигоклаз.

Арсенопирит является наиболее распространенным рудным минералом месторождения. Устанавливается крупнозернистый арсенопирит I и мелкозернистый арсенопирит II. Первый развивается в жилах, где по времени образования близок к кварцу I, и во вмещающих породах в виде цепочек, ориентированных вдоль сланцеватости. Рентгеноструктурные исследования арсенопирита показали значительную примесь глаукодота. По данным спектрального анализа в нем имеются примеси Ni и Co (0,007%), Cu и Sn (0,01%), следы Se и Te, Au. Мелкие зерна арсенопирита II цементируют раздробленные кристаллы арсенопирита I.

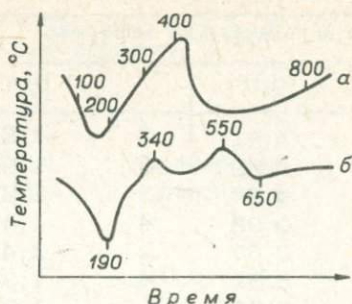
Пирит встречается на месторождении, примерно, в равном количестве с арсенопиритом. Пирит I связан с ранним кварцем и арсенопиритом. Он имеет преимущественно формы комбинации куба и пентагондодекаэдра. Размер зерен 0,4-1 мм. Спектрографически в нем установлены Se (0,003%), Te (0,003%).

Шеелит на месторождении очень редок; в жилах он присутствует от единичных зерен до 37% тяжелой фракции протолок. Пирротин также очень редок и встречается на метаморфизованных участках кварцевых жил. Сфалерит образует мелкие (до 0,2 мм) скопления, реже отдельные кристаллы в промежутках между зернами кварца. Кристаллизация его произошла несколько раньше галенита и золота. Халькопирит встречается, в основном, в кварцевых жилах западной части рудного поля. Здесь он ассоциирует со сфалеритом и по времени отложения, по-видимому, близок к нему. Галенит попадает в виде кристаллов размером 0,1-0,2 мм и отдельных мономинеральных скоплений размером 0,3-0,8 мм, к которым приурочены выделения самородного золота.

Золото в первичных рудах образует рудные столбы со склонением на северо-восток под углом 20-40° (рис. 34). Распространение мелкозерни-

Рис. 35. Кривые нагревания гидроокислов Fe.

а - светло-бурая охра месторождения Первого жильного; б - гель водной окиси Fe, синтезированная.



того кварца и сульфидов определяет размеры первичных рудных столбов. Сингенетичное с арсенопиритом и пиритом золото находится главным образом в дисперсном состоянии. По времени выделения из растворов основное количество золота близко к отложению поздних сульфидов (галенита, сфалерита и блеклой руды).

При исследовании продуктов флотации отмечались частицы золота величиной 0,002–0,01 мм. В хвостах цианирования, в арсенопирите изредка устанавливались включения золота размером до 0,001 мм. Для выделения золота в сульфидах характерны каплевидные формы. Качественным спектральным анализом в золоте обнаружены примеси Ag, Fe, Cu, Sb, Cd, Ni, Te, Hg, Bi, Pb, As. Проведенный В.Д. Мельниковым анализ распределения золота и ряда элементов в рудных телах (№ 342 пробам) выявил отчетливую корреляционную связь Au с Zn (коэффициент корреляции 0,47 и Pb – 0,65). Пробность золота изменяется от 600 до 800, в среднем – 710.

Нижняя граница зоны окисления находится не ниже абсолютной отметки 730 м, верхняя же приурочена к плиоцен–раннеплейстоценовой поверхности выравнивания. В пределах зоны отчетливо выделяются подзоны полного окисления, выщелачивания и вторичного золотого обогащения (см. рис.34). Последняя подчеркивается значительным скоплением перенесенного лимонита, представленного в основном гидрогетитом, гидрогематитом и гелями водной окиси Fe (преобладают), что указывает на смену кислой среды щелочной и объясняет концентрацию золота вокруг ранее образовавшихся центров роста золотин, обусловившую вторичное золотое обогащение.

Лимонит на месторождении отчетливо разделяется на местный и переотложенный. Местный лимонит встречается во всех подзонах окисления в виде псевдоморфоз по пириту. В подзоне полного окисления гораздо чаще встречаются вместо кристаллов пирита пустоты выщелачивания. По данным рентгеноструктурного анализа местный лимонит диагностируется как гетит в смеси с кварцем. При нагревании светло-бурой охры выявляются эндотермические эффекты при температурах 180° и экзотермический – при 400°С (рис. 35). Характер кривой позволяет диагностировать лимонит как гель водной окиси Fe.

Переотложенный лимонит представлен светло-бурыми рыхлыми охрами. Светлые зеленовато-желтые и желтые охры по данным рентгеноструктурного анализа отвечают составу ципрузита. Он нередко заключает в себе губчатое золото. Приводим данные рентгеноструктурного анализа зеленовато-желтого и желтого лимонита:

Анализируемый материал				Ципрузит, по В.И. Михееву /1957/			
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
6	5,81	2	1,580	2	5,7	-	-
7	4,99	2	1,553	7	4,9	2	1,61
2	4,24	3	1,520	-	-	5	1,568
2	3,98	4	1,471	-	-	-	-
7	3,67	2	1,423	2	3,64	5	1,518
8	3,31	4	1,340	-	-	5	1,469
10	3,053	1	1,318	10	3,06	2	1,422
3	2,945	1	1,299	-	-	2	1,382
4	2,753	3	1,239	5	2,75	2	1,361
4	2,500	1	1,218	5	2,51	5	1,337
2	2,449	3	1,193	-	-	5	1,243
4	2,210	3	1,149	6	2,21	2	1,218
2	2,179	4	1,127	-	-	2	1,191
2	2,004	1	1,081	-	-	2	1,143
8	1,961	2	1,056	7	1,97	6	1,119
3	1,897	3	1,032	5	1,89	-	-
8	1,823	2	1,015	7	1,82	-	-
2	1,732	4	0,997	2	1,72	-	-
1	1,685	4	0,987	-	-	-	-
1	1,613	-	-	-	-	-	-

Лимонит в виде натечных колломорфных почковидных образований (размер почек 10-20 см) имеет зональное строение. В центральной части находится его плотная коричневая тонкокристаллическая разность. С поверхности развивается в половину радиуса почек светло-желтая с серебристым отливом оболочка. Данные рентгеноструктурного анализа позволяют определить ее как смесь гётита и ярозита. Приводим результаты рентгеноструктурного анализа гипергенных колломорфных образований:

Анализируемый материал		Ярозит, по В.И. Михееву /1957/	
I	d/n	I	d/n
2	6,19	4	5,9
2	5,169	-	-
3	5,12	4	5,0
1	4,58	-	-
10	4,13	-	-
6	3,74	4	3,6
1	3,26	5	3,38
9	3,085	10	3,06
1	2,910	2	2,94
3	2,832	-	-
2	2,691	-	-
1	2,234	-	-
3	1,985	8	1,96
2	1,828	8	1,81
2	1,640	6	1,53

Элементарный состав гётит-гидрогётитовых агрегатов и светлых зеленовато-желтых выделений ципрузита в общем одинаков:

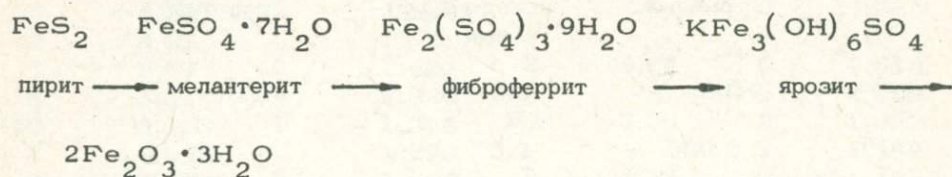
Элемент	Лимонит		
	светло-бурый рыхлый	светло-желтый и желтый рых- лый	темно-бурый плотный
As	>0,3	0,3	0,3
Pb	0,005	1,0	-
Sn	0,05	0,05	0,05
Fe	>3,0	>3,0	3,0
Ti	0,005	0,02	0,01
Cu	0,003	0,002	0,001
Ag	Сл.	>0,1	-
Zn	0,05	0,02	-
Co	Сл.	-	-
Ni	0,002	Сл.	Сл.
Zr	0,002	0,005	0,003
Sr	-	1,0	-
Cr	-	Сл.	-
Ba	0,01	0,1	0,02
Yb	Сл.	Сл.	Сл.
Y	0,003	"	0,002
Au	-	"	Сл.

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии ЯФ СО АН СССР, аналитик В.С. Сукнев.

Тем не менее для агрегатов ципрузита характерно более высокое содержание Pb, Ag, Ba, наличие Sr, Cr, Au. В рыхлых гидрогётитовых охрах спектрохимическим анализом определено $2 \cdot 10^{-4}\%$ Au.

С геохимической точки зрения лобопытно постоянное присутствие в подзоне вторичного золотого обогащения гидроокисных соединений Fe,

содержащих SO_4^{2+} (ципрузита и ярозита), что свидетельствует о серно-кислотной обстановке выщелачивания в подзонах полного окисления и выщелачивания. В этих условиях устанавливается следующая стадийность окисления сульфидов Fe, направленная в сторону повышения pH растворов /Щербина, 1955/:



\longrightarrow лимонит.

Место фиброферрита и мелантерита в нашем случае занимает ципрузит.

В подзоне вторичного золотого обогащения кроме лимонита широко развиты скородит, кальцит и гипс, изредка встречаются малахит, азурит, церуссит, мельниковит и пирит. Гипергенные новообразования представлены кварцем, напоминающим первичный кварц поздних генераций. Более того, гипергенный кварц нередко обволакивает гипергенные образования золота, что усложняет масштабы развития и диагностику золота в подзоне вторичного золотого обогащения. Изучение внутренней структуры золотин, наличие высокопробных оболочек и межзерновых выделений золота также не всегда проливает свет на процессы миграции и переотложения золота, обладающего различным внутренним строением.

При изучении изменения содержания золота с глубиной выявилось, что его содержание в зоне окисления резко возрастает. Это связано с тем, что перешедшее в раствор при окислении сульфидов дисперсное золото легко осаждалось на самородных золотилах, способствуя их укрупнению и увеличению содержания золота.

В окисленных рудах месторождения чаще всего наблюдаются комковато-угловатые скопления золота, приуроченные к трещиноватому кварцу на пересечениях мелких трещинок. Форма выделения золота определяется структурой кристаллических агрегатов кварца. Значительно реже встречаются губчато-друзовые, жилковидно-пластинчатые и комковатые с мелкоямчатой кавернозностью формы золота. Последние обычны в приповерхностных частях жил. Это золото, как правило, более крупное и отличается более темным цветом. В лимоните иногда встречается пылевидное пластинчатое, моховидное, губчатое, в единичных случаях кристаллическое золото.

Форма и скульптура поверхности золотин в значительной степени зависит от минералов, в сростании с которыми оно выделялось. В интерстициях идиоморфного кварца II образовывались редкие золотины, ограниченные сложной системой плоскостей с гладкими поверхностями и сильным металлическим блеском. Моховидные, губчатые и таблитчатые золотины размещаются в пустотах выщелачивания и имеют неровную бугристо-ямчатую поверхность (рис. 36).

Для подзоны вторичного золотого обогащения наряду с увеличением содержания золота и появлением высоких проб характерно увеличение размеров золотин (до мелких самородков), появление большого количества видимого золота, особенно по лимонитизированным плоскостям отдельностей в жилах и по контактовым их плоскостям. В.Г. Моисеенко /1965/ обра-

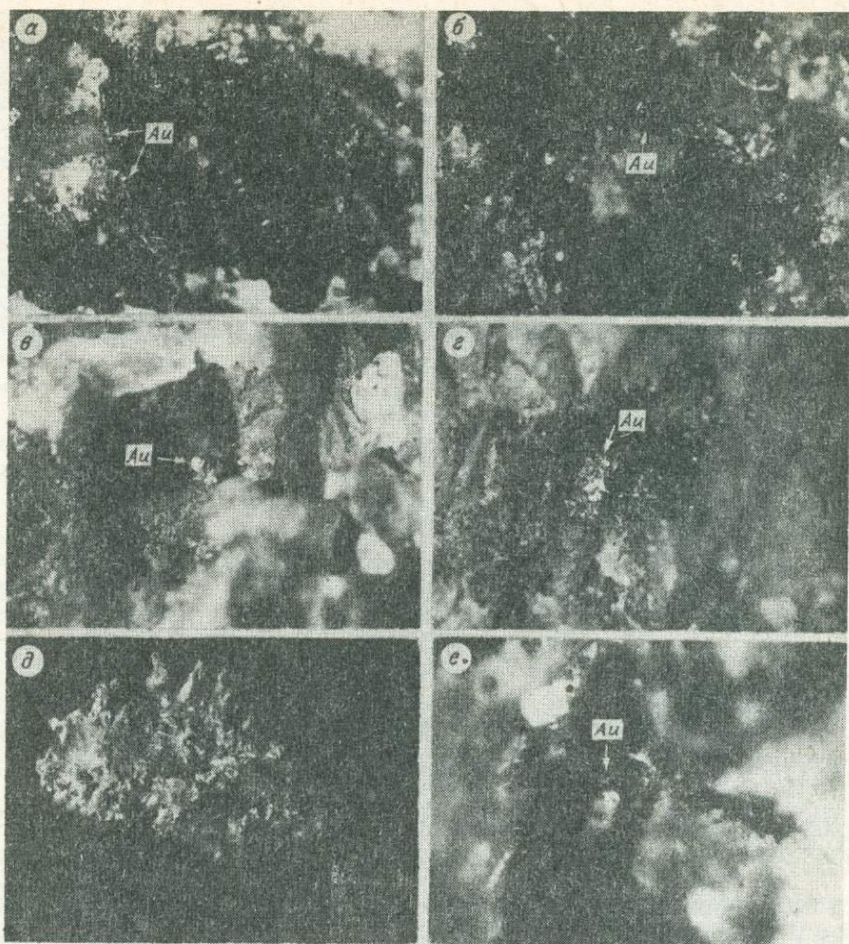


Рис. 36. Морфология и характер выделений золота в подзоне гипергенного золотого обогащения Первого жильного месторождения.

а, б - жилковидно-пластинчатое, в - комковидно-угловатое с элементами кристаллографических ограничений, г, д - губчато-дендритовидное (одна золоти́на), е - отростковидное с тонкокристаллическим нарастанием на концах.

тил внимание на прямую связь пробы золота с его размерами:

мм	Проба	мм	Проба	мм	Проба
Жила 1		Жила 2		Жила 3	
0,08	650	0,1	650	0,1	750
0,09-0,2	700	0,15-0,25	700	0,12	650
0,8	750	0,50	750	0,14-0,18	750
1,5	760	1,0	755	0,60	760
				1,0	780

Наиболее важными факторами, утверждающими вторичное золотое обогащение, являются обогащение перестроенного лимонита золотом, появление видимого золота и его скоплений, выдающихся проб и повышение содержания золота. Напротив, в подзоне полного окисления, прослеживающейся на глубину до 150 м, отмечены низкое содержание золота, хорошо промытые трещины вдоль рудных тел, представленных сухаристым кварцем, кальцитом и лимонитом.

Подзона выщелачивания мощностью около 50 м имеет черты предыдущих подзон и повышенное содержание золота. Если принять содержание золота в первичных рудах за 1, то в подзоне полного окисления оно не составит и 0,5, в подзоне выщелачивания равно 1,5, а в подзоне вторичного золотого обогащения — 2 и более. В благоприятных в структурном отношении ловушках содержание золота в окисленных рудах увеличивается в десятки и сотни раз по отношению к первичным рудам. Примером может служить один участок жилы между штоками сиенит-диоритов (см. рис. 34), где отмечалось высокое содержание золота в ассоциации с гидроокислами Fe. Аналогичный случай наблюдался над штоком в зоне окисления диоритовой жилы. Во многих других случаях в первичных рудах в пересечениях со штоками на месторождении повышенного содержания не наблюдается.

В среднем плейстоцене с наступлением похолодания и развитием многолетней мерзлоты процессы окисления практически приостановились и зона окисления оказалась законсервированной. С другой стороны, четвертичное поднятие привело к врезанию рек и размыву подзоны вторичного золотого обогащения, послужившей основным источником россыпей.

Установление пояса вторичного золотого обогащения в пределах рудного поля наряду с освоением первичных руд глубоких горизонтов — научная основа для ревизии рудных жил.

Второе жильное месторождение.

Оно изучалось в 1930-1947 гг. В.И. Серпуховым, Г.П. Воляровичем, а также П.С. Бернштейном и А.З. Лазаревым. Их исследования положены в основу нашего описания. Ими установлено большое значение процессов гипергенеза в формировании месторождения. Месторождение приурочено к северо-восточному крылу крупной антиклинальной складки, к сланцам мынской свиты верхнего протерозоя.

Рудное поле разделяется на три горизонта (рис. 37). Первый объединяет неокисленные жилы и их части, расположенные ниже отметки 670 м, второй — большинство жил и залежей в зоне окисления и вторичного золотого обогащения (670-730 м), третий — жилы и залежи подзоны полного окисления (выше 730 м). Основная масса золота в близрасположенной россыпи поступала из зоны окисления. П.С. Бернштейном выделены мощные делювиальные золотоносные потоки из богатых руд второго горизонта и слабые потоки, не доходящие до россыпи, формирующиеся выше отметки 730 м.

В первичных рудах преобладающая часть дисперсного золота ассоциируется с арсенипиритом, реже с галенитом и сфалеритом; совсем редко встречаются прожилки и включения золота в агрегате полупрозрачного кварца. В арсенипирите золото (зерна неправильной формы) корродирует его, заполняет промежутки между изометричными его зернами, местами цементирует раскрошенные зерна. Форма золотинок в галените и сфалерите обычно неправильная или каплевидная; иногда наблюдаются сростки золота в трещинах спайности галенита или в трещинах раскрашивания сфалерита.

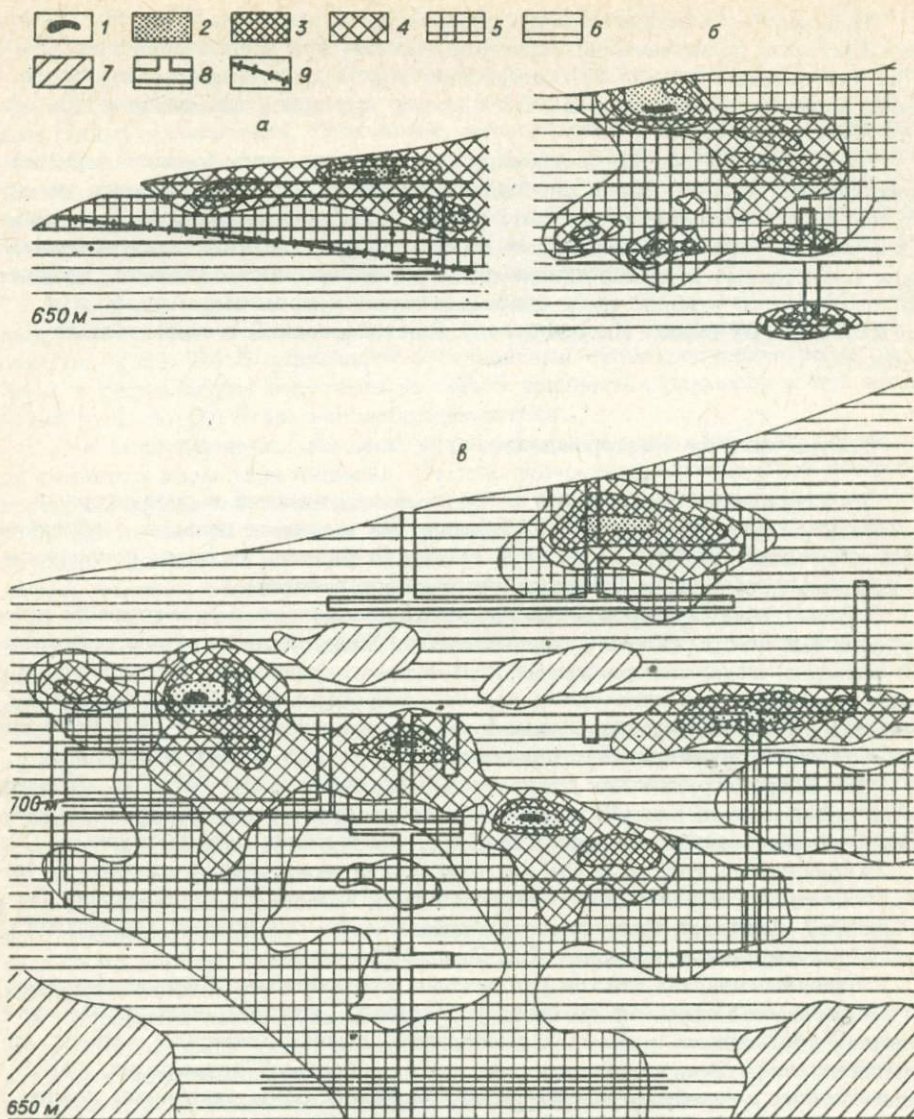


Рис. 37. Подзоны вторичного золотого обогащения на Втором жильном месторождении (Дальний Восток).

а - залежь, б, в - жилы. 1 - окисленные руды с повышенным содержанием золота и его видимыми выделениями до самородков; 2-7 - содержания (от резко повышенных до резко пониженных) золота; 8 - подземные горные выработки; 9 - дайка диоритовых порфириров.

Травлением включений золота разбавленным раствором KCN выявлена зернистая полигональная структура, мелко- или крупнозернистая. Судя по результатам травления, содержание Ag в золоте постоянно. Проба золота низкая, приближается к 750 (данные пробирной лаборатории НИГРИЗолото).

Вещественный состав окисленных руд довольно однообразен и небогат минеральными видами. Здесь определены скородит, лимонит, кальцит, церуссит, англезит, каламин, миметизит, ярозит, вад, водные окислы Fe, халцедон, золото. Кроме неокисленных минералов присутствуют глинистые частицы, пропитанные водными окислами Fe. Золото часто видимое, вторичное, встречается в пористых и сплошных серых скородитовых рудах и в бурых землистых охрах. Иногда можно видеть золотины в лимонитовых "рубашках".

Третье жильное месторождение

Рельеф района низкогорный с мягкими очертаниями и среднегорный гольцовый в пределах источника россыпей. На вершинах гольцов с абсолютными отметками 1158,0 и 1221,9 м широко развиты реликты поверхности выравнивания плиоцен-раннеплейстоценового возраста.

Рудные тела месторождения представлены жилами в экзоконтакте диоритового массива и жилами в эндоконтакте. Жилы первой группы неправильной формы с частыми пережимами и раздувами объединяют большинство золотоносных жил. Они тяготеют к полосе распространения бластокатаклазитов и бластомилонитов. Жилы имеют широтное и субширотное (60–80°) северо-восточное простирание с падением на юг и юго-восток под углами 55–88°. Вторая группа жил отличается простиранием 30–65° СВ, падением на северо-запад под углом 60–90°, более правильной формой и выдержанной мощностью. Золота здесь больше, чем в жилах первой группы.

Характерные текстуры руд месторождения – массивная, грубополосчатая, брекчиевая, вкрапленная, прожилковидная и текстура пересечений. По количеству сульфидов выделяются кварцевые мало сульфидные (сульфидов до 7%) и умеренно сульфидные (от 7 до 30%) жилы.

Минералогический состав руд весьма разнообразен. Жильные минералы представлены кварцем, анкеритом (серицит, фуксит), кальцитом, мусковитом, турмалином, хлоритом, халцедоном. Рудные минералы – пирит, арсенопирит, висмутин, халькопирит, магнетит, сфалерит, тетрадимит, самородное золото, серебро и висмут и др. Минералы зоны окисления: каолинит, гидроокислы Fe, малахит, азурит, скородит, куприт, церуссит, бисмит, висмутит, халькозин, ковеллин, стибиконит, пироморфит, тунгстит, борнит, цеолиты. По мнению Г.А. Печинской, помимо перечисленных минералов на месторождении, возможно, присутствует похожий на висмутин айкинит. На это указывает большое содержание в минерале Cu и Pb. В некоторых разностях этого минерала присутствует большое количество Te. Схема последовательности минералообразования показана в табл. 21.

По минералогическому составу выделяются следующие основные типы руд: кварц-висмутиновый и кварц-халькопиритовый мало сульфидные, кварц-арсенопиритовый умеренно сульфидный с полиметаллами. Наиболее золотоносны из них первый и затем второй. В рудах месторождения кроме Fe среди рудных элементов присутствуют (% до): Bi – 0,45, As – 1,63, Cu – 0,90, Zn – 1,80, Pb – 2, Sb – 1,50, V – 0,42, Mo –

0,009, Sn - 0,10, Ni - 0,63, Co - 0,08, Te - 0,007, Se - 0,001.

Золото в первичных рудах зависит от текстуры, морфологии и положения жил относительно главных элементов структуры рудного поля. Руды с текстурами пересечений, брекчиевой, полосчатой, гнездовидной, имеют повышенные концентрации золота. Больше всего золота в пережимах, пересечениях и разветвлениях жил. Золото находится в качестве механической примеси в сульфидах или химически связано с Те (калаверит). Показателями повышенной золотоносности жил служат халькопирит, особенно если он находится совместно с висмутином, и сам висмутин.

По данным рационального анализа проб руды весом 140 кг установлено золота (%): 4,2 свободного, 7,1 ржавого ("в рубашке" из гидрокислов Fe), 34,5 связанного с сульфидами субмикроскопического и 54,2 в распыленном состоянии до микроскопических размеров и при измельчении руды до 0,15 мм неосвобождающегося.

На месторождении довольно широко развита зона окисления, являющаяся реликтом коры выветривания. От плиоцен-раннеплейстоценовой поверхности выравнивания с альтитудой 1150 м (гольцовая часть месторождения) зона окисления простирается до глубины 250 м, а по отдельным жилам и крупным разломам и ниже. В пределах этой зоны довольно отчетливо выделяются подзоны вторичного золотого обогащения (между отметками 900 и 950 м), выщелачивания (до отметки 1000 м) и полного окисления мощностью более 100 м. Подзона цементации отмечается по скоплениям вторичных пирита, ковеллина, халькозина и борнита, но, в связи с незначительным развитием не обособляется.

Подзона вторичного золотого обогащения характеризуется ассоциацией перетолженного лимонита с наиболее крупным и высокопробным золотом. Кроме того, здесь есть малахит, азурит, скородит, а также бисмутит и бисмит. Еще реже встречаются гидроокислы Zn и Pb. Выход этой подзоны на дневную поверхность сопровождается многочисленными шлейфами делювиальных россыпей.

Подзона выщелачивания характеризуется пониженным содержанием перетолженного лимонита, увеличением роли местного лимонита, развивающегося по пириту, халькопириту и малахиту, и снижением содержания и крупности золота.

В подзоне полного окисления в рудных телах содержание золота резко понижено. Здесь кварц ассоциирует с кальцитом и редкими вкрапленниками местного лимонита и сопровождается массой мелких трещинок выщелачивания, в большинстве случаев заполненных принесенным глинистым материалом.

Свободное золото в окисленных рудах в основном мелкое (до 1 мм; очень мелкого золота размером менее 0,01 мм, как правило, меньше 50%), но отмечаются зерна до 15 мм. Особенно крупным золотом выделяется жила Разведочная, в которой был обнаружен самородок. Для жил месторождения характерны значительные колебания распределения (коэффициент вариации 100-230) и содержания золота (рис. 38). Проба самородного золота, по данным различных исследователей, колеблется от 830 до 970. Особенности нахождения золота в окисленной руде (%): свободное - 64,2, в сростках - 31,0, в сульфидах - 2,03; остальное - во вмещающих породах и "в рубашке" (ржавое).

Высокопробное золото имеет ярко-желтый цвет и различные крупность и формы выделений. Видимое золото, часто наблюдаемое с кварцем, большей частью ксеноморфное, жилковидно-пластинчатое, губчатое, комковато-

Таблица 21

Последовательность минералообразования на умеренно сульфидных месторождениях (по данным Гурова, дополнения автора)

Минерал	Этап									
	дорудный			рудный				пострудный		
	Стадия									
	предрудного изменения пород и ранних сульфидов	арсенопирит-пирит-кварцевая	халькопирит-висмутиновая	сфалеритовая	золототеллуридовая	сульфиданти-монит-антимонитовая	халцедоно-вая	гиперге-неза		
Кварц	---	---	-----	??-	-----	--	-	--	-- халцедон	---
Анкерит	--									
Хлорит	---									
Серицит	---									
Молибденит		--								
Шеелит		--								
Вольфрамит		--								--
Пирит	--		-----	--	--					
Кобальтин		-				--				
Арсенопирит				--						
Пирротин				--						
Самородный Вi				--			---			
Висмутин				--			---			
Галеновисмутин				?			---			
Козалит				?						
Сульфовисму-титы Cu				--				---		
Халькопирит				--		--	-			

Марказит						---					---
Тетраэдрит						---					
Теннантит						--					
Энаргит											
Сфалерит							---				
Галенит							--				
Бурнонит							--				
Тетрадимит								---			
Золото								---			---
Буланжерит									--		
Джемсонит									--		
Менегинит									--		
Антимонит									--		
Карбонаты									--	---	---
Барит										--	
Флюорит										-	--
Цеолиты										-	
Лимонит											--
Скородит, церуссит											---
Каолинит											---
Малахит, азурит, халькозин, ковел- лин, борнит											-----
Бисмит, висмутит								--	---		
Стибиконит, пиро- морфит, тунгстит								--	---		

Примечание. Количество черточек отражает роль минералов.

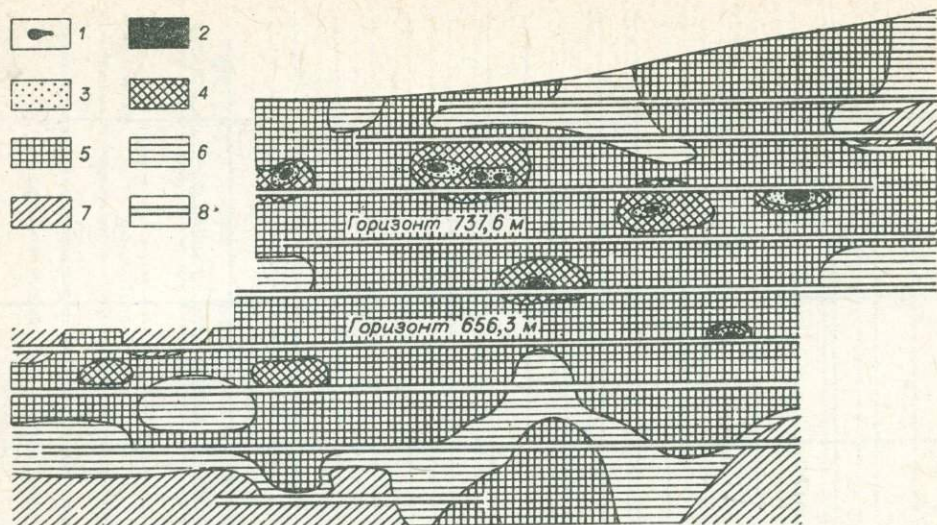


Рис. 38. Распределение золота в жиле Третьего месторождения (Дальний Восток) в проекции на вертикальную плоскость.

1-7 - содержания (от резко повышенных до резко пониженных); 8 - подземные выработки.

угловатое, редко проволочковидное. В отдельных случаях в пустотках кварца наблюдаются его кристаллографические очертания, а в мелких трещинах - прожилковидные цепочковидные агрегаты. Характерная особенность золота - наличие пленок гидроокислов Fe. В россыпях золото крупное и высокопробное.

Четвертое жильное месторождение

Расположено оно в породах сагурской свиты. Жилы ориентированы в северо-западном направлении с падением на северо-восток. Их мощность не выдержана. Окончаниям и зальбандам жил свойственны разветвления и ответвления на тонкие прожилки. Текстуры определяются степенью нарушенности (брекчиевые, сетчатые и замещения).

Руды сложены жильными (кварц, адуляр, реже анкерит, кальцит, гидрослюда, хлорит; примеси - графит, рутил, циозит), рудными (арсенопирит, пирит, реже пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, золото в качестве дисперсной примеси в сульфидах, серебро), гипергенными (лимонит, скородит, пирит, марказит, церуссит, гидрослюда, малахит, азурит, ковеллин, халькозин, борнит) минералами.

Первые десятки метров от поверхности (сверху) жилы расположены в пределах обогащенной зоны окисления. Золото здесь встречается достаточно часто, однако крупные золотины размером более 1 мм редки. Они сосредоточены на контактах кварцевых жил и между кварцевыми пластинами в жилах. Форма золотины пластинчато-крючковатая, часто комковатая (в пустотках выщелачивания кварца). Золото ассоциирует с обохренным ноздреватым кварцем и большим количеством переотложенного лимонита. Все это подчеркивает большую роль в распределении золота процессов гипергенеза.

Пятое жильное месторождение

Месторождение находится на юго-восточном крыле антиклинория вблизи границы с синклинорием. Оно сложено раннемеловыми терригенными образованиями пиванской и пионерской свит, осложненными системой северо-восточных антиклинальных и синклинальных складок. Золоторудные жилы на месторождении располагаются кулисообразно как по простиранию, так и по падению. Во втором случае расстояние между ними на участке наибольшего сближения в среднем составляет 10–15 м.

Минералогический состав жил довольно прост, но в то же время весьма характерен для золоторудных месторождений арсенопиритового типа мало сульфидной золото кварцевой формации, генетически связанных с малыми интрузиями диоритов.

Золото первичных руд неравномерно распределено в сульфидах (срастание и эмульсионная вкрапленность). При замещении халькопирита халькозинном золотом концентрировалось среди скоплений халькопирита в виде мельчайших зернышек – от трудноизмеримых (дисперсно малых) до размеров в тысячные доли миллиметра. В кварце и сульфидах первичных руд оно обладает чистой блестящей поверхностью желтого и серебристо-желтого цвета, иногда с зеленоватым или красноватым оттенком. Количественно преобладают сростки золота с кварцем, в которых величина частиц золота измеряется сотыми долями миллиметра.

Зона окисления в зависимости от рельефа, разломной тектоники и элементов залегания пород распространяется на глубину до 150 м – до отметки около 450 м (\pm несколько десятков метров). В нижней части присутствуют вторичные сульфиды: пирит, ковеллин, реже – халькозин и в единичных случаях – борнит. Пирит обычно заполняет мелкие трещинки в жилах и вмещающих породах, образуя мелкие пиритовые прожилки мощностью до нескольких миллиметров. В более крупных трещинах пирит в виде сыпи покрывает их стенки или кальцит и кварц, присутствующие в трещинах.

Подзона вторичного золотого обогащения мощностью 50 м идет от нижней границы зоны окисления до отметки около 500 м. Выше, до отметки примерно 550 м, развита подзона выщелачивания, а на положительных формах рельефа (как и вся зона окисления) сохранились остатки подзоны полного окисления. Большое сходство выделенные подзоны имеют с подзонами первого месторождения.

В связи с различным расположением выходов жил рудного поля на дневную поверхность все они имеют различную золотоносность. Наиболее низкие концентрации золота в первичных рудах, зафиксированных в ложах отработанных россыпей, а также в середине и основаниях склонов ниже отметки 450 м и в подзоне полного окисления. Наиболее богатые жилы (как на месторождении, так и в проявлениях) на всей площади рудного поля отчетливо приурочены к верхним частям склонов, к подзоне вторичного золотого обогащения с большим количеством перестложненного лимонита. Лимонит, заполняющий трещинки, представлен в основном гелями водной окиси Fe.

Золото в окисленных рудах верхних горизонтов подзоны вторичного золотого обогащения встречается в гнездах, состоящих из охристой массы с дендритовидным и проволочным золотом. Исследование под микроскопом показало зернистое строение золотин. Новое золото встречается очень редко (в виде каемок и межзерновых выделений).

Шестое жильное месторождение

Вещественный состав рудных жил сходен с таковым соседнего Пятого месторождения. Естественно поэтому и большое сходство в распределении золота в первичных и окисленных рудах обоих месторождений.

В первичных рудах столбы шириной 30–40 м разделены пережимами в несколько десятков метров. Золото в них тесно срастается с поздними сульфидами или в виде эмульсионной вкрапленности находится в них.

Золото окисленных руд имеет ржаво-бурый цвет из-за присутствия тонких пленок окислов Fe (золото "в рубашке") и приурочено к верхним горизонтам месторождения, к подзоне вторичного золотого обогащения. Здесь нередко встречаются участки окисленных жил в несколько десятков квадратных метров, сложенные исключительно золотоносным переотложенным лимонитом. В кварце золото находится в занорышах размером до 1,5 мм и трещинах, а также на контактах жил в форме пятен диаметром 0,1–5,0 мм и толщиной до 0,5 мм, что подчеркивает позднее его образование.

Седьмое жильное месторождение

В геологическом строении месторождения участвуют нижнепермские, триасовые, юрские и верхнемеловые образования, прорванные интрузией датских биотит-роговообманковых кварцевых диоритов. Породы тектонически ослабленной зоны наклонены согласно ограничивающим зону крутопадающим разломом. Основные рудовмещающие структуры зоны — сколовые трещины, выполненные мало сульфидными кварцевыми золотоносными жилами. Промежутки между жилами окварцованы, с прожилками кварца мощностью в несколько миллиметров, тонкими проводниками сульфидной минерализации и сульфидной вкрапленностью.

Первичные руды состоят из кварца (до 90%), карбоната, турмалина, серицита, мусковита и, по свидетельству П.П. Гудкова /1921/, топаза. Рудные минералы (обычно 5–7%, но местами достигают 50% рудной массы) представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, молибденитом и золотом. Сульфиды имеют тенденцию к скоплению на приконтактных плоскостях и проникают во вмещающие породы по трещинкам, образуя сильно сульфидизированные зальбанды, особенно с мелкими сульфидами. Золото распылено в сульфидах.

Зона окисления развита на междуречье (рис. 39). В верхней ее части присутствуют гидроокислы Fe (гидрогетит, в меньшей мере гетит), церуссит, малахит, лазурит, а ближе к границе с первичными рудами — халькозин, борнит и ковеллин. В окисленных рудах наблюдается повышенное содержание золота, особенно в верхних 30 м, состоящих из кварца с большим количеством переотложенного лимонита, в основном пылеватого. Часто наблюдается ноздреватый кварц. На северном берегу бухты в гальке кварца можно встретить видимое золото в ассоциации с лимонитом по трещинкам и в занорышах. Такие условия нахождения золота характерны для зоны цементации /Гудков, 1921/. Больше всего золота в тонких жилах, секущих ороговкованные глинистые сланцы с повышенным количеством графитизированного органического материала.

Золото в окисленных рудах встречается в виде пылеватых и видимых золотин размером до 5 мм и весом до 8,5 г. Встречаются комковатые, амeboобразные и пластинчатые золотины. Так, в гальке из пляжевой рос-

Рис. 39. Разрез по простиранию Седьмого золоторудного месторождения (Дальний Восток).

1 - кварцевые диориты и сиениты; 2 - дайки андезитовых и диоритовых порфиритов; 3 - первичные мало сульфидные золотокварцевые руды с пониженным содержанием золота; 4 - окисленные руды с повышенным содержанием переотложенного лимонита и золота; 5 - нижняя граница зоны окисления; 6 - предполагаемый уровень поверхности выравнивания; 7 - подземные выработки. I - III - подзоны: I - полного окисления, II - выщелачивания, III - вторичного золотого обогащения.



сыпи найдена золотая пластинка 3 мм в поперечнике, расположенная на контакте глинистого сланца и обохренного кварцевого прожилка. Проба золота колеблется в пределах 830-875.

Рассматриваемое месторождение в неогене подвергалось окислению, сопровождавшемуся переотложением золота в подзоне вторичного золотого обогащения над древним уровнем грунтовых вод. Последующие поднятия местности и размыв подзоны привели к формированию аллювиальных и пляжевых россыпей.

Восьмое жильное месторождение

Это месторождение сходно с пятым. Зона окисления глубиной до 50 м сохранилась на положительных формах рельефа. Вторичные минералы представлены переотложенным лимонитом по трещинкам, пиритом, марказитом, ковеллином, англезитом и церусситом. По большому количеству марказита и вторичного пирита устанавливается слабо выраженная подзона вторичного сульфидного обогащения. Золото часто встречается в довольно крупных выделениях (до 1 мм) в ассоциации с переотложенным лимонитом.

Девятое жильное месторождение

Оно вмещается биотит-серицит-кварцевыми сланцами с прослоями амфиболитов и актинолит-эпидотовых сланцев златоустовской свиты, а также кварц-слюдистыми, амфиболовыми и эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами мынской свиты протерозоя.

Большинство кварц-золоторудных жил месторождения приурочено к системе разрывных нарушений субширотного простирания, падающих в южном направлении под углом 20-60°. Рудовмещающие трещины оперяют три крупных сброса, пересекающих рудное поле. К узлам пересечений субширотных и субмеридиональных трещин тяготеют наиболее богатые первичные концентрации.

Жилы сложены кварцем трех генераций, незначительным количеством карбонатов и полевого шпата. Из рудных отмечаются арсенипирит двух генераций, реже - пирит, галенит, сфалерит и халькопирит.

Зона окисления мощностью до 100 м на месторождении сохранилась в виде реликтов на положительных формах рельефа. В.Г. Моисеенко и другие /1971/ отметили, что в районе вторичное золотое обогащение четко проявлено на этом месторождении. Во многих жилах в нем окисленные руды обогащены золотом; по мере уменьшения окисленности первичных руд содержание золота падает. В приповерхностных частях жил наблюдается увеличение крупности золотин. В целом зона окисления характеризуется повышением пробыности золота. Так, в 10 м от поверхности в одной жиле пробаность составляет 900-915, на глубине 50 м - 830-870; в другой жиле на выходе на дневную поверхность - 960-910, ниже по падению на 300 м - 800-850.

Месторождения близповерхностного типа Восточно-Азиатского вулканогенного пояса

Исследования этих месторождений начаты Л.Н. Пляшкевич и А.А. Сидоровым /1963/ и продолжены Г.П. Воларовичем, А.И. Казариновым, Ю.С. Берманом, М.С. Михайловой, В.И. Гончаровым, В.И. Найбородиным, Р.А. Ереминым, А.Н. Некрасовой и др. Важным их результатом является установление генезиса и минералогии руд. Вместе с тем, как и при исследовании золотокварцевой формации Тихоокеанского рудного пояса вопросы гипергенного обогащения руд выпадали из поля зрения исследователей или затрагивались в редких случаях при описании вторичных минералов и золота. Особенно отчетливо гипергенные процессы проявились на месторождении Дальнего Востока, по наблюдениям автора не последнюю роль они играли на месторождениях Северо-Востока СССР.

Автор не задавался целью изучить распределение золота в месторождениях близповерхностного типа. Но в процессе ознакомления с материалами по месторождениям появилась необходимость в порядке постановки вопроса остановиться на фактах наличия гипергенного золота на месторождениях данного типа.

Первое золотосурьмяное жильное месторождение расположено в тектонически активной краевой части депрессии, для которой характерны дифференцированные движения на фоне погружения ее окраинных частей. Наибольшее количество золота добыто из зоны окисления карьерами или очистными подземными выработками верхних горизонтов, так как в первичных рудах установлено резкое снижение содержания. Первичные жилы состоят в основном из кварца, а кроме того серицита, сидерита, хлорита и рудных (не более 3% объема жильного заполнения): арсенопирита, антимонита, пирита (85-90% рудных минералов), пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, субмикроскопического золота, марказита, блеклой руды, киновари, самородного висмута, тетрадимита, теллуридов золота. Рудные тяготеют к контактам обломков вмещающих пород внутри жил и к зальбандам. В самом кварце они почти отсутствуют. По отражательной способности проба золота 635 (определения С.В. Яблоковой).

Минералы зоны окисления - лимонит (гидрогетит, гидрогематит и железобразные гидраты Fe, пропитывающие жильные минералы и трещиноватые зальбанды), скородит, а также малахит, азурит, церуссит, ковеллин, халькозин, гидроокислы Bi, Zn, Hg. Золото в окисленных рудах характеризуется высокими концентрациями и наличием видимых золотин.

В связи с отсутствием достаточно представительных данных для геометризации и вычисления коэффициента интенсивности металлоносности ис-

следовано положение в пространстве наиболее обогащенных (отработанных) участков жил. Оказалось, что все они расположены между отметками 575 и 625 м, т.е. выше границы окисленных и первичных руд.

Золото в зоне окисления встречается в виде комков с острыми краями и выступами между обломками раздробленного кварца, в местах пересечения трещин. Размер золотинок — от сотых долей миллиметра до 7 мм, преобладают зерна в 0,2–0,4 мм. Золото желтого цвета, иногда с коричневым и серым оттенками из-за гидроокислов Fe.

Из отвалов штольни в верхней части россыпи, в непосредственной близости от склона горы, на который выходят окисленные золоторудные жилы, С.С. Николаев отмыл золотинок размером 0,1–7,5 мм. В основном это выделения дендритовидной, жилковидно-пластинчатой и палочковидной формы. В сростании с золотом встречается полумолочный кварц. Проба золота превышает 930, черта его розовая. Приводим состав золота из такого месторождения:

Компонент	1	2
Au	95,14	-
Ag	4,34	Очень много
Fe	0,16	Не опр.
Cu	0,26	Очень много
Te	0,021	Не опр.
Pb	-	Много
As	0,09	Мало
Нерастворимый остаток	0,07	-

Примечание. Микрохимический анализ (1) выполнен А.И. Бухановой, полуколичественный спектральный (2) — И.П. Ландцевым.

Данные о размерах золотинок, пробах золота и его связи с окисленными минералами подтверждают гипергенное обогащение на этом месторождении.

Второе месторождение близповерхностного типа расположено в некке трахитов в пределах Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. Некка приурочена к узлу пересечения крупных субширотных, субмеридиональных и рудовмещающих северо-восточных дизъюнктивных нарушений. Первичное оруденение связано с протяженными минерализованными зонками, сложенными прожилками или сетью переплетающихся жилок рисовидного или шестоватого кварца с зернами адуляра и сульфидами. Кроме того, из нерудных минералов встречаются халцедон, опал, кальцит, циркон, анатаз, рутил, лейкоксен, эпидот и хлорит.

Сульфиды локализируются на контактовых плоскостях прожилков и в виде вкрапленников в зальбандах прожилков и минерализованных зонках дробления. По содержанию сульфидов руды месторождения можно отнести к мало сульфидному типу. Наиболее распространен пирит, редко встречаются арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Золото в первичных рудах имеет субмикроскопические размеры и находится в сульфидах в качестве механической примеси.

Сохраняющаяся от размыва зона окисления мощностью до 60 м (рис. 40) представляет собой реликт размывтой линейной коры выветрива-

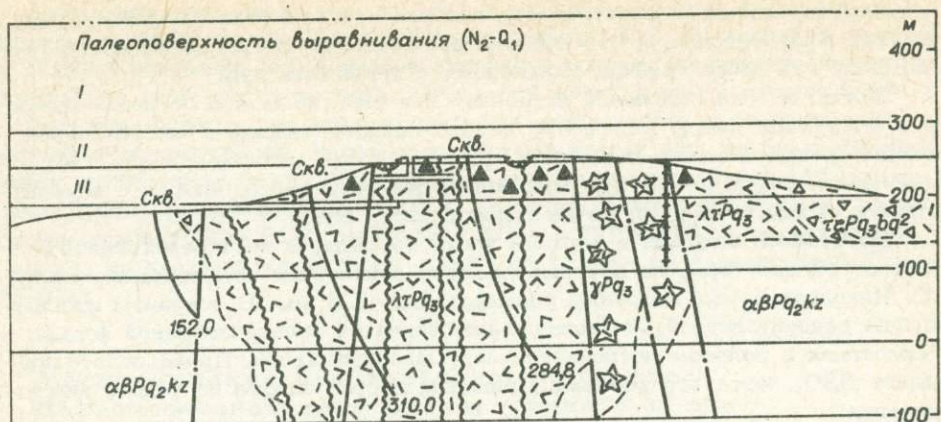


Рис. 40. Разрез близповерхностного месторождения (Дальний Восток).

1 - лавы и туфы дацитов, биотитовых трахитов, их лавобрекчии; 2 - андезиты и андезитобазальты, реже - пироксен-оливиновые и плотные пористые оливиновые базальты, черные и буро-красные долериты; 3 - фельзит-порфиры (липариты), трахиты; 4 - брекчии жерловой фации; 5 - дайки андезитовых и кварц-диоритовых порфиритов; 6 - первичные минерализованные зонки дробления в пропилитизированных породах; 7 - окисленные руды с повышенным содержанием золота; 8 - тектоническое нарушение; 9 - контуры карьерных разработок. I - III - см. на рис. 39.

ния плиоцен-раннеплейстоценового возраста, развитой по минерализованным зонам северо-восточного направления. Выветривание вмещающих пород месторождений зависело от интенсивности трещиноватости и состава пород. В связи с этим наряду с плотными слабо каолинизированными часто наблюдаются сильно каолинизированные породы и даже каолин.

Окисление и выветривание минерализованных зон с образованием залежей лимонита и гипергенным обогащением золота происходило избирательно в пределах первичных рудных столбов.

Размещение россыпей и распределение в них золота указывает на то, что наиболее богатая и с более высокой пробой часть месторождения в зоне окисления была прежде гораздо шире по сравнению с ее реликтами (Нестеров, 1974; Нестеренко, 1977).

Делювиальные россыпи широко развиты на северном склоне месторождения между абсолютными отметками 200 и 100 м. Мощность их в среднем составляет 5-6 м, превышая у основания склона 20 м. Это глина, часто песчаная, с обломками и щебнем коренных пород.

Ложковые россыпи расположены в привершинной части речки и ее правого притока на северном и в ручьях на южном склонах горы. Они развиты между отметками 150-50 м и часто сопрягаются с питающими их делювиальными россыпями. Рыхлае отложение в них достигают мощности 16-20 м и состоят из глины с подчиненным количеством угловатого обломочного материала.

Золото окисленных руд локализуется на контактах кварцевых прожилков и вмещающих пород, в промежутках между кристаллами шестоватого

кварца и на его головках, в переотложенном лимоните, заполняющем трещины и пустоты в породах (пленки, корочки и сталактиты), лимонит-каолиновых "сыпучках", в зонах дробления и брекчий.

Видимое золото даже в окисленных рудах встречается исключительно редко и достигает размеров до 10 мм. Золото долинной россыпи мелкое, распределено по всей мощности аллювия, составляющей 5-6 м, и имеет очень мелкие размеры. По данным ситового анализа мелкого золота (класса 0,2 мм) - 72%, среднего - 26,32, крупного (класса 0,7 мм) - 1,68%.

В нижней и средней частях россыпи на широтном отрезке речки преобладает окатанное золото темно-желтого цвета в виде мелких пластинок, но встречаются также неокатанные золотины дендритовидной формы и кристаллы. Проба отдельных золотинок достигает 890.

В верхней части россыпи на меридиональном отрезке долины золото светло-желтое, с зеленоватым оттенком и ярким блеском, неокатанное и слабоокатанное. Размер зерен обычно 0,1-0,3 мм. Это монокристаллы и сростки кристаллов, реже губчатые формы; часты сростки с кварцем и каолинитом. Встречаются также золотины размером до 1 мм, в разной степени окатанные, темно-желтые с тусклой поверхностью. По форме это пластинки, дендритовидные и комковидные выделения. Наиболее мелкое, микроскопическое и, возможно, субмикроскопическое золото тяготеет к сравнительно молодым делювиальным образованиям, сложенным продуктами разрушения более низких горизонтов месторождения. В приплотиковых частях ложковой россыпи наблюдается довольно крупное золото (1-4 мм и более).

Рудное золото по пробирным и микрохимическим определениям имеет пробу 490-890, в среднем - около 650. Проба россыпного золота несколько выше рудного и изменяется от 600 до 960 в долинах и делювиальной россыпи северного склона горы.

Золото зоны окисления игольчатое, чешуйчатое, проволочное, дендритовидное и в виде хорошо ограненных кристаллов и их сростков, в том числе двойников. Все изученные кристаллы представляют собой комбинацию двух или нескольких простых форм. Золото имеет зональное строение. Определения пробы, сделанные Л.А. Николаевой (ЦНИГРИ), дали пробу в ядрах золотинок 600-650, а в периферической части - до 700. Границы между зонами нечеткие, расплывчатые, часто зональность выражается в ритмичном чередовании полос, овалов и колец. Известны случаи нахождения крючковатых золотинок в чистом каолините, частые сростки золота с гематитом. Большое количество золотинок покрыто с поверхности налетом бурых окислов Fe и Cu.

Таким образом, отчетливо устанавливаются россыпи золота; в то же время в первичных рудах коренных источников этих россыпей отсутствуют россыпеобразующие формации. Наличие руд с крупным высокопробным золотом в ассоциации с переотложенным лимонитом в зоне окисления, распределение выделений золота по форме крупности и пробыности в делювиальных, ложковых и долинных россыпях позволяют выделить подзону вторичного золотого обогащения как основу формирования россыпей.

Аналогичное распределение золота как будто намечается на других близповерхностных месторождениях Восточно-Азиатского вулканогенного пояса по приуроченности видимого золота повышенного содержания к окисленным рудам верхних горизонтов.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО РАСТВОРИМОСТИ И ОСАЖДЕНИЮ ЗОЛОТА

Изучению растворимости и миграции золота посвящено значительное количество работ. Как правило, исследования производились с металлическим золотом в виде пластинок, проволоки и порошка, а также с тонкодисперсными пленками золота на стекле. Миграция же золота в природных условиях зоны окисления в виде соединений осуществляется в различных формах и представляет более сложный процесс. Многие стороны этого процесса в природных условиях нам не всегда удается уловить и сделать достоверные выводы. Например, вещественный состав первичных умеренно сульфидных руд (содержание сульфидов до 80%) и глубокое их окисление на месторождениях Центрально-Алданского района свидетельствуют в пользу вторичной зональности, однако сравнительно низкое содержание в рудничных водах SO_4^{2-} и Cl^- (см. табл. 5) дает только возможность предполагать значительное растворение его свободным Cl и $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$.

На первый взгляд, для месторождений складчатой области Якутии мы имеем противоречивые данные. На мало сульфидных месторождениях низкое содержание сульфидов (1,5–2%) затрудняет объяснение вторичной зональности. С другой стороны, исключительно высокое содержание в рудничных водах SO_4^{2-} (см. табл. 5) доказывает возможность значительного растворения золота $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ и вторичного золотого обогащения. Это говорит о важной роли среды, на что указывал С.С. Смирнов /1936/, в которой образуются и находятся рудничные воды.

При рассмотрении миграции золота на месторождениях Алданского шита необходимо учитывать нейтрализацию сульфатных растворов, возникающих за счет умеренно сульфидных руд, в известняковых толщах, вследствие чего не удастся взять высокую пробу сульфатных растворов. Наоборот, на месторождениях складчатой области Якутии существенно сульфатные растворы образуются за счет выщелачивания сильно пиритизированных песчано-глинистых сланцев, которые сами по себе инертны по отношению к рудничным водам.

Процессы растворения и миграции золота были воспроизведены группой В.П. Боровицкого в лаборатории Ленинградского горного института. Используются образцы руд умеренно сульфидного месторождения Якутии, содержащих в основном тонкодисперсное золото. Учитывая, что эффект электрохимического растворения гораздо выше эффекта окисления сульфидов при действии O_2 , H_2SO_4 или Fe^{3+} /Свешников, Добычин, 1956/, считаем необходимым также привести некоторые результаты экспериментов А.Д. Микова /1970/.

При отборе образцов в лаборатории ЛГИ было обращено внимание на содержание в них Au , Ag , MnO_2 и Pb . В качестве основных растворяющих реагентов были испытаны водные растворы FeCl_2 , $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, CuCl , CuSO_4 , NaCl , HCl , H_2SO_4 , а также дистиллированная вода. Опыты производились при комнатной и при повышенной (95°C) температу-

рах. Контроль растворенного золота осуществлялся спектральным методом, калориметрическим определением при помощи парадиметиламино-бензилдендроданина, для сокращения времени было одновременно получено 16 фиксированных парафином пятен комплекса золота с роданином, при значительных концентрациях - экстракционным методом, а при малых - методом А.Д. Миллера /Миллер, Степанов, 1959/. В случае определения золота в растворах солей Fe и Cu было применено концентрирование золота Hg, образующейся при восстановлении солей Hg^{2+} благодаря $SnCl_2$.

Для выяснения общего фона миграции элементов в растворе после каждого опыта производилось концентрирование и спектральное определение 20 элементов. Растворимость Ag, Mn, Pb определялась количественно. Для более точного анализа количества растворенного Au образец руды после опыта также подвергался изучению. (В качестве экспериментальных образцов выбраны дробленые руды с размером фракций не более 0,1 мм).

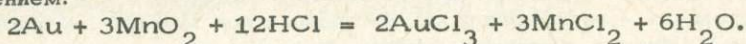
Эксперименты по растворимости при обычных температурах в зависимости от концентрации $FeCl_2$, $Fe_2(SO_4)_3$, $CuSO_4$ заключались в следующем: 50 г руды (600 мкг золота) помещалось в литровые полиэтиленовые бутылки и заливалось раствором $FeCl_3$ концентрацией 10^{-6} - 10^{-2} моль/л. Все растворы содержали 0,2 г/экв HCl на 1 л. Растворы при периодическом помешивании выдерживались в течение 15 дней и затем подвергались анализу на Au. Первый метод анализа заключался в концентрировании Au активированным углем БАУ, озолении угля при 400-500° С и спектральном или химическом анализе золы на Au. При этом зола подвергалась спектральному анализу на 20 элементов. Второй метод заключался в выпаривании раствора до 100 мл, концентрировании Au ртутью и удалении последней прокаливанием при 400-500° С: остаток подвергался спектральному или химическому определению на Au. Параллельно опыты показали хорошую сходимость результатов обоих методов.

Как видно, с повышением концентрации $FeCl_3$ растворимость Ag падает, а Au растет:

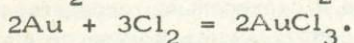
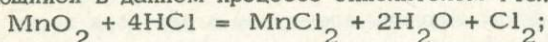
Концентрация раствора, моль/л	Кол-во золота в навеске руды, мкг	Кол-во золота, мкг/л	% от исходного кол-ва	Кол-во серебра в навеске руды, мкг	Кол-во серебра, мкг/л	% от исходного количества
$1 \cdot 10^{-6}$	600	0,20	0,033	250	0,60	0,24
$1 \cdot 10^{-5}$	600	0,25	0,042	250	0,60	0,24
$1 \cdot 10^{-4}$	600	0,35	0,058	250	0,50	0,20
$1 \cdot 10^{-3}$	600	0,50	0,083	250	0,45	0,18
$5 \cdot 10^{-3}$	600	0,70	0,117	250	0,25	0,10
$1 \cdot 10^{-2}$	600	1,00	0,167	250	0,10	0,04

Одновременно существенно возрастает растворимость Pb и Mn. Установлено, что в растворах одной и той же концентрации $FeCl_3$ раст-

воримость Au выше для руд с более высоким содержанием Mn. Опыты по растворимости, проделанные с 0,2 N раствором HCl, показали аналогичную зависимость. Действие MnO₂ на Au представляется следующим уравнением:



В качестве промежуточного продукта, очевидно, образуется Cl₂, являющийся в данном процессе окислителем Au:



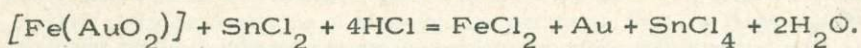
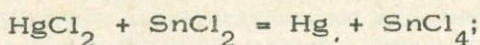
Аналогичные эксперименты проделаны с CuSO₄ и CuCl₂. При изменении концентрации CuSO₄ от 10⁻⁵ до 10⁻² моль/л и при концентрации H₂SO₄ 0,2 г. экв./л содержание Au в растворах увеличивалось от 0,01 до 0,06 мгк/л. В том же интервале концентраций растворов CuCl₂ растворяется 0,05–0,5 мгк/л Au. Приблизительно такой же была растворимость Au в растворах Fe₂(SO₄)₃ и CuCl₂.

Параллельно было проделано определение растворимости Au в слабых кислых растворах FeCl₂ и CuCl₂ и в нейтральных и слабых кислых растворах NaCl при повышенной температуре. Опыты проводились в литровой колбе, снабженной электрической мешалкой и обратным холодильником. В качестве экспериментального образца была взята руда фракции 0,1 мм и менее 20 г руды, содержащей 420 мгк Au, помещались в колбу с 0,5 л 0,5 N раствора FeCl₃ и при непрерывном перемешивании нагревались до 95°С.

После 5 ч нагревания раствор отделялся от руды и анализировался на Au.

При применении роданинового метода анализа было обнаружено всего 1,6 мгк/л Au, что показалось сомнительным, так как анализ руды выявил значительную убыль золота. Для установления точного количества растворенного Au В.М. Крейтером и др. /1958/ было проделано дополнительно несколько аналогичных экспериментов. Они предположили, что Au в растворе FeCl₃ находится в виде комплексов состава [Fe(AuCl₄)₃] или [Fe(AuO₂)], для разрушения которых предложили метод восстановления Fe металлическим Zn. Однако применение этого метода не дало положительных результатов: анализ на Au после предварительного восстановления показал полное его отсутствие в растворе. По всей вероятности, Au полностью восстановилось Zn.

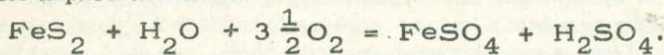
В качестве основного метода при определении Au в растворах Fe₂(SO₄)₃, FeCl₂, CuSO₄, CuCl₂ использован метод концентрирования с Hg, предложенный для отделения Au от большого количества Sb с последующим экстракционным колориметрическим анализом с роданином. В стакан емкостью 250 мл вливалось 100 мл анализируемого раствора, 10 мл концентрированной HCl, 4 мл 2%-го раствора HgCl₂ или Hg(NO₃)₂ и затем при перемешивании прибавлялся раствор SnCl₂ до образования черного осадка ртути. Вместе с ним осаждалось восстановленное Au. Процессы можно представить следующим образом:



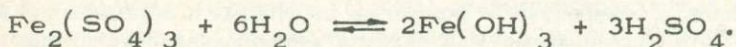
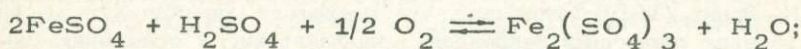
Стакан помещался в водяную баню и нагревался 5 мин; осадок ртути отфильтровывался через фильтр "синяя лента" и промывался небольшими порциями 0,25N раствора HCl и водой. Фильтр с осадком просушивался и затем озолялся в муфельной печи при 500°C. Зола подвергалась спектральному или химическому анализу на Au, который показал, что в 0,5N раствора FeCl₃ за 5 ч нагревания при 95°C растворялось 55-60 мкг Au, или 13-14,3% исходного его количества.

Аналогичные эксперименты были произведены с 0,5N раствором CuCl₂. Результаты, полученные при прямом определении и определении с предварительным концентрированием, показали, что Au содержится в растворе в основном в ионном состоянии и не дает с Cu прочных комплексов. Содержание Au в 0,5N растворе CuCl₂ соответствует 23-26 мкг, или 5,5-6,2% от исходного содержания в руде.

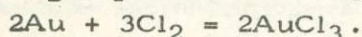
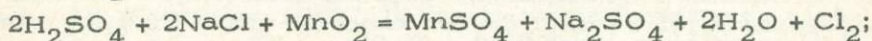
Проверка растворимости Au в 0,5N растворе NaCl в тех же условиях дала высокие результаты. Однако при нагревании в течение 10-15 ч растворимость Au несколько возрастала и одновременно возрастала концентрация Fe и Mn. К концу опыта происходило понижение pH раствора на 3,5-4,5; естественно предположить, что это вызывалось окислением пирита по схеме



На первой стадии окисления пирита образуется FeSO₄, который окисляется O₂ до Fe₂(SO₄)₃, гидролизующейся до Fe(OH)₃:



Образующаяся H₂SO₄ при взаимодействии с MnO₂ в среде NaCl выделяет Cl₂, который окисляет Au до ионного состояния:



С изменением времени нагревания руды с растворами NaCl с 5 до 15 ч концентрация растворенного Au возрастала с 0,8 до 2 мкг. При нагревании навески руды в тех же условиях с 0,5N раствором NaCl, содержащего 0,2 г-экв./л HCl, растворимость Au доходила до 8 мкг, что сопровождалось ростом концентрации Fe и Mn в растворе.

Проведенные эксперименты позволяют предполагать высокую растворимость золота в природных водах при заданных в лаборатории условиях.

Изучением преобразования сульфидных минералов в природном электрическом поле занимались многие исследователи /Мокриевский и др., 1956; Эрлих, 1957; Douglas, 1946; Rosetti, Gesini, 1957/. Образование подзоны выщелачивания в сульфидных рудных телах иногда также объясняется электрохимическими процессами /Эрлих, 1958; Лиогенький, 1955/.

Но в сущности нет работы (за исключением работы А.Д. Микова /1970/), которая осветила бы вопросы электрохимического растворения золота в природных условиях, хотя принципиальная возможность этого признавалась многими геологами /Чухров, 1947, 1964; Альбов, 1952; Бадалова, 1964; и др./.

При изучении процессов электрохимического растворения необходимо исходить из того, что оно происходит за счет действия микрогальванических пар, возникающих между различными минералами руд, и вследствие неодинакового химического состава раствора на разных участках. Во втором случае образуется макрогальваническая пара, благодаря которой возникает электрическое поле вокруг рудной залежи. Верхняя часть рудного тела, расположенная в зоне окисления, заряжается положительно, а нижняя — отрицательно. Интенсивность макрополя зависит от минерального состава, структуры электронного проводника и градиента Eh вмещающей среды на их границе, причем малая мощность зоны окисления у сульфидного месторождения благоприятствует созданию интенсивных электрических полей на поверхности земли /Семенов, 1965/.

Наиболее благоприятны для создания высокой проводимости пирит, халькопирит, галенит, арсенопирит и другие сульфиды, а также золото, обладающее малым удельным сопротивлением ($0,023 \cdot 10^{-4}$ Ом·см) и очень высокой электропроводностью, значительно превышающей таковую у сульфидов.

Структура электронного проводника в кварц-сульфидных телах определяется количеством и распределением сульфидов. В обогащенных участках, т.е. в рудных столбах кварц-сульфидных жил рассмотренных месторождений, количество сульфидов достигает 50%. Характерны для таких участков массивная, полосчатая и брекчиевая текстуры, которые даже при сравнительно невысоком содержании сульфидов сильно повышают электронную проводимость рудного тела. При низком содержании сульфидов или при наличии вкрапленных руд даже в условиях значительной раздробленности и обводненности жил электрическое макрополе проявляется значительно слабее /Семенов, 1965/.

Э.Н. Эрлих /1958/ указывал, что макротокки способствуют массовому растворению первичных сульфидов, выщелачиванию и осаждению самородных металлов, а микротокки — окислению первичных и образованию вторичных сульфидов. Возникающие при наличии микрогальванических пар микротокки убыстряют растворение минералов с более низким электродным потенциалом. Степень окисления тем больше, чем больше разница электродных потенциалов. Межминеральные микротокки способствуют окислению полиминеральных руд в рудных столбах кварцевых жил, а для руд с убогой сульфидной минерализацией и с вкрапленной текстурой играют, вероятно, решающее значение.

Установлено, что каждый сульфидный минерал в определенных условиях имеет собственную величину электродного потенциала. (Далее в тексте все значения электродных потенциалов даются относительно стандартного водородного электрода; знак + опускается.)

В. Готшалк и Г. Бючлер /Gottschalk, Buchler, 1912/ впервые расположили сульфидные минералы в порядке уменьшения разности потенциалов по отношению к медной проволоке в дистиллированной воде. Из полученного ими ряда сульфидов мы приведем те, которые наиболее характерны для кварц-сульфидных месторождений — марказит, халькопирит, молибденит, ковеллин, пирит, борнит, галенит, халькозин (медь), сфалерит. На основании измерения электродных потенциалов сульфидов в нормальном

растворе KCl в присутствии воздуха (по литературным данным) можно составить следующий их ряд по понижению величины электродного потенциала: марказит, пирит, халькопирит, пирротин, галенит, молибденит, сфалерит.

А.Д. Миков /1970/ измерил величину электродного потенциала сульфидов, меди, серебра и золота в нормальном растворе (т.е. в условиях, в которых производились измерения их различными исследователями) и в 0,0002N растворе $Fe_2(SO_4)_3$ с добавлением 20 мг/л HCl (рН раствора 3,5). Концентрация $[SO_4^{2-}]$ и Cl^- этого раствора соответствует концентрации их в рудничных водах месторождений Центрально-Алданского района. Результаты этих измерений может дополнить приведенный выше ряд минералов: марказит, пирит, халькопирит, пирротин, золото (проба 900), арсенопирит, галенит, молибденит, сфалерит, серебро, золото (проба 578), медь самородная. Золото и серебро взяты искусственные, причем золото содержало примеси Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Sn, Ni, а низкопробное также Pt и Pd.

На величины электродных потенциалов влияют многочисленные факторы, основными из которых являются природа минерала, состояние его поверхности и структура, характер кристаллической поверхности, химическая природа раствора, состав и концентрация ионов в растворе /Свешников, 1958/. Роль этих факторов изучена слабо, однако наибольшее влияние на величину потенциала оказывает природа минерала (табл. 22). Состояние поверхности, в том числе степень механической обработки и наличие пленок, влияет на величину потенциала в пределах 0,2-0,3В (защитные пленки повышают ее). Так, халькопирит в 0,1N растворе KCl до зачистки имел потенциал 0,37В, после - 0,13-0,14В /Жданова, 1954/.

Разница в потенциале кристалла пирита для различных граней в нормальном растворе KCl составляет 0,11В /Matsubara, 1924/.

Наблюдающиеся в ряде случаев колебания величины электродного потенциала для "одинаковых" минералов, замер потенциалов которых производился в одних и тех же условиях, вероятно, объясняется наличием тонких включений других минералов. Например, величина потенциала пирита I /Миков, 1965/ в 0,0002N растворе $Fe_2(SO_4)_3$ (0,62В) оказалась очень близкой к таковому марказита (0,64В). Рентгеноструктурный анализ также отметил значительную примесь марказита в пирите. Вероятно, пирит образовался по марказиту.

На величину электродного потенциала минерала большое влияние оказывает рН и химический состав раствора. Изменение потенциала может достигать 1,2В /Свешников, 1958/. Потенциал пирита I увеличился с 0,49 в нормальном растворе KCl до 0,62 в 0,0002N растворе $Fe_2(SO_4)_3$, халькопирита - от 0,29 до 0,46. Разница изменения электродных потенциалов для пирита и золота в зависимости от различной концентрации водородных ионов в растворе создавалась при помощи HCl и $Na(OH)$. Это иллюстрируется приводимыми ниже данными измерения электродного потенциала в зависимости от рН,В:

рН раствора	Пирит		Золото (900)	
	к НКЭ	к НВЭ	к НКЭ	к НВЭ
1,1	0,38	0,62	0,22	0,46
2	0,35	0,59	0,22	0,46

рН раствора	Пирит		Золото (900)	
	к НКЭ	к НВЭ	к НКЭ	к НВЭ
3	0,29	0,53	0,20	0,44
5	0,26	0,50	0,18	0,42
6	0,24	0,48	0,145	0,38
7	0,31	0,45	0,125	0,365
8	0,17	0,41	-	-
9	0,17	0,41	0,12	0,36
10	0,075	0,32	-	-
11	-	-	0,055	0,30
13	0,16	0,08	0,05	0,29

Примечание. Величины представляют собой среднее из трех измерений с интервалом в 5 мин. НКЭ, НВЭ - нормальные каломельный и водородный электроды.

Таблица 22

Электродные потенциалы сульфидов, самородной меди, серебра и золота в нормальном растворе КСl

Образец	Потенциал, В		Условия проведения опыта	
			Время, сутки	Обстановка (атмосфера)
Марказит		0,56	1	Воздух
	0,46	0,48	5	СО ₂
Пирит	0,42	0,48	2-14	Воздух
	0,41		5	Без воздуха
	0,38	0,37	8	СО ₂
	0,48	0,45	1	Без воздуха
	0,49		1	Воздух
	0,49	0,41*	1	"
Халькопирит		0,42	4	"
	0,36	0,33	1	"
	0,29*		1	"
Золото (900)	0,32*		1	"
Арсенопирит	0,31*		1	"
Галенит	0,25	0,14	1	"
Молибденит	0,14		1	"
Сфалерит (марматит)	0,12		1	"
Серебро	0,10		1	"
Золото (578)	0,06*		1	"
Самородная медь	0,4*		1	"

Примечание. Отмечены звездочкой данные А.Д. Микова /1970/; остальные - Г.Б. Свешникова и С.И. Добычина /1956/, А. Matsubara /1924/.

Тот факт, что в кислых растворах разность потенциалов больше, свидетельствует, что золото, находящееся в тесном срастании с пиритом, в кислых растворах будет быстрее растворяться под действием электрохимических процессов.

В работе И.Н. Плаксина и В.В. Сусловой /1936/ приводятся данные об ускорении растворения золота (проба 999) в 0,3%-ном растворе KCN. Установлено, что скорость процесса в присутствии сульфидов после 24 ч перемешивания увеличивалась в контакте с пиритом в 9, с лимонитом в 8, с галенитом в 6,5, с халькопиритом в 7 раз. Из этого М.Н. Альбов /1952/ сделал, по нашему мнению, правильный вывод, что золото по сравнению с вышеперечисленными минералами является более электроотрицательным и поэтому подвергается усиленному растворению. Мнений по вопросу электрохимического растворения золота в подобных условиях в литературе не встречено.

При изучении полированных шлифов А.Д. Миков /1965/ обратил внимание на различную скорость травления его выделений в кварце и пирите (в последнем в несколько раз быстрее). Это можно объяснить электрохимическими процессами: при воздействии царской водки на пирит образуются соединения, потенциал которых в этих условиях выше потенциала золота.

Известно /Плаксин, Юханов, 1949/, что золото легче других металлов растворяется под действием электрического тока. С целью проверки возможности электрохимического его растворения в условиях, близких к природным, А.Д. Миков /1970/ провел две серии опытов. Во всех случаях использовалось самородное шиховое золото с размером частиц 0,05-0,3 мм. Спектральным анализом в нем отмечено наличие примесей Ag, Cu, Pb, следов Hg, As, Cd, т.е. тех элементов, которые установлены в материале, использовавшемся для измерения электродных потенциалов. Проба золота (550) соответствует пробе первичного золота на месторождениях Мариинской тайги. Выяснилось, что в присутствии пирита, а также при подкислении раствора HCl с добавкой порошка MnO скорость растворения золота значительно увеличилась.

Работами Г.Б. Свешникова /1958/ и других исследователей установлено, что скорость растворения галенита и сфалерита увеличивается в присутствии пирита и халькопирита за счет происходящих электрохимических явлений. Разность величин электродных потенциалов этих минералов равна 0,2-0,3В, так же как и пары серебро - пирит. Поэтому вполне понятно растворение серебра в эксперименте А.Д. Микова. Появление Pb, Cu и Zn в растворе может быть объяснено примесью галенита, халькопирита и сфалерита в пирите, а также присутствием их в золоте.

Наличие кислых вод в пределах сульфидных рудных тел в момент окисления пирита и других сульфидов позволяет утверждать, что в зоне окисления сульфидных месторождений интенсивность растворения золота может увеличиваться благодаря происходящему электрохимическому растворению.

Дальнейшие экспериментальные исследования А.Д. Микова /1970/ с использованием в качестве электролита раствора $Fe_2(SO_4)_3$ показали, что основная масса золота, растворяемого под действием внешнего электрического поля, от анода переходит к катоду и концентрируется в хлопьевидном коллоидном осадке (0,1-1%), в котором также наблюдается повышенное содержание Cu, Ag, Fe. При этом количество золота в растворе остается постоянным.

В свете приведенного эксперимента вопрос о форме переноса золота

можно объяснить следующим образом. Поскольку золото не дает соединений с SO_4^{2-} , то первоначально идет восстановление у катода Fe^{3+} до Fe^{2+} , вследствие чего электролит обесцвечивается. pH раствора изменяется от 2,5 в начале опыта до 1-1,5 в конце. После выделения Fe начинает растворяться золотой анод. Имеющиеся в нем примеси Ag и Cu также переходят в раствор и переносятся к катоду. В дальнейшем происходит агрегация образующихся частиц: восстановленное золото обнаружено при микроскопическом изучении хлопьевидных осадков. Размер шарообразных его частиц достигал 0,01 мм.

В целом электрохимическое растворение золота аналогично промышленному его аффинажу /Звягинцев, 1945; Плаксин, 1935, 1958/. Электролиз золота ведется в растворе хлорного золота и HCl при плотности тока 1,2-1,5 мА/мм². В экспериментах А.Д. Микова /1970/ применялась и более низкая плотность тока (до 0,03), а электролиз производился в отсутствие Cl^- . (Можно полагать, что Cl^- в природных водах способствует течению описываемого процесса.) При плотности тока 3 мА/мм² за 12 ч растворилось 0,0014 г золота.

В природных условиях плотность тока для сульфидных тел может быть оценена в $10^{-3} - 10^{-5}$ мА/мм². Для этого случая А.Д. Миков сделал приближенный расчет скорости растворения золота по формуле: $M_1 = M_0 I_1 / I_0$, где M_1 - скорость растворения золота с единицы площади в природных условиях; M_0 - то же, в эксперименте; I_0 - плотность тока при проведении опыта; I_1 - то же, в рудном теле.

При 10^{-5} мА/мм² и $M_0 = 0,025$ г/(мм²·год) $M_1 = 0,025 \times 10^{-5} / 3 = 8 \cdot 10^{-8}$ г/(мм²·год), или $8 \cdot 10^{-2}$ г/мм² за млн. лет.

Типичный размер золотины может быть принят равным 0,01 мм. Площадь поверхности такой золотины, считая ее форму шаровой, будет 315×10^{-6} мм². Учитывая уменьшение площади поверхности золотины по мере ее растворения, принимается за среднюю величину поверхности площадь $158 \cdot 10^{-6}$ мм. С такой площади за 1 млн. лет растворится $1260 \cdot 10^{-8}$ г золота. Для полного растворения всей золотины потребуется 0,795 млн. лет.

В расчетах А.Д. Микова не учтен ряд факторов, в том числе благоприятных (например, присутствие Cl^-). Кроме того, для расчета взята сравнительно крупная золотины, поэтому вполне естественно, что растворение более мелких зерен будет происходить значительно быстрее.

Из изложенного можно сделать следующие выводы. Величина электродного потенциала золота и сульфидных минералов изменяется в зависимости от природы раствора, причем не одинаково для разных минералов. В кислом растворе скорость растворения золота в присутствии пирита значительно возрастает.

В условиях зоны окисления сульфидных месторождений скорость растворения золота будет увеличиваться вследствие электрохимических явлений, при этом следует рассматривать два случая: а) золото присутствует в галените или сфалерите, имеющих с пиритом тесный контакт, при этом происходит ускоренное растворение галенита и сфалерита под действием элект-

рохимических процессов и высвобождение золота; б) золото находится в пирите (марказите), при этом будет происходить непосредственное растворение золота, механизм которого аналогичен таковому во внешнем электрическом поле.

Наличие макрополя в местах столбового обогащения в кварц-сульфидных жилах, выходящих на дневную поверхность, способствует растворению сульфидов и золота в верхней части зоны окисления.

Значительная подвижность золота в условиях зоны окисления золото-сульфидных месторождений широко обсуждалась в печати и в настоящее время твердо установлена. Однако, несмотря на большое число имеющихся по этому вопросу публикаций /Альбов, 1960а; Крейтер и др., 1958; Смирнов, 1951/, однозначная интерпретация наблюдаемых фактов до сих пор отсутствует. Из многих предложенных механизмов растворения и переноса золота в пределах зоны окисления наибольшей популярностью пользуются так называемые хлоридная и сульфатная гипотезы /Смирнов, 1976/, согласно которым агентами переноса золота являются хлориды и сернокислые соли трехвалентного железа. Выдвигалось также предположение о переносе золота в виде тиосульфатов /Каковский, 1957; Тюрин, Каковский, 1960/. Нами /Нестеров и др., 1979б/ изучалось растворение золота в водных системах, содержащих хлориды, сульфаты окисного железа, тиосульфаты и окислы трехвалентного железа в твердой фазе. Так как большинство авторов считают, что основной формой нахождения золота в сульфидных рудах являются самостоятельные выделения самородного золота /Петровская, 1973/, мы исследовали растворение только металлического золота. Изучали также осаждение золота из водных растворов на характерных для зоны окисления золотосульфидных месторождений минералах (кварца, гётите, пирите, самородном золоте) в широком диапазоне значений pH и его снятие с указанных твердых фаз различными водными системами. Одновременно исследовали концентрации и особенности поведения золота в водах зоны окисления реальных золоторудных объектов.

Для изучения растворения металлического золота поставлен следующий эксперимент. Пластинки химически чистого золота площадью 500 мм² каждая помещали в стеклянные флаконы емкостью 1 л, заполненные различными водными растворами. Все жидкие фазы готовили на дистиллированной воде, концентрации NaCl и Fe₂(SO₄)₃ составляли 50 мг/л. С целью исследования влияния на растворение золота окислов трехвалентного железа в твердой фазе в последнюю систему введен гематит в количестве 50 мг. Эксперимент длился 20 сут, после чего количество растворившегося золота определяли химико-спектральным методом. Так как в содержащих соединения железа системах имелись осадки его окислов и гидроокислов (внесенных в начале эксперимента и образовавшихся вследствие гидролиза солей трехвалентного железа), концентрации золота определяли раздельно в жидкой и твердой фазе систем. Осадки отделяли фильтрованием на мембранных фильтрах "Сынпор" с диаметром пор 0,3 мкм. Для учета роли в растворении золота тиосульфатов серия экспериментов повторена с добавлением в каждую систему NaS₂O₃ в количествах 1 мг/л. Результаты определения растворившегося золота в различных системах ($n \cdot 10^{-8}$ г/л) приведены ниже (в числителе - содержания золота в жидкой фазе, в знаменателе - в осадке):

Система	H_2O	$H_2O + NaCl$	$H_2O + Fe_2(SO_4)_3$	$H_2O + Fe_2(SO_4)_3 + NaCl$	$H_2O + Fe_2(SO_4)_3 + Fe_2O_3$
Без	3,8	25,0	10,9	3,4	6,2
$Na_2S_2O_3$	0	0	103,0	14,8	223,0
	64,0	60,0	11,0	70,0	14,0
$CNa_2S_2O_3$	0	0	91,2	93,0	870,0

Как видно, растворимость металлического золота в чистой воде весьма мала; несколько возрастает она при добавлении в воду $NaCl$ (вероятно, вследствие образования хлоридных комплексов золота). Растворение золота резко возрастает в водных системах, содержащих соли окисного железа, особенно в присутствии гематита. Однако пребывание золота в растворе в этом случае кратковременно: оно осаждается с новообразующейся гидроокисью железа. Уменьшение растворения золота в системе, содержащей наряду с $Fe_2(SO_4)_3$ также $NaCl$, объясняется, вероятно, образованием комплексных соединений типа $Na(FeCl_4)$ /Некрасов, 1973/.

При внесении в систему избытка окислителя в виде гематита этот эффект подавляется. Как и следовало ожидать /Бусев, Иванов, 1973/, добавление в растворы $Na_2S_2O_3$ приводит к увеличению растворения золота. Однако в связи с противоречивостью сведений о возможности образования значительных концентраций тиосульфатов в условиях зоны окисления практическое значение этой системы не ясно. Основными агентами растворения и переноса золота в условиях зоны окисления сульфидных месторождений являются, вероятно, соли трехвалентного железа в присутствии избытка окислителя в твердой фазе — гётита и гематита. Конечно, нельзя полностью отрицать возможность и других механизмов перевода золота в водные растворы, например вследствие бактериального выщелачивания, взаимодействия с органическим веществом, наличия микрогальванических пар /Свешников, 1963/. Однако эти аспекты геохимии золота слабо исследованы и требуют постановки специальных работ.

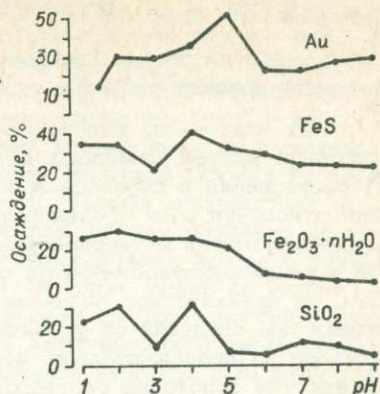
Изучение осаждения растворенного золота на минералах (кварце, гётите, пирите, самородном золоте) и его снятия с твердой фазы различными водными системами проводили с использованием в качестве трассера долгоживущего циклотронного изотопа ^{195}Au . Активность изотопа ^{195}Au определяли на одноканальной гамма-спектрометрической установке по фотопике 99 кэВ. Концентрация изотопа ^{195}Au вместе с носителем (стабильным золотом) во всех случаях равнялась $1 \cdot 10^{-8}$ г/л. Использованные минералы были раздроблены с отбором фракции 0,25–0,65 мм. Металлическое золото брали в виде проволоки диаметром 0,01 мм. Опыты проводили в стеклянной посуде, навеска твердой фазы равнялась 5,0 г (в случае золота 0,17 г), объем водной фазы 50 мл,

Рис. 41. Графики зависимости осаждения золота из водных растворов от значения pH на различных твердых фазах.

необходимые значения pH растворов устанавливали добавлением H_2SO_4 и NaOH. Время осаждения составляло 4 сут, после чего замеряли уменьшение активности ^{195}Au в растворе. Результаты эксперимента приведены на рис. 41.

Опыты показали, что золото из растворов осаждается всеми взятыми минералами. Осаждение происходит во всем исследованном диапазоне pH, хотя и снижается в щелочной области. Для взятых минералов характерно наличие в изученном интервале pH максимумов осаждения, у кварца и пирита их два. По степени осаждения золота из растворов на первом месте стоит металлическое золото, на втором – пирит, затем кварц и гётит. Следует напомнить, что в отличие от остальных твердых фаз, взятых в количестве 5,0 г, навеска золотой проволоки по техническим причинам была взята в количестве 0,17 г. При использовании одинаковых навесок относительные уровни осаждения на металлическом золоте и других минералах будут отличаться еще больше.

Методика изучения снятия золота с поверхности минералов водными растворами такова. Твердые фазы (кварц, гётит, пирит и золотая проволока) помещали в стеклянные колонки, через которые пропускали раствор, содержащий радиоактивное золото (тот же, что и при изучении осаждения). Значение pH в растворе для обеспечения возможно большего осаждения ^{195}Au на минералах установлено равным 4. После пропускания 50 мл раствора колонки промывали 50 мл дистиллированной воды и активность осажденного ^{195}Au измеряли на гамма-спектрометрической установке. Затем через колонки пропускали по 1 л тех же растворов, что и при изучении растворения золота, и вторично замеряли активность изотопа ^{195}Au . Приводим результаты измерений снятия золота с минералов различными водными растворами (%):



Система	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ + nH ₂ O	FeS ₂	Au
H ₂ O	98,0	87,0	19,0	0,7
H ₂ O+NaCl	89,0	89,0	37,0	7,0
H ₂ O+Fe ₂ (SO ₄) ₃	99,0	90,0	16,4	6,0
H ₂ +Fe ₂ (SO ₄) ₃ +NaCl	97,0	74,0	31,0	30,0

Как видно, почти все осажденное на кварце и гётите золото снимается при пропускании через колонку любого из использованных растворов. Значительно труднее снимается золото с пирита. Что же касается металлического золота, то оно практически полностью удерживает при промывке осаж-

денное на его поверхности ^{195}Au . Существенное уменьшение активности осажденного на золотой проволоке ^{195}Au зарегистрировано только при промывке колонки раствором смеси $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ и NaCl .

Как следует из изложенного, металлическое золото в условиях зоны окисления золотосульфидных месторождений способно растворяться. Агентами растворения и переноса золота могут быть широко распространенные в зоне окисления соли трехвалентного железа; процесс заметно активизируется в присутствии в твердой фазе окислителей – гётита и гематита. Наличие в растворах тиосульфатов способствует растворению металлического золота, но практическое значение этой системы не ясно в связи с противоречивостью сведений об устойчивости тиосульфатов. Пребывание золота в растворе не продолжительно: оно осаждается с новообразующимся гётитом. Осаждается золото из растворов и другими характерными для зоны окисления минералами – кварцем, пиритом, самородным золотом. Степень осаждения золота минералами зависит от значения pH среды: наиболее высока она в кислой обстановке. Это обстоятельство, вероятно, является одной из причин образования зон вторичного обогащения руд золотом. Как известно, зоны вторичного обогащения всегда располагаются на границе первичных и окисленных руд, т.е. там, где в связи с идущим процессом окисления сульфидов pH среды наиболее низок. Однако при промывании нейтральными растворами (в условиях подзоны окисленных руд) кварц и гётит легко отдают осажденное золото. С пирита золото снимается значительно труднее (что может быть второй причиной образования зон вторичного обогащения), и практически полностью его удерживает самородное золото. Последним обстоятельством, возможно, объясняется известный факт укрупнения золотин в зоне окисления сульфидных месторождений.

С целью проверки найденных экспериментальным путем закономерностей мы исследовали содержания золота в трещинно-жильных водах двух золоторудных месторождений, относящихся к характерным для Забайкалья мало сульфидному и умеренно сульфидному жильным типам. По данным технологических исследований, на обоих месторождениях основными носителями золота (до 95%) являются сульфиды; золото в первичных рудах имеет преимущественно мелкодисперсный (менее 0,1 мм) характер выделений.

Для определения золота в водных пробах специально разработана высокочувствительная химико-спектральная методика, основанная на предварительном концентрировании золота из вод в полевых условиях на активированном угле с последующим анализом концентратов в лаборатории эмиссионно-спектральным методом на дифракционном электрографе с большой дисперсией. Методика обеспечивает определение золота во всем диапазоне его концентраций в природных водах. Чувствительность методики 0,001 мкг/л при коэффициенте вариации результатов определений 22,0%; с ростом содержания золота в водах коэффициент вариации уменьшается и на уровне 1,0 мкг/л характеризуется величиной 2,4%. Кроме золота в водных пробах анализировали содержания основных компонентов и измеряли значения pH, при этом катионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) определяли пламенным атомно-абсорбционным методом и анионы (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-) – классическими методами аналитической химии. Исходя из величин pH, по уравнению Нернста /Росляков, 1974/ рассчитаны значения Eh водных проб. Так как во всех отобранных водных пробах имелась взвесь

гидроокислов железа, концентрации золота определяли как в воде, так и во взвеси; для этого гидроокислы железа отделяли фильтрованием через мембранные фильтры "Сынпор" с диаметром пор 0,3 мкм.

Методика анализа концентраций золота опробована при определениях его содержаний в водах. Определено, что концентрации золота в этих водах не превышают 0,018 мкг/л. Исследования, проведенные на площадях рудных узлов, показали, что на рудопроявлениях золота в районах со среднегорными таежными ландшафтами формируются весьма контрастные и достаточно протяженные водные потоки рассеяния, причем развитие на рудопроявлениях мощных зон окисления способствует выносу золота в водные потоки рассеяния. Фоновые содержания золота в водах лежат на уровне $0,00n$ мкг/л. Коэффициент контрастности водных потоков рассеяния, принимаемый равным отношению максимального встреченного содержания золота к среднему фоновому значению, на некоторых участках был близок к 250; протяженность потоков колебалась от 0,6 до 1,2 км.

В кайнозой после выхода исследованных месторождений на поверхность на них в неоднократно существовавших за это время благоприятных условиях сформировались линейные коры выветривания и зоны окисления мощностью примерно 300 м с подзонами гипергенного золотого обогащения мощностью около 50 м в нижней части.

Нам представилась возможность не только наблюдать реликты такой древней зоны окисления в рудном столбе одного из месторождений мало сульфидной формации (рис. 42), но и впервые изучить процесс миграции и вторичного накопления золота в природных условиях. Зона окисления сформирована синхронно с последней поверхностью выравнивания плиоцен-нижнеплейстоценового возраста /Нестеров и др., 1979а/; с наступлением похолодания и развитием многолетней мерзлоты процессы окисления практически законсервированы. В результате энергичного поднятия района за четвертичное время и формирования современной гидросети сохранился лишь реликт зоны окисления с видимой мощностью по вертикали 150 м.

Так как в настоящее время в результате подтока тепла по лабиринту подземных горных выработок часть зоны окисления на месторождении оттаивает, представилась возможность опробования вод из каплежа в выработках с первозданным геохимическим барьером на палеоуровне грунтовых вод в подзоне вторичного обогащения, а также в подзонах полностью окисленных и выщелоченных руд.

Результаты анализов из выработок, находящихся на разных горизонтах, приведены в табл. 23 и на рис. 42 (график слева). Очевидно, что для вод в пределах обедненных руд подзоны полного окисления характерны невысокие содержания золота при резком возрастании его концентраций в водах подзоны выщелачивания. В подзоне вторичного золотого обогащения воды обеззолачиваются с одновременным исчезновением ионов сульфата и хлора. Выявленная закономерность объясняется теоретически /Нестеров, 1979б/ и подтверждается аналогичным распределением золота во взвеси гидроокислов железа в проанализированных водах.

В нижней штольне (см. рис. 42) воду отобрать не смогли, так как из-за отсутствия восстающих первичные руды не оттаивают. Поведение золота в подобной обстановке удалось изучить на умеренно сульфидном месторождении. Реликт древней зоны окисления на этом крутопадающем жильном месторождении (расположенном также в толще многолетнемерзлых пород) достигает максимальной мощности 200 м и имеет в нижней части между абсолютными отметками 850-900 м подзону вторичного золотого обогащения. В результате размыва современными водотоками на многих

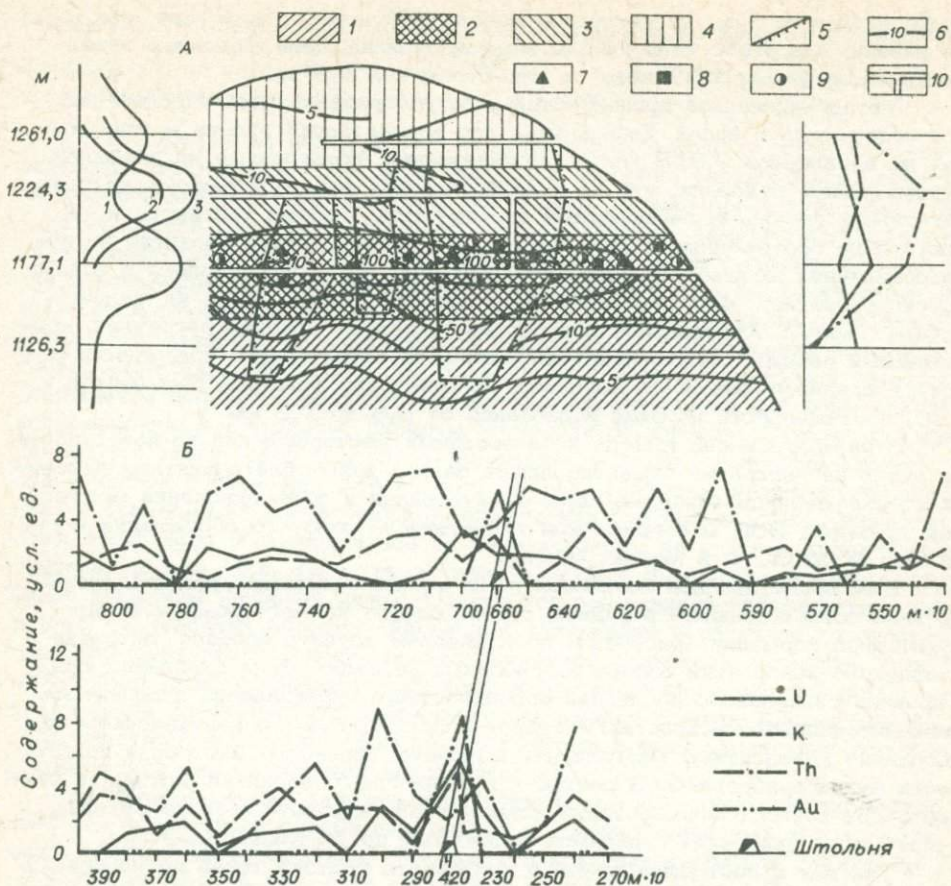


Рис. 42. Зона окисления в рудном столбе одного из месторождений.

А - проекция на вертикальную плоскость, Б - разрез вкрест прости-
рания по горизонтам штолен на абсолютных отметках 1177,1 и 1224,3 м.

1 - первичные руды; 2-4 - руды подзона зоны окисления: гипергенно-
го золотого обогащения (2), выщелачивания и окисления (3), полного окис-
ления (4); 5 - контур первичного рудного столба; 6 - изолинии содержа-
ний золота в руде (усл. ед.); 7-9 - самородные выделения серы (7), ме-
ди (8), золота (9); 10 - подземные разведочные выработки. На графике
слева - содержание золота (усл. ед.): 1 - в руде; 2 - в водной взвеси;
3 - в воде. На графике справа - изменения содержаний естественных ра-
диоактивных элементов в породе.

жилах древняя зона окисления отсутствует. Уровень грунтовых вод на мес-
торождении в настоящее время сезонно колеблется около абсолютной отмет-
ки 500 м. Таким образом, размах современной зоны окисления по верти-
кали в некоторых жилах превышает 500 м, но выражена она слабо, так
как окисление сульфидов идет короткое время при определенном положении
горных выработок и, как правило, подавляется многолетней мерзлотой. От-
личительной чертой вод зоны окисления от просачивающихся по выработкам
грунтово-трещинных и техногенных вод является их насыщение взвесями

Таблица 23

Содержание микрокомпонентов и золота в проанализированных водных пробах

Тип месторождения	Подзона	Номер пробы	Концентрация макрокомпонентов, мг/л									Концентрация золота, мкг/л	
			HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na	K	pH	Eh,в	в воде	во взвеси
Мало сульфидное жильное	Полного окисления	1	43,9	30,7	25,6	107,0	27,0	8,8	9,1	4,2	+0,98	0,22	0,027
	Выщелачивания	2	29,3	18,4	14,2	50,0	10,8	1,8	2,2	6,8	+0,83	0,74	0,55
	Вторичного золотого обогащения	3	97,6	Не обн.	Не обн.	100,0	13,8	3,6	1,7	5,0	+0,93	0,13	0,39
Умеренно сульфидное жильное	Слабо выраженная, выщелачивания	4	195,0	1320,0	31,9	546,0	39,2	196,0	3,9	6,3	+0,86	5,1	0,077

гидроокислов железа, выпадающих на стенках выработок в местах истечения в виде широких рыхлых потоков толщиной до 5 см. Проба подобной воды из одной жилы на абсолютной отметке 560 м показала повышенное содержание золота в воде (5,1 мкг/л) при концентрации во взвеси гидроокислов железа 0,077 мкг/л. Насыщение вод в древней зоне окисления гидроокислами железа, играющими роль окислителей, при их миграции на более низкие горизонты способствует окислению сульфидов и обогащению вод золотом.

Таким образом, результаты проведенных на золоторудных месторождениях исследований подтверждают предположение о переносе золота в условиях зоны окисления в основном в виде истинных водных растворов, хотя некоторая его часть может мигрировать в сорбированном на гидроокислах железа виде. Наибольшие содержания золота наблюдаются в водах подзоны выщелачивания, причем наличие в этих водах взвеси гидроокислов железа способствует переходу золота в раствор. В подзоне вторичного золотого обогащения содержания золота в водах резко падают, что хорошо согласуется с результатами экспериментов.

Интересным и важным представляется вопрос о формах нахождения золота в водах зоны окисления, так как этот фактор в значительной степени определяет его миграционную способность. Как было показано /Воротников, 1973; Росляков, 1974/, основная часть золота в водах зоны окисления находится в истинном растворе в форме анионных комплексов. Исходя из данного положения и используя уравнение Нернста, можно рассчитать предельно возможные содержания анионных комплексов золота в изученных водных пробах. Уравнение Нернста для данного случая имеет вид /Гаррелс и др., 1968/

$$E_h = E_o + \frac{0,059}{n} \lg \frac{\text{окисленное состояние}}{\text{восстановленное состояние}}$$

где E_h - окислительный потенциал водной пробы; E_o - стандартный потенциал реакции; n - число электронов в электродном процессе. В связи с тем, что ионная сила природных вод очень мала /Росляков, 1970/, при расчетах концентраций в них комплексов золота вместо активностей лигандов можно брать их молярности. Приводим содержание комплексобразующих анионов и золота в исследованных водных пробах, моль/л:

Номер пробы	OH^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Au
1	$6,3 \cdot 10^{-10}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-9}$
2	$1,6 \cdot 10^{-8}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-9}$
3	$1,0 \cdot 10^{-9}$	-	-	$6,6 \cdot 10^{-10}$
4	$2,0 \cdot 10^{-7}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-8}$

По приведенному выше уравнению Нернста можно рассчитать для исследованных вод соотношение различных валентных форм золота. Преобразовав его в вид /Голева и др., 1970/

$$[\text{Au}^+] = [\text{Au}^{3+}] \cdot 10^{-\frac{[E_h - E_o]}{0,059}},$$

приняв E_0 равным 1,267В /Латимер, 1954/ и подставив соответствующие значения Eh (см. табл. 23), можно убедиться, что подавляющая часть золота в исследованных водах находится в одновалентном состоянии. Этот вывод для природных вод сделан ранее Б.И. Пешевицким /1969/. Ввиду этого расчеты концентраций комплексов золота проводились только для одновалентного золота.

Им показано, что в водных растворах при нормальных условиях золото не образует фторидных, карбонатных и гидрокарбонатных комплексов. Электродные процессы для теоретически возможных в близких к природным условиям анионных комплексов золота и стандартные электрохимические потенциалы /Пешевицкий, 1969/ теоретически возможных в природных водах комплексов золота приведены ниже:

Электродные процессы	Стандартные потенциалы, В
$Au(SO_4)_2^{3-} + e \rightleftharpoons Au + 2SO_4^{2-}$	+ 1,460
$AuCl_2^- + e \rightleftharpoons Au + 2Cl^-$	+ 1,151
$Au(OH)_2^- + e \rightleftharpoons Au + 2OH^-$	+ 0,650
$Au(S_2O_3)_2^{2-} + e \rightleftharpoons Au + 2S_2O_3^{2-}$	+ 0,146
$Au(SO_3)_2^{3-} + e \rightleftharpoons Au + 2SO_3^{2-}$	+ 0,105
$AuS^- + e \rightleftharpoons Au + S^{2-}$	+ 0,470

Полученные путем преобразования уравнения Нернста расчетные уравнения для теоретически возможных анионных комплексов золота таковы:

Основные комплексы	Расчетные уравнения
$Au(SO_4)_2^{3-}$	$lg[Au(SO_4)_2^{3-}] = \frac{Eh - 1,460}{0,059} + 2lg[SO_4^{2-}]$
$AuCl_2^-$	$lg[AuCl_2^-] = \frac{Eh - 1,151}{0,059} + 2lg[Cl^-]$
$Au(OH)_2^-$	$lg[Au(OH)_2^-] = \frac{Eh - 0,650}{0,059} + 2lg[OH^-]$
$Au(S_2O_3)_2^{3-}$	$lg[Au(S_2O_3)_2^{3-}] = \frac{Eh - 0,146}{0,059} + 2lg[S_2O_3^{2-}]$
$Au(SO_3)_2^{3-}$	$lg[Au(SO_3)_2^{3-}] = \frac{Eh - 0,105}{0,059} + 2lg[SO_3^{2-}]$
AuS^-	$lg[AuS^-] = \frac{Eh + 0,470}{0,059} + lg[S^{2-}]$

Результаты расчетов предельных значений возможных концентраций комплексов золота в исследованных водных пробах (моль/л) приводятся ниже:

Номер пробы	$\text{Au}(\text{OH})_2^-$	AuCl_2^-	$\text{Au}(\text{SO}_4)_2^{3-}$
1	$6,5 \cdot 10^{-13}$	$1,5 \cdot 10^{-10}$	$1,3 \cdot 10^{-16}$
2	$3,5 \cdot 10^{-13}$	$1,7 \cdot 10^{-13}$	$1,3 \cdot 10^{-19}$
3	$1,3 \cdot 10^{-14}$	-	-
4	$1,6 \cdot 10^{-10}$	$1,0 \cdot 10^{-12}$	$7,7 \cdot 10^{-14}$

Расчеты выполнялись только для трех комплексов золота – гидроксильного, хлоридного и сульфатного. Из-за отсутствия данных о содержаниях других лигандов в исследованных водах (ввиду недостаточной чувствительности имевшихся в распоряжении авторов методов их определения) аналогичные расчеты для остальных комплексов золота не выполнялись.

В то же время, как видно, суммарные значения предельно возможных концентраций рассчитанных комплексов золота в исследованных водах намного ниже его реальных содержаний. Однако следует напомнить, что рассчитанные комплексы золота наименее прочны; прочность же комплексов, содержания которых не рассчитывались (сульфидного, сульфатного, тиосульфатного), много выше. С учетом этого и с использованием данных, приведенных в таблицах, формулах, оценены содержания комплексообразующих ионов (S^{2-} , SO_3^{2-} , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$), необходимые для связывания в комплексы всего золота в исследованных водах.

Оказалось, что для связывания золота в комплексы достаточны концентрации сульфид-иона и тиосульфат-иона того же порядка, что и содержания золота. Такие низкие содержания этих ионов несомненно реальны для изученных вод зоны окисления в связи с постоянно идущими процессами ступенчатого окисления сульфидов и восстановления сульфатов. Более точная информация о роли сульфидных, сульфатных и тиосульфатных комплексов в водной миграции золота в условиях зоны окисления может быть получена после разработки имеющих необходимую чувствительность методов анализа соответствующих лигандов.

С другой стороны, проведенные в последние годы исследования показали возможность миграции микроэлементов, в том числе и золота, в форме органоминеральных комплексов /Голева, 1970, 1977; Крайнов, 1973/. Так как в условиях таежных ландшафтов, характерных для исследованных месторождений, подземные и поверхностные воды содержат большие количества органических веществ, эта форма миграции золота в водах зоны окисления может иметь большое значение. Однако, как уже упоминалось выше, этот вопрос пока слабо исследован, он заслуживает постановки специальных работ.

Таким образом, миграция золота в водах зоны окисления происходит в основном в истинных растворах в виде комплексных анионов, причем для

него в этих водах характерно одновалентное состояние. Наиболее вероятно нахождение золота в водах зоны окисления в виде сульфидных, сульфатных, тиосульфатных и органоминеральных комплексов, но для получения более точной информации по этому вопросу необходимо проведение дополнительных исследований.

Глава V

РОЛЬ ГИПЕРГЕННЫХ ФАКТОРОВ И МИГРАЦИОННОЙ СПОСОБНОСТИ ЗОЛОТА В ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Рассмотрим региональные и локальные факторы и признаки вторичного обогащения на золоторудных месторождениях региона. Изучение и обобщение вторичной зональности золоторудных месторождений Северо-Востока Азии привело автора к пониманию важной роли большого числа одновременно действующих природных факторов, обусловивших гипергенное обогащение золота.

С.С. Смирновым /1936/ и М.Н. Альбовым /1955, 1960а/ выделены региональные и ведущие локальные факторы.

Региональные факторы Тихоокеанского рудного пояса предопределяют своеобразие образования и сохранности зоны окисления золоторудных месторождений в связи со сменой процессов окисления и эрозии после возникновения в раннем плейстоцене многолетней мерзлоты, а затем оледенения и энергичного поднятия местности. В плиоцен-раннеплейстоценовое время (как и неоднократно ранее в кайнозое) пояс представлял собой лениненизированную страну (за исключением приосевых частей хребтов Станового, Джагды, Тукурингра, Сихотэ-Алиня, Сетте-Дабана, Джугджура, Верхоянского и Черского). В условиях достаточно теплого и умеренно влажного, временами субтропического климата в третичное время образовались разновозрастные линейные мощные коры выветривания и зоны окисления с глубоко развитой подзоной вторичного золотого обогащения рудных месторождений. Впоследствии в результате общего воздымания страны поверхности выравнивания были подняты до отметок 500-1400 м в складчатых областях и 500-1000 м на Алданском щите. Благодаря эрозионному врезу в условиях почти полного затухания окисления кора выветривания сохранилась в складчатых областях в виде реликтов глубиной 50-300 м, а на Алданском щите - до 200 м. Сравнительно высокая агрессивность рудничных вод дает основание предполагать еще более высокую агрессивность подземных вод в дораннеплейстоценовое время.

Группа локальных факторов объединяет вещественный состав руд и особенности морфологии и тектоники рудных тел. Очевидным признаком вторичного обогащения рудных тел является наличие переотложенных гидрокислов Fe, количество которых обычно во много раз превышает содержание сульфидов в первичных рудах. В гипергенных условиях с лимонитом ассоциирует видимое золото - отдельные зерна и сыпь по контактовым плоскостям жил, самородки, самородные медь и сера.

В рассмотренных выше примерах вторичного золотого обогащения под-

черкивалось развитие процесса на участках первичных рудных столбов. Концентрации золота в подзоне вторичного золотого обогащения поднимаются в несколько раз. (Кроме того, в пределах умеренно сульфидного рудного поля Якутии в окисленных рудах содержание меди в 3—4 раза выше, чем в первичных рудах.) Миграция золота происходит вдоль рудных тел по многочисленным трещинам из подзоны полного окисления в подзону вторичного обогащения. Пути движения рудничных вод в складчатых областях служат околожильные трещинки дробления с перебутором и милонитом, в которых встречаются всевозможные препятствия: пережимы рудных тел (связанные с пластами прочных пород, в том числе пластовыми интрузиями, либо, как на месторождениях (в коре выветривания), слоями глин остаточной коры выветривания) и изменение элементов залегания. Выше слоев глин рудничные воды задерживались, что приводило к переотложению рудных минералов и местному обогащению. Вследствие химического выветривания боковых пород проницаемость вод в верхних горизонтах зоны окисления выше по сравнению с нижними. Обогащенные золотом участки свойственны исключительно зоне гипергенеза и составляют пояс вторичного обогащения, располагающийся вдоль древней поверхности рельефа и прослеживающийся на глубину.

На умеренно сульфидном рудном поле проницаемость верхних горизонтов кварцевых жил больше, чем нижних, в связи с приуроченностью первых к карстующейся карбонатной толще, а вторых — к гранитам. Карстообразование весьма заметно в местах сопряжения жил с горизонтальными залежами. В свою очередь, залежи верхних горизонтов сильно закарстованы также в местах пересечения с крутопадающими трещинами.

Обобщение большого фактического материала позволяет автору выделить вторичные рудные столбы в местах пологого или горизонтального залегания рудных тел и в местах резкого уменьшения мощности.

Таким образом, согласно нашим исследованиям и работам других геологов, можно считать установленным гипергенное происхождение части золота в зоне окисления. Однако, как указывал М.Н. Альбов /1960а/, отличия вторичного золота от первичного (гипогенного) весьма незначительны. Зерна первичного золота сохраняют свою внутреннюю структуру, на корродированной периферии которых возникает пленка высокопробного золота (рис. 43) толщиной в тысячные и редко сотые доли миллиметра. На месторождениях Якутии высокопробная оболочка представляется обычной в условиях Алданского шита и довольно редкой для месторождений складчатых областей. Уменьшение пробы золота в рудных жилах по мере перехода от окисленных руд к первичным давно известно /Альбов, 1960; и др./, и поэтому не будем на этом останавливаться.

Высокопробная оболочка быстро разрушается на выпуклых частях золотины, но хорошо сохраняется в углублениях и заливах. Новое золото нередко самостоятельно образует зерна высокой пробы. Поэтому, на наш взгляд, главным отличием гипогенного и гипергенного золота должна служить повышенная проба второго. Из литературы известно, что многие крупные самородки найдены в зоне окисления. Подавляющее большинство видимого золота и немногочисленные самородки в коренных месторождениях Тихоокеанского рудного пояса также приурочены к ней. В первичных рудах (сульфидах) почти все золото микроскопическое. Макроскопические его выделения возможны, хотя до сих пор не обнаружены.

В рудном золоте широко распространены двойники. Изредка наблюдается зональность кристаллов, причем ядро сложено более низкопробным золотом /Фасталович, Петровская/. Этими авторами выделена также денд-

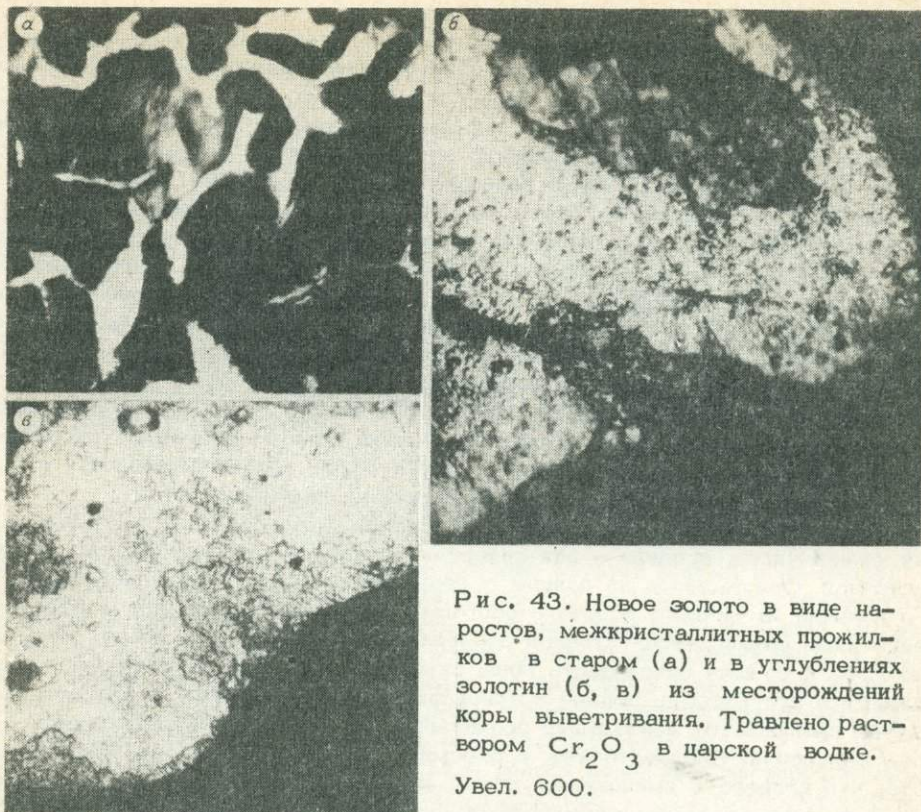


Рис. 43. Новое золото в виде на-
ростов, межкристаллитных прожил-
ков в старом (а) и в углублениях
золотин (б, в) из месторождений
коры выветривания. Травлено раст-
вором Cr_2O_3 в царской водке.
Увел. 600.

ритовая субструктура некоторых кристаллов золота. Для золота из зоны окисления рудных месторождений они сочли характерным появление вблизи первичного золота и в ассоциации с окислами Fe вторичного перестро-
женного высокопробного золота (пленки, каплевидные выделения в лимони-
те, губчатые комочки и моховидные агрегаты). В зоне окисления в золоте образуются тонкие межкристаллитные прожилки высокопробного вторичного золота.

Наблюдения над перестроженным высокопробным золотом привели И.А. Островского к заключению, что признание образования только меж-
кристаллитных прожилков в зоне окисления, а периферических пленок высо-
копробного золота в россыпях чрезмерно упрощает сложную картину про-
цесса образования вторичного золота.

Факторы вторичного золотого обогащения
коренных источников, вытекающие из их связи с россыпями

Образование золотоносного аллювия на Северо-Востоке Азии, вероят-
но, началось во второй половине мела, однако россыпи мелового и третич-
ного времени неизвестны, за исключением некоторых миоценовых россыпей.
Остальные возникли в четвертичное время, в основном в позднечетвертич-
ную эпоху. Большая роль в их образовании могла принадлежать разрушению

древних россыпей в начале и середине плейстоцена и переотложению золота. Возможно, часть их погребена под ледниковыми, мощными аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями. Некоторые из россыпей древней гидросети располагаются на террасах нескольких уровней.

По данным нескольких тысяч определений коренного и россыпного золота Якутии устанавливаются широкие колебания пробы. Так, на объектах Северо-Восточной Якутии проба изменяется от 643 до 995. Большие колебания пробы обнаруживаются и в отдельных зонах, золотоносных узлах и россыпях. Распределение золота различного состава зависит от многих факторов: полицикличности оруденения, глубины магматического очага, вмещающей среды и т.д. /Горбунов, 1962; и др./. Вместе с тем существенна роль масштабов и сохранности зоны окисления. Материал изучения золотоносных районов Якутии позволяет судить об изменении пробы с глубиной. Многочисленные данные указывают на повсеместное снижение пробы с глубиной в коренных месторождениях складчатой области Якутии. Так, на Первом жильном месторождении складчатой области Якутии золото окисленных руд имеет пробу 960, а в первичных рудах — 880. Проба золота первичных руд умеренно сульфидного месторождения Якутии не превышает 850.

Наиболее высокая проба золота в Якутии характерна для месторождений южной части, средняя — для северо-восточной и наиболее низкая — для восточной. Основываясь на данных о геоморфологическом развитии района и о наличии вторичного золотого обогащения на месторождениях, такое явление нами объясняется глубиной послераннеплейстоценового среза. Наименьший срез и лучшая сохранность зоны окисления присущи первому району, а поэтому в его россыпи попало в основном вторичное золото. В Восточной Якутии наблюдается наибольший эрозионный срез и меньшая сохранность зоны окисления. Следовательно, в россыпь поступило больше первичного золота, что привело к уменьшению пробы золота в среднем до 800. В то же время в реликтах пояса вторичного обогащения этого района проба не менее чем на 50 выше.

Весьма примечательно распределение пробы золота в одном из речных бассейнов Якутии /Нестеров, 1970б/. В нем выделяются три полосы северо-западного направления с различной пробой, характеризующиеся увеличением среза в послераннеплейстоценовое время вниз по течению. Самой верхней по течению полосе отвечают наименьший срез, наиболее высокая проба золота и лучшая сохранность пояса вторичного золотого обогащения. Соответственно средняя и нижняя полосы имеют все более увеличивающийся срез и уменьшающуюся пробу золота. Распределение (%) россыпного золота района по пробе иллюстрируется ниже:

Проба	Полоса по течению			Среднее
	верхняя	средняя	нижняя	
>950	30,9	-	-	16,0
950-900	26,8	26,2	19,2	15,0
900-850	40,6	71,4	57,3	44,4
850-800	1,7	1,2	15,1	18,3
<800	-	1,2	8,4	6,3

Колебания пробы золота в отдельных узлах и месторождениях имеют значительные пределы (150-200 ед.). Небезынтересно, что верхний предел этих колебаний всегда выше пробы золота в установленных коренных источниках или расположенных поблизости к соответствующему узлу россыпей:

Узел (проба)

рудный	россышной
914-960	824-976
870-929	856-970
954-958	982-995
958,978	855-977
889	-
960	855-986
	864-986
812-827	800-925
740-771	765-802

Примечание. Анализы рудного золота проведены ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитик Л.Н. Цабул.

Средней полосе свойственно уменьшение нижнего предела пробы и увеличение верхнего. Это говорит о том, что золото в россыпь попало из срезанной эрозией части месторождения с более богатой пробой и из нижней (первичной) части месторождений, находившейся на месте существующей отрицательной формы рельефа. По нашему мнению, чем больше золота попало в россыпи из последней части, тем более низкая проба золота будет в россыпи в целом, но с большим интервалом ее колебания. Такое резкое обогащение 50-100 м горизонтальной зоны верхних участков известных месторождений может быть объяснено вторичными процессами.

В качестве примера покажем связь золота коренного месторождения Первого складчатой области Якутии (см. рис. 19) и россыпного месторождения близлежащего ручья. Снижение пробы и крупности золота происходит с увеличением вреза ручья. Все золото пробы выше максимального ее значения в рудном месторождении (960) могло попасть в россыпь только из верхней, разрушенной эрозией и прежде наиболее обогащенной, окисленной части месторождения. Это иллюстрируется следующими данными:

Приуроченность	Проба	Окаты- ность, %	Размер, мм	Число само- родков
Рудное месторождение	880-960	-	До 6	-
Терраса:				
10-15 м	979-985	55	0,5-6	29
5-8 м	979,2-985	65	0,5-4	1
Дно долины	969-985	75	0,25-4	11
Элювий и делювий	962,2-974,1	30	0,25-2	-

Россыпное и рудное жильное месторождения (см. рис. 22) являют собой пример тесной связи хорошо разведанных и отработанных россыпного и рудного месторождений (рис. 44). Как в том, так и в другом встречены наиболее крупные самородки. Россыпное месторождение представлено аллювиальной долиной россыпью с одним пластом. Россыпь начинается с места пересечения долиной жил рудного месторождения. Золотоносный пласт приурочен к плотнику, сложенному трещиноватыми песчано-глинистыми сланцами. Распределение золота в россыпи неравномерное, струйчатое, что определяет ее принадлежность к типу невьдержанных россыпей. Проба колеблет-

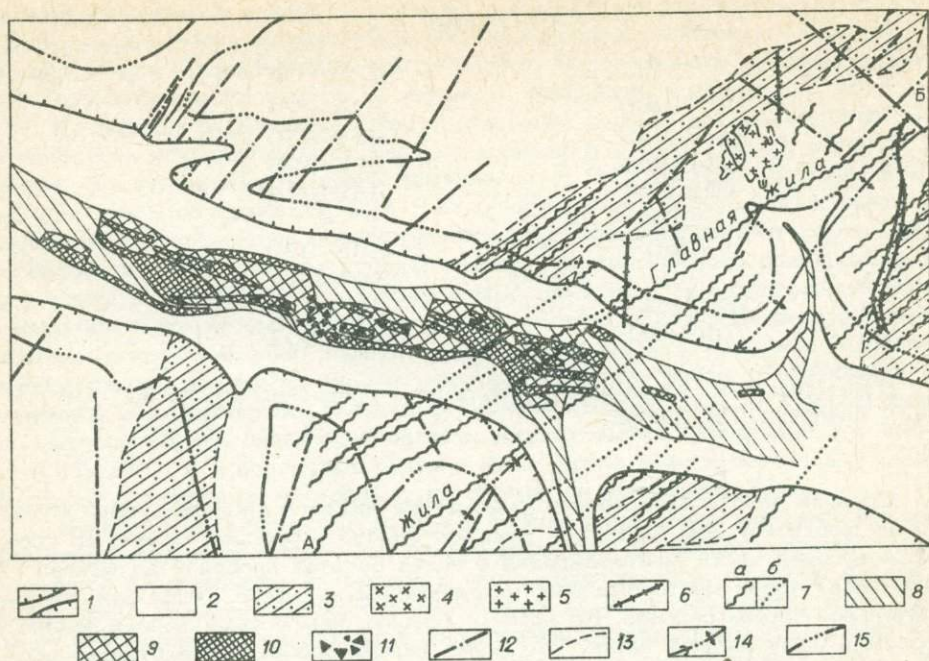


Рис. 44. Геолого-структурная схема Первого жильного месторождения.

1 - контуры аллювиальных четвертичных отложений; 2,3 - верхнепермские терригенные отложения: 2 - тонкоплитчатые пелитовые сланцы, 3 - алевролитовые сланцы; 4-6 - изверженные породы: 4 - биотит-рогообманковые кварцевые диориты, 5 - биотитовые гранодиориты и частично плагиограниты, 6 - дайки аплитов, спессартитов, диабазовых и диоритовых порфиров; 7 - мало сульфидные кварцевые жилы: а - по данным работ, б - предполагаемые; 8-10 - россыпи золота с разным содержанием (от пониженных к повышенным); 11 - золотые самородки в россыпи; 12 - тектоническое нарушение; 13 - контакты пород; 14 - ось антиклинали; 15 - нижняя граница зоны окисления и линейной коры выветривания.

ся от 763 до 860, в среднем составляя 792. Золото крупное - на фракцию более 2 мм падает более 60%, на фракцию менее 1 мм - 10-15%. Цвет золота от густо- до розовато-желтого, иногда желтый с зеленоватым оттенком.

Для россыпи характерна частая встречаемость самородков. Здесь обнаружен самородок золота, являющийся самым крупным из всех найденных на Востоке СССР. В наиболее обогащенной части россыпи в месте пересечения с Главной жилой мелкое золото составляет ничтожное количество. Почти все самородки найдены на отрезке длиной 1,2 км. При этом основная их масса концентрируется в 1,2 км ниже главной жилы, в 0,9 км от ближайшей и 2,5 км от самой дальней жилы, а наиболее крупные - к верхней половине потока самородков. Самый крупный самородок от ближайшей жилы отнесен на 400, а от главной - на 700 м. Самородки перемещались вбок и на 100-150 м по вертикали из подзоны вторичного золотого обогащения до плотика россыпи, имеющего абсолютные отметки 650-700 м. Все самородки окатаны, что подтверждает длину перемещения крупнейших

из них в первые сотни метров, а более мелких — до километра и более.

В россыпи самородки тесно ассоциируют с буро-желтыми суглинками, лимонитизированным кварцем, псевдоморфозами лимонита по пириту. Многочисленные поры, пустоты и каверны во всех самородках заполнены гидроокислами Fe, а на ненарушенных поверхностях покрыты "рубашкой" из них. Проба золота в самородках в среднем равна 792. Приведенные сведения еще раз подтверждают происхождение самородков из подзоны вторичного золотого обогащения.

Другое россыпное месторождение золота представляет собой соединенные слабозолотоносной струей два протяженных конуса выноса — с месторождения Первого в минерализованных зонах дробления в сланцах (см. рис. 25) и его спутников — рудопроявлений А и Б (см. рис. 27, 28). В плане бассейн выглядит сложным комплексом золотоносных россыпей на пойме и пяти террасах, часто переходящих в делювиальные россыпи у выходов на дневную поверхность подзон вторичного золотого обогащения.

На левом склоне долины реки рудных тел не обнаружено. В пойме и на правом склоне долины встречены многочисленные рудные тела с мелким золотом, не дающим при размыве россыпей. Начиная с отметки 800 м и ниже во всех рудных телах месторождения и обоих рудопоявлений в первичных рудах установилось постоянное содержание тонкодисперсного золота.

В золоте присутствуют (%): 18–22 Ag; до 10,48 Fe; 0,46 – 0,02 Cu; от 0,03 до следов As; от 0,001 до следов Pb; всегда в виде следов встречаются Ti, Bi, Co и Mn. В качестве примесей в некоторых золотилах присутствуют Wo, Ni, Ga. По химическому составу золото россыпи аналогично золоту россыпей, впадающих на этих участках притоков, а также золоту из зоны окисления близлежащих коренных месторождений.

Сложная россыпь, питающая основную предыдущую, состоит из долиновой, трех террасовых, а также делювиальных россыпей, начинающихся от подзоны вторичного золотого обогащения одноименного рудного месторождения, представленного минерализованными зонами дробления (см. рис. 25–29). Для террасовых россыпей в шлихах характерны лимонит, скородит и гранат (отмечено малое количество шеелита, циркона и рутила), для долиновой — пирит, арсенопирит, галенит, которые почти полностью отсутствуют на террасах и в делювиальных россыпях.

Золото очень мелкое: фракции до 0,5 мм составляют более 60%, а до 1 мм — не более 80%. Среднего по размерам золота содержится не более 20%, и только 2–3% занимают более крупные фракции. Больше всего крупного золота в россыпях (крупнее 5,6 мм) территориально тяготеет к подзоне вторичного золотого обогащения рудных зон месторождения. Самородки встречаются редко. Они покрыты гидроокислами Fe.

Золото в россыпи неокатанное, слабо и хорошо окатанное. Первое имеет губчатую поверхность, иногда находится в сростках с кварцем, как правило окрашенным в бурый цвет. Цвет золота желтый и зеленовато-желтый. Неокатанные золотины встречаются, начиная с верховья долины. Почти все золото покрыто пятнами или сплошными налетами бурых окислов Fe. В аншлифах у пятнистых золотинов обычно наблюдаются структурные связи гидроокислов Fe с золотом. Окатанное золото с поверхности местами обладает красноватым оттенком, что указывает на образование высокопробной обложки. Проба золота 709–763, в среднем для россыпи — 748, что ниже, чем в основной россыпи реки, но аналогична пробе золота из подзоны вторичного золотого обогащения (см. рис. 25). Довольно отчетливо наблю-

дается увеличение пробы золота в дочерней россыпи, начинающейся сразу от месторождения, от средней к нижней части. Наиболее высокопробное золото приурочено к средней части россыпи, к выносу правого притока, где был обнаружен самородок. Химический состав золота сходен с составом золота основной россыпи и подзоны вторичного золотого обогащения рудного месторождения.

Форма золотин различная. Мелкое золото состоит из пластинок, табличек, крупинок, реже — иголочек, чешуек и дендритов, среднее — в основном из пластинок и табличек. Крупное золото имеет округлую, эллипсоидную подково- и кольцеобразную, лапчатую и дендритовидную форму. Встречаются округлые, угловатые и грушевидные сростки с кварцем.

Россыпь, дающая питание нижней половине основной россыпи, образована благодаря размыву одного из спутников месторождения — рудопроявления Б (см. рис. 27, 28), преимущественно подзоны вторичного золотого обогащения, которая, как и на основном месторождении, находилась между отметками 800 и 850 м. Здесь выделяются долинная, каньонная и коллювиальная россыпи. Проба золота при удалении от первоисточника несколько увеличивается — от 794 до 805.

Таким образом, россыпное золото описываемого бассейна по своей пробе (около 800) и крупности соответствует золоту подзоны вторичного золотого обогащения основного месторождения. Первичные же руды основного месторождения и его спутников А и Б с тонким дисперсным золотом, низкой пробой (около 600) и невысоким его содержанием не могут являться прямыми поставщиками золота и коренными источниками россыпей основной долины с притоками.

Россыпное золото одной из основных россыпей Северо-Востока Азии со средней крупностью до 2–8 мм до настоящего времени не имеет исчерпывающего объяснения генезиса с позиций только эндогенного рудообразования. Наиболее правильным нам представляется подход с позиции гипергенеза, с учетом окружения этой россыпи описанными рудными месторождениями с ярко выраженной подзоной вторичного обогащения. Река принимает много притоков. Она течет согласно простиранию осадочных пород норийского возраста вдоль зоны мощных тектонических нарушений, являющихся рудовмещающими. Рельеф в истоке речки среднегорный, в остальной части бассейна низкогорный. В местах развития интрузивных пород возвышаются куполообразные и столовые вершины с отметками 1400–1700 м.

Естественно было предположить, что вблизи этой россыпи должны были находиться соответственные по величине и коренные источники. Однако вместо них были выявлены многочисленные рудные тела с невысоким содержанием золота поисковыми работами, которые продолжались с перерывами четыре десятилетия.

В ложе россыпи рудные тела ориентированы вдоль долины и прослежены подземными выработками на глубину до 50 м. Гидротермальные растворы, проникшие из даек в осадочную толщу, создали в них сложную систему сближенных крутопадающих кварцевых жил и прожилков.

Неокисленные руды выступают сразу в ложе долины речки на отметке около 500 м. По аналогии с соседними описанными месторождениями имеются основания предполагать наличие в прошлом между отметками 800 и 850 м срезанной четвертичной эрозией подзоны вторичного золотого обогащения с крупным свободным золотом.

Золото в первичных рудах, как и в других рудных узлах, ассоциирует с сульфидами и находится в них в дисперсном состоянии в виде механической примеси.

В россыпи совершенно и хорошо окатанное золото составляет 60%, среднее окатанное — 25, плохо окатанное — 15%. Окатанное золото представлено табличками, пластинками, реже — зернами разной величины, среднеокатанное — табличками (от мелких до весьма крупных), реже — зернами с ямчато-бугорчатой поверхностью, с плавными очертаниями углов, довольно часты сростки с кварцем. Плохо окатанное золото состоит из зерен и табличек неправильной формы с ямчато-бугорчатой и шероховатой поверхностью. Очертания золотин угловатые, большинство имеет включения или прорастания кварца.

Хорошо окатанное золото сложено главным образом средними фракциями. (В основном это таблички неправильной формы, преимущественно с мелкоячеистой поверхностью.) Мелкое присутствует в виде чешуек, пластинок и крупинок. Среднеокатанное золото представлено весьма крупными и крупными фракциями, плохо окатанное — зернами разной величины.

Мелкое золото преобладает (46–68%) в дражном полигоне, на террасах, т.е. в выносе россыпи в основную, а из притоков лишь в россыпи одного ручья. На основной россыпи в верхней части долины преобладают крупные (около 50%) и средние (32–38%) фракции. Особенно крупным золотом характеризуется участок (82%) в связи с наличием в долине рудных тел, послуживших источником россыпей. Здесь много самородков.

Для россыпи обычна ассоциация золота с лимонитом или золото "в рубашке". Примерно 45% всего совершенно и хорошо окатанного золота (большой частью крупных и средних фракций) покрыто сплошной темно-бурой или красно-коричневой "рубашкой"; на отдельных золотилах она наблюдается участками. Большинство золотин средней фракции неокатанного золота покрыто плотной бурой примазкой и темно-бурой "рубашкой". Наконец, плохо окатанные золотины покрыты бурой, темно-бурой или серой примазкой.

Цвет золотин россыпи красно- и зеленовато-желтый. Средняя из 80 определений проба золота основной россыпи составляет 833, изменяясь от 835 до 845. Здесь же встречаются отдельные пробы золота и 768 и 900. Подобные колебания пробы золота наблюдаются в россыпях боковых притоков долины.

Основные особенности россыпи, крупности, формы, содержания и пробы золота указывают на существовавшую ранее подзону вторичного золота обогащения, послужившую источником для формирования россыпи.

Золотосодержащие рудные тела одного из золотоносных районов Приамурья, как правило, приурочены к мощным зонам разломов или же к зонам контактов породы, имеющих разные физические свойства. Эти зоны характеризуются повышенной трещиноватостью породы и здесь наряду с золотым оруденением появляются дайковые образования. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, метасоматическими залежами, скарнами, зонами дробления и окварцевания пород, размыву которых обязано образование золотоносных россыпей. Определенное количество металла в россыпях связано также с перемывом более древних россыпей.

В различных россыпях этого района золото имеет разную пробу и крупность. Так, в верховьях ключей, тяготеющих к водоразделу, россыпи содержат слабоокатанное комковатое высокопробное (более 950) золото, в среднем более крупное, чем в других россыпях района. Здесь же имеются самородки. В россыпях ключей, удаленных от водораздела, золото мельче и пробой ниже (до 800).

Площади развития высокопробного золота обычно расположены гипсометрически выше остальных россыпей, будучи приуроченными к древней ко-

ре выветривания, к золотоносным лимониту, гематиту и охристым железным шляпам с высоким содержанием золота. Нам представляется, что в данном районе имело место гипергенное обогащение верхних частей первичных рудных столбов месторождений, с размывом которых при незначительном переносе связано образование россыпей ключей, близлежащих к водоразделу. Россыпи ключей, отстоящих от водораздела, обязаны низкопробному мелкому золоту первичных столбов мало сульфидных жил.

Примеры связи коренных месторождений с россыпями можно было бы продолжить. Однако уже сейчас можно сделать важные выводы теоретического и практического характера.

Длительное пребывание коренных источников в условиях выветривания, завершившееся образованием подзоны вторичного золотого обогащения с концентрацией и укрупнением золота (до самородков), определило возникновение источников питания россыпей. В северо-восточном секторе Азии это имело место на территориях развития палеогеновой и неогеновой поверхностей выравнивания (преимущественно последней при наличии множества выходов коренных источников на дневную поверхность). Отсутствие хорошо развитых поверхностей выравнивания, зон окисления и, значит, россыпей характерно для непрерывно воздымавшихся хребтов, образовавшихся в конце мела.

В свое время Н.А. Шило /1970/ выдвинул понятие россыпеобразующих рудоносных формаций. Своими исследованиями мы уточняем область его применения за счет глубоко преобразованных первичных рудных тел в условиях выветривания. Видимо, Н.А. Шило тоже считал магматические и метаморфические комплексы россыпеобразующими формациями для монацитовых россыпей не в прямом смысле, а через их разложение в условиях коры выветривания с последующим перемином.

О причинах и формах миграции золота в зоне окисления рудных месторождений не существует единого мнения. Существующие на этот счет гипотезы наиболее полно изложены Ф.В. Чухровым /1947/, С.А. Брусилевским /1963/, В.М. Крейтером и др. /1958/ и М.Н. Альбовым /1960а/. Не останавливаясь на всех, кратко рассмотрим лишь те, которые лучше объясняют возможность миграции золота в зоне окисления месторождений Востока СССР.

Механическая гипотеза базируется на гравитационном перемещении микроскопического золота из верхних участков месторождений в нижние. Она используется не только в отношении золота, но и вообще для всех тяжелых плохо растворимых минералов — церуссита, касситерита и др. Н.В. Петровская привела пример образования "галеков" лимонита и окатывания золотинок в зоне окисления некоторых жил умеренно сульфидного месторождения Якутии. Значительная роль этого процесса в миграции золота неоспорима, так как сравнительно крупное золото в рудах описанных месторождений распространено ограниченно. Учитывая значительное проникновение россыпного золота по трещинам плотика коренных пород (до 5 м) и примеры окатывания золотинок, мы разделяем мнение М.Н. Альбова и считаем возможным проседание и более крупных золотинок в зоне окисления на значительные глубины.

Наиболее вероятен механический перенос золота в суспензионной форме. М.Н. Альбов /1952/ показал, что в осадках рудничных вод минеральные частицы по своим размерам относятся к суспензионным. Основываясь на работе Н.А. Фигуровского /1948/, он доказал возможность плавления золотинок размером 100 мкм. Экспериментальные исследования по переносу золота рудничными водами подтвердили важное значение суспензионной формы миграции золота. Это подтверждается также нахождением массы пла-

вучего золота в россыпях, не устанавливаемого при обогащении обычными методами.

Являясь постоянным членом сульфидных ассоциаций, золото в сульфидах находится в виде тонкодисперсной примеси (размер зерен 1 мкм и менее). Это приводит к признанию коллоидной гипотезы. Сущность ее состоит в том, что при окислении и растворении сульфидов золото может непосредственно переходить в коллоидный раствор. Возможность миграции золота в коллоидной форме признают многие советские и зарубежные ученые. Вместе с тем широкая коллоидная миграция золота в гипергенных условиях В.М. Крейтером и др. /1958/ поставлена под сомнение как не подтверждающаяся фактами.

Ф.В. Чухров /1947/ считал пленки коллоидного золота на лимоните из железной шляпы золоторудного месторождения результатом коагуляции коллоидных частиц золота из раствора. По данным П. Тиссена /Thissen, 1942/, частицы коллоидного золота располагаются по контуру пластинок каолинита и усеивают плоскости пластинок мусковита. П. Тиссен объяснил это различными электрическими зарядами атомов, входящих в кристаллическую решетку этих минералов.

Большую роль в миграции золота играют защитные коллоиды /Кузнецов, 1964/, которыми в природных условиях служат гидрат окиси Fe и SiO_2 . Для гипергенных условий роль SiO_2 в качестве защитного коллоида доказана экспериментами К.Ф. Белоглазова и Е.С. Усатой /1938/. В подзоне вторичного золотого обогащения А.Д. Миков /1965/ установил тесную связь вторичного золота с хлопьевидным SiO_2 (опалом?), а также с лимонитом. По данным спектрального анализа сухого остатка рудничных вод Первого месторождения складчатой области Якутии количество SiO_2 в них составляет около 1%. Новообразования гипергенного кварца отмечаются на месторождениях.

Роль гидратов окиси Fe как защитных коллоидов, вероятно, еще значительнее. Исследования Н.С. Касторского и А.Э. Галецкого /1913/ показали, что для осаждения 1 г золота требуется 18,3–30,3 г Fe_2O_3 . Для обогащенного горизонта мало сульфидных залежей отношение этих компонентов равно 1:2500, т.е. в природных условиях Fe_2O_3 более чем достаточно для осаждения коллоидного золота. Л.В. Разин и И.С. Рожков /1966/ установили, что содержание в водах золота зависит от содержания Fe^{3+} . Миграция Fe в зоне окисления кварц-сульфидных месторождений при сравнительно высоком pH (слабокислая или нейтральная среда) наиболее вероятна в виде коллоидных частиц. Современные минеральные образования месторождений складчатых областей, по нашему мнению, являются коллоидными, что согласуется с данными Ф.В. Чухрова /1955/. В этом случае в результате отложения гелей гидроокиси Fe вполне вероятен необратимый процесс коагуляции их и превращения в твердые частицы при дегидратации перенесенного вещества.

Тесная связь золота в зоне окисления сульфидных месторождений с переотложенным лимонитом подтверждается проведенными нами исследованиями. Из залежей мало сульфидного месторождения из окисленной, наиболее обогащенной части залежей отобраны технологические пробы. Их изучение показало тесную связь золота с лимонитом.

Сказанное позволяет говорить о значительной роли коллоидной миграции золота в зоне окисления золоторудных месторождений.

Хлоридная гипотеза основывается на активном воздействии свободного Cl на золото с образованием легко растворимого в воде хлорида Au . Широкому признанию этой гипотезы способствовало успешное применение метода хлоризации для извлечения золота из руд /Плаксин, Юханов, 1949/.

С.С. Смирнов /1936/ называл данную гипотезу наиболее разработанной и достоверной. В.И. Вернадский /1955/ указывал на широкое развитие в зоне окисления растворов хлористых и азотно-кислых солей щелочных металлов, способных растворять золото. Однако Г. Шнейдерхён /Schneiderhöhn, 1924/ отрицал возможность растворения золота при отсутствии в рудах окислов Mn . Ф.В. Чухров /1947, 1950/ и В.М. Крейтер с соавторами /1958/ поставили под вопрос широкую миграцию золота в виде хлоридных соединений, поскольку сомнительно одновременное присутствие H_2SO_4 , $NaCl$, окислов Mn и самородного золота.

Благодаря изучению жидких включений в минералах В.К. Келли и П.Л. Клок /Kellya, Cloke, 1960/ установили, что золото растворимо в хлористых растворах при pH меньше 5,5. Хлорное золото в этих условиях устойчиво. Данные о рудничных водах показывают, что требуемая концентрация Cl^- встречается довольно часто. Так, химическими анализами установлено присутствие 2,7-89,15 мг/л Cl^- в рудничных водах (см. табл. 5), тогда как в водах ряда месторождений его содержание достигает 400 мг/л /Чухров, 1947/.

Спектральными анализами почти во всех пробах рудничных вод исследованных нами месторождений установлен Mn (0,003-0,05 мг/л).

Учитывая невысокое содержание Cl и Mn в рудничных водах, мы не склонны отводить значительную роль этой гипотезе в условиях зоны окисления описываемых месторождений.

Вместо хлоридной Ф.В. Чухров /1947/ предложил бромйодную гипотезу миграции золота, основанную на том, что золото в зоне окисления может переходить в раствор под воздействием энергичных растворителей - соединений I и Br .

По мнению Н.Г. Тюрина и И.А. Каковского /1960/, рассмотрение гипотез миграции золота в ионной форме с точки зрения процессов его растворения показало, что хлоридная и бромйодная гипотезы являются наиболее приемлемыми. Однако определение I и Br в рудничных водах Якутии не производилось.

Сульфатная гипотеза базируется на способности водного раствора $Fe_2(SO_4)_3$ растворять золото в присутствии O_2 . Однако возможность этого процесса в условиях зоны окисления, по М.Н. Альбову /1952, 1960а/, высказанная в 1899 г. И. Фогтом и в 1904 г. И. Сперром, не была подтверждена экспериментами, проведенными Г. Стоксом и А. Брокау. Позднее С.А. Плетнев теоретически доказал возможность растворения в $Fe_2(SO_4)_3$ частиц самородного золота размером $2 \cdot 10^{-7}$ см, а В.М. Крейтер с соавторами /1958/ подтвердили эту возможность экспериментально. Наиболее вероятно растворение золота под действием $Fe_2(SO_4)_3$ в зоне окисления колчеданных или умеренно сульфидных месторождений. Высокое содержание SO_4^{2-} в водах месторождений Якутии и сопредельных территорий подтверждает возможность применения к ним данной гипотезы как весьма правдоподобной.

Органическая гипотеза растворения золота, выдвинутая Ф.В. Фрейзе

/Freise, 1931/, не подтвердилась экспериментами с гумусовыми водами /Fretser, 1934/. Однако в последующем она нашла поддержку у Р.В. Нифонтова /1960/. Проведенные в Томском политехническом институте под руководством П.А. Удодова /Удодов и др., 1962/ эксперименты по растворению и соосаждению золота в присутствии гумусовых веществ показали, что растворимость и соосаждаемость его увеличивается. Тем не менее большинство исследователей не считают возможным применять ее к условиям зоны окисления большинства районов СССР.

По нашему мнению, растворение и перенос золота под действием гумусовых соединений имеет существенное значение в зоне гипергенеза, где эти процессы способствуют образованию гидрогеохимических ореолов рассеяния вокруг рудных тел. При величине константы нестойкости золотогуматных комплексов, близкой к таковой золотороданидных /Щербина, 1956/, золото способно окисляться даже свободными Fe^{3+} .

Миграция золота в форме комплексных соединений до недавнего времени не находила должного отражения в литературе. Однако в работах последних десятилетий /Щербина, 1955, 1956а,б; Тюрин и др., 1960, 1962а,б; Шлыгин и др., 1963; Баженов, 1964; и др./ этим вопросам уделено достаточное внимание.

Затронутая гипотеза основывается на возможности золота образовывать прочные комплексы, в частности тиосульфатный комплекс.

Чрезвычайно устойчивое в отношении кислот и щелочей золото легко растворяется в нейтральном растворе $K_4Fe(CN)_6$, разрушая очень прочный комплекс и осаждая из него $Fe(OH)_3$, на чем основывается процесс цианирования - извлечение мелкого золота из руд /Плаксин, Юхтанов, 1949/. В.В. Щербина /1956а/ отмечал, что реакции по этому принципу могут быть достаточно широко распространены и в природе. Поскольку потенциал металла зависит от активности его ионов в растворе, есть возможность создания определенных условий для окисления золота. С понижением концентрации ионов Au в растворе за счет связывания в достаточно прочный, но растворимый комплекс потенциал золота приобретает такие значения, при которых переход электронов с его поверхности к окислителю становится термодинамически возможным и кинетически осуществимым, т.е. золото становится вполне окисляемым металлом.

Если для золота при $Au \rightarrow Au^{3+} + 3e^-$, $Au \rightarrow Au + e^-$ соответственно $E_0 = 1,5В$ и $E_0 = 1,68В$ /Латимер, 1954/, то в комплексных соединениях его потенциал значительно снижается. Для хлорауратного комплекса $[Au \rightarrow AuCl_4^-]$ он равен 0,994В /Плаксин, 1958/, для бромидного $[Au \rightarrow AuBr_4^-]$ 0,82В, для роданидного $[Au \rightarrow Au(CNS)_4^-]$ 0,66В /Щербина, 1956а/, для тиосульфатного $[Au \rightarrow Au(S_2O_3)_2^{1-2}]$ 0,142В /Каковский, 1957/. При образовании цианида $[Au(CN)_2^-]$ в щелочном растворе, согласно реакции цианирования, E_h будет равен 0,543В /Каковский, Тюрин, 1960/. Аналогичные комплексные соединения возможны и с органическими кислотами /Щербина, 1956а/.

Термодинамическими расчетами /Каковский, 1957/ и экспериментальными исследованиями /Тюрин, Каковский, 1960/ доказано, что ион тиосульфата в присутствии O_2 способен растворить металлическое золото

и серебро с образованием соответствующих комплексов. Экспериментально установлено также /Тюрин, Холманских, 19626), что в нейтральных и щелочных растворах окисление S^{2-} происходит по следующей схеме: $[S^{2-} \rightarrow S_2O_3^{2-} \rightarrow SO_3^{2-} \rightarrow SO_6^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}]$, а в кислых растворах $[S^{2-} \rightarrow S^0 \rightarrow SO_2^{2-}]$.

В зоне гипергенеза вследствие недостатка O_2 окисление сульфидов (пирита, арсенопирита и др.) должно происходить гораздо сложнее, и воды будут отличаться сложным составом. В этих условиях вполне вероятно образование ионов тиосульфата, которые в нейтральных и щелочных растворах довольно устойчивы и способны образовывать комплексы с Ag и Au (Эфраим, 1933; Плаксин, 1935/.

Золото может растворяться в растворах гидросульфидов щелочных металлов. По данным П.Б. Бартона /1961/, Au^+ образует достаточно устойчивые гидросульфидные комплексы и может в этом виде переноситься в зоне гипергенеза.

Для растворения золота необходим окислитель, способный принимать электроны от золота. В зоне окисления такими окислителями могут быть Cu^{2+} и Fe^{3+} /Каковский, Тюрин, 1960/, которые всегда присутствуют в достаточном количестве.

Разрушение тиосульфатных комплексов и осаждение Au может происходить при повышении кислотности раствора или в результате резко выраженной восстановительной обстановки /Тюрин, Каковский, 1960/.

Хотя определения тиосульфата в водах исследованных нами месторождений не производилось, несколько повышенную кислотность рудничных вод и наличие в них SO_4^{2-} можно считать благоприятствующими образованию тиосульфатных ионов и растворению золота в присутствии Cu^{2+} и Fe^{3+} /Каковский, Тюрин, 1960/. Миграция золота в виде комплексных соединений, вероятно, имеет существенное значение в зоне окисления умеренно и мало сульфидных месторождений.

Электрохимическая гипотеза /Tischer, 1935; Чухров, 1947, 1964; Альбов, 1960а; и др./ не является широко признанной. Однако эксперименты А.Д. Микова /1965/, как нам кажется, убедительно показали возможность электрохимического растворения золота в зоне окисления. При наличии сильно кислых растворов растворение будет происходить под действием микротоков. В слабо кислых и нейтральных растворах, которые наиболее вероятны в зоне окисления кварц-сульфидных жил, золото может растворяться под действием внешнего электрического поля. Интересно, что при растворении золота в процессе электролитической полировки широко применяются слабокислые и нейтральные растворы с добавкой токопроводящей соли, обычно $Fe_2(SO_4)_3$ /Лайнер, 1947/. Плотность тока при этом равна 0,01-0,02 А/мм².

Указателем на слабокислый и нейтральный характер вод зоны окисления месторождений, кроме непосредственного измерения pH рудничных вод, может служить пониженное содержание Mn в лимоните /Щербина, 1955/. Сравнение данных о содержании Mn в пирите, перенесенном лимоните и современных новообразованиях лимонита показало, что в перенесенном лимоните его гораздо меньше /Миков, 1965/. Это говорит о том, что лимонит в зонах вторичного золотого обогащения осаждается из слабокислых вод. В новообразованиях лимонита Mn больше, что свидетельствует о повышении pH вод в современную эпоху.

Рис. 45. Графики изменения содержания (усл. ед.) золота с глубиной (см. рис. 34).

1, 2 - по флангам, 3 - в центральной части, 4 - по месторождению.

Наличие естественного электрического поля Якутии не вызывает сомнений. По нашему мнению, процессы электрохимического растворения должны играть важную роль на первом этапе миграции золота в зоне окисления при его растворении.

Как можно понять из изложенного, процесс миграции золота в зоне окисления очень сложен и многообразен. Важная роль в установлении миграции золота принадлежит крупности частиц самородного золота. В зависимости от этого фактора в одном и том же месторождении будет преобладать тот или иной способ его переноса. Описываемые залежи и жильные месторождения обладают широким диапазоном дисперсности частиц самородного золота, что предполагает различные способы миграции золота в зоне окисления.

В процессе миграции золота следует различать растворение, перенос и осаждение. При механической форме миграции растворение не происходит. Учитывая парагенезис вторичного золота с перенесенным лимонитом и SiO_2 в зоне окисления, его миграция наиболее вероятна в коллоидной форме. Этим формам переноса благоприятствуют электрохимические процессы, способствующие освобождению золота при окислении сульфидных минералов. При механическом переносе золота и в коллоидном состоянии нисходящими трещинными водами оно будет осаждаться в низах зоны окисления (в области истечения вод), либо по тектоническим нарушениям будет проникать глубже, что подтверждается фактическим материалом.

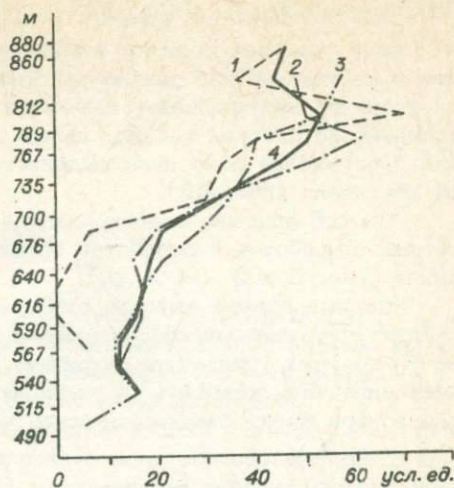
Некоторую роль играет, видимо, и растворение под действием тиосульфата и Cl с образованием комплексных соединений, так как комплексы с Cl могут образовываться даже при концентрации его менее 1 мг/л /Брусилковский, 1963/. Перенос золота в виде истинных растворов будет усиливаться на участках жил, где развито естественное электрическое поле.

В нижней части зоны окисления при наличии первичных сульфидных минералов может происходить разложение комплексов и осаждение большей части растворенного золота.

Таковы, по нашему мнению, основные предпосылки, причины и формы переноса, обусловившие образование подзоны вторичного золотого обогащения на рудных месторождениях и коренных источниках россыпей.

В заключение на конкретных примерах необходимо отразить важное прикладное значение рассматриваемого научного направления, позволяющего предложить принципиально новый способ нахождения горизонта богатых руд золота.

Довольно отчетливо по геологическим маршрутам из пойм золотоносных водотоков, вверх по их склонам, по рудным телам отбивается граница первичных и окисленных руд, например, Якутии, бассейнов Колымы и Амурса, Сибири примерно на относительном превышении 100 м над днищами долин.



По установлению нижней границы зоны окисления, а она же является и нижней границей подзоны вторичного золотого обогащения, по сути проводится колонковое или ударно-канатное бурение, закладываются и проходятся уверенно протяженные подземные разведочные горные выработки эксплуатационного сечения как для целей разведки, так и последующей эксплуатации. Обогащение отчетливо выделяется на графиках распределения золота по вертикали (рис. 45).

Способ успешно апробирован путем проходки значительного объема подземных выработок и отработки богатых руд на ряде золоторудных месторождений (рис. 5, 10, 34 и др.).

Данный способ выгодно отличается от известных ранее тем, что позволяет целеустремленно разведывать и обрабатывать богатые руды золота на конкретных горизонтах, укрепить сырьевую базу золотодобывающей промышленности и повысить ее качество, снизить количество эксплуатируемых горизонтов и тем самым улучшить условия безопасного ведения работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное в развитии учения С.С. Смирнова, В.М. Крейтера, Н.В. Петровской на Северо-Востоке Азии систематическое, с полным учетом технологических исследований изучение золоторудных месторождений позволяет аргументировать ряд новых теоретических положений.

В пределах подавляющего большинства золоторудных месторождений данного региона установлена подзона гипергенного золотого обогащения, в которой руды отличаются высоким средним содержанием, концентрациями, повышенной (780–996 единиц) пробой золота, обилием крупных (видимых) выделений золота вплоть до самородков и тесной парагенетической связью золота с переотложенными окислами и гидроокислами Fe и других металлов, самородными медью и серой.

По перечисленным признакам золото гипергенно обогащенных руд обладает аналогией с золотом близлежащих россыпей и резко отличается от золота первичных (неокисленных) руд месторождений. Золото россыпей характеризуется крупностью золотинок более 0,1 мм (часто 2–8 мм), повышенной пробой (850 и более); золотины часто покрыты пленкой из лимонита (золото "в рубашке").

Первичные руды месторождений Северо-Востока Азии обладают пониженной пробой (630–850) золота; 85% его находится в тонкодисперсном состоянии (менее 10 мкм) – в виде механической примеси в сульфидах, а остальное золото представлено более крупными выделениями до самородков.

Приуроченность к вершинам россыпей (на 100–200 м выше русел водотоков) реликтов обогащенных подзон золоторудных месторождений, сходство типоморфных особенностей золота и минеральных парагенезисов позволяют считать региональный пояс гипергенного золотого обогащения главным источником питания россыпей и выделить его в качестве основной золоторудной россыпеобразующей формации. Переработка водотоками обогащенных подзон объясняет частую встречаемость в плотике россыпей главным образом первичных руд с преобладанием дисперсного золота пониженной пробы /Нестеров и др., 1970/.

Формирование древних зон окисления золоторудных месторождений происходило в течение длительных отрезков времени и подразделяется на ряд этапов: 1) выход в результате поднятия и эрозии основной массы рудных колонн на дневную поверхность, подновление рудовмещающих трещин и полостей и образование новой системы трещин внутри и по контактам рудных тел; 2) дезинтеграция и химическая (при посредстве грунтовых растворов) переработка верхних горизонтов рудных колонн в зоне гипергенеза на глубину до 300 м; 3) развитие полного профиля зоны окисления месторождений, сопровождавшейся формированием (сверху вниз) подзон полного окисления глубиной до 150 м, выщелачивания на глубине около 150–200 м, вторичного золотого обогащения на глубине около 200–250 м, непосредственно над первичными рудами, где обычно слабо развивается подзона вто-

ричного сульфидного обогащения; 4) эрозия зоны окисления в условиях тектонической активизации, формирование делювиальных и аллювиальных россыпей.

Гипергенное обогащение золотом приурочено к основанию зоны окисления золоторудных месторождений, что в условиях интенсивной денудации в четвертичном периоде способствовало сохранению обогащенных золотом окисленных руд в водораздельных участках.

Полный профиль вторичной зональности плиоцен-раннеплейстоценового этапа фиксируется на Первом месторождении Северо-Востока СССР, реликты мощных зон окисления этого же этапа известны на умеренно сульфидных и мало сульфидных месторождениях.

Процессы окисления золоторудных месторождений с формированием подзон гипергенного обогащения на Северо-Востоке Азии развивались неоднократно; наиболее ярко они проявились в палеоцене, олигоцене — начале миоцена, плиоцене — раннем плейстоцене. Эти процессы протекали в условиях умеренно влажного и теплого климата в течение главнейших эпох планаии рельефа, сопровождавшихся образованием региональных поверхностей выравнивания и накоплением продуктов кор выветривания.

Миграция золота в зоне окисления осуществляется механическим (за счет проседания вниз и переноса грунтовыми водами), химическим (за счет растворения минерализованными водами), электролитическим, органическим и рядом других способов. Для объяснения химической миграции золота в условиях северо-восточной Азии особая роль принадлежит сульфатной теории, что подтверждается впервые установленными фактами наличия в мало сульфидных месторождениях природных сульфатно-железных рудничных вод с содержанием SO_4^{2-} до 190424 мг/л и pH 2,65.

Химическая миграция золота в зоне гипергенеза аргументируется тесным его парагенезисом с перетолженными гидроокислами Fe (вплоть до образования эмульсионной вкрапленности и структур взаимного прорастания), а также появлением золотин зонального строения с образованием на их периферии натечных форм высокопробного золота. В целом внутренняя структура и размерность золота зависят от физико-химических условий среды. В месторождениях Алданского шита с активными по отношению к химическому составу вод вмещающими породами (доломитизированные известняки) выделения золота отличаются меньшей размерностью и сложной внутренней структурой; в месторождениях складчатых областей с инертными вмещающими породами (песчано-глинистые и туфогенные сланцы, песчаники) выделения золота более крупные (на порядок) и с менее сложной, в основном зернистой структурой.

На Северо-Востоке Азии при поисках заслуживают внимания минерализованные зоны дробления сланцев, характеризующихся резким преобладанием дисперсных форм выделения золота, что до недавнего времени при наличии россыпей вызывало недоумение геологов. Подобные месторождения возможны прежде всего в головках известных россыпей.

Назрела необходимость обратить внимание на исследование минерализованных зон дробления, а также возобновить его на месторождениях жильного типа, направляя его в первую очередь на уровни подзон вторичного обогащения.

Во всех известных золотоносных районах необходимо продолжить металлогенические исследования эффекта гипергенного обогащения в первичных минерализованных зонах дробления и окисленных рудах.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Б.С. Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Южного Верхоянья. — Учен. зап. НИИГА. Сер. палеонт. и биостратигр., 1963, вып. 1, с.5-25.
- Авторское свидетельство № 879401 от 7 июля 1981 г. Способ датировки линейных кор выветривания и синхронных им во времени поверхностей выравнивания/Нестеров Н.В., Нестерова И.Н., Савинова В.В., Яценко А.С. — Открытия, изобретения, промышленные образцы, товарные знаки. Госком СССР по делам изобретений и открытий, 1981, № 41, с. 197.
- Альбов М.Н. Поисковые признаки золотых самородков в рудных жилах и их вероятный генезис. — В кн.: Материалы по геологии золота и платины. Сб. 4(14). М.: изд. СГУ МВД СССР, 1951, с. 18-19.
- Альбов М.Н. О формах миграции золота в зоне окисления рудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4, с. 41-53.
- Альбов М.Н. О роли структурных факторов в гипергенном обогащении жильных месторождений. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 213-227.
- Альбов М.Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960а. 216 с.
- Альбов М.Н. Определение зоны вторичного обогащения в жильных месторождениях золота. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1960б, с. 58-64.
- Альбов М.Н., Нестеров Н.В. Влияние неотектоники на вторичную зональность золоторудных месторождений. — Докл. АН СССР, 1970, т. 188, № 3, с. 639-640.
- Анерт Э.Э. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск — Владивосток, 1928. 932 с.
- Апельцин Ф.Р. Малые интрузии, генезис и закономерности распространения золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 425-460.
- Бадалова Р.П. К вопросу минералогии гипергенного золота в зоне окисления золоторудных месторождений Западного Узбекистана. — Науч. тр. Ташкент. гос. ун-та, 1964, вып. 234, с. 97-103.
- Баженов И.К. Комплексные соединения и их роль в геохимических процессах. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1964, с. 148-159.
- Баранова Ю.П., Биске С.Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964. 292 с.
- Бартон П.Б. (младший). Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре. — В кн.: Геохимические исследования. М.: ИЛ, 1961, с. 22-32.
- Белоглазов К.Ф., Усатая Е.С. Поглощение золота из коллоидных растворов различными природными минералами. — Матер. ЦНИГРИ. Сер. общ. геол., 1938, сб. 3, с. 63-66.
- Билибин Ю.А. Избранные труды. Т. I-III. М.: Изд-во АН СССР, 1937.
- Билибин Ю.А. О некоторых чертах металлогении золота. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1947, ч. 1, с. 77-91.
- Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1951, вып. 2, с. 81-87.
- Билибина Т.В. Мезозойский магматизм Алданского щита. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недр, 1966, с. 245-249.

- Бородаевская М.Б. Дайки и малые интрузии золотоносной формации Центрального Алдана. — В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М.: изд. ОБТИ Главспецмета, с. 3—22.
- Брусилковский С.А. О миграционных формах элементов в природных водах. — В кн.: Гидрохимические материалы. Т. 35. Л.: Гидрометеониздат, 1963, с. 3—16.
- Бусев А.И., Иванов В.М. Аналитическая химия золота. М.: Наука, 1973. 263 с.
- Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. Т. I. Самородные элементы. Природное золото и серебро. Спб., 1914, с. 264—414.
- Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 2. Опыт описательной минералогии. Т. 1. Самородные элементы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 500 с.
- Винниченко Н.Т. Термическое изучение бурых железняков Туранглы-Сая. — Зап. Узбек. отд. Всесоюз. минералог. о-ва, 1951, вып. 2, с. 31—48.
- Воларович Г.П. Золотоносные эпохи и геологические особенности распространения золотоносности Дальнего Востока. — В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М.: изд. ЦНИГРИ, 1963, с. 19—34.
- Воларович Г.П., Рожков И.С. Золотоносные провинции и области СССР. — В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М.: изд. ЦНИГРИ, 1967, с. 45—71.
- Воротников Б.А., Николаева Н.М., Пирожков А.В. О формах нахождения золота в водах Южно-Енисейского района. — Геол. и геофиз., 1973, № 11, с. 37—42.
- Гавриков С.И., Арский Ю.М. К характеристике структурно-морфологических типов и вещественного состава золоторудных месторождений в бассейне верхнего течения р. Индигирки. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 12. Якутск, 1963, с. 107—113.
- Гавриков С.И. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966, с. 389—397.
- Гамянин Г.Н., Нестеров Н.В. Минералогия зоны окисления золоторудных месторождений сульфантимонитового подтипа Верхнеиндигирского района. — В кн.: Золотоносность Якутии и сопредельных территорий. Якутск, 1970, с. 29—37.
- Ганешин Г.С., Чемяков Ю.Ф. Устройство поверхности и геоморфологическое районирование. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966, с. 231—233.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.А. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
- Герасимов И.П., Сидоренко А.В. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания на территории СССР. — В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974, с. 12—20 и 417—419.
- Гинзбург И.И., Руквишишникова И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 715 с.
- Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 216 с.
- Голева Г.А., Кривенков В.А., Гудзь З.Г. Геохимические закономерности распространения и миграции золота в природных водах. — Геохимия, 1970, № 6, с. 744—757.
- Горбунов Е.З. Некоторые закономерности размещения различного состава золота в юго-восточной части Яно-Колымского золотоносного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 5. М.: Наука, 1962, с. 423—433.
- Горелов С.К., Сигов А.П. Связь месторождений полезных ископаемых гипергенного типа с поверхностями выравнивания различного возраста и генезиса. — В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974, с. 387—402.
- Гудков П.П. Аскольдский рудник и другие месторождения на острове Аскольд. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. № 20. Владивосток, 1921, с. 80—90.
- Гузовский Л.А., Сигов А.П. Общие принципы подразделения кор выветривания. — В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974, с. 372—387.
- Дзевановский Ю.К. Архейские граниты Алданской плиты. — Докл. АН СССР, 1946, т. LIX, № 3, с. 251—254.
- Дзевановский Ю.К. Стратиграфия архея и архейский магматизм Алданского щита. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966, с. 37—39.
- Дружинин Л.Н. Геоморфологические условия формирования золоторудных месторожде-

- ний куранахского типа (Южная Якутия). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 7. Якутск, 1961, с. 88-106.
- Жданова А.Н. Электрохимическое исследование процессов на поверхности кристаллов сульфидов тяжелых минералов. — Журн. физ. химии, 1954, т. 28, вып. 5, с. 806-809.
- Зверев В.Н. Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. — В кн.: Труды ГГРУ. Вып. 26. М.-Л.: Геолгиз, 1931, с. 22-32.
- Звягинцев О.Е. Аффинаж золота, серебра и металлов платиновой группы. М.: Металлургия, 1945. 500 с.
- Зенин М.Ф. Продукты окисления и выщелачивания сульфидов как критерий оценки месторождений медно-порфировых руд по выходам. — Тр. Среднеаз. индустр. ин-та, 1938, № 1 (9), с. 50-91.
- Иванова В.П. Термограммы минералов. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1961, ч. 90, вып. 1, с. 51-90.
- Ивенсен Ю.П. Опыт изучения морфологии и микротекстуры золота. — Тр. треста "Золоторазведка" и НИГРИЗолото. М., 1938, вып. 10, с. 92-132.
- Казаринов А.И. Геологические перспективы золотого оруденения центральной и южной частей Аллах-Юньского золотоносного района. — В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М.: изд. ЦНИГРИ, 1957, с. 22-32.
- Казаринов А.И. Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике центральной и южной частей Аллах-Юньской золотоносной полосы. — В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М.: изд. ЦНИГРИ, 1960, с. 3-31.
- Каковский И.А. К теории гидрометаллургии благородных металлов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7, с. 80-90.
- Каковский И.А., Тюрин Н.Г. Каталитическое действие ионов меди при растворении металлов с кислотной деполаризацией. — Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 4, с. 301-305.
- Каллистов П.Л. Учет высоких проб и самородков при подсчете запасов месторождений золота. М.: изд. ОНТИ, 1952. 380 с.
- Касторский Н.С., Галецкий А.Э. О взаимном осаждении гидрозолей золота и окиси железа. — Изв. Томск. гос. ун-та, 1913, т. 53, с. 50-99.
- Кашменская О.В., Хворостова З.М. Геоморфологический анализ при поисках россыпей. Новосибирск: изд. РИО СО АН СССР, 1965. 168 с.
- Коньчев М.И. Геологические особенности Колымских золоторудных месторождений дайковой формаций. — Матер. по геол. золота и платины, 1953, вып. 7 (17), с. 30-40.
- Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. М.: изд. ОНТИ, 1936. 300 с.
- Коржинский Д.С. и др. Памяти В.М. Крейтера. — Геол. рудн. месторожд., 1967, т. 9, № 3, с. 18-20.
- Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973. 295 с.
- Крейтер В.М. О поведении золота в зоне гипергенеза. — Тр. Моск. ин-та цветных металлов и золота. М., 1947, № 16, с. 89-99.
- Крейтер В.М. и др. Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений. М.: Гостеолтехиздат, 1958. 304 с.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 404 с.
- Лайнер В.Н. Электролитическая полировка и травление металлов. М.: Машгиз, 1947. 228 с.
- Латимер В. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М.: ИЛ, 1954. 68 с.
- Люденький С.Я. К вопросу о роли естественных электрических токов в образовании зоны окисления сульфидных месторождений. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 1, с. 13-18.
- Маракушев А.А. Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1976, т. 6, с. 3-17.
- Маслов Ю.С. Основные черты строения, морфологии и условия образования золоторудных месторождений коры выветривания Южной Якутии. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 6. Якутск, 1961, с. 93-100.

- Матвеев В.П., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 105-109.
- Миков А.Д. К вопросу о вторичной зональности в золоторудных жилах Мариинской Тайги (Кузнецкий Алатан). — Изв. Томск. политех. ин-та, 1965, т. 138, с. 207-215.
- Миков А.Д. Экспериментальные исследования по электрохимическому растворению золота. — В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 130-136.
- Миллер А.Д., Степанов П.А. Спектральное определение микрокомпонентов в водах и вытяжках на основе соосаждения с сульфидом кадмия. Л.: изд. ВИТР, 1959.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 358 с.
- Мойсеенко В.Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Мойсеенко В.Г. и др. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 207 с.
- Мокиевский В.А., Стулов Н.Н., Цигельман И.С. О минералообразовании в природном электрическом поле. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1956, ч. 85, № 1, с. 39-48.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964. 191 с.
- Нагорский Л.И. К вопросу о генезисе коры выветривания Салаира. — Вестн. ЗСГУ, 1930, вып. 3-4, с. 89-110.
- Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность Верхояно-Чукотской складчатой области. — В кн.: Труды ЯФ СО АН СССР. Сб. 12. Якутск, 1962, с. 115-116.
- Некрасов Б.В. Основы общей химии. Т. I. М.: Химия, 1973. 656 с.
- Нестеренко Г.В. Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск: Наука, 1977. 310 с.
- Нестеров Н.В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии. — Изв. Томск. политех. ин-та, 1970а, т. 239, с. 76-87.
- Нестеров Н.В. Причины распределения месторождений по пробе в Верхнеиндигирском золотоносном районе. — В кн.: Труды X научной конференции инженерно-технического факультета ЯГУ. Якутск: Кн. изд-во, 1970б, с. 63-71.
- Нестеров Н.В. О связи золоторудных месторождений Тихоокеанского пояса (Советский сектор) с корами выветривания. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974а, с. 186-191.
- Нестеров Н.В. Ведущая роль процессов гипергенеза при концентрации золота в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса (Советский сектор). — В кн.: Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974б, с. 36-41.
- Нестеров Н.В. Зоны гипергенного обогащения руд северо-восточного сектора Азии. — В кн.: Тезисы докладов 27-й сессии МГК. Т. VI. М.: Наука, 1984, с. 223-224.
- Нестеров Н.В. и др. К вопросу связи рудных и россыпных месторождений золота Якутии. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 130-131.
- Нестеров Н.В., Нестерова И.Н., Погребняк Ю.Ф., Яценко А.С. Золото в водах зоны окисления золоторудных месторождений. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 24, с. 441-444.
- Нестеров Н.В., Нестерова И.Н., Савинова В.В., Яценко А.С. Новое в возрастной датировке поверхностей выравнивания и кор выветривания Забайкальского нагорья. — Докл. АН СССР, 1979а, т. 248, № 6, с. 1403-1406.
- Нестеров Н.В., Плюснин А.М., Погребняк Ю.Ф. Изучение поведения золота в условиях зоны окисления золотосульфидных месторождений. — Геохимия, 1979б, № 6, с. 878-887.
- Нифонтов Р.В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значение для образования россыпных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. М.: Госгортехиздат, 1960, с. 58-62.
- Обручев В.А. Рудные месторождения (часть описательная). М.: Наука, 1963. 212 с.
- Педашенко А.И. О генезисе и парагенезисе руд Утинского золоторудного месторождения. Рудоносные жилы Колымского района. — Матер. по изучению Охотско-Колымского края, 1936, серия I, вып. 9, с. 10-12.

- Петров В.П. Геолого-минералогические исследования уральских глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. — Петрограф. серия. Тр. ИГН АН СССР, 1948, вып. 95, № 20, с. 8-10.
- Петровская Н.В. К вопросу о принципах минералогической классификации типов первичных золотоносных руд. — В кн.: Труды НИГРИЗолото. М.: изд. ЦНИГРИ, 1955, вып. 20, с. 88-96.
- Петровская Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР. — В кн.: Материалы 21-й сессии МГК. Доклады советских геологов. М.: Гостеолтехиздат, 1960, с. 145-159.
- Петровская Н.В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. — В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М.: изд. ЦНИГРИ, 1967, с. 78-112.
- Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 346 с.
- Петровская Н.В., Казаринов А.И. Золоторудные месторождения Центрального Алдана (Лебедипое, Самодумовское, Радостное). — В кн.: Геология главнейших золоторудных месторождений СССР. Т. 2. М.: Гостеолтехиздат, 1951, с. 18-48.
- Петровская Н.В., Фасталович А.И. Морфологические и структурные особенности самородного золота. — В кн.: Материалы по минералогии золота. М.: изд. ОНТИ, 1952, с. 3-127.
- Петровская Н.В., Яблокова С.В. Золото в корях выветривания. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974, с. 173-182.
- Пешевский Б.И. Эффекты процессов замещения в комплексных соединениях золота и платины. — Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1969. 30 с.
- Пигузова В.М., Толстухин О.Н. Естественные ресурсы подземных вод. — В кн.: Гидрогеология СССР. Т. 20. Якутская АССР. М.: Недра, 1970, с. 202-211.
- Плаксин И.Н. Metallургия золота, серебра, платины. Т. I. М.-Л.: изд. ОНТИ, 1935.
- Плаксин И.Н. Metallургия благородных металлов. М.: Metallургиздат, 1958. 346 с.
- Плаксин И.Н., Сулова В.В. Скорость растворения золота при цианировании золотых руд и влияние на нее контакта с поверхностями минералов и металлов. — Сов. золотопромышленность, 1936, № 7, с. 186-230.
- Плаксин И.Н., Юханов Д.М. Гидрометаллургия. М.: Metallургиздат, 1949. 22 с.
- Пляшкевич Л.Н., Сидоров А.А. Предварительные сведения о золото-серебряном оруденении в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 16. Магадан, 1963, с. 197-212.
- Пушаровский Ю.М. Тектоника СССР. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 388 с.
- Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. — В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 5-38.
- Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Горлов Н.Ф. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. — Сов. геол., 1956, сб. 53, с. 58-85.
- Рожков И.С. Закономерности формирования золотых россыпей и их коренных источников на территории Якутии. — В кн.: Геология россыпей Якутии. М.: Наука, 1965, с. 115-130.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А., Кухтинский Г.Г. Некоторые особенности геологии и металлогении района верхнего течения р. Индигирки. — Геол. и геофиз., 1961, № 11, с. 3-13.
- Росляков Н.А. Зоны окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. Новосибирск: Наука, 1970. 254 с.
- Росляков Н.А. Форма нахождения золота в поровых растворах зоны окисления. — В кн.: Вопросы геохимии подземных вод в связи с поисками рудных полезных ископаемых. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1974, с. 176-181.
- Русакова Л.Д., Поваренных А.С. Вторичное обогащение золоторудных месторождений. — Геол. журн. М-ва геологии УССР, 1973, № 3, с. 20-31.
- Русанов Б.С. и др. Геоморфология Восточной Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1967.
- Свешников Г.В. Электродные потенциалы минералов и их роль в растворении сульфидных руд. — Учен. зап. ЛГУ. Вопр. геофиз., 1958, вып. 10, № 249, с. 122-123.
- Свешников Г.В. О роли естественных электрохимических процессов в образовании окисленных руд на сульфидных месторождениях. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол., 1963, № 24, с. 54-61.
- Свешников Г.В., Добычин С.И. Гальваническое растворение сульфидов и ореолы рассеяния тяжелых металлов. — Геохимия, 1956, № 4, с. 70-75.

- Семенов А.С. Измерение удельного электрического сопротивления природных вод в решении некоторых геологических задач. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол., 1965, № 6, с. 56-63.
- Сидоров А.А., Найбородин В.И. О типах золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 1, с. 1188-1193.
- Скорняков П.И. Систематика золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 4. Магадан, 1949а, с. 59-77.
- Скорняков П.И. Возраст золотого оруденения на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 5. Магадан, 1949б, с. 78-95.
- Смирнов В.И. Лимониты зоны окисления полиметаллических месторождений. — Тр. МГРИ, 1948, т. 23, с. 66-68.
- Смирнов В.И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1957, № 3, с. 111-112.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
- Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.-Л.: изд. ОНТИ, 1936. 335 с.
- Талдыкин С.Н. Атлас текстур и структур руд. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 60 с.
- Тимофеев Д.А., Шилкин А.Н. Поверхности выравнивания и коры выветривания. Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. II. Поверхности выравнивания, аккумулятивные равнины, речные долины (серия "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока"). М.: Наука, 1976, с. 100-111.
- Трушков Ю.Н. Условия формирования и закономерности распределения россыпей в мезозоидах Якутии. М.: Недра, 1971. 300 с.
- Тюрин Н.Г., Каковский И.А. О поведении золота и серебра в зоне окисления сульфидных месторождений. — Изв. вузов. Цвет. мет., 1960, № 2, с. 6-13.
- Тюрин Н.Г., Каковский И.А. Об особенностях миграции некоторых металлов в земной коре. — Изв. вузов. Цвет. мет., 1962, № 1, с. 7-14.
- Тюрин Н.Г., Холманских Ю.Б. Об условиях образования гипергенных месторождений золота и серебра. — Изв. вузов. Сер. Геол. и разв., 1962, № 6, с. 70-78.
- Удодов П.А., Онуфриенко И.П., Париллов Ю.С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. М.: Наука, 1962. 88 с.
- Ферсман А.Е. Геохимия. Т. 4. М., 1939. 256 с.
- Фигуровский Н.А. Седиментометрический анализ. М.: Изд-во АН СССР, 1948, с.338.
- Харкевич Д.С. Мезозойский магматизм Верхояно-Колымской складчатой области. — В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966, с. 261-271.
- Чемекон Ю.Ф. Кайнозой и четвертичная система. — Там же, с. 231-233.
- Чухров Ф.В. О миграции золота в зоне окисления. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1947, № 4, с. 117-125.
- Чухров Ф.В. К вопросу о подзоне выщелачивания на Коунраде. — Сов. геол., 1948, № 29, с. 115-116.
- Чухров Ф.В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 256 с.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 188 с.
- Чухров Ф.В. Некоторые результаты изучения зоны гипергенеза рудных месторождений СССР. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. Итоги науки 1962 г. М.: изд. ВИНТИ, 1964, с. 222-228.
- Шило Н.А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. Магадан, 1960. 108 с.
- Шило Н.А. Россыпнеобразующие рудные формации и связь с ними россыпей. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан: изд. СВКНИИ СО АН СССР, 1970, с. 13-24.
- Шлыгин Е.Д. и др. О гипергенной концентрации золота на золоторудных месторождениях Северного Казахстана. — Вестн. АН КазССР, 1963, № 8, с. 30-40.
- Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных проявлениях. М.: Наука, 1967. 178 с.
- Щербина В.В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений. — Сов. геол., 1955, сб. 43, с. 137-147.

- Шербина В.В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза. - *Геохимия*, 1956а, № 5, с. 54-60.
- Шербина В.В. О геохимическом значении количественного соотношения золота и серебра. - *Геохимия*, 1956б, № 13, с. 56-73.
- Эммонс В.Н. Вторичное обогащение рудных месторождений. М.-Л.: изд. ОНТИ, 1935. 480 с.
- Эрлих Э.Н. О преобразовании медно-сульфидных минералов в электрическом поле. - *Зап. Всесоюз. минералог. о-ва*, 1957, ч. 86, № 4, с. 445-453.
- Эрлих Э.Н. О роли природных электрических токов в образовании подзоны выщелачивания сульфидных месторождений. - *Зап. Всесоюз. минералог. о-ва*, 1958, ч. 87, вып. 5, с. 445-453.
- Эфраим Ф. Неорганическая химия. М.: Госхимтехиздат, 1933. 148 с.
- Gottschalk V.H., Buchler H.A. Oxidation of sulphides. - *Econ. Geol.*, 1912, v. 7, p. 398-433.
- Douglas G. V., Goodman N.R., Milligan G.C. On the nature of replacement. - *Econ. Geol.*, 1946, v. 41, N 5, p. 224-234.
- Fisher M.S. The origin and composition of alluvial gold, with special reference to the Morobe Goldfield, New Guinea. - *Trans. Inst. Min. and Met.*, 1935, v. 44, p. 188-195.
- Freise F.W. The transportation of gold by organic underground solutions. - *Econ. Geol.*, 1931, v. 26, N 4, p. 421-431.
- Fretzer W. G. Transportation of gold by organic solutions. - *Econ. Geol.*, 1934, v. 29, N 6.
- Fridensburg. Gold. Stuttgart, 1953. 800 S.
- Kelly W.C., Cloke P.L. The solubility of gold in near-surface environments. - *Papers Michigan Acad. Sci., Arts and Letters*, Bd 1, N 46, 1960 (1961), S. 19-30.
- Kulp I.L., Trites A.F. Differential thermal analysis of the natural hydrous ferric oxides. - *Amer. Mineral.*, 1951, v. 36, p. 86-112.
- Locke A. Leached Outcrops as Guides to Copper Ore. Baltimore, 1926.
- Mackay R.A. The purity of native gold as a criterion in secondary enrichment. - *Econ. Geol.*, 1944, v. 39, N 1, p. 96-110.
- Matsubara A. Studies on the surface characters of minerals. - *Memoirs of the College of Science Kyoto Imperial Univ.*, 1924, Ser. B., v. 1, N 4, p. 56-88.
- Rossetti V., Cesini A. Effetti elettrochimici fra solfuri metallici in acqua di miniera. *Periodico di Mineralogia.* - *Ann.*, 1957, v. XXVI, N 1, p. 66-78.
- Schneiderhöhn H. Die Oxidation und Zementationszone der sulfidischen Erzlagerstation. - *Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie*, 1924, Bd 9, S. 36-70.
- Schweigart M. Solid solutions of Gold in sulfides. - *Econ. Geol.*, 1965, v. 60, N 7.
- Thissen P. Wechselseitige Adsorption von Kolloiden. - *Z. Electrochem. und angew. physikal. Chem.*, 1942, Bd 48, N 12, S.68-96.
- Waren H. V. Supergene gold crystals at Stirrup Lake. - *Bl. Western Miner.*, 1979, June, p. 9-14.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Основные черты геологического строения Северо-Востока Азии	7
Стратиграфия	8
Магматизм	14
Тектоника	19
Геоморфология	22
Гидрогеология	27
Глава II. Основные закономерности распределения золота в рудных телах месторождений	38
Глава III. Гипергенное обогащение золотом рудных тел месторождений	49
Месторождения средних глубин Якутии	-
Умеренно сульфидное месторождение	-
Группа мало сульфидных месторождений в коре выветривания Якутии	68
Группа мало сульфидных жильных месторождений и рудопроявлений Якутии	85
Месторождения и рудопроявления Северо-Востока СССР	107
Месторождения и рудопроявления Дальнего Востока СССР	133
Месторождения близповерхностного типа Восточно-Азиатского вулканогенного пояса	152
Глава IV. Экспериментальные исследования по растворимости и осаждению золота	156
Глава V. Роль гипергенных факторов и миграционной способности золота в формировании золоторудных месторождений Северо-Востока Азии	175
Заключение	191
Литература	193

Николай Васильевич Нестеров

ГИПЕРГЕННОЕ ОБОГАЩЕНИЕ
ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Утверждено к печати
Геологическим институтом БФ СО АН СССР

Редактор издательства *З. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Гришин*
Технический редактор *Л. Г. Филина*
Корректоры *Г. И. Шведкина, Н. Н. Крохотина*

ИБ № 23561

Сдано в набор 08.05.84. Подписано к печати 23.11.84. МН-01581. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Офсетная печать. Усл. печ. л. 16,3. Усл. кр.-отт. 16,6. Уч.-изд. л. 18. Тираж 750 экз. Заказ № 182. Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

2 р. 70 к.

4325