

Министерство природных ресурсов Российской Федерации

**Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов**

ЦНИГРИ

Ю.И.Новожилов

А.М. Гаврилов

**Золото-сульфидные
месторождения в
углеродисто-терригенных
толщах**



УДК 553.411:552.578

Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. / Под ред. Курбанова Н.К. — М.: ЦНИГРИ, 1999. 175 С. 13 табл. 53 рис.

Рассмотрены золоторудные месторождения относительно малоизвестного и весьма перспективного типа с технологически упорным тонкодисперсным золотом, сосредоточенным в сульфидах. На примерах известных золотоносных провинций России и стран ближнего зарубежья показано положение этих месторождений в ряду других формаций, установлены закономерности их локализации. Разработана типизация промышленных золото-сульфидных месторождений, отражающая внутрiformационную изменчивость вещественного состава руд, влияющую на технологические свойства. Значительная часть работы посвящена описанию конкретных месторождений, представляющих наиболее хорошо изученные и крупные эталонные объекты выделенных промышленных типов. Рассмотрена их региональная позиция, особенности геологического строения и вещественного состава, формы нахождения золота, геохимические особенности оруденения. Обсуждены проблемы генезиса этих месторождений. Выявленные закономерности могут быть использованы в качестве критериев при поисках и оценке прожилково-вкрапленных золото-сульфидных месторождений.

Для специалистов научных и производственных организаций, а также для студентов.

Научное издание

Новожилов Юрий Иванович, Гаврилов Алексей Михайлович

Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах

Компьютерная верстка А.Н.Щендригин
Технический редактор Р.В.Добровольская

Сдано в набор 01.11.98. Подписано в печать 01.04.99.

Уч. изд.л. 20,5. Тираж 500 экз. Цена договорная.

Полиграфическая база ЦНИГРИ
113545 Варшавское шоссе, 129«Б»

ISBN 5-85657-087-1

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов ЦНИГРИ, 1999

Содержание

Предисловие редактора	4
Введение	5
Глава 1	
ПОЗИЦИЯ И ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА	10
Золоторудные месторождения миогеосинклиналей, их формационная типизация	
Позиции золото-сульфидных месторождений в структурах золотоносных провинций	16
Промышленные типы золото-сульфидных месторождений и особенности технологии переработки руд	25
Глава 2	
ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ	30
Золото-сульфидный тип	30
Месторождение Бакырчик	30
Месторождение Кокпатас	42
Месторождение Чоре	50
Золото-сульфидно-кварцевый тип	56
Месторождение Нежданинское	56
Месторождение Васильевское	65
Месторождение Амантайтау	70
Золото-сульфидно-сурьмяный (ртутно-вольфрам-сурьмяный) тип	73
Месторождение Олимпиадинское	73
Месторождение Майское	89
Месторождение Удерейское	102
Месторождение Кючус	109
Месторождение Лухуми	114
Золото-сульфидно-серебряный тип	119
Месторождение Высоковольное	119
Месторождение Косманачи	124
Месторождение Окжетпес	127
Золото-пиритовый безмышьяковистый тип	128
Месторождение Кумтор	128
Глава 3	
СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	135
Основные факторы контроля золото-сульфидного оруденения	135
Морфоструктурные типы рудных полей и месторождений	140
Формационные признаки золото-сульфидного оруденения	144
Глава 4	
ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	153
Существующие представления о генезисе	153
Онтогенез и динамика формирования месторождений	156
Положение золото-сульфидных месторождений в эволюционном ряду золоторудных формаций	158
Модель формирования золото-сульфидного оруденения	160
Заключение	167
Список литературы	169

Предисловие редактора

Предлагаемая читателям монография написана двумя известными специалистами в области исследований золоторудных месторождений, в течение многих лет изучавшими весьма своеобразные, еще недостаточно широко известные золото-сульфидные месторождения, характеризующиеся существенной ролью тонкодисперсного золота, рассеянного в сульфидах, и технологической упорностью руд. Среди разнообразных по геологическому строению и особенностям вещественного состава месторождений встречаются очень крупные, иногда уникальные по запасам объекты с выдержанным характером оруденения на больших интервалах глубин.

Анализ состояния сырьевой базы золотодобывающей промышленности уверенно указывает на необходимость пополнения ее за счет вовлечения новых, нетрадиционных типов руд. Этим определяется актуальность выхода в свет одной из первых сводных работ, посвященных новой, пока еще слабо освоенной группе месторождений.

Авторами развиваются аргументированные представления о положении золото-сульфидных месторождений в рядах золоторудных формаций миогеосинклиналей, закономерностях их размещения и основных факторах, оказывающих влияние на строение месторождений и условия локализации оруденения. Выявленные закономерности, по-видимому, могут быть распространены и на другие типы подвижных поясов.

Удачным результатом синтеза данных опубликованных работ и материалов собственных наблюдений можно считать предлагаемые авторами морфоструктурная и промышленная типизации рассматриваемых месторождений. Несомненной ценностью книги является обстоятельное описание наиболее крупных и хорошо изученных эталонных объектов для каждого из выделенных промышленных типов. Рассматриваются геологическое строение месторождений, условия локализации и минералого-геохимические особенности оруденения, формы нахождения и распределения золота в рудах и сульфидах. Эти сведения создают целостный образ месторождений.

Изложенные в книге материалы по конкретным объектам вполне обосновывают оригинальные построения авторов, касающиеся некоторых сторон генезиса золото-сульфидного оруденения. Вместе с тем редактор должен высказать большое сожаление о том, что авторы остаются приверженными ортодоксальной гидротермальной гипотезе происхождения всех рассмотренных ими объектов. Многолетние исследования редактора и мировые публикации последних десятилетий свидетельствуют о более сложном полигенно-полихронном генезисе золото-сульфидных руд.

Можно надеяться, что данная монография будет способствовать более глубокому ознакомлению широкого круга геологов и специалистов близких профессий с этими перспективными месторождениями, которые, возможно, будут являться одним из основных новых источников коренного золота уже в XXI в, а приведенные авторами данные послужат надежными критериями их поисков и оценки.

Академик РАЕН и МАМР,
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Н.К. Курбанов

Введение

В середине 50-х годов на территории СССР установлены неизвестные ранее разнообразные по геологическому строению и особенностям вещественного состава руд прожилково-вкрапленные золото-сульфидные месторождения, представленные минерализованными зонами и залежами в осадочных и вулканогенно-осадочных породах. Золото в рудах ассоциировано преимущественно с сульфидами (пиритом и арсенопиритом), и существенная (более 20 %) его часть находится в тонкодисперсной форме. Несмотря на значительное число и крупные масштабы разведанных в последующие годы месторождений этого типа, эксплуатация их до настоящего времени сдерживается из-за упорного характера первичных сульфидных руд, переработка которых требует применения специальных дорогостоящих технологий.

В связи с постоянным сокращением запасов в традиционных типах золоторудных месторождений и россыпях значение золото-сульфидных месторождений в общем сырьевом балансе руд непрерывно возрастает. Эта тенденция отмечается не только в России и некоторых странах СНГ, но также в ряде крупнейших золотодобывающих государств, таких как США, Китай, Папуа-Новая Гвинея и др. Можно полагать, что подобная тенденция в ближайшем будущем не изменится, и месторождения этого типа займут одно из ведущих мест в структуре сырьевой базы золота XXI в [149].

Присутствие в рудах весьма тонкого трудноизвлекаемого (упорного) золота, сингенетичного сульфидам, принципиально отличает данные месторождения от сходных с ними в вещественно-морфологическом отношении месторождений, также иногда называемых золото-сульфидными с прожилковой и прожилково-вкрапленной сульфидной и кварц-сульфидной минерализацией, в которых золото, хотя и локализуется преимущественно в сульфидах, но является относительно них более поздним, наложенным и сравнительно легко извлекаемым в технологическом процессе.

Месторождения упорных прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд характеризуются в целом выдержанным характером оруденения, относительно равномерным распределением золота в рудных телах при его невысоких (3–5 г/т) или умеренных (10–15 г/т) средних содержаниях. Среди месторождений известны крупные и уникальные по масштабам объекты, оруденение в которых прослеживается до глубин 1,5–2 км без существенного изменения состава. Руды нередко имеют комплексный характер: наряду с золотом промышленный интерес в них часто представляют сурьма, вольфрам, реже — серебро, мышьяк и некоторые другие рудные и нерудные компоненты.

В зоне окисления упорные сульфидные руды вследствие разложения золотосодержащих сульфидов переходят в окисленные с легко извлекаемым золотом. Окисленные части этих месторождений во многих случаях могут служить объектами самостоятельной первоочередной отработки. На некоторых из них процессы окисления проникают на значительные глубины, измеряемые сотнями метров, с образованием мощных линейных кор выветривания, имеющих самостоятельное промышленное значение («Олимпиадинский» тип).

На территории бывшего СССР крупные золото-сульфидные месторождения с упорным тонкодисперсным золотом распространены преимущественно в складчатых областях миогеосинклинального типа развития (рис. 1). В эвгеосинклинальных складчатых областях и областях мезозойской тектоно-магматической активизации роль золото-сульфидных месторождений относительно невелика. Здесь установлены главным образом объекты мелкого и среднего масштаба (табл. 1). Этими обстоятельствами, а также личным опытом исследований авторов в значительной мере определяется тематика настоящей работы, ограниченная рассмотрением наиболее важных в промышленном отношении типов золото-сульфидных месторождений, распространенных среди терригенных и карбонатно-терригенных толщ миогеосинклиналей.

За рубежом крупные золото-сульфидные месторождения с упорными рудами известны в областях мезо-кайнозойской активизации в Неваде на западе США, в Китае (карлинский тип), в молодых краевых складчатых поясах и островодужных структурах Юго-Восточной Азии (бедные вкрапленные руды месторождения Поргера в Папуа-Новая Гвинея). Объекты меньшего масштаба известны в докембрийских зеленокаменных поясах Южной Африки, палеозойских складчатых структурах Западной Европы, а также, предположительно, на севере Африки, в Южной Америке (Гайана) и восточной Австралии (табл. 1).

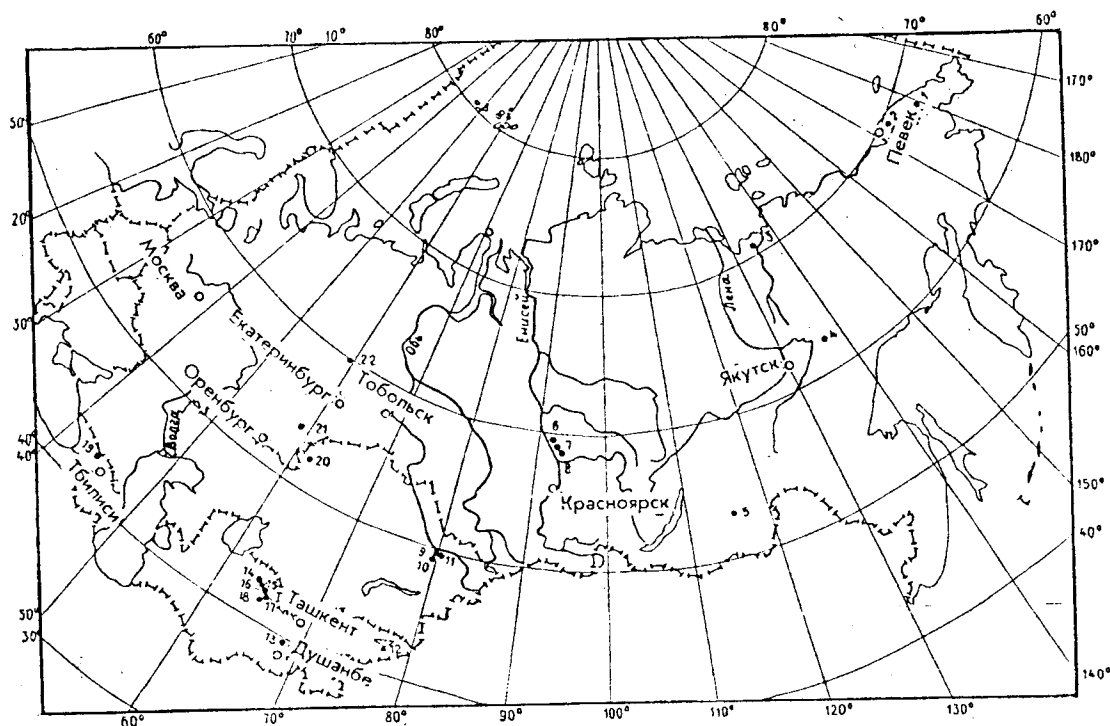


Рис. 1. Размещение основных золото-сульфидных месторождений на территории России и стран СНГ:

1 — Экугское; 2 — Майское; 3 — Ключуское; 4 — Нежданинское; 5 — Итакинское (Сурьмяная гора); 6 — Олимпиадинское; 7 — Ведугинское; 8 — Удерейское; 9 — Джерекское; 10 — Васильевское; 11 — Бакырчицкое; 12 — Кумторское; 13 — Чоринское; 14 — Кокпатаасское; 15 — Окжетлеское; 16 — Амантайтаусское; 17 — Даугызтаусское; 18 — Высоковольтное; 19 — Лухумское; 20 — Тохтаровское; 21 — Миндякское; 22 — Воронцовское

Сопоставление информации по этим месторождениям с данными по отечественным объектам позволяет наряду со многими чертами сходства выявить и существенные различия в распространенности тех или иных типов золото-сульфидного оруденения. Например, месторождения «карлинского» типа на территории бывшего СССР достоверно не установлены, хотя похожее по составу оруденение, но в иной геологической обстановке отмечается на Воронцовском месторождении (Северный Урал). В отечественных золотоносных провинциях пока неизвестны также аналоги упомянутых выше месторождений Юго-Восточной Азии. В то же время наиболее распространенные на территории СНГ крупные месторождения вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд в углеродсодержащих толщах не имеют соответствующих по своим характеристикам и промышленной значимости зарубежных аналогов.

Начало целенаправленным исследованиям золото-сульфидных месторождений положили работы коллектива института ЦНИГРИ под руководством Н.И.Бородаевского в конце 50-х годов на месторождении Бакырчик в Калбинском хребте Восточного Казахстана. Уже на ранних этапах исследований эти месторождения были выделены им в отдельный промышленный тип [15], а В.Н.Сорокиным в самостоятельную золото-сульфидную формацию. С тех пор изучение месторождений продолжается непрерывно в различных золотоносных провинциях страны. Существенные вехи в исследованиях золото-сульфидных месторождений в черносланцевых толщах связаны с именами В.Г.Гарьковца, В.С.Шибко, В.А.Нарсеева, Н.К.Курбанова, П.Ф.Иванкина, А.А.Сидорова, С.Д.Шера, В.М.Яновского и др.

В связи с высокими перспективами золото-сульфидных месторождений возникает необходимость монографического обобщения накопленной обширной информации, разработки новых рациональных типизаций известных объектов, которые, несмотря на достаточно длительную историю исследований, находятся все еще в неудовлетворительном состоянии. Сравнительный анализ месторождений служит необходимым инструментом для выявления их промышленных особенностей и выбора оптимальных технологических схем переработки руд [79]. Одной из основных задач предлагаемой работы является ознакомление широкого круга

1. Золото-сульфидные месторождения с упорными прожилково-вкрапленными рудами в золотоносных провинциях мира

Тип золотоносных провинций	Тип золото-сульфидного оруденения	Особенности проявления золоторудной минерализации	Распространенность на территории России и стран СНГ, масштаб месторождений	Примеры месторождений
В складчатых областях мезо-кайногенного типа	Золото-сурьмяно-мышьяковистый	Зоны и залежи с прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной (пирит, арсенопирит, пирротин) минерализацией с антимонитом, иногда с реальгаром и кинноварью в углеродсодержащих терригенных и карбонатно-терригенных толщах	Весьма широкая, крупные и очень крупные объекты	Олимпиадинское, Неждановское, Майское (Россия), Бакырчик (Казахстан), Даугызтау, Чоре Кокпатас (Узбекистан), Чоре (Таджикистан)
	Золото-гемаит-пиритовый с теллуридами (безмышьяковистый)	Линейные штокверки пирит-полевошпат-карбонатных прожилков в сочетании с минерализованными брекчиями, пирит-карбонатными жилами и вкрапленными выделениями пирита в углеродсодержащих терригенных толщах	Единичный крупный объект	Кумтор (Киргизстан)
	Золото-полисульфидный (скарновый)	Тела и залежи неправильной формы с прожилково-вкрапленными и отчасти массивными скоплениями сульфидов (пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин и др.) на контакте небольших штоков гранитоидов с терригенно-карбонатными или вулканогенно-карбонатными породами	Ограниченная, с единичными объектами среднего и мелкого масштаба	Тарор (Таджикистан), некоторые месторождения Алтае-Саянской обл. (Россия), Сев. Казахстана и Средней Азии; Никель Плейд (Канада)
В складчатых областях эвтеосин-клинально-го типа	Золото-сурьмяно-мышьяковистый с реальгаром, кинноварью и сульфосолями таллия	Зоны и залежи с прожилково-вкрапленной арсенопирит-пиритовой минерализацией с антимонитом, реальгаром и сульфосолями таллия на контакте карбонатных и вулканогенно-осадочных пород	Единичный объект среднего масштаба	Воронцовское (Россия)
	Золото-мышьяковисто-пиритовый в листовенитах	Согласные с напластованием зоны прожилково-вкрапленной существовавшей в пиритовой минерализации в листовенитизированных диабазх	Объекты мелкого и среднего масштаба	Миндяк (Россия)
	Золото-сурьмяно-мышьяковистый порфиновый	Штокверковая и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, арсенопирит, борнит, антимонит) в штоке окварцованных плагиопорфиров	Единичный объект среднего масштаба	Юбилейное (Казахстан)
	Золото-сурьмяно-мышьяковистый	Минерализованные зоны с прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной (пирротин, арсенопирит, пирит) минерализацией с антимонитом на контакте даек порфиров с вмещающими вулканогенно-осадочными породами	То же	Тохтаровское (Казахстан)

Типы золотоносных провинций	Тип золото-сульфидного оруденения	Особенности проявления золоторудной минерализации	Распространенность на территории России и стран СНГ, масштаб месторождений	Примеры месторождений
В областях тектономагматической активизации	Золото-мышьяковисто-пиритовый с антимонитом, реальгаром, кинноварью и сульфосолями таллия	Пологие, стратиформные минерализованные залежи преимущественно с золотоносным пиритом в благоприятных горизонтах терригенно-карбонатных толщ	На территории стран СНГ достоверно не установлены, в других районах известны мелкие, средние и отдельные очень крупные объекты	Карлин, Кортез, Джеррит-Каньон, Голд-Кворри, Белл (США), Донгбейшей, Ята Гетанг (Китай)
	Золото-сурьмяно-мышьяковистый	Минерализованные зоны с арсенипиритом, марказитом и пиритом, с кварц-антимонитовыми жилами в гнейсах и гранитоидах	Единый объект среднего масштаба	Итакинское (участок Сурьмяная горка, Россия)
	Золото-редкометалльно-мышьяковисто-пиритовый	Маломощные сульфидно-кварцевые жилы и прожилковые штокверки с арсенипиритом, пиритом и антимонитом в гнейсах	Редкие мелкие объекты	Шателе (Франция)
В молодых краевых складчатых поясах и островодужных структурах	Золото-мышьяковисто-пиритовый порфиоровый	Минерализованные зоны с золотоносным мышьяковистым пиритом в кристаллических сланцах и гнейсах	Единый комплексный золотосодержащий объект крупного масштаба	Эльконское (Россия)
	Золото-сурьмяно-мышьяковистый	Вкрапленная существенно пиритовая минерализация в контактовых зонах интрузий щелочных габро и порфиров с осадочными терригенными отложениями Существенно марказит-пиритовая вкрапленная минерализация в вулканитах и монцонитах структур центрального типа	На территории СНГ не установлены, в других районах известны крупные объекты	Поргера (бедные вкрапленные руды ранней стадии; Папуа-Новая Гвинея) Ладолам (Папуа-Новая Гвинея)
В архейских зеленокаменных поясах	Золото-сурьмяно-мышьяковистый	Согласные с напластованием зоны прожилково-вкрапленной пирит-арсенипиритовой минерализации с золотоносными кварц-антимонитовыми жилами на контакте разных литологических горизонтов вулканогенных толщ	На территории стран СНГ не установлены, сведения о масштабах оруденения в других районах отсутствуют	Месторождения рудоносной структуры Мэрчисон (ЮАР)

геологов и эксплуатационников с новыми типами золоторудных месторождений, только начинающих осваиваться промышленностью.

Авторы настоящей работы принимали непосредственное участие в изучении основных крупных месторождений этой группы, таких как Бакырчикское, Олимпиадинское, Майское, Кокпатасское, Нежданинское и др. Полученные при исследованиях материалы положены в основу описаний типовых месторождений, которые по мере возможности выполнялись по единому плану. В процессе исследования мы постоянно пользовались разносторонней помощью и поддержкой со стороны руководителей и сотрудников геологических служб организаций, проводивших изучение и разведку месторождений, в том числе В.А.Неволина, М.Л.Шермана, В.И.Арефьевой, В.А.Лопатина, Р.А.Савельева, А.П.Хохлова, В.И.Вавилова, М.С.Смирнова, В.А.Поперекова, И.С.Розенблюма, С.А.Григорова, А.Г.Процкого, Р.В.Цоя, В.Р.Дервеева, В.А.Паздерского, Е.Т.Маковкина, З.Е.Есенбаева, Н.И.Евтухова, А.Г.Жабина, З.Я.Церцвадзе, П.М.Гунцадзе, К.В.Аронидзе и многих других. Авторы глубоко признательны за оказанную в разные годы помощь и поддержку в проведении исследований, активное обсуждение полученных результатов и советы своим коллегам: Ч.Х.Ариффулову, Р.О.Берзону, П.С.Бернштейну, Н.И.Бородаевскому, Б.Я.Вихтеру, А.Г.Воларович, А.В.Волкову, В.Г.Дзялошинскому, М.М.Константинову, Н.К.Курбанову, П.Г.Кучеревскому, В.А.Нарсееву, Г.В.Седельниковой, А.А.Сидорову, В.Б.Чекваидзе, С.Д.Шеру, Ю.М.Щепотьеву, С.В.Яблоковой, В.М.Яновскому и др. Мы благодарны редактору нашей работы академику Н.К.Курбанову, а также профессору В.М.Яновскому за ценные замечания при ознакомлении с рукописью. Свою особую признательность авторы выражают академику И.Ф.Мигачеву за конструктивные советы и неоценимую помощь при подготовке и издании книги.

Позиция и типизация золото-сульфидных месторождений в складчатых областях миогеосинклинального типа

Золоторудные месторождения миогеосинклиналей, их формационная типизация

Металлогения складчатых областей миогеосинклинального типа начала развиваться после выделения в 30-х годах XX в Г.Штилле в геосинклинальных системах двух основных ее элементов — миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей, различающихся по положению в общей структуре, составу слагающих их комплексов, особенностям развития и характеру магматизма, в частности, по присутствию инициального офиолитового комплекса и широкого развития вулканитов в эвгеосинклиналях. Эта концепция была поддержана и развита в работах Э.Ога, М.Кэя, В.М.Синицына, Х.Обуэна, Н.С.Шатского, М.В.Муратова, Л.И.Красного, В.Е.Хаина и др. История развития взглядов на формирование этих структур обстоятельно рассмотрена в работах Х.Обуэна [97], В.М.Яновского [140] и др. Ряд исследователей (В.Е.Хайн, М.Г.Ломизе) среди геосинклинальных систем помимо двух основных выделяют еще и третий, промежуточный тип структур — мезогеосинклинали. Однако критерии выделения последнего являются, по нашему мнению, неоднозначными, спорными и, вследствие этого, в нашей работе мы придерживаемся концепции двучленного деления складчатых областей.

Миогеосинклинали характеризуются корой значительной мощности (40–60 км), терригенным и терригенно-карбонатным составом осадочных отложений, обычно смятых в складки различной морфологии и генезиса; слабым развитием вулканогенных отложений. Собственно геосинклинальный магматизм в них проявлен весьма слабо, более широким распространением пользуются магматические образования коллизионной, орогенной и посторогенной стадий развития складчатых систем, представленные породами кислого, среднего и умеренно щелочного состава. Золоторудные месторождения, особенно крупных масштабов, размещаются обычно среди осадочных комплексов, и только месторождения скарнового типа тесно ассоциируют со штоками гранитоидов.

Складчатые области миогеосинклинального типа на протяжении всей истории золотодобычи в России и сопредельных государствах СНГ играли определяющую роль в обеспечении сырьевой базы золотодобывающей промышленности. Эти территории с давних пор были известны главным образом как провинции распространения морфологически весьма разнообразных золото-кварцевых месторождений и тесно генетически сопряженных с ними золотоносных россыпей. Разработка основ металлогении золота этих областей и исследования месторождений связаны с именами В.А.Обручева, Ю.А.Билибина, Н.Т.Кассина, А.К.Мейстера, И.С.Рожкова, Г.П.Воларовича, Н.А.Шило, Е.Т.Шаталова, В.Т.Матвиенко, И.Х.Хамрабаева, Л.З.Палея и многих других геологов.

К настоящему времени запасы россыпного золота и коренного золота в месторождениях золото-кварцевого типа заметно сократились в связи с их интенсивной эксплуатацией, а возможности обнаружения новых месторождений весьма ограничены. Пополнение и расширение сырьевой базы золотодобывающей промышленности становится актуальной задачей геологоразведочной службы не только России, но и целого ряда других стран. В этой связи выявление нового золото-сульфидного оруденения с месторождениями, обладающими крупными запасами руд, в значительной мере решают эту проблему. После проведения целенаправленных поисковых и поисково-разведочных работ золото-сульфидные месторождения прожилково-вкрапленных руд с тонкодисперсным золотом установлены в большинстве складчатых областей миогеосинклинального типа России и СНГ, и хотя они только еще подготавливаются к эксплуатации из-за сложности в технологии переработки руд и извлечении золота,

нам представляется, что именно они в недалеком будущем восполнят истощающиеся запасы золота в миогеосинклинальных провинциях и станут основными объектами золотодобычи.

Золото-сульфидные месторождения локализуются, как правило, среди осадочных толщ, включая иногда в промышленные контуры также и дайки. Характерно пространственное и структурное обособление золото-сульфидного оруденения от других типов золоторудной минерализации с образованием самостоятельных рудных полей и рудных зон, что связано, по-видимому, с различиями обстановок и условий отложения руд.

Среди разнообразных проявлений золотого оруденения складчатых областей миогеосинклинального типа нами выделено восемь рудных формаций, объединенных в три основные семейства, различающиеся по их положению в геотектоническом цикле, глубинным уровням формирования, геологическим условиям локализации и вещественному составу руд. Основные характеристики формаций сведены в табл. 2. Следует отметить, что в этой систематике в числе факторов, отражающих обстановку рудообразования, важное значение придается тектонофизическому режиму, оказывающему определяющее влияние на размещение, структурно-морфологические особенности оруденения, формы нахождения золота в рудах, в значительной мере обуславливающих технологические свойства руд [95].

В рамках принятой группировки месторождения золото-сульфидных руд относятся к двум рудным формациям семейства позднеорогенных формаций среднего уровня глубинности: 1 — золото-сульфидной, к которой принадлежат все рассматриваемые в данной работе месторождения, залегающие среди терригенных и карбонатно-терригенных толщ; и 2 — золото-полисульфидной (сомагматической), характеризующейся самой тесной пространственно-временной связью золото-сульфидного оруденения с позднеорогенными малыми интрузиями диорит-гранодиоритовой формации, сопровождающимися, как правило, скарнами. Промышленные месторождения последней формации известны в Зарафшано-Гиссарской миогеосинклинальной зоне Таджикистана, но в настоящей работе не рассматриваются.

При сопоставлении месторождений, принадлежащих к одной и той же формации, нередко устанавливаются существенные различия в вещественном составе руд за счет неодинакового количественного развития в них (вплоть до выпадения) отдельных минеральных комплексов и ассоциаций и гипертрофированного развития других. Целый ряд золото-сульфидных месторождений до установления их промышленной значимости на золото были известны, как объекты с промышленным сурьмяным, вольфрамовым или мышьяковым (арсенипиритовым и реальгар-аурипигментовым) оруденением и в этом качестве обрабатывались или эксплуатировались до настоящего времени.

В отличие от золото-кварцевого и золото-серебряного золото-сульфидное оруденение образуется преимущественно в условиях преобладающего режима сжатия, который находит свое выражение в приуроченности оруденения к зонам смятия и расланцевания, зонам межслоевых и внутрислоевых тектонических срывов с проявлением интенсивных пластических деформаций (кливаж) и перекристаллизации пород. Преобладающий способ отложения рудного вещества — метасоматический, обуславливающий образование вкрапленных и прожилково-вкрапленных типов руд при ограниченном распространении кварцевых и карбонатно-кварцевых жильных тел. Детальные исследования показали при этом, что тектонофизический режим сжатия в общем случае преобладает лишь в период отложения минерализации раннего, основного по объему продуктивного минерального комплекса золото-сульфидного оруденения. На поздних стадиях рудообразования устанавливается, как правило, режим растяжения, выражающийся в появлении прожилковой (жильно-прожилковой) карбонатно-кварцевой минерализации при одновременном выполнении разнонаправленных трещинных систем жильным материалом.

Необходимо отметить (подробнее это будет рассмотрено в заключительном разделе книги), что образующиеся в определенной последовательности разностадийные минеральные комплексы одних и тех же месторождений, были сформированы на разных глубинах от палеоповерхности, в различных тектонофизических режимах (сжатия или растяжения), разделены значительными временными перерывами, достигающими в отдельных случаях сотен миллионов лет, и относятся к различным стадиям развития складчатых областей [94, 95]. Указанные обстоятельства необходимо учитывать при применении известных принципов формационной типизации, разработанных В.А.Кузнецовым и Р.М.Константиновым [62, 69]. Нам представляется, что сопоставление месторождений, их формационная типизация, характеристика обста-

2. Золоторудные формации складчатых областей мезогеосинклинального типа

Семейства формаций	Преобладающий тектонический режим	Рудные формации	Региональная позиция	Рудомещающие комплексы	Связь с магматизмом	Типы околорудных изменений и особенностей их проявления	Морфология рудных тел и типы руд	Типоморфные особенности проявления минерализации	Характеристика золота и сульфидность руд	Примеры месторождений
Золото-кварцевые раннеорпегенных, больших (2,5-6 км и более)	Растяжения	Золото-кварцевая	Зоны глубоких разломов во внешних частях мезогеосинклиналией, часто в арелах развития	Терригенные песчано-сланцевые углеродистые толщи, содержащие преимущественно с выраженной анизотропией рудолокализирующих свойств пород	Предполагаемые парагенетические связи с орпегенным комплексом интрузий натрового ряда	Неконтрастные, непостоянно проявляющиеся изменения безрезид-ктивного типа	Ссаженные и субпластовые жили (свиты) жильные тела. Руды мало-сульфидные, кварцевые	Преобладает метаморфогенный кварц. Интенсивная пластическая деформация кварцевых жильных тел перед отложением ранних сульфидов и золота	Золото свободное, от крупного до мелкого, в том числе, наложенное на сульфиды, проба 750-930. Сульфидность руд 1-3 %	Советское (Бнис. Краж), Ветренское, Наталкинское, Каральвеем (Кольма), Кулуджун, Лайлы (Калба), Токур (Приамурье), Мурунтау (Кызылкумы)
		Золото-кварц-редкометаллическая (сомагматическая)	Зоны силовых магматогенных полнтий. Борты рифтогенных структур	Эндо- и экзо-контактовые зоны массивов интрузивных пород и при-контактовые скарнированные территории-но-карбонатные толщи	Тесная пространственная и временная связь с раннеорпегенной диорит-гранодиоритовой формацией пестрых интрузий	Безрезитовые и пропилитовые. Скарны	Жильные и жильно-прожилковые штокерки. Руды кварцевые с повышенным содержанием сульфидов	Присутствие редкометаллической и теллуридно-висмутовой минерализации в кварцевых жилах и прожилках	Золото свободное, преимущественно мелкое, проба 780-850. Сульфидность руд 5-10 %	Джилау (Таджикистан), Школьное (Кольма), Баладжал (Калба), Чарматан, Сармич (Ю. Тянь-Шань)
	Растяжения при существенной роли сжатия	Золото-кварц-сульфидная	Зоны вязких разломов в осевых частях терригенных прогибов	Терригенные-карбонатсодержащие углеродистые толщи	Связи с гранитоидным магматизмом неопределенные типа	Неконтрастные изменения безрезитового типа	Зоны линейных крапленно-жильно-прожилковых штокерков. Кварц-сульфидный тип руд	Множественное проявление пластических деформаций ранних, дорудных ассоциаций перед отложением золота. Приуроченность золота к кварцсульфидным и сульфидным прожилкам и выделениям	Золото мелкое до тонкого, преимущественно в сульфидных пробах 830-950. Сульфидность руд 2-5 %	Сухой Лог, Голец, Высочайший, Вернинское (Ленский район)

Сжатия при существенной роли растяжения	Золото-поли- металлическо- кварцевая	Суперпозици- онные структуры в зоне влияния глубинных разломов, нередко вблизи границы сопряжения с эвгеосинкли- налями (кора переходного типа). Рифтогенные структуры. Блоково- куловоидные осложнения крупных магматических поднятий	Терригенные и карбонатные толщи. Локализаторы оруденения — тонкослоистые алевролиты, алевросланцы, известковистые алевролиты	Связи с магма- тическими формациями парагенетичес- кие, простран- ственные ассоциации с магматичес- кими телами (нередко субвулканичес- кого уровня образования) непостоянны. Характерны окварцевание и аргиллиза- ция для поздних	Березитового типа, слабо проявлены	Линейные и сложные по форме кварцевые штокверки, жилы. Руды кварцевого типа	Широкое развитие сульфидов полиметаллов в кварцевых жилах и прожилках	Золото свободное, преимущественно мелкое, проба 750-900. Сульфидность руд — 2-5 %	Некоторые разноорождения Кулара (Верхояные)
Сжатия	Золото- сульфидная		Низкотемпера- турные фации березитов для ранних минеральных комплексов, редко межформаци- онные залежи. Малосульфид- ные прожилково- вкрапленные руды в измененных породах	Березит-лист- венитовые, прожилитовые, часто наложенные на скарны, аргиллизация в связи с поздними минеральными комплексами	Легковидные и неправиль- ные по форме залежи. Прожилково- вкрапленные и массивные сульфидные руды	Ранний минеральный комплекс — существенно вкрапленные руды локализованы в относительно пластичных породах. Поздние комплексы (золото-сурьмяный, аурилитменгтоный) — образуют прожилковые и жилвно-прожилковые руды	Золото: 1) свободное тонкое (проба 870-700 и 470- 580), 2) тонко- дисперсное, сингенетичное ранним сульфидам. Сульфидность руд до 25%	Майское (Чукотка), Олимпиадин- ское, Ведугинское, Удереинское (Енисейский Кряж), Бакарчик (Калба), Нежданское (Якутия), Кокпатаг, Даугызгау, Высоковольт- ное (Кызыл- Куман), Джижикрут (Ц. Талджикис- тан), Лухуми (Кав- каз)	
	Золото-поли- сульфидная (сомагматичес- кая)	Рифтогенные суперпозици- онные структуры в краевых частях магматогенных поднятий	Карбонатные и терригенно- карбонатные формации. Эндо- и экзо- контактовые (скарнирован- ные) зоны малых интрузий	Тесная про- странственно- временная связь с малыми телами диорит- гранодиорит- товой формации	Березит-лист- венитовые, прожилитовые, часто наложенные на скарны, аргиллизация в связи с поздними минеральными комплексами	Ранний сульфидный минеральный комплекс нередко пространственно связан с зонами экскарнов. Золоторудная минерализация локализуется в эскарновых и березитизированных гранитоидах	Золото: 1) свободное тонкое (проба 870-700 и 470- 580), 2) тонко- дисперсное, сингенетичное ранним сульфидам. Сульфидность руд до 25%	Тарор, Масриф, Гиждарва, Плгиферфар (Ц. Талджикис- стан)	

Семейства формаций	Преобладающий тектонический режим	Рудные формации	Региональная позиция оруденения	Рудовмещающие комплексы	Связь с магматизмом	Типы околорудных изменений и особенности их проявления	Морфоструктура рудных тел и типы руд	Типоморфные особенности проявления минерализации	Характеристика золота и сульфидность руд	Примеры месторождений
Золото-серебряных, посторогенных, малых глубин (1,5—0,5 км)	Растяжения	Золото-серебряная	Окраинно-континентальные глубинные разломы, сопровождающиеся наземным вулканизмом	Терригенные флишеидные комплексы, покровы, экструзии и субвулканические тела андезит-лапаритового состава	Вулкано-плутонические ассоциации андезит-лапаритовых, диорит-монзонитовых, андезитовых формаций. Характерны пострудные дайки базальтоидов	Неконтрастно проявленные пропилитовые, аргиллизитовые, кварцевые, серицитовые изменения	Жилы, жильно-прожилковые зоны, штокерки	Продуктивная минерализация сопровождается более ранней арсенипиритовой и поздней антимонитовой минерализацией	Золото свободное, мелкос до крупное, с высокой дисперсией пробы (300—920), преобладает золото низкопробное	Промежуточное, Сопка Рудная (Ц. Чукотка)
	Сжатия	Существенно серебряных вкрапленных руд	Рифтогенные суперпозиционные структуры в краевых частях магматогенных поднятий	Терригенные и терригенно-карбонатные комплексы	Относительная удаленность от магматических очагов. Нередка пространственная связь с поздним комплексом даек лампрофиров	Аргиллизация, окварцевание	Субоогласные и секущие залежи вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд в зонах дробления и расщепления пород	Преобладание существенно сереброносной минерализации	Золото	Кшгудак, Мирханг (П. Таджикистан)

новки рудообразования и возраст оруденения должны проводиться на основе выбора в качестве базового репера минерализации раннего рудообразующего минерального комплекса. В месторождениях золото-сульфидной формации таким минеральным комплексом является пирит-арсенопиритовый с сингенетичным тонкодисперсным золотом, образовавшийся на средних глубинах в орогенную стадию развития складчатых областей в условиях режима преобладающего сжатия. Рассмотренный принцип использовался нами при составлении группировки золоторудных месторождений в областях миогеосинклинального типа (см. табл. 2), и его реальная «работоспособность» проверена на конкретных золотоносных провинциях, где на основе вновь проведенной индентификации и типизации выявлен целый ряд новых особенностей и закономерностей локализации золотоносных руд, соотношений золото-сульфидных месторождений с другими типами золотого оруденения, развитыми в этих провинциях.

Позиции золото-сульфидных месторождений в структурах золотоносных провинций

Обсуждению проблемы закономерностей размещения золоторудных месторождений в складчатых областях миогеосинклинального типа посвящено большое количество публикаций. Итоговыми обобщениями состояний исследований по этому вопросу являются капитальные многотомные сводки по геологическому строению и закономерностям размещения полезных ископаемых СССР, а также карты золотоносности и прогнозов, периодически составлявшиеся как для отдельных регионов, так и для территории СССР или России в целом. В монографии С.Д.Шера рассмотрено геологическое строение наиболее крупных золотоносных провинций и месторождений зарубежных стран [132].

При исследованиях рудоконтролирующих структур терригенных миогеосинклиналей В.М.Яновским развивается положение о зонах рудовмещающих дислокаций, определяющих позицию морфологически разнообразных золоторудных месторождений (в т.ч. и золото-сульфидных), объединенных им в золото-углеродистую формацию [140]. Разработка геолого-генетических моделей рудных полей и районов основных промышленных типов золоторудных месторождений проведена коллективом под руководством Н.К.Курбанова [72]. В этой работе рассматривается концепция возможной полигенности образования одних и тех же формационных типов месторождений.

Используя результаты исследований золоторудных месторождений в терригенно и терригенно-карбонатных комплексах миогеосинклиналей в целом, авторы настоящей работы поставили задачу уточнения позиции собственно золото-сульфидных месторождений, выяснения их пространственно-временных соотношений с проявлениями широко распространенного в данных провинциях малосульфидного золото-кварцевого и реже встречающегося золото-серебряного оруденения. В качестве примеров выбраны три крупные золотоносные провинции, расположенные на территории СНГ, в которых известны значительные по масштабам и хорошо изученные месторождения золото-сульфидной формации. Две из них, Енисейская и Верхояно-Колымская, занимают перикратонную позицию, обрамляя Сибирскую платформу соответственно с юго-запада и востока, и относятся, по представлениям Н.К.Курбанова, к складчатым областям с латеральной сменой металлогенических зон во времени. Третья, Кызылкумская провинция в Южном Тянь-Шане характеризуется заложением на интенсивно переработанных структурах ранее существовавших кратонов и срединных массивов и отличается вертикальной сменой металлогенических зон в процессе развития герцинской геосинклинально-складчатой системы вследствие унаследованности глубинных каналов миграции рудоносных флюидов на протяжении ряда этапов рудогенеза [99]. Указанные различия в развитии складчатых областей оказали влияние на структуру рассматриваемых золотоносных провинций и своеобразие размещения в них золотого оруденения.

Енисейская провинция. Складчатая область Енисейского Кряжа, в металлогеническом отношении рассматриваемая в качестве крупной рудной провинции, является перикратонной ветвью байкалид, сформированной на юго-западной периферии докембрийской Сибирской платформы при сочленении ее с Западно-Сибирской плитой (рис. 2) Представления о ее геологическом строении и металлогении территории базируются на исследованиях больших коллективов геологов, обобщенных в работах Л.А.Ячевского, А.К.Мейстера, Ю.А.Кузнецова,

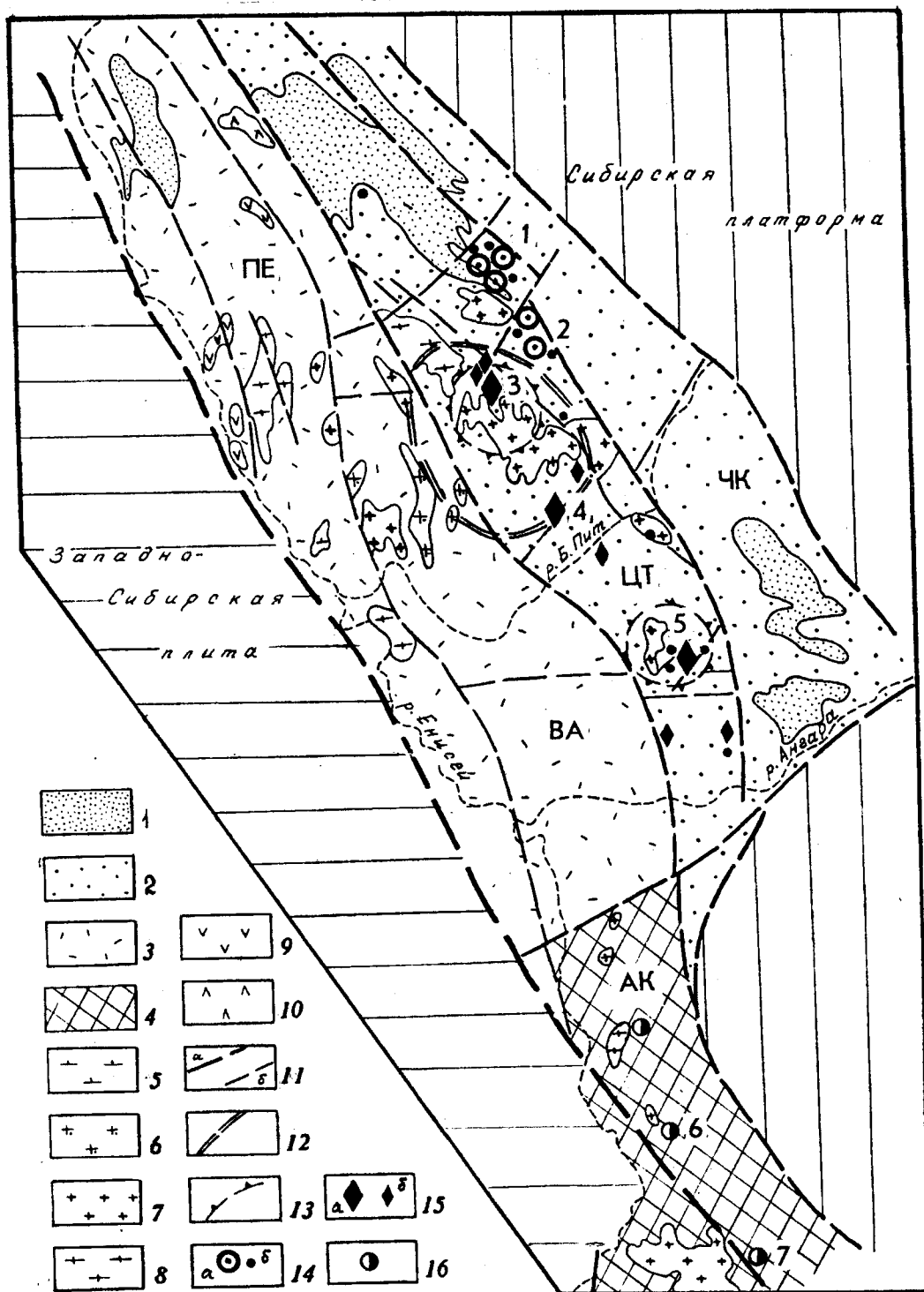


Рис. 2. Позиция золоторудных месторождений разных формаций в структурах Енисейского края (с использованием материалов работы [34], А. А. Стороженко и др., 1984):

1 — орогенные формации рифея-венда; 2 — терригенные и терригенно-карбонатные миогеосинклинальной зоны; 3 — вулканогенно-карбонатно-терригенные эвгеосинклинальной зоны; 4 — архейские комплексы Ангаро-Канской глыбы; интрузивные формации; 5 — ийолит-сиенитовая венд-кембрия, 6 — лейкогранитовая позднего рифея, 7 — гранитовая позднего рифея, 8 — мигматит-гранитовая позднего рифея, 9 — дунит-пироксенитовая позднего рифея, 10 — дунит-гарцибургитовая позднего рифея; 11 — разломы: а — глубинные, б — региональные; 12 — границы магматогенных сводов; 13 — контуры магматогенно-купольных структур с глубинными очагами гранитизации; 14 — месторождения (а) и рудопроявления (б) золото-кварцевой формации: 1 — Советское, 2 — Эльдаро; 15 — месторождения (а) и рудопроявления (б) золото-сульфидной формации: 3 — Олимпиадинское, 4 — Ведугинское, 5 — Удерейское; 16 — месторождения золото-серебряной формации: 6 — Кузеевское, 7 — Богунаевское

Г.И.Кириченко, Н.В.Петровской, П.С.Бершнтейна, М.И.Волобуева, О.А.Вотаха, Д.И.Мусатова, Е.С.Постельникова, Л.В.Ли, Т.Я.Корнева, В.М.Даценко и др.

Складчатая область сформирована на континентальной раздробленной коре, достигающей, по данным сейсмических и гравиметрических исследований, максимальной мощности 51 км в центральной части Кряжа и постепенно снижающейся, как в продольном, так и в поперечном направлении, до 43–48 км. В раннем протерозое область испытала сложное развитие миогеосинклинального типа, завершившееся платформенным режимом. Последовавший за этим байкальский цикл тектогенеза отразился в накоплении верхнепротерозойских терригенно-карбонатных отложений. В орогенный этап развития (поздний рифей—венд, 850–575 млн.лет) в сводовых структурах, осложняющих осевую зону Енисейского Кряжа, на фоне общего воздымания территории образовались крупные батолитические массивы гранитоидных интрузий татарско-аяхтинского комплекса (850 млн.лет) [25]. В соответствии с представлениями Д.И.Мусатова, современная структура складчатой области сформировалась в конце протерозоя в результате субдукции Западно-Сибирской океанической плиты под континент Сибирской платформы [82].

В тектоническом отношении складчатая область Енисейского кряжа представляет собой мегантиклинорий с преобладающим северо-западным простиранием складчатых структур и наиболее крупных разломов. Последние отмечаются высокоградиентными гравиметрическими полями и нередко сопровождаются узкими протяженными раннепалеозойскими грабенами. В составе складчатой области выделяется ряд структурно-формационных зон (СФЗ), разделенных продольными глубинными разломами. Зоны, расположенные на юго-западе, соответствуют по типу развития эвгеосинклиналиям, а на северо-востоке — миогеосинклиналиям. Разделяющий их глубинный Татарский разлом отчетливо фиксируется в региональных геофизических полях аномалиями магнитного поля.

Большинство золоторудных месторождений, в т.ч. все крупные, размещаются в карбонатно-терригенных отложениях сухопитской серии верхнего протерозоя в пределах миогеосинклинальной Центральной структурно-формационной зоны. Оруденение тесно пространственно ассоциирует с орогенными гранитоидами татарско-аяхтинского комплекса и там, где они отсутствуют, сколько-нибудь значимых проявлений оруденения не установлено. При этом, согласно данным Л.В.Ли, золоторудные месторождения тяготеют к 5–10-километровой экзоконтактной зоне интрузий, но непосредственных связей с конкретными магматическими телами не устанавливается [34].

В золотоносной провинции отмечаются месторождения всех трех семейств формаций, характерных для миогеосинклиналей. Месторождения золото-кварцевой формации, такие как Советское, Эльдорадо, Александро-Агеевское, расположены в северо-восточной части складчатой области, где они прослеживаются вдоль глубинного Ишимбинского разлома, разделяющего Чернореченско-Каменскую и Центральную СФЗ. На рудных полях с золото-кварцевым оруденением отмечается присутствие раннеорогенных силло- и дайкообразных тел амфиболитов и диабазов. Радиологический возраст золото-кварцевых руд оценивается по галениту в 860–900 млн.лет [25]. Более широкий разброс возрастов имеют слюды. На месторождении Эльдорадо А.М.Сазоновым (1983) установлен возраст руд по галениту — 780 ± 30 млн.лет, а также по слюдам, отобраным в непосредственном контакте с жилами — 795 ± 70 млн.лет.

Месторождения золото-сульфидной формации тяготеют к осевой части Центральной СФЗ и занимают позиции на склонах или вершинах куполовидных структур, осложняющих крупные магматогенные сводовые поднятия. Участки концентраций золото-сульфидных месторождений смещаются относительно золото-кварцевых к югу, юго-западу, в направлении древних структур Ангаро-Канской глыбы и границы раздела мио- и эвгеосинклинальных зон. Золото-сульфидные месторождения на всей территории Енисейского Кряжа единообразно контролируются складчато-разрывными структурами северо-восточного или субширотного простирания, занимающими поперечное или диагональное положение по отношению к общему направлению складчатости или продольных разломов, указывая тем самым на резкую смену плана деформаций относительно собственно геосинклинальных структур к моменту их формирования. Поперечные и диагональные направления нередко маркируются позднеорогенными интрузиями пестрого состава, образующими тела небольших масштабов. Эти структуры вслед за Э.У.Спенсером мы относим к суперпозиционным.

Изотопное датирование золото-сульфидного оруденения проведено нами на рудах Олим-

пиадинского месторождения изохронным рубидий-стронциевым методом [94]. Возраст слюди-кварц-карбонатных метасоматитов, непосредственно предвещающих отложение золотоносных сульфидов, определен в 794 млн. лет. Верхний возрастной предел не установлен, но судя по абсолютному возрасту кварц-слюдистых метасоматитов 609 млн. лет, сопутствующих более поздней кварц-антимонитовой ассоциации руд, формирование оруденения этого месторождения завершилось, по-видимому, на рубеже перехода орогенного режима складчатой области к платформенному. Надежность возрастной датировки поздней кварц-антимонитовой минерализации подтверждается близкими значениями возраста гидрослюд, установленного калий-аргоновым методом на другом золото-сульфидном — Удерейском месторождении, расположенном в южной части Енисейского Кряжа [44].

Среди активизированных архейских структур Ангаро-Канской глыбы в южной части Енисейского кряжа в зоне влияния глубинного Приенисейского разлома, отождествляемого Д.И. Мусатовым с сейсмофокальной зоной типа зон Беньофа—Заварицкого, отмечено жильное оруденение, относимое Л.В. Ли к золото-серебряной формации [74]. Оруденение это недостаточно изучено и данные по его возрасту весьма противоречивы. Широкое распространение на жильных полях диабазовых даек, в других районах, относящихся к формации посторогенной активизации, позволяет предполагать относительно молодой возраст золото-серебряных руд по сравнению с золото-сульфидными.

Таким образом, в пределах Енисейской складчатой области проявляется латеральная зональность в размещении месторождений золото-кварцевого, золото-сульфидного и золото-серебряного семейств формаций, сформировавшихся в течение байкальского цикла металлогении. Вектор зонального размещения последовательно образовавшихся месторождений направлен от границы платформы в сторону раздела эв- и миогеосинклинальных зон, а также структур жесткого массива Ангаро-Канской глыбы. Этот вектор совпадает с направлением последовательной временной смены геосинклинальных структур от континента в сторону океана, как это было установлено Дж.Д. Дэна для Аппалачей [97]. При этом размещение месторождений ранней золото-кварцевой формации контролируется продольными глубинными разломами, разграничивающими СФЗ. Месторождения золото-сульфидной формации приурочены к поперечным и диагональным наложенным структурам и узлам пересечения их с второстепенными ветвями продольных разломов, располагающихся на удалении от границ СФЗ. Проявления золото-серебряной формации локализируются в активизированных частях жестких срединных массивов в зонах влияния глубинных глобальных структур.

Верхояно-Колымская провинция является частью обширной Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, простирающейся к востоку от Сибирской платформы (рис. 3). Она заложена на гетерогенном основании, развивавшимся от архея до мезозоя в устойчивых миогеосинклинальных условиях, что способствовало постоянному наращиванию земной коры, мощность которой, составляя 30–45 км, убывает по мере удаления от платформы.

В исследовании металлогении этой провинции выдающуюся роль сыграли работы Ю.А. Билибина и его ближайших сподвижников; большой вклад в металлогению золота этого региона внесли также исследования Ю.П. Ивенса, В.Т. Матвиенко, И.С. Рожкова, А.А. Сидорова, П.И. Скорнякова, Е.Т. Шаталова, Н.А. Шило и многих других.

Геосинклинальные отложения мезозойского возраста, широко известные после работ Н.П. Хераскова под названием «верхоянского комплекса», представлены существенно терригенными толщами раннекаменноугольно-позднеюрского возраста. С конца поздней юры и до позднего мела геосинклинальные осадки испытали складчатость и орогенез, сопровождавшиеся проявлениями магматизма и золотого оруденения. Особенности геологического строения этой территории, рассмотренные в большом числе работ, получили обобщение в специальной публикации [33]. В собственно перикратонной, Верхоянской, части складчатой области широким распространением пользуются кварцево-жильные и жильно-прожилковые месторождения, относящиеся к раннеорогенным золото-кварцевой и золото-кварц-редкометалльной формациям (см. рис. 3). Положение оруденения контролируется линейными зонами, простирающимися вдоль границы платформы, подобно тому, как это имело место и в Енисейской провинции. Кварцево-жильные поля обычно приурочиваются к ареалам распространения жильных диабазов доорогенного ленского комплекса триасового возраста. Однако проявление золотого оруденения отмечается лишь на тех полях, которые сопровождаются выходами раннеорогенных гранитоидов [56]. Исследователи придерживаются практически единодушного мнения о наиболее

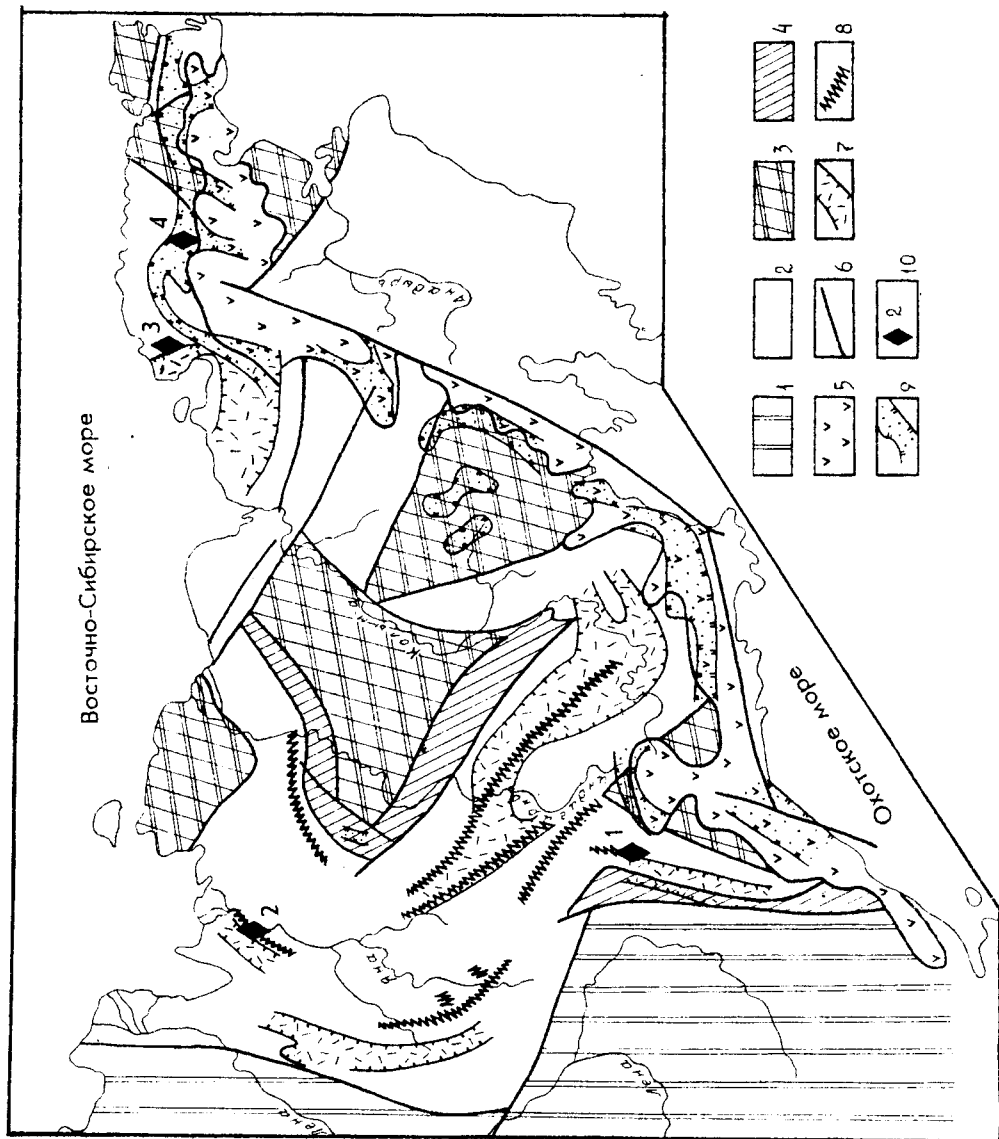


Рис. 3. Зональность размещения золоторудных формаций в структурах Верхонно-Чукотской мезозойской складчатой области (с использованием материалов работ [33, 56]):

1 — структуры Сибирской платформы; 2 — структуры мезозойского Чукотского складчатого пояса; 3 — средние массивы; 4 — окраинные (перикратонные) горстовые поднятия; 5 — вулканогенные пояса; 6 — наиболее крупные разломы; 7 — зоны концентрации оруденения золото-кварцевой формации; 8 — зоны концентрации оруденения золото-сульфидной формации; 9 — зоны концентрации оруденения золото-серебряной формации; 10 — месторождения золото-сульфидной формации: 1 — Нежданнское; 2 — Кючус; 3 — Майское; 4 — Экут.

древнем возрасте золото-кварцевого оруденения в ряду других золоторудных проявлений [134]. Систематическое изучение золотоносных жил показало, что возраст их меняется в разных частях региона. Наиболее ранними оказываются жилы Верхоянья (176–162 млн.лет); но в северной его части — на Куларе — возраст снижается до 156–113 млн.лет, однако остается более древним, чем у основных продуктивных жил Колымы — 135–110 млн.лет [87, 134]. В ряде случаев устанавливается более молодой возраст золото-кварц-редкометалльного (сомагматического) оруденения по сравнению с золото-кварцевым, что подчеркивается ассоциацией его с так называемыми «интрузиями поперечных рядов» [135].

Семейство позднеорогенных среднеглубинных месторождений золото-сульфидной формации представлено несколькими минеральными типами, в число которых входят известные золото-сурьмяные проявления и месторождения, сопровождающиеся вкрапленной золото-сульфидной пирит-арсенопиритовой минерализацией (Сарылах, Сентачан, Халтагай-Хая, Киньясь-Юрях и др.), иногда не имеющей самостоятельного промышленного значения. Они группируются в зоны, в целом конформные ареалам распространения золото-кварцевого оруденения, но более удаленные от границ платформы. При этом позиция наиболее крупных проявлений золото-сульфидного оруденения (Нежданнинское, Кючус и др.) определяется узлами пересечения продольных тектонических зон поперечными разломами, нередко скрытого типа [9].

Определения возрастных рубежей формирования золото-сульфидного оруденения ограничены. Г.А.Гринберг с сотрудниками, изучавшие Нежданнинское месторождение, считают, что возраст его вкрапленных руд моложе Курумских гранитоидов, имеющих калий-аргоновую датировку 112–81 млн.лет [36]. Наши данные по Майскому золото-сульфидному месторождению, расположенному в Центральной Чукотке, позволяют определить нижний предел возраста его вкрапленных сульфидных руд рубежом раннего — позднего мела (115–106 млн.лет). Интерес представляют данные по возрастным соотношениям золото-кварцевых жил с золото-сульфидно-сурьмяным (золото-антимонитовым) оруденением. Вопреки предположениям части исследователей (В.И.Бергер, В.Г.Кузьмин) об одновозрастности этих образований, большинство исследователей (М.А.Галкин, А.А. и Р.В.Оболенские, Л.Н.Индолев, Г.Н.Гамянин, Э.Я.Прушинская) считают золото-антимонитовое оруденение более молодым, позднемеловым-палеогеновым, наложенным на золото-кварцевое и оторванным от последнего не менее, чем на 50 млн.лет [9].

Золото-серебряное оруденение в этой части Верхояно-Колымской провинции проявлено ограничено. Наиболее изученными являются Аядинские жилы с серебро-сульфоантимонитовой минерализацией. Они локализованы в структурах Тарынского субвулкана в пределах Уяндино-Ясачинского вулканического пояса на западной периферии Колымского массива. Абсолютный возраст жил, тесно ассоциирующих с ртутной и золото-ртутной с антимонитом минерализацией — 73 млн.лет. Они резко оторваны во времени от формирования вмещающих их дацитов вулкана (154–142 млн.лет), но синхронны с золото-серебряным оруденением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [87].

Суммируя изложенное, можно сделать вывод, что в Верхояно-Колымской миеогеосинклинальной системе устанавливается закономерное зональное размещение последовательно образующихся и смеющихся друг друга в пространстве золото-кварцевой, золото-сульфидной и золото-серебряной формаций в направлении от Сибирской платформы к Колымскому срединному массиву или эвгеосинклинальной системе (по другим представлениям). По своей сути это близко к зональности, отмечающейся в докембрийских структурах Енисейского Кряжа. Верхояно-Колымская система является перикратонной частью огромной территории Верхояно-Чукотской складчатой области, различные фрагменты которой формировались при неодинаковых режимах, в разных обстановках, испытывали неодинаковое влияние краевых структур платформы, жестких срединных массивов и собственных структур мезозойд, а также глобальных структур Тихоокеанского пояса. По-видимому, именно вследствие суммарного влияния этих факторов отмеченная зональность размещения месторождений разных формаций не везде выдерживается.

Кызылкупская провинция. Провинция является западной частью, сегментом весьма протяженной герцинской эпикратонной складчатой области Южного Тянь-Шаня (рис. 4), характеризующейся вертикальной сменой формационных комплексов и металлогенических зон и корой мощностью 38–44 км. Провинция приобрела значительный экономический потенциал после обнаружения, начиная с середины 60-х годов, целого ряда крупных золоторудных мес-

торожений и, в первую очередь, месторождения Мурунтау. В исследовании золотоносной провинции большую роль сыграли работы Х.М.Абдуллаева, В.Г.Гарьковца, В.Г.Касавченко, Н.К.Курбанова, Л.З.Палея, П.С.Ревякина, Р.В.Цоя, С.Д.Шера, В.А.Хорвата и многих других.

Залегание вещественных комплексов Кызылкумского сегмента складчатой области одними авторами представляется в виде закономерного вертикального ряда формаций, отвечающего развитию моноциклической геосинклинали и переходу ее в орогенную систему [133]. Другие (Н.К.Курбанов и П.С.Ревякин) отмечают двухъярусное строение рудоносных формаций этой провинции, обусловленное сменой по вертикали терригенной эвгеосинклинали отложениями миогеосинклинали, в палеоструктуре представляющей собой систему флишевых прогибов тыльной зоны островной дуги, прослеживающейся по северному обрамлению этого сегмента. В Кызылкумском сегменте отмечается сложное покровно-сводовое строение вещественных комплексов, связанное с обрамлением насыщенных разновозрастными интрузиями выступов фундамента линейными терригенно-эвгеосинклинальными и наложенными миогеосинклинальными прогибами. При этом первые интенсивно дислоцированы и осложнены зонами смятия вдоль границ выступов, а вторые превращены в системы брахиформных антиклиналей, сопровождаемых долгоживущими разломами консидементационного заложения. Как складчатое обрамление, так и ядра развитых здесь сводовых поднятий осложнены шарьяжными покровами и рассечены поперечными трансформными разломами.

Общий литолого-стратиграфический разрез провинции представлен, по Б.Я.Вихтеру, пятью вещественно-структурными комплексами (ВСК): 1) вулканогенно-карбонатно-кремнистым (венд-кембрий), 2) терригенным и терригенно-флишоидным (ордовик — силур), 3) карбонатным (верхний силур — средний карбон), 4) олистостромово-флишоидным (средний — верхний карбон), 5) молассоидным (верхний карбон — нижняя пермь). Практически все золоторудные месторождения Кызылкумской провинции размещаются среди пород всего лишь двух ВСК: в Букантауском рудном районе они залегают среди олистостромово-флишоидного комплекса (месторождения Кокпатаг, Окжетпес), в Центрально-Кызылкумском — среди терригенно-флишоидного комплекса (месторождения Мурунтау, Даугызтау, Амантайтау, Высоковольное и др.). Терригенно-флишоидный ВСК включает отложения бесапанской и коксайской свит, в составе которых преобладают полимиктовые песчаники, переслаивающиеся в разных количественных соотношениях с алевролитами, филлитовидными сланцами, иногда гравеллитами, кремнистыми сланцами. В основании олистостромово-флишоидного ВСК выделяется карбонатный флиш с повышенным содержанием углеродистого вещества, который выше сменяется ритмичной мелкообломочной молассой. Над ними залегают флишоиды с широким развитием кремнистых сланцев, фашиально замещающихся туфами трахибазальтов, а также лавами. Региональный метаморфизм указанных комплексов отвечает зеленосланцевой фации, но в верхах разрезов он проявлен весьма слабо. Вблизи интрузий метаморфизм возрастает до эпидот-амфиболитовой фации.

Интрузивные породы на современном эрозионном срезе не пользуются значительным распространением, однако геофизическими исследованиями установлено значительное увеличение площадей, занятых магматическими телами под чехлом мезо-кайнозойских отложений. Основной их объем сложен гранитоидами, представляющими единую гомодромную серию. И только в серии малых интрузивных тел нестрога состава проявляется отчетливая антидромная тенденция, отмечающаяся и в других регионах, что указывает на структурную обособленность пестрых по составу даек в истории магматизма.

Выходы пород палеозойско-докембрийского складчатого основания, в которых размещены золоторудные месторождения, слагают относительно небольшие по площади выступы, разделяемые обширными консидементационными прогибами, выполненными мезо-кайнозойскими платформенными отложениями. Структурой, объединяющей выходы палеозойских пород, является крупное магматогенное сводовое поднятие, формировавшееся, по данным А.Г.Бабаева и Е.В.Лебзина, начиная с позднего палеозоя и оказавшее воздействие на распределение мощностей платформенного чехла [133].

Тектоническими элементами первого порядка Кызылкумской провинции, по Б.Я.Вихтеру, являются структурно-формационные зоны родольного направления: Северо-Букантауская, Южно-Букантауская, Северо-Тамдыгауская, Ауминза-Бельтауская, Кульджуктауская (Туркестано-Алайская). Все основные золотые и золото-серебряные месторождения сосредоточены в пределах относительно опущенных зон-Южно-Букантауской и Ауминза-Бельтауской, в кото-

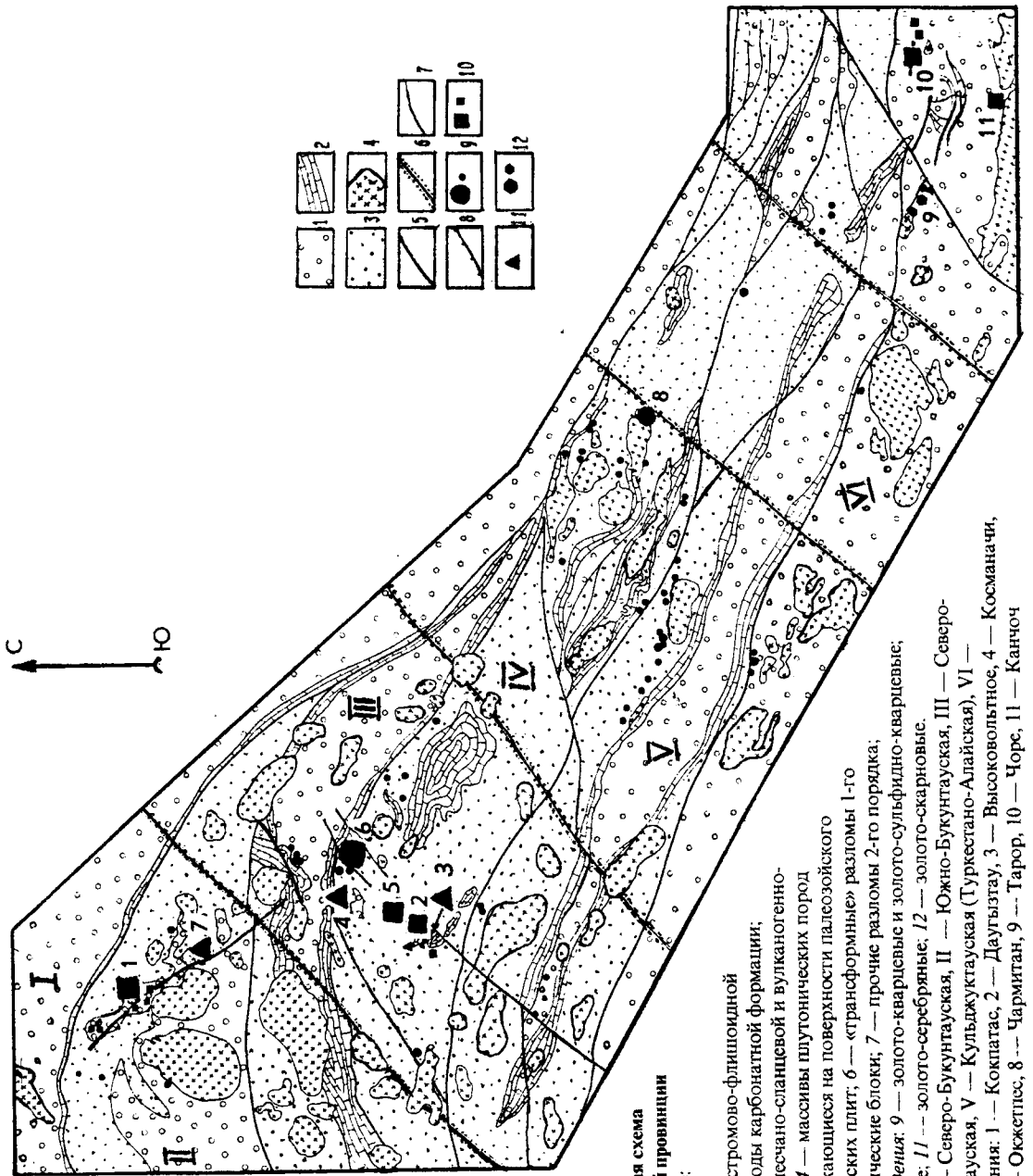


Рис. 4. Структурно-металлогеническая схема западной части Южно-Тюменской провинции (по Б. Я. Вихтеру, 1991 с изменениями):

1 — отложения молассовой и олигоценомо-флиомидной формации, нерасчлененные; 2 — породы карбонатной формации; 3 — образования преимущественно песчано-сланцевой и вулканогенно-карбонатно-кремнистой формации; 4 — массивы плутонических пород (без разделения на формации), обнажающиеся на поверхности палеозойского фундамента; 5 — границы тектонических плит; 6 — «трансформные» разломы 1-го порядка, разграничивающие тектонические блоки; 7 — прочие разломы 2-го порядка; 8 — подшвы надвигов. *Месторождения:* 9 — золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые; 10 — золото-сульфидно-вкрапленные; 11 — золото-серебряные; 12 — золото-скарновые. *Структурно-формационные зоны:* I — Северо-Букунтауская, II — Южно-Букунтауская, III — Северо-Тамдытауская, IV — Ауминза-Бельтауская, V — Кульджуктауская (Туркестано-Алайская), VI — Заравшано-Гиссарская. *Месторождения:* 1 — Кокпатаг, 2 — Даугызгай, 3 — Высоковольтное, 4 — Косманачи, 5 — Амантайгау, 6 — Мурунтау, 7 — Ожештис, 8 — Чармитан, 9 — Тарор, 10 — Чорс, 11 — Канчоч

рых они размещаются соответственно среди олистостромово-флишоидного и терригенно-флишоидного ВСК. Структурно-формационные зоны поперечными разломами расчленены на ряд блоков (рис. 4). На границе Северо-Тамдыгауской и Ауминза-Бельтауской СФЗ расположено одно из крупнейших месторождений мира — Мурунтауское, относящееся к семейству золото-кварцевых формаций.

Характерной особенностью структуры региона является развитие наряду с общетяньшанской субширотной складчатостью и сопряженными разломами, наложенных, суперпозиционных складчато-разрывных структур северо-западного и север-северо-западного направлений. Последние контролируют размещение рудных полей крупных золото-сульфидных месторождений, локализующихся в осевых частях СФЗ: Кокпатасского, Даугъзтауского, Амантайтауского и др.

Значительный промышленный и научный интерес в регионе представляют также своеобразные золото-серебряные месторождения — Высоковольтное, Косманачи, Окжетпес и др. А.Е.Ангонов показал существенные отличия минерального состава и текстурно-структурных особенностей их руд от классических золото-серебряных месторождений вулканических поясов, считая это следствием формирования их среди пород терригенного комплекса [4]. Исследованиями Ч.Х.Арифлуова, Ю.Г.Зарембо и других установлено, что золото в рудах этих месторождений тонкодисперсное и связано с наиболее ранним прожилково-вкрапленным пирит-арсенопиритовым минеральным комплексом, не имеющим существенных отличий от ранних комплексов золото-сульфидных месторождений. В соответствии с рассмотренным выше принципом формационной идентификации указанные золото-серебряные месторождения относятся к особым минеральному и промышленному типам золото-сульфидной формации.

Согласно построениям С.Д.Шера [133], все золото-сульфидные месторождения увязываются в единую зону, прослеживающуюся в секущем по отношению к общетяньшанской складчатости, северо-западном направлении. Вдоль этой зоны простирается пояс с выходами ультраосновных пород, отмечаются куполовидные поднятия, сопровождаемые телами гранитоидов и дайками. Золото-сульфидное оруденение в зоне проявляется с интервалами 16 км или кратными этой величине [21].

Возрастные соотношения золоторудных формаций Кызылкумов остаются достаточно неопределенными. Большой интерес представляют исследования Ю.А.Костицына и О.В.Русиновой [68] на месторождении Мурунтау, которые установили рубидий-стронцевым методом общую продолжительность его формирования более 68 млн.лет. Ранние кварцевые жилы и прожилки, с которыми связана значительная часть золото-кварцевого оруденения, метаморфизованы раннеорогенной интрузией адамелитов с абсолютным возрастом 286 ± 2 млн.лет (граница карбона и перми). Более поздние золотоносные сульфидно-кварцевые с арсенопиритом жилы имеют возраст 231 ± 3 млн.лет, а завершающие рудный процесс сереброносные кварц-адуляровые жилы образованы в стадию субплатформенного режима в позднем триасе (219 ± 4 млн.лет). На Кокпатасском золото-сульфидном месторождении абсолютные датировки калий-аргоновым методом ранних и поздних фаз гранитоидов Кокпатасской интрузии показали возраст соответственно 300 ± 15 и 265 ± 15 млн.лет. Серицит из околорудного измененных пород имеет возраст 265 ± 20 млн.лет, а дайки дорудных керсантитов — 258 ± 15 млн.лет (определения В.П.Стрижова, ЦНИГРИ и Л.Л.Шанина, ИГЕМ АН СССР). В.Я.Вихтер [18] полагает, что оруденение Кокпатасского месторождения образовано в возрастной вышке между внедрением двух фаз гранитоидов в интервале 259,6–266,6 млн.лет. Учитывая метаморфизм малосульфидных кварцевых жил адамелитами на месторождении Мурунтау, можно предположить относительно более раннее формирование руд золото-кварцевой формации.

В рассмотренных крупных золотоносных провинциях с разной долей обоснованности устанавливается, что образование золото-сульфидных месторождений происходит на позднеорогенной стадии формирования складчатых областей вслед за месторождениями золото-кварцевой формации, но до золото-серебряных. При этом в провинциях перикратонного типа выявляется латеральный зональный ряд последовательно образующихся формационных типов (от ранних к поздним) с вектором, ориентированным от границ кратона в направлении овгеосинклинальных структур, вулканогенных поясов и срединных массивов. Во всех провинциях отчетливо выражена определяющая роль в локализации золото-сульфидных месторождений суперпозиционных складчато-разрывных структур, наложенных на собственно геосинклинальные.

Промышленные типы золото-сульфидных месторождений и особенности технологии переработки руд

Промышленные типы золото-сульфидных месторождений. При выделении промышленных типов учитывается обычно формационная принадлежность месторождений, морфологические особенности и параметры рудных тел, влияющие на условия их разведки и эксплуатации [99]. На практике для задач прогнозирования, поисков и оценки месторождений чаще всего считают, что геолого-промышленный тип отвечает формационному подтипу (субформации); в более редких случаях формационный подтип может включать два или иногда больше геолого-промышленных типов. В одной из последних систематик [78] среди золото-сульфидных месторождений в терригенных комплексах выделены две субформации: золото-сульфидная и золото-серебро-кварц-сульфидная с соответственно «бакырчикским» и «косманачинским» геолого-промышленными типами. Кроме них выделена еще одна субформация — золото-кварц(карбонат)-сульфидная с «сухоложским» геолого-промышленным типом с неупорным, извлекаемым цианированием золотом. Выделение самостоятельного «сухоложского» типа в составе золото-сульфидной формации представляется мало оправданным. Хотя доминирующая часть золота в рудах месторождения Сухой Лог и локализована в пирите, но оно является здесь более поздним, наложенным. Это принципиально отличает данное месторождение от типичных золото-сульфидных объектов с сингенетичным сульфидным тонкодисперсным упорным золотом.

Одной из первых работ по систематике собственно золото-сульфидных месторождений является типизация, предложенная В.Н.Сорокиным [120], развитая в последующих работах [121]. Им выделяются три группы золото-сульфидных месторождений, образованных в геотектонических структурах разного типа и различающихся глубиной формирования, геологическими обстановками, минералого-геохимическими особенностями оруденения, характером преобладающих гидротермальных изменений вмещающих пород. Первая, наиболее глубинная группа представлена золотоносной пиритовой минерализацией в лиственитизированных диабазлах. Вторая, менее глубинная, характеризуется пирит-арсенопиритовой минерализацией преимущественно в углеродсодержащих терригенных и вулканогенно-осадочных толщах, сопровождающаяся обычно антимонитом, с преобладающими изменениями березит-лиственитового типа. Третья, наименее глубинная, близповерхностная, характеризуется существенно пиритовой и антимонитовой минерализацией в таких же породах, но при резко подчиненном развитии арсенопирита, а также (не всегда) реальгара и аурипигмента, с окварцеванием и (или) гидрослюдисто-карбонатно-кварцевыми околорудными изменениями пород. Руды месторождений первых двух групп имеют ярко выраженную золотую специализацию, в то время как для месторождений третьей группы характерна повышенная сереброносность руд с преобладанием серебра над золотом. В рассматриваемых нами складчатых областях миогеосинклинального типа распространены месторождения двух последних групп этой систематики.

Типизация, разработанная Е.П.Мироновым для золото-кварц-сульфидного оруденения миогеосинклинальной зоны Западной Калбы (Восточный Казахстан), основана на различиях относительной доли в рудах раннего тонкодисперсного сингенетичного золота в сульфидах и более крупного, свободного золота в кварцевых жилах и прожилках [81]. По этому признаку им выделены три подформации: 1 — крипто-золото-сульфидная с резким (более 80 %) преобладанием «сульфидного» золота; 2 — бизолото-кварц-сульфидная с сопоставимыми количествами «сульфидного» и свободного золота и 3 — золото-кварцевая с резким преобладанием (более 80 %) свободного золота. Указанные подформации золото-кварц-сульфидного оруденения в терригенных толщах с разной формой нахождения золота в рудах могут с полным основанием рассматриваться и в качестве самостоятельных промышленных типов. Данный признак учитывался в качестве одного из критериев и в нашей систематике.

Предлагаемая нами типизация золото-сульфидных месторождений основывается на их принадлежности к той или иной рудной субформации, внутри которых промышленные типы различаются по наиболее существенным особенностям вещественного состава руд, влияющим на промышленные свойства месторождений, сохраняющими наиболее важные, типоморфные для данной субформации признаки. Такими отличительными особенностями являются: 1 — наличие или отсутствие на месторождении золотоносного жильного кварца с легко извлекаемым золотом; 2 — присутствие в качестве основных концентраторов золота в рудах арсенопи-

рита и мышьяковистого пирита, или только безмышьяковистого пирита; 3 — комплексный или однометалльный состав руд. Влияние перечисленных факторов, обусловленных, по-видимому, глубокими генетическими причинами, на технологию переработки руд и в конечном счете на промышленную ценность месторождений, является очевидным. Так, присутствие на месторождении наряду с вкрапленными сульфидными рудами золотосодержащих кварцевых жил или участков интенсивного прожилкового окварцевания с относительно крупным, легко извлекаемым золотом, позволяет выделять их в качестве объектов первоочередной отработки, что обычно и используется на практике. При наличии золота, связанного с мышьяковистыми сульфидами, руды и сульфидные концентраты могут перерабатываться только с использованием специальных технологий, медленно внедряющихся в промышленность из-за технических, экономических и экологических трудностей. В то же время в случае, если основным концентратом золота является безмышьяковистый пирит, переработка золотосодержащего пиритного концентрата может осуществляться по известным технологическим схемам на заводах цветной металлургии. Комплексный характер руд обуславливает необходимость извлечения наряду с золотом других полезных компонентов, чаще всего сурьмы, реже вольфрама, серебра и других элементов, и это в большинстве случаев значительно усложняет переработку руд. Выделяются обычно два типа комплексных руд: золото-сурьмяный (иногда с вольфрамом, ртутью и мышьяком) и золото-серебряный, в котором ценность серебра соизмерима с золотом или даже является основной. Для каждого промышленного типа устанавливается один или несколько минеральных типов по составу наиболее распространенных рудных минералов.

В соответствии с указанными выше критериями нами выделяется пять промышленных типов золото-сульфидных месторождений, относящихся к двум субформациям золото-сульфидной формации в терригенных и карбонатно-терригенных комплексах (табл. 3). Четыре типа устанавливаются в составе наиболее распространенной золото-сульфидно-мышьяковистой субформации: 1 — собственно золото-сульфидный, 2 — золото-сульфидно-кварцевый, 3 — золото-сульфидно-сурьмяный (вольфрам-ртутно-сурьмяный) и 4 — золото-сульфидно-серебряный. Пятый тип — золото-пиритовый (безмышьяковистый) выделяется в золото-пиритовой субформации. Ниже приводится краткая характеристика выделенных промышленных типов.

1. *Золото-сульфидный тип.* К данному типу относятся месторождения с доминирующим развитием ранней золото-пирит-арсенопиритовой минерализации. Поздняя сурьмяная минерализация проявлена здесь обычно слабо либо локализуется обособленно от основных рудных тел на отдельных участках рудных полей. По составу наиболее распространенных рудных минералов выделяется единственный минеральный тип оруденения — пирит-арсенопиритовый.

К числу важнейших промышленных объектов этого типа относятся описываемые ниже месторождения Бакырчик в Восточном Казахстане, Чоре в Центральном Таджикистане и Кокпатае в Центральном Кызылкумах. Особенности оруденения каждого из этих месторождений характеризуются общим для всех высоким содержанием в рудах «связанного» с сульфидами упорного золота (более 50 %), значительным (в 2–4 раза) преобладанием золота над серебром, постоянно высокой золотосодержимостью основных сульфидов рудных зон: тонкоzonального мышьяковистого пирита и особенно тонкоигольчатого арсенопирита. Кварцевожильная минерализация, составляющая обычно не более 15 % объема рудных тел, очень слабо золотосодержаща.

2. *Золото-сульфидно-кварцевый тип.* Месторождения этого промышленного типа отличаются сочетанием прожилково-вкрапленной золотосодержащей сульфидной (пирит-арсенопиритовой) минерализации с упорным тонкодисперсным золотом, обеспечивающей относительно низкие «фоновые» содержания, с мало и убогосульфидной жильной, жильно-прожилковой золото-кварцевой минерализацией с легко извлекаемым относительно крупным золотом, часто высокопродуктивной. Доля золота, ассоциированного с кварцевой минерализацией, в общем балансе руд вполне сопоставима с золотом, связанным с сульфидами, и иногда может быть даже преобладающей. Кварцевые жилы, будины и линзы имеют, как правило, ограниченные размеры по протяженности до первых сотен метров и либо рассредоточены в пределах мощных и протяженных линейных рудных зон с золото-сульфидной минерализацией или приурочены к их оперению (месторождение Нежданинское), либо занимают независимую позицию, размещаясь как вне промышленных минерализованных зон, так и приурочиваясь к рудо локализирующим структурам (месторождения Васильевское и Джерек в Восточном Казахстане). Встреча-

3. Промышленные типы золото-сульфидных месторождений в складчатых областях многоосинклинального типа

Рудная форма-ция	Субформации и их геохимическая специализация	Промышленные типы	Минеральные типы	Ценные компоненты руд		Технологические типы первичных руд	Масштабы месторождений	Примеры месторождений								
				Основные	Попутные											
Золото-сульфидная	1. Золото-сульфидно-мышьяковистая (Au, As, Sb, Ag, W, Hg)	1. Золото-сульфидный	Пирит-арсенопиритовый с тонкодисперсным золотом	Au	—	Весьма упорные золото-сульфидно-мышьяковистые	От средних до очень крупных	Бакырчик (Вост. Казахстан), Кокпатас (Ц. Кызылкумы), Чоре (Ц. Таджикистан)								
				Au	(Ag)				Сочетание весьма упорных золото-сульфидно-мышьяковистых и легко обогатимых золото-кварцевых руд	Средние и крупные	Нежланское (Юж. Верхоянье), Васильевское, Джерек (Вост. Казахстан), Амангайтауское (Ц. Кызылкумы), Марджан-Булак (Юж. Тянь-Шань)					
				Au, (Sb)	Sb (W, Hg)							Комплексные, весьма упорные золото-сульфидно-мышьяковистые с сурьмой (ртутью, вольфрамом)	От мелких до очень крупных по золоту и сурьме, мелкие по вольфраму и ртути	Майское (Ц. Чукотка), Ведугинское, Удерейское (Енисейский Край), Даугызтау (Ц. Кызылкумы) Олимпиадинское, Олень (Енисейский Край)		
				Au	Sb, Hg										На золото до мелкие, на серебро серебро мелкие и средние	Лухуми (Кавказ)
				Au, As	Sb, W											
Au	W	Упорные, комплексные Au-W-пиритовые, безмышьяковистые	Кумторское (Срединный Тянь-Шань)													
2. Золото-пиритовая безмышьяковистая (Au, W, Mo)	2. Золото-пиритовый (безмышьяковистый)			Золото-пирит-гематит-пиритовый с теллуридами	Золото-щелит-гематит-пиритовый с теллуридами	Золото-сульфидно-серебряный полиметаллический	Золото-сульфидно-серебряный	4. Золото-сульфидно-серебряный	5. Золото-пиритовый (безмышьяковистый)							

ются месторождения, в которых основная часть золота связана с кварцевыми жилами и прожилками, однако заметная роль в рудных телах золото-сульфидной минерализации при общей валовой отработке обуславливает технологически упорный характер смешанных руд (месторождение Амантайтау). Рудовмещающие комплексы месторождений этого промышленного типа обычно отличаются большим участием в их составе песчаников и жильного кварца. Для большинства этих месторождений характерно весьма слабое развитие или отсутствие поздней антимонитовой минерализации. Исключением является Нежданинское месторождение с относительно заметным содержанием антимонитовой и сульфосеребряной минерализации, которое многими исследователями рассматривается как признак его полиформационности.

3. *Золото-сульфидно-сурьмяный (ртутно-вольфрам-сурьмяный) тип.* Месторождения этого типа характеризуются комплексным орудуением, сочетающим основную, раннюю прожилково-вкрапленную золото-сульфидную минерализацию с поздней, нередко незолотоносной или слабозолотоносной рудной минерализацией разного состава: обычно сурьмяной (бергсерит-антимонитовой), часто с шеелитом или вольфрамитом; в более редких случаях также ртутной (киноварной) или мышьяковой (реальгар-аурипигментовой, самородно-мышьяковой), образующимися стадийно в указанной последовательности. В рудах выделяются соответственно ранний, продуктивный на золото минеральный комплекс; средний, сурьмяный (вольфрам-сурьмяный) и поздний, с киноварной или мышьяковой минерализацией комплексы, пространственно разобщенные или совмещенные в единых рудоносных зонах и рудных телах. На отдельных месторождениях (Майское, Олимпиадинское, Удерейское) с поздней сурьмяной минерализацией связана дополнительная значительная часть свободного золота, но в других случаях минерализация среднего и позднего минеральных комплексов не несет промышленного золота. Наличие в рудах наряду с золотом других промышленно ценных компонентов вызывает необходимость комплексного их извлечения, что значительно усложняет переработку руд. При пространственной разобщенности основных рудообразующих минеральных комплексов не исключается возможность их селективной отработки.

Рассматриваемые месторождения отличаются значительным разнообразием вещественного состава орудуения, по особенностям которого могут быть выделены несколько основных минеральных типов (см. табл. 3): пирит-арсенопирит-антимонитовый, пирротин-арсенопирит-шеелит-антимонитовый, пирит-арсенопирит-киноварь-антимонитовый, пирит-арсенопирит-антимонит-реальгар-аурипигментовый. Интересно отметить, что многие золоторудные месторождения этого промышленного типа были либо уже известны ранее, как сурьмяные (Удерейское на Енисейском Кряже, Канчоч в Центральном Таджикистане) или мышьяковые, реальгар-аурипигментовые (Лухуми на Кавказе) промышленные объекты, либо открыты при ревизии на золото известных сурьмяных рудопроявлений (Майское, Кокпатас, Олимпиадинское, Ведугинское). Эти особенности орудуения рассматриваемого типа месторождений следует иметь в виду при постановке поисковых работ и прогнозной оценке как новых, так и хорошо известных территорий. Таким образом, проявления этой минерализации в терригенных и терригенно-карбонатных толщах, особенно при наличии признаков ее золотоносности, может являться важным указанием на возможность развития на данных площадях и золото-сульфидного орудуения. Немаловажно отметить, что в последние годы золото установлено в таких «собственно сурьмяных» месторождениях Центрального Таджикистана, как Джижикрут, Туркпарида, а также в месторождениях Ферганы и других регионов [10, 11, 109]. Примечательной особенностью орудуения является весьма низкое содержание в рудах серебра. Некоторые месторождения рассматриваемого типа являются крупными и уникальными не только золотыми, но и сурьмяными объектами.

4. *Золото-сульфидно-серебряный тип.* Данный тип представлен месторождениями с резко выраженной серебряной специализацией орудуения, обычно с подчиненной ролью золота, основная часть которого, как и в рудах других, охарактеризованных выше типов, тесно ассоциирована с ранней, пирит-арсенопиритовой минерализацией и является упорной. В составе ранней сульфидной ассоциации здесь резко преобладает пирит. Золотоносность сульфидов сравнительно низкая, от первых граммов до первых десятков граммов на тонну. Серебряная минерализация этих месторождений выделяется в поздние стадии рудного процесса, подобно сурьмяной минерализации в месторождениях предыдущего типа. При этом она тяготеет к раннему жильному крупнокристаллическому кварцу, нередко слагающему стержневые жилы и линзы. По составу парагенезисов минералов серебра выделяются два минеральных типа руд:

акантит-полиметаллический, проявленный на более высоких стратиграфических уровнях, и сульфосеребряный.

Эти месторождения привлекли к себе внимание сравнительно недавно в связи с открытием ряда объектов в Кызылкумской провинции. Они характеризуются особенностями, отличающими их от золото-серебряных месторождений вулканогенных поясов и областей ТМА и в то же время во многом сходными с месторождениями золото-сульфидно-мышьяковистой субформации в терригенных толщах, с которыми имеют общие обстановки локализации. Рассматриваемые месторождения выделяются А.Е. Антоновым в самостоятельный формационный тип «золото-серебряных месторождений в миогеосинклинальных терригенных комплексах» [4, 5].

5. Золото-пиритовый тип. Вторая, золото-пиритовая (безмышьяковистая) субформация представлена одним, золото-пиритовым промышленным типом, характеризующимся повышенной (умеренной) сульфидностью, существенно гематит-пиритовой с шеелитом и теллуридами золота и серебра рудной минерализацией, тесной ассоциацией золота с пиритом разных генераций, сравнительно небольшим (не более 25 %) развитием упорного, субмикроскопического золота, практическим отсутствием в рудах и ореолах мышьяка, преобладающим развитием карбонатов и полевых шпатов как в наиболее продуктивной жильно-прожилковой части руд, так и в составе околорудных изменений, проявленных очень контрастно. По указанным особенностям вещественного состава данный промышленный тип уверенно отличается от месторождений золото-сульфидно-мышьяковой субформации. Этот весьма перспективный в промышленном отношении тип золото-сульфидного оруденения представлен пока единственным, но крупным Кумторским месторождением в восточной части Киргизстана.

Особенности технологии переработки упорных золото-сульфидных руд и концентратов. По отношению — к основному способу извлечения золота из руд большинства месторождений — цианированию прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды с сингенетичным тонкодисперсным золотом являются труднообогатимыми или упорными. В настоящее время они практически не вовлекаются в эксплуатацию и являются основным резервом увеличения добычи золота в России (Г.В. Седельникова, 1996). Переработка золото-сульфидных руд включает флотационное или флотационно-гравитационное обогащение с получением золотосодержащих концентратов, которые затем подвергаются пиро- или гидрометаллургической обработке для извлечения золота и других ценных компонентов. Упорные сульфидные концентраты, не содержащие мышьяка или с низкими ($\leq 2\%$) его содержаниями, могут перерабатываться на заводах цветной металлургии.

Основными факторами технологической упорности золото-сульфидных руд являются существенно тонкодисперсный характер золота в диспергированных сульфидах, не раскрываемого в необходимой степени даже при очень тонком измельчении руды (до 200 меш); высокое содержание в рудах и сульфидных концентратах мышьяка, а также присутствие активного углеродистого вещества, обладающего высокой сорбционной способностью по отношению к флотореагентам и золото-цианистому комплексу. В соответствии с разработанной в ЦНИГРИ типизацией (1981) выделяются четыре технологических типа наиболее распространенных упорных золото-мышьяковых руд: 1 — с преимущественной тонкой ассоциацией золота в сульфидах (собственно золото-сульфидный промышленный тип в нашей систематике), 2 — содержащие свободное и тонкодисперсное золото, связанное с сульфидами (золото-сульфидно-кварцевый промышленный тип), 3 — золото-серебро-мышьяковые (золото-сульфидно-серебряный промышленный тип) и 4 — золото-сурьяно-мышьяковые (золото-сульфидно-сурьянный промышленный тип). Сопоставляя указанные технологические и выделенные нами промышленные типы руд, легко видеть между ними черты общности, а иногда и аналогии. В зависимости от присутствия компонентов, осложняющих переработку, выделяются три подтипа золото-мышьяковых концентратов с подразделением каждого на разновидности, содержащие и не содержащие активное углеродистое вещество: 1 — золото-мышьяковый, 2 — золото-серебро-мышьяковый и 3 — золото-сурьяно-мышьяковый.

Основные способы переработки золотосодержащих сульфидных концентратов разделяются на: 1 — окислительный обжиг-цианирование огарка, 2 — диссоциирующий обжиг (без доступа воздуха) — переработка огарка, 3 — автоклавное окислительное выщелачивание — сорбционное цианирование остатков, 5 — плавка необожженных концентратов на железный штейн (с окислительным вариантом фьюминг-плавки) — переработка штейна. В мировой практике при переработке упорных золото-сульфидных концентратов используют в основном

три способа: обжиг, автоклавное и биохимическое окисление с последующим цианированием остатков в присутствии активированного угля (Г.В.Седельникова, 1996). В последние годы наиболее приоритетными являются автоклавное и биохимическое выщелачивание, как наиболее универсальные и экологически безопасные. Для переработки золото-мышьяковых концентратов месторождений Майское, Неждановское, Олимпиадинское разработана биогидрометаллургическая технология, прошедшая крупномасштабные промышленные испытания, и в настоящее время осуществляется строительство первой в стране опытно-промышленной установки на Олимпиадинском месторождении. Эта технология применима для всех подтипов и разновидностей золото-мышьяковых концентратов и наиболее эффективна для переработки наиболее упорных углеродсодержащих золото-серебро-мышьяковых и золото-сурьмяно-мышьяковых концентратов.

ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ

Золото-сульфидный тип

Месторождение Бакырчик

Месторождение Бакырчик размещается на территории Чарского района Семипалатинской области Казахстана в 45 км от железнодорожной станции Чарская. Район месторождения представляет собой типичный степной казахский мелкосопочник; ближайший водоток — р. Кызыл-Су расположена в 3 км к западу от месторождения. Месторождение открыто в 1953 г. В настоящее время оно детально разведано горными выработками и скважинами до глубины 800–1000 м с проходкой на центральном участке эксплуатационных шахтных стволов до глубины 500 м. По разведанным запасам относится к категории уникальных, с 1955 г. здесь функционировало разведочно-эксплуатационное предприятие, занимавшееся попутной отработкой окисленных руд открытым способом.

Месторождение изучалось Н.И.Бородаевским, Е.Т.Маковкиным, А.Я.Котовым, Ю.А.Овечкиным, З.Е.Енсебаевым, В.А.Нарсеевым, В.С.Шибко, Г.Б.Левиним, В.И.Зенковой, В.М.Яновским, В.Н.Сорокиным, А.М.Гавриловым, В.В.Масленниковым, В.Я.Микитченко, П.И.Полторыхиным, В.И.Чернышевой, Н.А.Фогельман, Ю.В.Чудиновым, М.М.Старовой, В.Б.Чекваидзе, И.З.Исакович, В.И.Шаровым, Ч.Х.Арифуловым, Ю.И.Новожиловым и др. Основные данные этих исследований, включая собственные материалы, использованы авторами в приведенном ниже описании.

Геологическое строение района и рудного поля. Месторождение находится в Калбинской СФЗ, являющейся внутренней миогеосинклинальной частью Зайсанской складчатой системы герцинид, заложённых на каледонских структурах эвгеосинклинального типа. Калбинская зона имеет общее северо-западное простирание, на северо-востоке она граничит с Калба-Нарынской СФЗ по Теректинскому разлому, на юго-западе — с Чарской СФЗ (эвгеоантиклинальным поднятием) по глубинному Чарскому (Игоревскому) разлому. Геосинклинальный комплекс Калбинской зоны сложен существенно терригенными флишоидными отложениями каменноугольного возраста мощностью от 2 до 12 км. Калбинская СФЗ известна с прошлого века как золотоносная провинция, в которой эксплуатировались как россыпные, так и коренные месторождения. Большинство месторождений сконцентрировано в зоне влияния глубинного Чарского разлома, сопровождающегося офиолитовыми ассоциациями. В соответствии с геолого-геофизической моделью этой территории ареалы повышенной золотоносности тяготеют к областям разуплотнения, характеризующимся повышенной мощностью земной коры и развитием очаговой гранитизации [100].

По представлениям В.А.Нарсеева (1990), Калбинская зона разделена крупными, регионального значения разломами на ряд осепродольных ступенчатых блоков северо-западного простирания, отличающихся друг от друга глубиной залегания фундамента, насыщенностью магматическими образованиями, магнитными характеристиками и рудоносностью (рис. 5). Основные рудопоявления и месторождения золота сосредоточены в заключенном между Западно-Калбинским и Северо-Западным разломами Рудном блоке, отличающимся наибольшими мощностями пород верхнепалеозойского терригенного комплекса. На северо-западе Рудный блок ограничен крупным субширотным Куэлинским разломом, фиксирующимся на глубинах ступенчатыми смещениями фундамента герцинского геосинклинального комплекса с поднятием северного его крыла. Целый ряд субширотных разломов меньшего масштаба отмечается южнее, вплоть до Кызыловской зоны разломов (зоны смятия), где они по отношению к геосинклинальным структурам занимают диагональное внутриблоковое положение. Вполне вероятно, что эти субширотные разломы входят в систему трансрегионального Кызы-

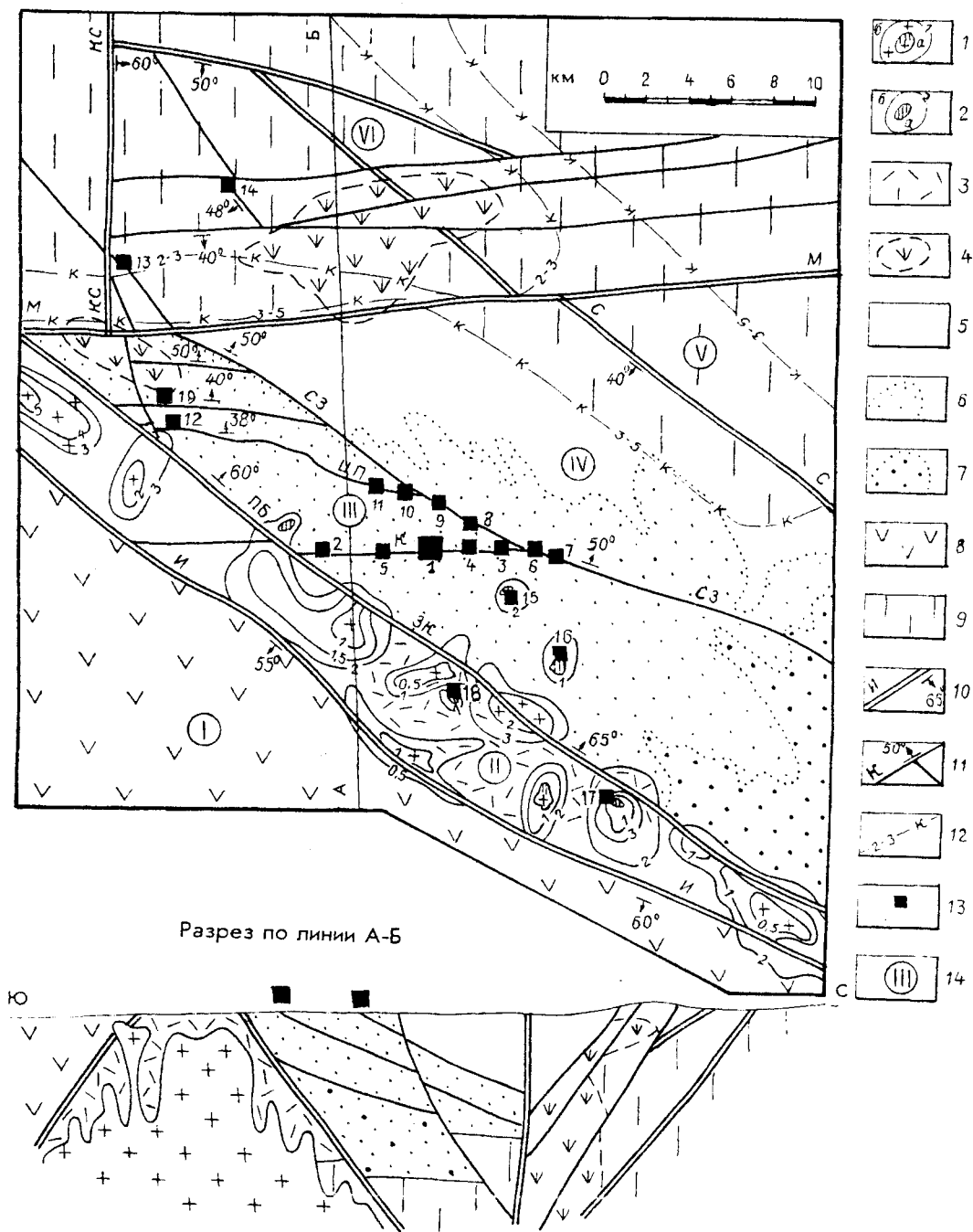


Рис. 5. Схема строения Бакырчикского рудного района (по В.А.Нарсееву, 1990):

1 — гранитные интрузии калбинского комплекса P_2 (а — выходы на поверхность, б — изолинии глубин залегания поверхности контакта в км); 2 — гранитоиды кунушского комплекса C_3-P_1 (а — выходы на поверхность, б — изолинии глубин залегания поверхности контакта в км); 3 — области развития контактовых роговиков; 4 — области развития вулканитов основного-среднего состава (по данным магниторазведки и гравиметрии) в изолиниях глубин залегания в км; 5 — область развития пород терригенного комплекса; 6 — то же, повышенной намагниченности: $(250-500) \cdot 10^{-5}$ СГСМ; 7 — то же, повышенной намагниченности: более $500 \cdot 10^{-8}$ СГСМ; 8 — область развития пород вулканогенных и терригенно-вулканогенных комплексов Чарской зоны; 9 — комплекс пород каледонского фундамента; 10 — крупные разломы и элементы их залегания: Т — Терентьевский, С — Сейсмический, КС — Кызылсуейский, ЗК — Западно-Калбинский, И — Игоревский, М — Миялинский (Кузлинский), СЗ — Северо-Западный, ЦП — Центральный Параллельный, К-Кызыловский; 11 — прочие разломы; 12 — изолинии глубин залегания в км поверхности каледонского фундамента; 13 — месторождения и их номера (1 — Бакырчик, 2 — Большевик, 3 — Глубокий Лог, 4 — Промежуточное, 5 — Загадка, 6 — Сарбас, 7 — Кармен, 8 — Дальний III, 9 — Дальний II, 10 — Дальний I, 11 — Костюбе, 12 — Костюбе, 13 — Миялы, 14 — Западный Куялы, 15 — Лесть, 16 — Бижан, 17 — Жанаул, 18 — Карачоко, 19 — Костюбе сев.) 14 — блок и его номер (описание в тексте)

ловско-Серебрянского линеамента, выделенного В.Н.Любецким и прослеженного им в геофизических полях от Горного Алтая на востоке до Чингизского хребта на западе. Субширотным разломам многими исследователями придается рудоконтролирующее значение при размещении золото-сульфидного оруденения, и, вследствие этого, область их развития в пределах Рудного блока в общих чертах определяет арсал распространения золото-сульфидных месторождений и проявлений. К одному из субширотных разломов — Кызыловской зоне смятия приурочено месторождение Бакырчик.

Разрез терригенных отложений в районе рудного поля начинается с позднегеосинклинальных терригенных флишоидных и граувакковых толщ, относимых к калбинской свите нижнего карбона, в составе которых преобладают средне-крупнозернистые олигомиктовые и вулканомиктовые граувакковые песчаники с линзами и прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В верхней части разреза появляются прослой и горизонты тонкого переслаивания песчаников с углисто-кремнистыми алевролитами. Осадочные породы затронуты изменениями начальных ступеней зеленосланцевого метаморфизма. В районе месторождения толщи калбинской свиты собраны в системы напряженных изоклинальных крутопадающих, иногда запрокинутых складок.

Залегающие стратиграфически выше с заметным несогласием со средними углами слабо филлитизированные молассоидно-флишоидные отложения относятся к буконьской свите средне-позднекаменноугольного возраста. Часть исследователей считает, что они представляют собой аллохтонные покровы, перекрывающие калбинский автохтон [100]. По литологическому составу отложения буконьской свиты вполне сопоставимы с калбинскими: здесь также преобладают грубослоистые олигомиктовые и вулканомиктовые песчаники, но заметно возрастает роль как наиболее тонкозернистых пелитовых и алевропелитовых угленосных, так и грубых гравийно-галечных фаций пород. Верхняя часть буконьской свиты, с флористически установленным позднекаменноугольным возрастом Н.А.Фогельман и В.Е.Павловой выделена в самостоятельную бакырчикскую толщу — орогенную угленосную молассу, которая на рудном поле контролирует размещение промышленного оруденения. В составе этой толщи выделено снизу вверх четыре пачки: первая — туфогенно-песчаниковая с горизонтами пепловых туфов и прослоями аргиллитов и алевролитов; вторая — нижняя угленосная аргиллит-алевролитовая мощностью 30-50 м; третья — гравелит-конгломератовая с горизонтами «мусорных» осадочных брекчий мощностью 40-200 м; четвертая — верхняя углистая аргиллит-алевролитовая с горизонтом сидеритовых конкреций и глинисто-фосфатных стяжений и тонкими прослоями известковистых алевролитов; мощностью 40-50 м, реже более [129].

Интрузивные образования района месторождения представлены серией малых штоковидных тел и даек пестрого состава (контрастная формация), относимых к кунушскому позднеорогенному комплексу раннепермского возраста. Штокообразные тела цепочкой прослеживаются в юго-западном крыле Калбинской структурно-формационной зоны вдоль ее тектонического сопряжения с Чарским эвгеоантиклинальным поднятием (рис. 5). Часть штоков установлена вблизи рудоконтролирующей Кызыловской зоны разломов. Дайковые фации кунушского комплекса также широко варьируют по составу от гранит-порфиров до диабазовых порфиров. Главной особенностью их пространственного размещения является тяготение к разрывным структурам. По существующим представлениям, кунушский комплекс интрузий (с абсолютным возрастом около 250 млн. лет) наиболее близок по времени с золотым оруденением, между которыми предполагаются парагенетические связи. Более поздний, верхнепермский, калбинский комплекс гранитоидов, слагающий цепь относительно крупных интрузивных тел северо-западного направления за пределами рудного района, по отношению к золоту является пострудным, контролирующим редкометалльную минерализацию.

На локализацию золото-сульфидного оруденения в регионе важное влияние оказывают блоковые структуры высокого порядка. К одному из таких блоков — Бакырчикскому приурочено крупнейшее по промышленному потенциалу рудное поле Бакырчикского месторождения с многочисленными проявлениями золото-сульфидного оруденения. Блок площадью около 40 км² имеет ромбовидную форму в плане, органичиваясь Западно-Калбинским и Северо-Западными разломами северо-западного простирания; южной и северной его границами являются субширотные разломы — Кызыловский (зона смятия) и Параллельный (рис. 6). Слагающие блок флишоидные отложения калбинской свиты собраны в системы крутопадающих сильно

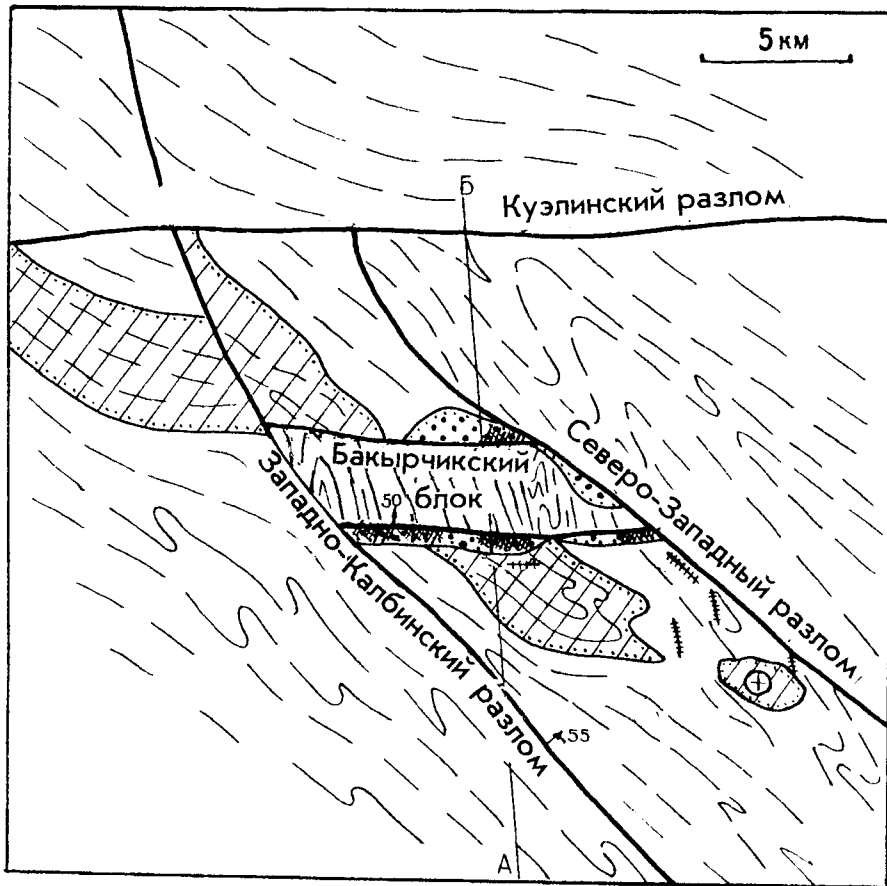


Рис. 6. Особенности локализации оруденения на Бакырчикском рудном поле (составлено с использованием материалов Ю. В. Чудинова, Н. А. Фогельман и В. Е. Павловой, 1983):

1 — флишоидные толщи калбинской свиты, S_1 ; 2 — молассоидно-флишоидные отложения буконьской свиты, S_{2-3} ; 3 — угленосная моласса бакырчикской толщи, S_3 ; 4 — разрывные нарушения; 5 — проявления золото-сульфидной вкрапленной (а) и кварцево-жильной (б) минерализации; 6 — штоки гранитоидов кунушского комплекса, P_1

сжатых изоклинальных складок субмеридионального простирания, заметно выделяющих его среди преобладающих северо-западных структур окружающей рамы.

На значительном протяжении блок рудного поля граничит с отложениями буконьской свиты, верхняя часть которых, представленная угленосной молассой бакырчикской толщи, залегает главным образом в тектонических зонах разломов его ограничения. Н. А. Фогельман и В. Е. Павлова полагали, что бакырчикская толща образована в узких грабенах, сформированных вдоль разломов. Однако более реальным представляется предположение о том, что уже на стадии осадконакопления в позднем карбоне на месте рудного поля существовала небольшая

мульда, выполненная угленосной молассой. В дальнейшем, после обособления и воздымания тектонического блока, осадки буконьской свиты, в т.ч. и бакырчикской толщи были эродированы и сохранились лишь в непосредственном его обрамлении (см. рис. 6).

Неоднократная тектоническая активность разрывных ограничителей блока зафиксирована в приуроченности к ним пестрых по составу даек кунушского комплекса, а также непостоянно золотоносных кварцевых жил, предварявших формирование вкрапленно-прожилкового золото-сульфидного оруденения. В южном крыле Кызыловской зоны смятия прослеживается субширотная зона даек с устойчивым северным падением под углами $60-70^\circ$, часть из которых образует апофизы в структурах оперения и межпластовых отслоениях. В этой зоне локализованы и кварцево-жильные тела, и вкрапленно-прожилковое сульфидное оруденение.

Бакырчикский блок по совокупности признаков может быть отнесен к специфической группе рудолокализирующих структур [136], определяющих естественные геологические контуры Бакырчикского рудного поля. К южной границе блока — Кызыловскому разлому приурочены основные промышленные месторождения: Бакырчик, Большевик, Промежуточное, Глубокий Лог, а также проявления с забалансовыми запасами — Сарбас, Кармен. К северной границе блока — разлому Параллельному тяготеют недостаточно изученные проявления золоторудной минерализации — Дальний, Дальний I, в которых более интенсивно проявлена позднерудная кварц-антимонитовая минерализация. В зоне северо-западного разлома выявлены проявления золотоносности (северо-восточная граница блока) — Дальний II и Дальний III. Западная граница блока скрыта под четвертичными отложениями.

Основные черты строения месторождения. Основной рудолокализирующей структурой Бакырчикского месторождения является южное тектоническое ограничение блока рудного поля — Кызыловский разлом (зона смятия) с устойчивым северным падением под углами $30-50^\circ$, в котором на протяжении около 2 км проявлено промышленное оруденение (рис. 7). Мощность зоны дислоцированных пород варьирует от первых десятков до 150 м в раздувах, приуроченных обычно к участкам резких изгибов плоскостей разрывов ее всяческого бока [84]. В поперечном сечении тектонической зоны В.М. Яновским выделяются следующие подзоны, различающиеся структурой, интенсивностью проявления дислокационного метаморфизма и спецификой ассоциаций структурных элементов: а) шва надвига с резкими угловатыми изгибами по простиранию; б) серии блоков, образующих полосу мозаичного строения в всячем боку структуры; в) тектонических линз лежащего бока структуры с широким проявлением кливажа, милонитизации, обычно с повышенным количеством углеродистого вещества, будинажа и приразрывной дисгармонической складчатости. К последней подзоне приурочены промышленные рудные тела, которые локализуются в участках наиболее интенсивного динамометаморфизма пород. Наибольшим распространением пользуется послойное расщепление и развальцевание пород, часто сопровождающееся графитизацией, будинированием тонких прослоев и мелких линз более жестких пород с обтеканием будин пластичными сланцами. Такого рода деформациям наиболее подвержены пачки тонкого ритмичного переслаивания гидрослюдисто-алевритистых пород с линзами сидеритов и песчаников, прослой алевролитов и реже алевропесчаников, заключенные среди песчаников. Состав и последовательность пород, слагающих тектонические линзы, весьма разнообразны. В контурах промышленного оруденения встречаются все литологические разновидности разреза, однако золото-сульфидная минерализация в основном связана с участками тонкого переслаивания углистых алевролитов и песчаников. В крупных тектонических линзах, расчлененных разрывами высоких порядков на «пластины» (разрывы ориентированы под углами $30-50^\circ$ к слоистости) нередко наблюдается нормальная стратиграфическая последовательность пород при их моноклинальном падении на север. Все виды деформационных структур характеризуются тесной пространственной связью с разрывами [139].

В.С.Шибко, Н.А.Фогельман, В.Е.Павлова, В.А.Нарсеев, Ю.В.Гостев последовательно развивают концепцию стратиформности золото-сульфидного оруденения Бакырчикского месторождения и, в частности, его тесной пространственной связи с отложениями бакырчикской толщи или с залегающими внутри нее микститовыми горизонтами в пределах субширотного грабена.

Среди магматических образований на месторождении В.Н.Сорокиным выделяются дайки альбититов, порфиринов, гранодиорит-порфиринов и гранит-порфиринов. Они тяготеют преимущественно к Кызыловской зоне разрывов (см. рис. 7). Преобладают дайки субширотного

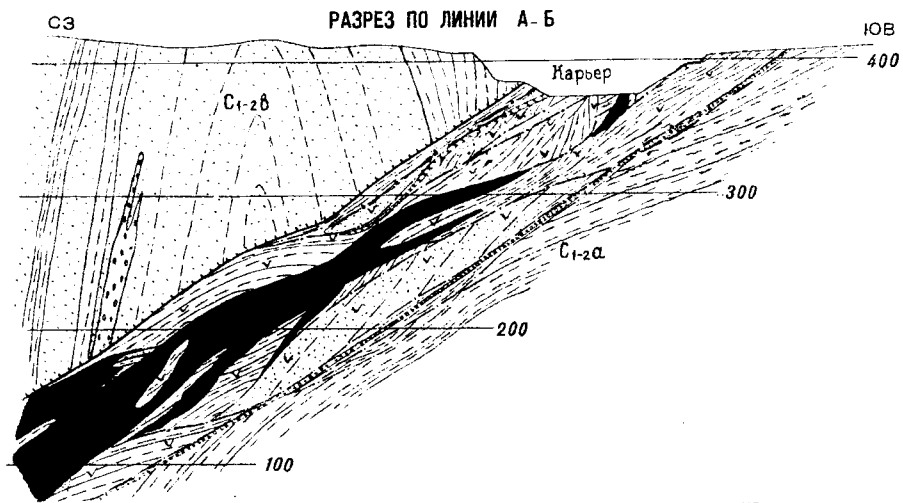
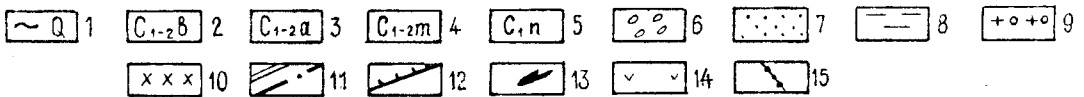
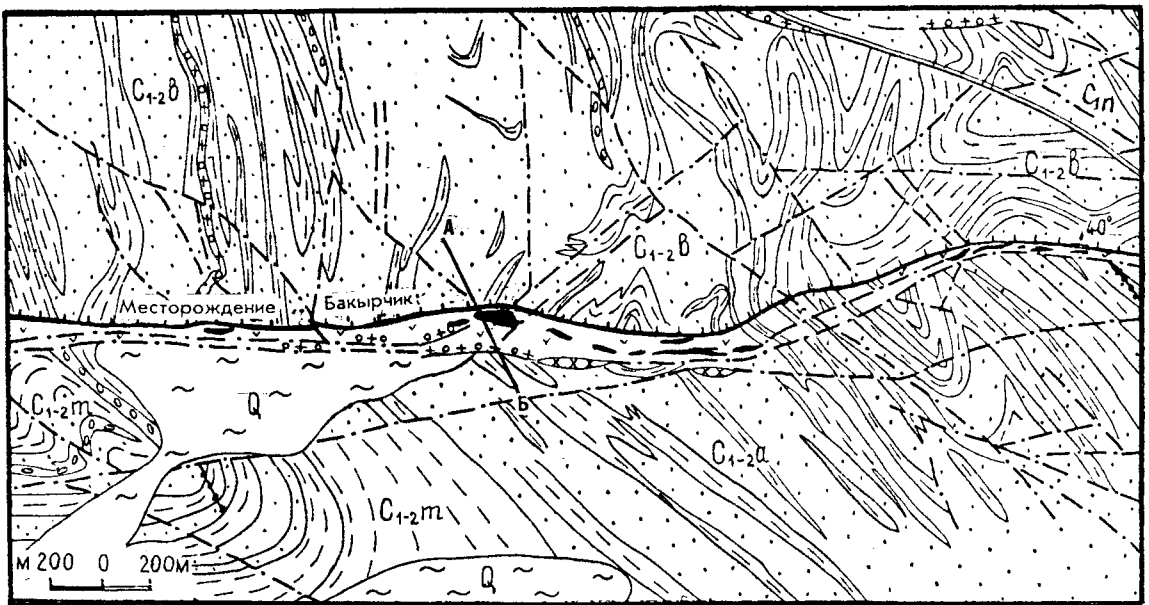


Рис. 7. Схема размещения оруденения Бакырчикского месторождения и разрез через Центральное рудное тело (с использованием материалов Казан-Чукурской ГРП, В.М. Яновского, Ю.В. Чудинова):

1 — четвертичные отложения; 2 — отложения бакырчикской свиты ранне-среднекаменноугольного возраста; 3 — отложения алайгырской свиты; 4 — отложения мукумбайской свиты; 5 — ламюрские отложения; 6 — гравелиты и мелкогалечные конгломераты; 7 — песчаники; 8 — углистые алевриты и глинистые сланцы; 9 — дайки кислого состава; 10 — дайки среднего состава; 11 — разломы; 12 — надвиг; 13 — рудные тела: прожилковидно-окварцованные породы с вкрапленностью пирита и арсенопирита; 14 — участки гидротермально измененных пород с рассеянной вкрапленностью сульфидов, преимущественно пирита; 15 — золотосодержащая кварцевая жила

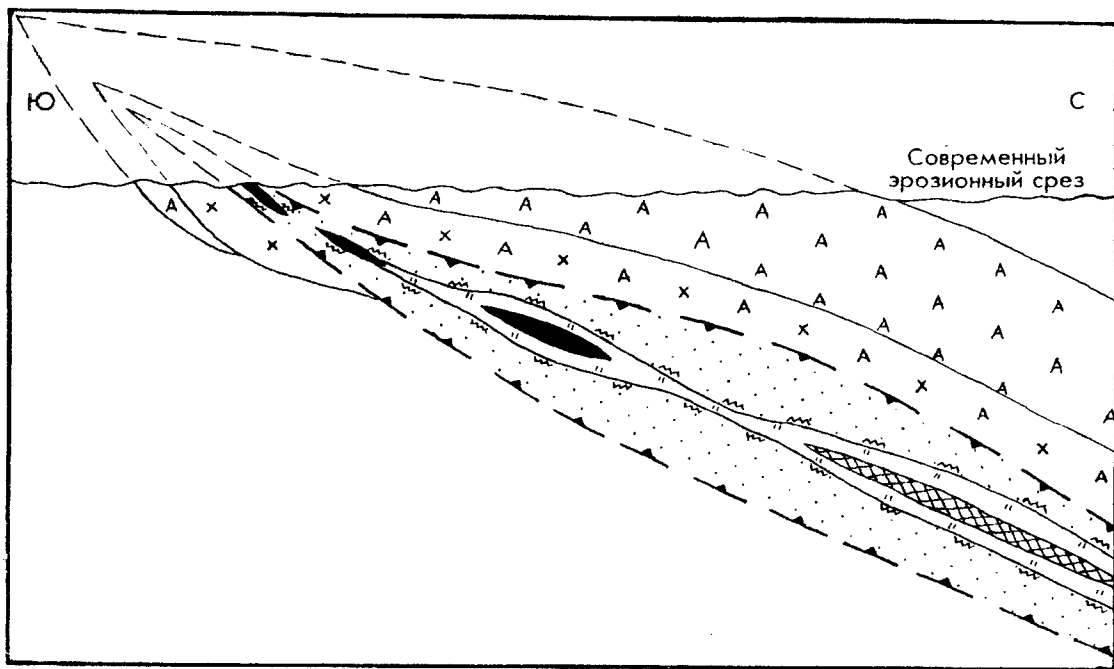


Рис. 8. Схема метасоматической зональности Бақырчыкского месторождения (по В.Б.Чекваидзе и И.З.Исакович, 1985):

1 — зона серицитолитов; 2 — зона частично серицитизированных пород; 3 — зона хлоритизации; 4 — зона совмещения хлоритизации и альбитизации; 5 — зона альбитизации; 6 — зона графитизации; 7 — рудные тела с интенсивным кварцевым штокверком; 8 — рудные тела с ослабленным кварцевым штокверком или без него; 9 — контур Кызыловской зоны разломов

простираения, секущие по отношению к вмещающим породам, с падением в северные румбы под углами 40–60°. Наиболее распространенные альбититы (альбитизированные сиенит-порфиры) и порфириты сосредоточены в основном в лежащем боку зоны. Все дайки являются дорудными.

Гидротермальные изменения пород месторождения пространственно связаны с участками развития вкрапленного оруденения. Постоянно отмечается совмещение разновременных (разностадийных) изменений, проявленных с различной интенсивностью. Наиболее контрастные преобразования проявлены в оруденелых дайках, где метасоматиты фации среднетемпературных лиственитов наложены на более раннюю альбитизацию. Наибольшей интенсивности изменения осадочных пород достигают в висячих боках рудоконтролирующих разрывных нарушений. Непосредственно предвещающие золотоносную минерализацию изменения выражены в развитии серицита, карбоната, хлорита, альбита, графита, закономерно распространяющихся в пространстве относительно рудных тел. По данным В.Б.Чекваидзе и И.З.Исакович [131], внутренняя зона (рис. 8) шириной 3–30 м характеризуется развитием углеродистых карбонат-серицитовых метасоматитов (лиственитов?). Содержание серицита, замещающего кальцит, здесь достигает 10–30%. Интенсивная серицитизация приводит к «отгонке» углеродистого вещества во внешние зоны и концентрации его в узких линейных зонах. Умеренная серицитизация устанавливается на расстоянии до 250 м от рудных тел. Хлорит, в парагенезисе с кварцем и карбонатом развит в следующей, внешней зоне шириной до 20 м, устанавливаемой преимущественно со стороны висячего бока рудных залежей. Здесь же отмечается альбитизация, маркирующая крайнюю внешнюю зону гидротермальных изменений.

Рудные тела, особенности их строения. Собственно месторождение Бақырчык представлено серией крупных рудных тел, цепочковидно располагающихся согласно рудовмещающей зоне смятия (рис. 9). Они имеют линзообразную и лентовидную формы и прослеживаются по простиранию и падению от первых до многих сотен метров. По данным В.М.Яновского [139], выделяются два основных морфологических типа рудных тел: крупные столбообразные тела, имеющие в горизонтальном сечении форму коротких линз с алофизмами; и сравнительно вы-

держанные по мощности протяженные уплощенные тела. По падению и простиранию рудной зоны отмечаются переходы одного типа в другой. Наиболее крупное рудное тело, заключающее основную часть запасов месторождения, имеет протяженность до 1 км, при мощности 2–35 м, и прослеживается скважинами на глубину 800 м по склонению. Крупные рудные тела нередко сопровождаются более мелкими, в т.ч., сленными телами вкрапленных руд, образующими кулисы и цепочки линз по простиранию и падению зоны.

Результаты разведочных работ и проведенные собственные наблюдения авторов в горных выработках и керна разведочных скважин позволяют установить следующие особенности внутреннего строения рудных тел и распределения в них золоторудной минерализации (см. рис. 9). Рудные тела представлены обычно на 80–90 % рассланцованными, неравномерно прожилковидно окварцованными и сульфидизированными осадочными породами, среди которых спорадически встречаются также и минерализованные дайки, жильные и линзовидные тела раннего дорудного кварца. Осадочные породы, особенно их более тонкозернистые разности обычно заметно обогащены графитизированным углеродистым веществом. Встречающиеся в рудных телах относительно более мощные и массивные прослои и пласты среднезернистых песчаников затронуты оруденением в значительно меньшей мере. Несмотря на то, что в контурах промышленного оруденения отмечаются практически все литологические разновидности пород разреза месторождения, преимущественная локализация золотоносных сульфидов отмечается в пакетах тонкого переслаивания алевролитов и песчаников. Наиболее сульфидизированными при этом оказываются прослои известковистых алевролитов, линзовидные обособления песчаников и линзы сидеритов среди алевролитов.

Дайки в рудных телах также подвергаются неравномерной сульфидизации, но по сравнению с осадочными породами в целом значительно менее благоприятны для оруденения.

В составе рудных тел, особенно на более верхних горизонтах, наблюдаются линзовидные тела слабо золотоносного жильного массивного средне-крупнозернистого кварца с реликтовой полосчатой и реже брекчиевидной текстурой, обусловленной присутствием обломков вмещающих пород, в разной мере окварцованных вплоть до полного замещения тонкозернистым и рисовидным метасоматическим кварцем. Линзовидные кварцевые тела мощностью до 10 м, прослеживаются по простиранию и падению на десятки и сотни метров и выклиниваются на глубинах свыше 500 м. Нередко они располагаются на контакте с дайками, которые, как и осадочные породы, подвергаются дроблению и окварцеванию. Золотоносная сульфидная минерализация, как правило, тяготеет к зонам повышенного окварцевания, но локализуется преимущественно среди вмещающих пород. В кварцевых телах сульфиды встречаются главным образом в ксенолитах вмещающих осадочных пород и быстро исчезают по мере удаления от контактов к внутренним частям жильных тел.

Состав руд, рудообразующие минеральные ассоциации. Первичные руды представлены главным образом сульфидизированными и прожилковидно окварцованными углеродсодержащими осадочными породами; на долю жильного слабозолотоносного кварца приходится не более 10–15 % общего объема рудной массы.

Химический состав первичных руд по данным анализов 12 большеобъемных промышленных технологических проб (%): SiO_2 — 60–67; Al_2O_3 — 7–15; $\text{Fe}_{\text{общ}}$ — 4,5–6; Ca — 1–2; MgO — 1–1,4; K_2O — 2,2–2,4; Na_2O — 0,4–0,5; TiO_2 — 0,2–0,5; $\text{C}_{\text{орг}}$ — 1,3–6,6; $\text{S}_{\text{общ}}$ — 1–2,3; As — 0,7–1,4; Au — 7,6–12 г/т; Ag — 0,4–7, 2 г/т.

По данным А.Ф.Коробейникова с соавторами [65], в рудах и продуктах их обогащения устанавливаются также значительные, представляющие промышленный интерес, концентрации платины, палладия и осмия, составляющие 0,17–4,57 г/т.

Золото является основным ценным компонентом руд; распределение его в рудных телах относительно равномерное и зависит от интенсивности проявления сульфидной минерализации. Золото-серебряное отношение в технологических пробах варьирует от 1,4 до 27,5.

Минеральный состав руд довольно простой. Преобладающие рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом, содержание которых колеблется от 0,5 до 8 %, достигая в отдельных участках 15–20 %. Среднее содержание их в рудах составляет 3–6 %. Количественные соотношения основных сульфидов изменчивы, но обычно в 1,2–1,5 раз преобладает пирит. Содержание остальных рудных минералов составляет десятые и сотые доли процента. Среди них установлены: халькопирит, сфалерит, блеклые руды, антимонит, галенит, марказит, бурнонит и некоторые другие более редкие минералы. Из перечисленных рудных минералов

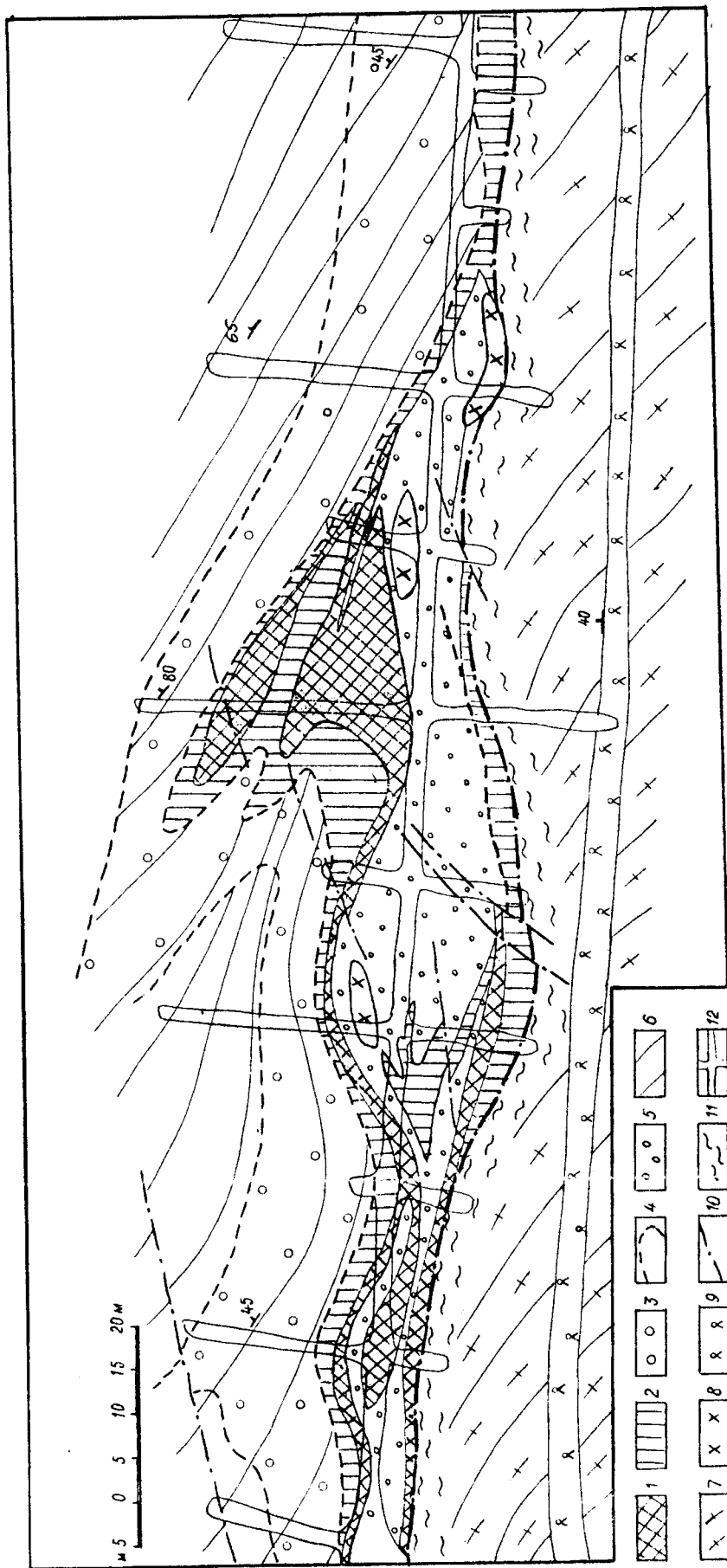


Рис. 9. Схема размещения золоторудной минерализации месторождения Бакырчик на горизонте +360 м Восточного рудного тела:

1 — участки интенсивной и умеренной сульфидизации с близкими соотношениями пирита и арсенопирита (богатые руды); 2 — участки пониженной сульфидизации с заметным преобладанием пирита (рядовые руды); 3 — участки слабой пиритизации; 4 — границы участков с разной минерализацией; 5 — дорудный метасоматический кварц с реликтами вмещающих пород; 6 — переслаивание песчаников, углистых алевролитов и гидрослюдистых сланцев; 7 — углистые гидрослюдистые сланцы; 8 — дайки альбитизированных кислых пород; 9 — дайки альбитизированных порфиритов; 10 — зона расщепления и графитизации; 11 — разрывные нарушения; 12 — зона расщепления и графитизации; 12 — горные выработки

только антимонит образует сколько-нибудь значительные скопления, проявляющиеся крайне неравномерно. Остальные минералы встречаются в виде спорадической мелкой и микроскопической вкрапленности. Самородное золото, несмотря на довольно высокую золотоносность руд, наблюдается относительно редко в виде одиночных и значительно реже групповых включений в пирите и арсенопирите, размером 5–7 мкм и не более 20–30 мкм. Нерудные минералы представлены кварцем, серицитом, карбонатами, хлоритом, альбитом. Большая их часть образует прожилковые и вкрапленные метасоматические скопления среди измененных пород. Отмечается довольно высокая насыщенность руд сорбционно-активным углеродистым веществом (керит, антраксолит, шунгит, графит), содержание которого достигает 10 % и более. Присутствие реликтовых углеродистых включений в кварце и ряде рудных минералов указывает на дорудное образование, по крайней мере, основной части углеродистого вещества, связанного, по-видимому, с процессами динамотермального метаморфизма.

М.М. Старовой [122], В.Н. Сорокиным [138], а также нашими наблюдениями устанавливаются следующие основные рудообразующие парагенетические минеральные ассоциации: 1 — дорудных изменений (серицит, карбонат, кварц, хлорит, альбит, графит, ранний пирит); 2 — кварцевая (кварц, серицит, карбонат, альбит); 3 — золото-пирит-арсенопиритовая (пирит, арсенопирит, кварц, карбонат, серицит, раннее субмикроскопическое золото); 4 — золото-сульфидно-полиметаллическая (кварц, карбонат, пирит, сульфиды и сульфосоли полиметаллов, позднее микроскопическое золото); 5 — кварц-антимонитовая (кварц, карбонат, антимонит, иногда самородное золото); 6 — карбонатная (кальцит). Следует отметить, что кварцевая ассоциация, как и часть минеральных новообразований, относящихся к дорудным изменениям и местами составляющих значительную долю объема руд, по-видимому, не относятся к собственно золото-сульфидному оруденению, фиксируя иной, более ранний этап минерализации.

В составе руд выделяются две последовательно образовавшиеся продуктивные минеральные ассоциации: золото-пирит-арсенопиритовая (ранняя золото-сульфидная) и золото-сульфидно-полиметаллическая (поздняя сульфидная), которые характеризуются практически одинаково широким распространением в рудных зонах при резко различающейся интенсивности развития. Ранняя, золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация является главной продуктивной, интенсивность ее проявления определяет степень золотоносности разных участков месторождения. Основные рудные минералы этой ассоциации — пирит и арсенопирит образуют преимущественно тонкую и мелкую неравномерную вкрапленность, в т.ч., полосовидную, линзовидную и линзовидно-полосчатую в соответствии с текстурными особенностями пород. Размер преобладающей части сульфидных вкрапленников варьирует от первых сотых до первых десятых долей миллиметра. Обычно доминирующий в рудах пирит образует хорошо ограниченные метакристаллы пентагон-додекаэдрической или сложной, комбинированной формы, реже простые кубы. Достаточно широко распространен он также в виде агрегативных сгустковых и вкрапленных выделений с тонкозернистой структурой. При травлении легко выявляется тонкое зональное строение по всей площади зерен. В ядрах зональных кристаллов спорадически встречается незональный, более рельефный пирит ранней генерации, а в самых краевых частях кристаллов постоянно отмечаются лишённые зонального строения оболочки перекристаллизации. По фигурам зонального роста выявляется хорошо выраженная общая тенденция изменчивости формы кристаллов пирита в процессе их роста: от преимущественно пентагон-додекаэдрической на более ранних стадиях к кубической — к концу кристаллизации, отражающей, по-видимому, изменение степени пересыщения растворов. Для пирита данной ассоциации характерны повышенные примеси мышьяка (1,5–6%) при неоднородном его распределении внутри зерен, с резким уменьшением содержания (в 7–10 раз) в их краевых частях. Незональный пирит, образующий затравки в центральных частях зональных кристаллов, характеризуется весьма низкими (не более первых сотен долей процента) содержаниями мышьяка. В ряде случаев во внутренних частях кристаллов наблюдались узкие зоны, обогащенные мышьяком, указывающие на флуктуацию активности последнего в растворах во время кристаллизации сульфидов на общем фоне ее снижения от начальных стадий кристаллизации к конечным. По данным микрорентгеноспектральных исследований зональных кристаллов золотосодержащего пирита была установлена высокая положительная корреляционная связь повышенных концентраций золота с наиболее мышьяковистыми зонами [28]. Содержание золота в мономинеральных фракциях пирита из рудных тел колеблется от 3 до 226 г/т, при средних значениях 40–50 г/т.

Вторым по распространенности, но наиболее золотоносным рудным минералом этой ассоциации является арсенопирит, который представлен чаще всего идиоморфными кристаллами удлиненно-призматического, игольчатого габитуса с ромбовидными поперечными сечениями. Размеры кристаллов весьма изменчивы даже в пределах отдельных участков шлифов, но, как правило, не превышают 2–3 мм по длинной оси и 0,2–0,3 мм в поперечнике. Менее распространены тонкоагрегативные скопления арсенопирита и звездчатые лучистые сростки, размером до 3 мм в диаметре. Арсенопирит находится в тесном парагенезисе с пиритом, в ряде случаев образуя с ним близкоодновременные сростания. Он характеризуется теми же, что и пирит, особенностями локализации в рудных телах. В интенсивно сульфидизированных линзах углеродистых сидеритов арсенопирит резко уступает пириту, а на участках повышенного окварцевания наоборот преобладает. Результаты многочисленных количественных определений показали, что основная масса арсенопирита на месторождении обогащена серой до 2,89 % по сравнению со стехиометрическим составом. Содержание золота в монофракциях арсенопирита составляет 11–1000 г/т, в среднем 100–200 г/т, что в 4–5 раз превышает средние содержания его в пирите. Эти статистические различия золотоносности основных сульфидов хорошо подтверждаются и результатами определений золота в пирите и арсенопирите, выделенных из одних и тех же штучков. В более грубокристаллических разностях арсенопирита из слабо золотоносных участков рудной зоны содержание золота значительно снижается до 5–60 г/т. Специальные исследования, заключающиеся в последовательном растворении кристаллов золотоносного арсенопирита в азотной кислоте и анализе содержаний переходившего в раствор золота, позволили установить закономерное увеличение содержаний золота от краевых к центральным частям кристаллов игольчатого арсенопирита, что хорошо согласуется с представлением об их сингенетичном отложении [26]. Золото в сульфидах является преимущественно субмикроскопическим. С помощью высокоразрешающих методов электронной микроскопии, в т.ч. с использованием растрового электронного микроскопа в сочетании с микрорентгеноспектральным анализом удалось установить присутствие в сульфидах ультратонких включений самородного золота, размером сотые и первые десятые доли микрона [58, 25, 28]. Чрезвычайная тонкость выделений золота не позволяет извлекать его при использовании обычных технологических схем с применением цианирования.

Поздняя продуктивная, золото-сульфидно-полиметаллическая минеральная ассоциация проявляется в рудах чрезвычайно слабо, постоянно пространственно сопутствуя ранней золото-сульфидной ассоциации. Она представлена кварц-карбонатными маломощными и микропрожилками с редкой спорадической вкрапленностью рудных минералов: пирита и арсенопирита поздних генераций, халькопирита, сфалерита, блеклой руды, галенита и др. Часто многие поздние рудные минералы образуют микровключения в ранних сульфидах и измененных породах. Золото этой ассоциации отмечается преимущественно в виде очень мелких (менее 5–10 мкм) выделений в пирите и арсенопирите. Широко распространены золотины изометричной и продолговатой форм, имеющие плавно-округлые или неровные границы, значительно реже – жилковидно-пластинчатые выделения, в т.ч. в интерстициях сульфидных зерен. Отмечаются редкие случаи зонального замещения сульфидов самородным золотом или пересечения кристаллов пирита и арсенопирита микропрожилками золота в сростаниях с другими парагенными ему рудными минералами. Пробность микроскопических выделений позднего золота в ранних сульфидах, по данным Ю.В.Гостева, составляет 800–900. В единичных случаях отмечались видимые выделения позднего золота в жильном кварце с пробностью 920–930 (сообщение Л.А.Николаевой). Спорадические проявления золотоносности отмечаются, кроме того, в связи с самой поздней рудной, кварц-антимонитовой минеральной ассоциацией, с которой выделяется самородное золото третьей генерации. Как показывают данные рационального анализа, общая доля относительно более крупного, извлекаемого цианированием и амальгамацией золота в первичных рудах, колеблется от 3 до 20 %.

Элементы зональности. На месторождении отмечаются проявления вертикальной минералого-геохимической зональности, выражающиеся в резком уменьшении с глубиной интенсивности развития кварцево-жильной минерализации; возрастании роли арсенопирита, который на глубоких горизонтах значительно чаще преобладает над пиритом; уменьшении средних размеров арсенопиритовых вкрапленников с одновременным увеличением их золотоносности; снижении частоты встречаемости рудных минералов поздних минеральных ассоциаций; увеличении сепен-теплуrowого отношения, с 2 на глубине 30 м от поверхности до 30 на глубине

830–850 м; в уменьшении с глубиной средних содержаний и дисперсий содержаний в золотоносном пирите золота, серебра, свинца и сурьмы. Следует заметить, что изменчивость многих из перечисленных признаков проявляется обычно неконтрастно. Имеется также указание В.А.Нарсеева и других о появлении на глубине более 800 м нового, карбонатного (с повышенным содержанием в карбонате марганца) жильно-прожилкового типа руд со свободным комковидным золотом.

Условия рудообразования. Исследование термобарогеохимических условий формирования руд месторождения проведено в последнее время В.А.Ехивановым и др. (1990) по данным изучения параметров и состава газово-жидких включений в кварце. Выделено четыре генерации включений, сопоставляемых с последовательно отлагавшимися рудообразующими минеральными ассоциациями. Включения первой генерации (ассоциация раннего жильного кварца), имеющие газовый, жидко-газовый и реже газово-жидкий фазовый состав, гомогенизировались при температурах 450–500° С. Включения второй генерации (золото-пирит-арсенипиритовая ассоциация) преимущественно газово-жидкого состава без углекислоты имели температуру гомогенизации 340–460° С, при давлении флюидов 110–130 Мпа, что должно отвечать условиям отложения наиболее продуктивной части руд. Установлено, что повышенные содержания металла пространственно постоянно коррелируют с максимальными значениями температуры гомогенизации и распространенности включений этой генерации. Включения третьей генерации, трехфазовые с углекислотой, гомогенизовавшиеся при температурах 160–360° С, отвечают второй продуктивной, золото-полисульфидно-кварцевой минеральной ассоциации. Образование самой поздней кварц-антимонитовой минерализации происходило из газово-жидких растворов при температурах 160–200° С. Химический тип растворов, сформировавших бақырчикские руды, гидросиликатно-натриевый с высоким содержанием Na (до 75% экв.). В то же время отмечается низкое содержание в вытяжках руд Cl-иона (не более 25% экв.). Предполагается, что отложение прожилково-вкрапленных сульфидных руд этого месторождения осуществлялось из сильно восстановленных щелочных флюидов, что находит также подтверждение в относительно повышенной концентрации азота и метана в газовой составляющей включения, соответственно 0,01 и 0,006 мг/л.

Геохимические особенности оруденения определяются наиболее тесной связью золота с мышьяком (рис. 10) с хорошо выраженной значимой положительной корреляцией между этими элементами. Оруденение характеризуется высоко контрастными первичными ореолами рассеяния золота и мышьяка и менее контрастными — Hg, Sb, Ag и W. Устанавливается прямая значимая связь золота с вольфрамом. Выделяются три важнейшие геохимические ассоциации элементов-индикаторов основных зон вертикального разреза: фронтальной — Hg, Li, Rb, Cs, Sb, Ag, центральной — Au, As, а также Pb, Mo, W, Ba и тыловой — Cu, Zn, Sn, Ni, Co. Общая геохимическая ореольная зональность от фронтальных частей рудных тел к тыловым имеет вид (Hg, Li, Rb, Cs, Ag) — (Sr, Ba) — (Au, As-Pb, Mo, W) — (Cu, Zn, Sn, Zr) — (V, Ni, Co, Cr). Коэффициенты зональности и интенсивности соответственно выражены следующими зависимостями: $K_z = \frac{Sb \cdot Ag}{Co \cdot Ni \cdot V}$, $K_{и} = \frac{Au \cdot As}{Co \cdot Ni \cdot V}$.

Мультипликативный показатель интенсивности оруденения определяется произведением Au, As, Sb, W. В качестве показателей уровня пересечения рудной залежи предлагается использовать коэффициенты типа: Li-Cs/Mo² или Sb/Mo [131].

Выводы. Месторождение Бақырчик является одним из наиболее крупных эталонных объектов вкрапленного золото-сульфидного оруденения в углеродсодержащих толщах, на примере которого хорошо прослеживаются его главные особенности. К ним относятся: 1 — приуроченность оруденения к длительно формировавшейся зоне смятия и расщепления — структуре, наложенной на региональную складчатость и образованной в режиме преобладающего сжатия; 2 — близкое к слоистости вмещающих пород распределение основной продуктивной золото-пирит-арсенипиритовой минерализации в пределах секущих рудовмещающих структур; 3 — тесная ассоциированность золота с мышьяковистым пиритом и особенно тонкоигольчатым арсенипиритом при высокой положительной корреляции золота и мышьяка в минерализованных зонах; 4 — преимущественно тонкодисперсный характер золота в сульфидах, обуславливающий высокую технологическую упорность первичных сульфидных руд.

Специфические особенности оруденения данного месторождения выражаются прежде всего в очень крупных масштабах развития золотой минерализации, концентрирующейся на

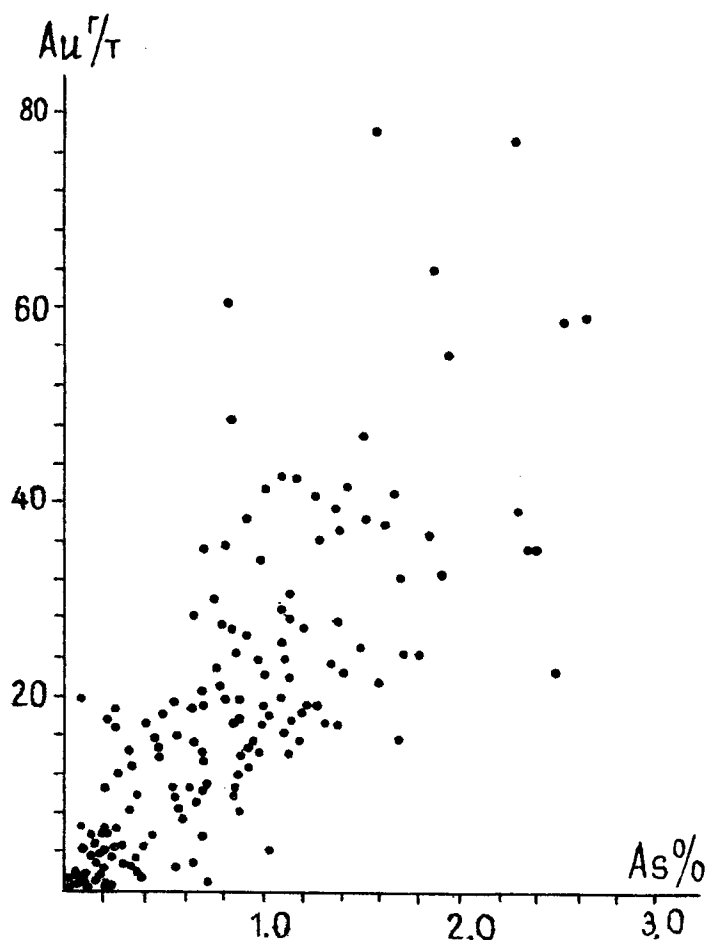


Рис. 10. Диаграмма соотношений золота и мышьяка в первичных рудах месторождения Бакырчик

значительном протяжении субширотной зоны смятия. Одним из важнейших факторов, определивших уникальные масштабы оруденения наряду с соответствующими параметрами самой рудовмещающей структуры, является, по-видимому, субсогласное расположение слоистости рудовмещающих пород относительно этой структуры.

Результаты исследований показывают, в частности, что основная продуктивная золото-сульфидная минерализация данного месторождения сформировалась при относительно высоких температурах (460–340°C), значительно превышающих температуры регионального метаморфизма (цеолитовая фация) рудовмещающих пород, что может служить одним из важных дополнительных факторов в пользу наложенного по отношению к вмещающим породам оруденения, не связанного непосредственно с их метаморфизмом.

Месторождение Кокпатас

Месторождение Кокпатас находится в Навоийской области Западного Узбекистана, в 40 км от г. Учкудук, связанного железной дорогой с городами Навои и Самарканд. В физико-географическом отношении район месторождения расположен в центральной части пустыни Кызылкумы, в пределах невысокого пенепленизированного горного массива, окруженного слабо всхолмленной равниной.

Месторождение открыто в 1962 г. в результате проведения ревизионных работ на золото известного здесь ранее серебро-сурьмяного проявления. К настоящему времени основные участки месторождения детально разведаны скважинами и подземными горными выработками. По разведанным запасам месторождение относится к крупным объектам. На одном из участков проводилась ограниченная опытная отработка окисленных руд открытым способом.

Месторождение изучали: Р. В. Цой, К. Р. Рахматуллаев, В. И. Зонов, Ю. А. Майков, В. А. Алек-

сашечкин, В.А.Паздерский, С.Д.Шер, Д.А.Дорофеев, А.Д.Швецов, В.В.Овечкин, А.М.Гаврилов, К.П.Атабекьянц, В.Я.Вихтер, П.Г.Кучеревский и др.

Основные результаты работ этих исследователей, включая собственные данные, использованы при описании месторождения.

Геологическая позиция и строение рудного поля. Кокпатаасское месторождение или, точнее, целая группа месторождений и многочисленных рудопоявлений золото-сульфидного типа в пределах одноименного рудного поля на площади свыше 70 км², расположено в южной части Букантауского палеозойского поднятия, относящегося к западному тектоническому блоку герцинских складчатых сооружений Южного Тянь-Шаня. Положение рудного поля определяется его приуроченностью к узлу пересечения системы глубинных разломов северо-западного—субмеридионального направления и системы субширотных разрывов и сформированной в его пределах брахиантиклинальной складчатой структуры, слабо удлиненной по меридиану. В ядре складки обнажаются карбонатные отложения С₁ (джускудукская свита), согласно сменяющиеся на крыльях вулканогенно-терригенными отложениями карашахской свиты С₂, которые перекрываются в свою очередь по одним представлениям согласно, по другим — по пологим шарьяжам кремнисто-доломитовыми толщами кокпатаасской свиты (рис. 11). В последнем случае возраст кокпатаасских толщ определяется как раннепалеозойский, а шарьяжным поверхностям придается важное рудоконтролирующее значение [18].

Широко распространенные магматические образования рудного поля представлены, по Д.А.Дорофееву и С.Д.Шеру (1972), тремя возрастными группами: 1 — ультрабазитами, базитами и кварцевыми порфирами (С₂ ?), 2 — гранодиоритами (С₃—Р₁) и 3 — комплексом малых интрузий пестрого состава (Р₂—Т₁), с которым наиболее тесно ассоциирует золотое орудение. Магматические породы ранней возрастной группы проявлены в виде линзовидных и дайкообразных тел в зоне глубинного разлома в западной части рудного поля. Гранодиориты слагают сравнительно крупный плутон, обнажающийся на поверхности в окраинной юго-западной части рудного поля. По геофизическим данным, кровля плутона погружается под структуры рудного поля на глубины 1,5–3 км, но в центральной его части на поверхность выходят два штокообразных тела гранодиоритов, прорывающие отложения рудовмещающих толщ. Наибольшим распространением пользуются позднепермские — раннетриасовые дайки диоритов, диоритовых порфиритов и лампрофиров спессаргит-керсантитового ряда, которые группируются в субширотные пучки, постоянно сопровождающие рудные зоны и рассматривающиеся в качестве генетически самостоятельного позднеорогенного комплекса малых интрузий. Помимо указанных даек среди вулканогенно-осадочных отложений рудовмещающей толщи установлены субвулканические тела габбро-диабазов.

Практически все промышленное орудение размещается среди пород карашахской свиты, пространственно тяготея к субширотным разрывам, занимающим секущее положение по отношению к преобладающему субмеридиональному простиранию осадочно-вулканогенных толщ (рис. 11). Из более 100 выявленных рудоносных зон разного масштаба основная часть, и среди них наиболее крупные рудные тела, локализуются в средней части карашахской свиты мощностью 300–400 м, сложенной преимущественно кварц-альбит-хлоритовыми сланцами.

Верхняя песчаниковая и нижняя углистая туфоогенно-осадочно-брекчиевая, с горизонтами углистых сланцев, части свиты затронуты орудением значительно слабее.

Геологическое строение месторождения. Особенности золото-сульфидного оруденения рудного поля наиболее целесообразно рассмотреть на примере эталонного, наиболее крупного и хорошо изученного месторождения Южный I, расположенного в южной части рудного поля, которое нередко и называют Кокпатаасским (рис. 12, 13).

Позиция этого месторождения определяется приуроченностью его к субширотной зоне рассланцевания и дробления, прослеживающейся на протяжении 1,5 км в юго-восточном крыле брахиантиклинальной структуры среди рудовмещающих толщ карашахской свиты. Зона рассланцевания мощностью до нескольких сотен метров характеризуется сложным строением вследствие пересечения различных по литологии горизонтов пород.

Зона имеет южное падение под углами 35–60° и прослеживается на глубины около 400 м вплоть до контакта с подстилающей толщей визейских известняков в ядре брахискладки. Важную роль в локализации оруденения играют разломы северо-восточного простиранения, в участках пересечения ими субширотной тектонической зоны.

Рудовмещающие вулканогенно-осадочные отложения на месторождении имеют монокли-

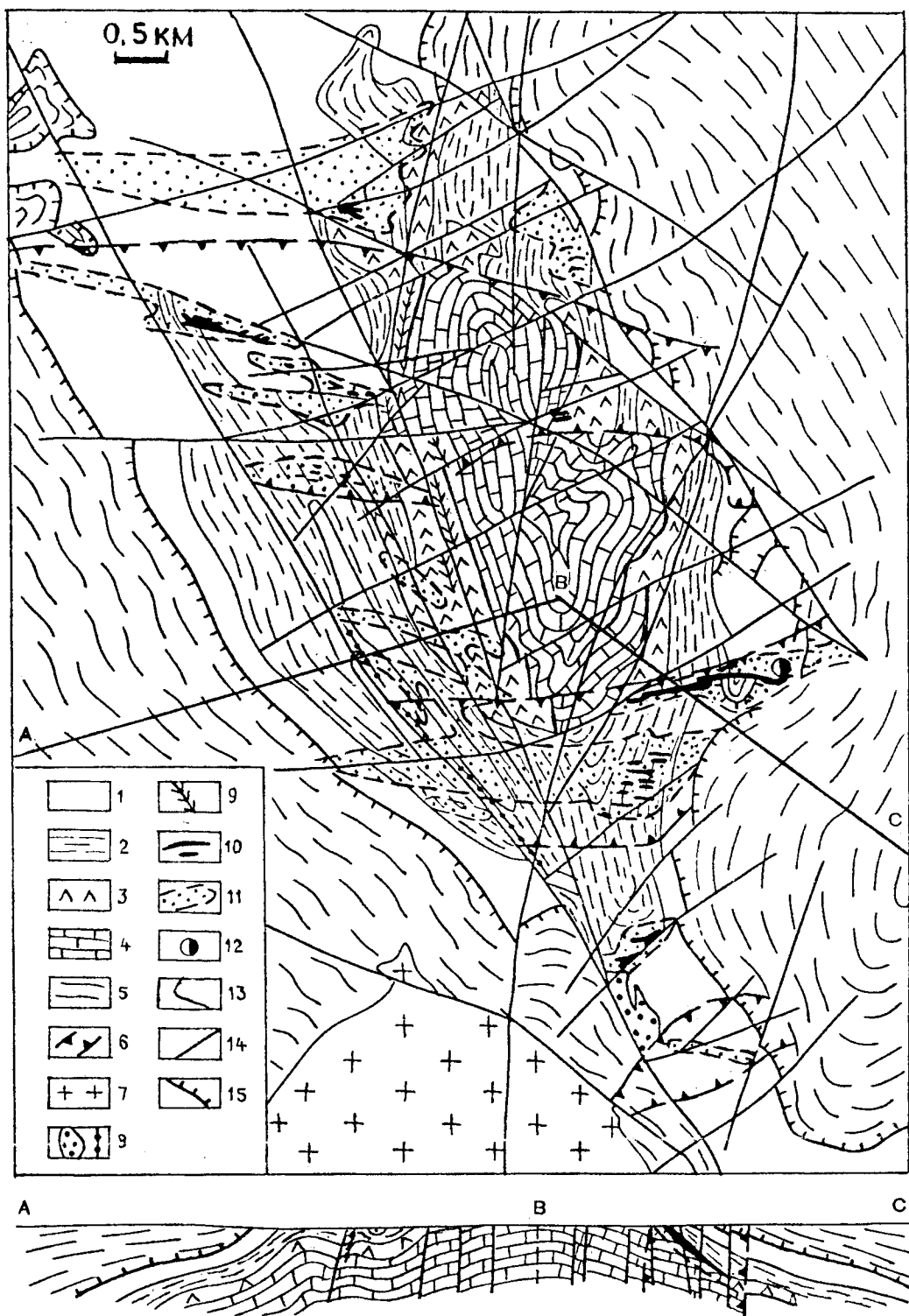


Рис. 11. Схема геологического строения Кокчетавского рудного поля (с использованием материалов Д.А.Дорофеева, А.Д.Швецова, В.В.Овечкина и Кокчетавской ГРЭ, 1972):

отложения «продуктивной» вулканогенно-осадочной, карашахской свиты (C_2kr): 1 — верхняя, песчаниковая пачка, 2 — средняя, сланцевая пачка, 3 — нижняя, углистая туфогенная пачка, 4 — визейские известняки (C_1v); 5 — отложения кокчетавской свиты: нижнего палеозоя (?); кремнистые сланцы с доломитовыми прослоями; 6 — пояса максимального сгущения даек лампрофиров, диоритов и диоритовых порфиров; 7 — гранодиориты Кокчетавского массива; 8 — кварцевые порфиры; 9 — серпентиниты; 10 — рудные тела; 11 — минерализованные участки; 12 — месторождение Южное I; 13 — геологические границы; 14 — разломы; 15 — надвиг

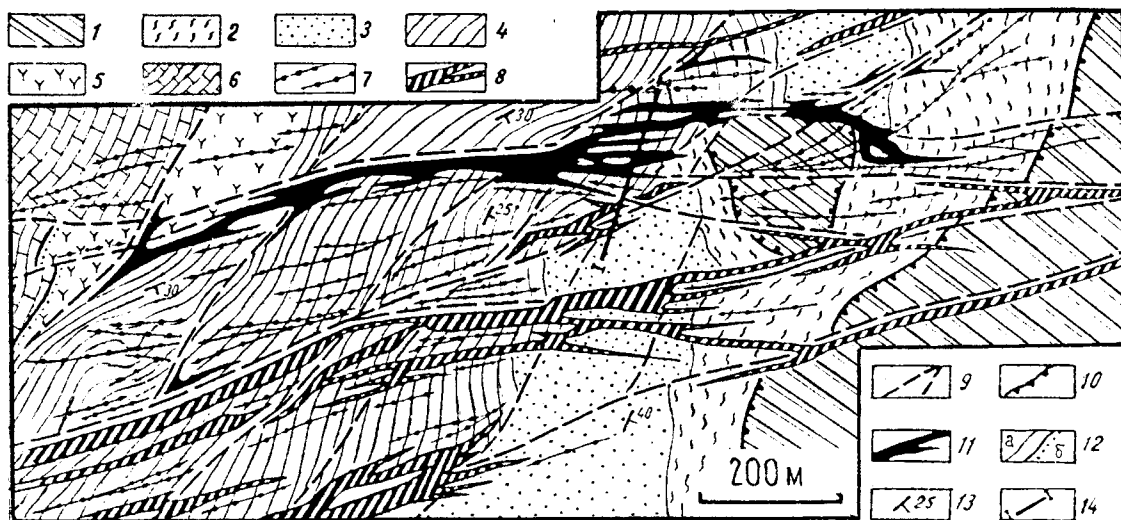


Рис. 12. Схема геологического строения месторождения Южное-I Кокпатасского рудного поля (по Д.А.Дорофееву, 1973):

1 — кремнистые сланцы кокпатасской свиты; 2 — глинисто-хлоритовые сланцы верхней части карашахской свиты; 3 — песчаники верхней пачки карашахской свиты; 4 — кварц-альбит-хлоритовые сланцы средней пачки карашахской свиты; 5 — углистые вулканогенно-осадочные брекчии нижней пачки карашахской свиты; 6 — доломитизированные известняки; 7 — дайки лампрофиров; 8 — дайки диоритов; 9 — основные разрывные нарушения; 10 — надвиг; 11 — рудные тела; 12 — стратиграфические контакты (а — согласные, б — несогласные); 13 — направление слоистости; 14 — линия геологического разреза

ЮЮЗ

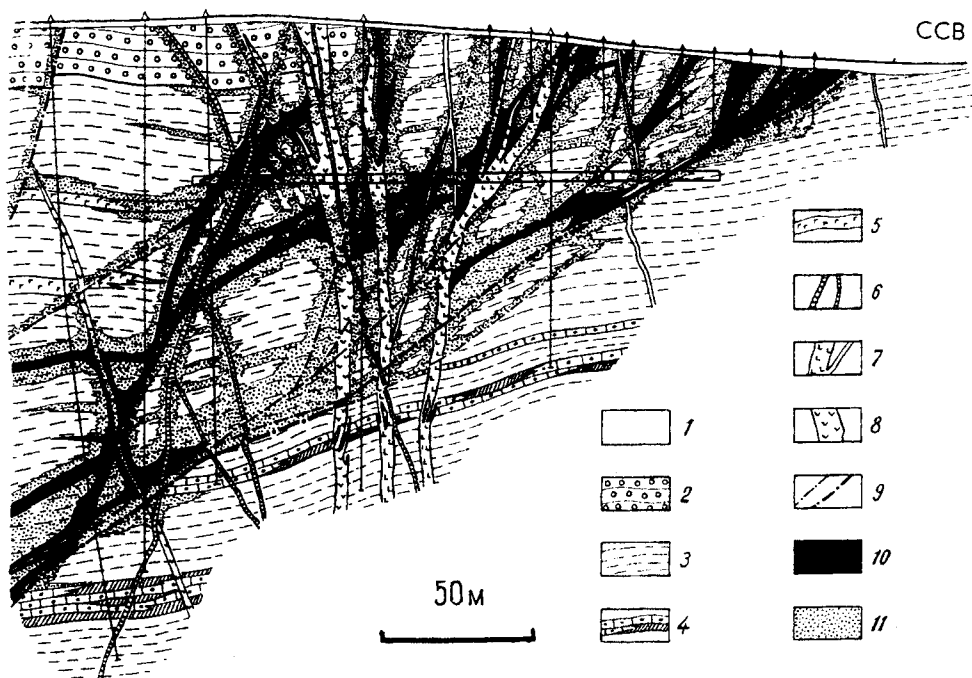


Рис. 13. Разрез по линии I-I месторождения Южное I (по Д.А.Дорофееву, 1973):

1 — рыхлые отложения; 2 — песчаники верхней пачки карашахской свиты; 3 — сланцы средней пачки карашахской свиты; 4 — окремненные доломиты с линзами кремней; 5 — регионально метаморфизованные габбро-диабазы; 6 — дайки спессаритов; 7 — дайки керсантитов; 8 — дайки диоритов; 9 — разрывные нарушения; 10 — рудные тела; 11 — околорудные ореолы гидротермально измененных пород с рассеянной вкрапленностью сульфидов

нальное падение в восток-юго-восточном направлении под углами 25–30°. Они характеризуются пестрым составом, невыдержанностью отдельных слагающих их разностей по простиранию и падению и отсутствием надежных маркирующих горизонтов. В строении толщи Д.А. Дорфеевым выделяются (снизу вверх) три литологические пачки. Нижняя пачка мощностью около 100 м представлена переслаиванием филлитовидных углистых сланцев с песчаниками, туфобрекчиями и туфами андезитодацитового состава с горизонтами и линзами кремнистых сланцев, доломитов и битуминозных известняков. Средняя, существенно сланцевая пачка, сложена кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, в разной мере обогащенными углистым и кремнистым веществом, с развитием прослоев более массивных алевролитовых разностей и песчаников. В ее низах заметно повышается количественная роль углистых сланцев, сочетающихся с зелеными тонкополосчатыми альбит-эпидот-хлоритовыми сланцами, массивными туффитами с прослоями и линзами кремнистых сланцев и окремненных доломитов. В средней и нижних частях пачки почти постоянно встречаются согласные линзовидные тела рассланцованных габбро-диабазов. Мощность этой наиболее «продуктивной» пачки составляет 200–250 м. Верхняя пачка мощностью не более 200 м имеет существенно песчаниковый состав с прослоями кварц-хлоритовых и углистых филлитовидных сланцев с общей повышенной сложной пиритизацией.

Характерным элементом строения месторождения являются многочисленные и разнообразные по составу дайки, образующие сложный по строению линейный каркас. Основная часть многочисленных даек при одинаковом с рудной зоной простирании имеет крутое падение навстречу зоне и пересекает ее (см. рис. 13). Часть даек залегает согласно с рудной зоной. В участках «пересечения» рудных тел дайки обычно слабо минерализованы в краевых частях. В то же время часто отмечается повышение концентраций золота в экзоконтактах даек, а согласные с рудной зоной дайки подвержены интенсивным гидротермальным изменениям и слабой минерализации. Вопрос о возрастных соотношениях даек с оруденением в настоящее время нельзя считать окончательно решенным, однако на основании имеющихся данных можно сделать предположение о дорудном возрасте по крайней мере основной части даек.

Золотоносная сульфидная минерализация приурочена к участкам гидротермальных изменений пород листвениг-березитового типа. Среди пород с небольшими содержаниями углеродистого вещества они выражены очень контрастно, благодаря осветлению, и сводятся главным образом к замещению породообразующих минералов серицитом, тонкочешуйчатой хромсодержащей калиевой слюдкой — марипозитом, карбонатами (доломитом, анкеритом, кальцитом), а также лейкоксеном и ранним пиритом. Изменения сопровождаются прожилками кварца и карбонатов.

Рудные тела, особенности их строения. Рудные тела, границы которых выявляются на основании опробования, имеют часто сложную форму, обусловленную различными сочетаниями структурных и литологических факторов. Наиболее крупные тела, имеющие форму линзовидных залежей и согласное с рудовмещающей структурой кулисообразное расположение, прослеживаются по простиранию до 1 км и по падению на несколько сотен метров. Мощность их варьирует от нескольких до 100 м в раздувах. Рудные тела имеют сложное внутреннее строение (рис. 14). По данным наших наблюдений, в подземных горных выработках они расчленяются серией субпараллельных разрывов субширотного простирания на отдельные линзовидные блоки, отличающиеся разной степенью деформированности вмещающих пород (рассланцевание, смятие, будинаж, дробление). Вблизи разрывов отмечается особенно интенсивная сульфидная минерализация, затухающая по направлению к слабее деформированным и гидротермально измененным породам красных или внутренних частей рудных тел. Нередко интенсивно оруденелые породы перемежаются со слабо минерализованными или даже незатронутыми сульфидной минерализацией. Наиболее минерализованные участки характеризуются повышенной сульфидизацией, максимальным развитием метасоматической карбонатной минерализации, а также наибольшей концентрацией кварцевых и альбит-кварц-карбонатных прожилков.

Состав руд, рудообразующие минеральные ассоциации. Первичные руды представлены гидротермально измененными вулканогенно-осадочными породами, пронизанными альбит-кварц-карбонатными прожилками и неравномерно минерализованными сульфидами; постоянно устанавливается приуроченность повышенных содержаний золота к участкам интенсивной сульфидизации при максимальном развитии арсенопирита. Спорадически встречающиеся

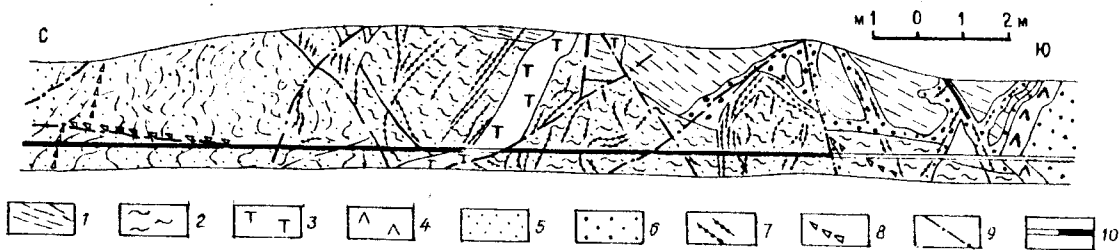


Рис. 14. Фрагмент внутреннего строения рудного тела месторождения Южное I (Кокнатасское рудное поле):

1 — углистые кварц-альбит-хлоритовые сланцы; 2 — эпидот-альбит-хлоритовые сланцы; 3 — спессартиты; 4 — диоритовые порфиры; 5 — участки повышенной вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации; 6 — околотрещинные зоны резкого осветления с вкрапленной пиритовой минерализацией; 7 — кварц-карбонатные прожилки; 8 — послерудные кальцитовые прожилки; 9 — разрывные нарушения; 10 — борозда опробования с промышленными (залито) и непромышленными содержаниями золота

в рудных телах кварцевые жилы практически незолотоносны. Преобладающее развитие имеют вкрапленные текстуры руд, среди которых различаются вкрапленные, прожилково-вкрапленные и полосчато-вкрапленные разновидности. В осевых, наиболее золотоносных участках рудных тел отмечаются также брекчиевидная и в меньшей мере, брекчиевая текстуры; текстуры пересечений встречаются редко.

Химический состав первичных руд по данным испытаний технологических проб (в %): SiO_2 41,58–45,26; Al_2O_3 6,97–16,30; TiO_2 0,48–2,60; $\text{Fe}_{\text{общ}}$ 6,91–16,60; CaO 5,96–7,83; MgO 3,36–5,28; $S_{\text{общ}}$ 3,03–4,88; $C_{\text{орг}}$ 1,2–3,66; As 0,87–2,0; Au 3,5–7,5 г/т; Ag сл. – 2,0 г/т. Средние содержания золота в рудных телах относительно низкие (2,5–5,0 г/т) при равномерном распределении металла; содержание в рудах серебра незначительное. Золото-серебряное отношение закономерно увеличивается от 1,8 в бедных рудах до 5,5 в богатых.

Руды характеризуются высокой сульфидностью. Содержание в рудах основных сульфидов, пирита и арсенопирита от 4 до 19%, в среднем около 7–10%, а их количественные соотношения меняются от 1 до 4. Остальные рудные минералы присутствуют в незначительных количествах. Среди них (в порядке убывающей распространенности) установлены: пирротин, халькопирит, сфалерит, марказит, блеклая руда, антимонит, бурнонит, сульфoантимониты свинца, галенит, самородное золото, самородная сурьма, герсдорфит. Самородное золото обнаруживается главным образом при микроскопическом изучении в виде очень тонких (первые микроны) выделений.

В составе руд выявлены разностапные и разностадийные минеральные новообразования. Среди образований собственно золоторудного этапа выделяются пять минеральных ассоциаций: 1 — предрудная, пирит-кварц-серицит-карбонатная; 2 — ранняя продуктивная, золото-пирит-арсенопиритовая; 3 — кварц-калишпатовая; 4 — поздняя продуктивная, золото-кварц-карбонат-полисульфидная; 5 — позднерудная, кварц-карбонат-антимонитовая (часто серброносная). Отмечается также послерудная кварц-карбонатная ассоциация, представленная повсеместно встречающимися прожилками, пересекающими все предшествующие образования. Из перечисленных рудообразующих ассоциаций наибольшее распространение имеют первые две, одна из которых характеризует предрудные гидротермальные изменения, сопровождающиеся ранним, иногда слабо золотоносным, пиритом; а другая является основной продуктивной на золото. Типоморфный минерал этой продуктивной ассоциации — арсенопирит. Содержание его в рудах колеблется от 0,4 до 8,5% и составляет в среднем 2–3%. Для арсенопирита характерны кристаллы тонкоигльчатого облика при достаточно широком распространении в менее золотоносных участках также более грубопризматических и псевдопирамидальных форм. Встречается арсенопирит кроме того в виде тонкокристаллических агрегатов, звездчатых сростков, своеобразных скелетовидных, кружевных и других образований типа кольцевых и овалообразных востроек, свидетельствующих о быстрой кристаллизации их из сильно пересыщенных растворов. Во многих случаях устанавливается направленная изменчивость морфологии и размеров выделений кристаллических вкрапленников арсенопирита по мере удаления от поперечных к сланцеватости минерализованных трещин: от обильных очень тонких кружев-

ных и радиально-лучистых агрегатов игольчатых, нередко футляровидных и скелетных кристаллов вблизи трещин до редких значительно более крупных метакристаллов короткопризматического и псевдодипирамидального габитуса — на удалении от них. Аналогичная закономерность проявляется в менее контрастной форме и в масштабе отдельных участков, и в целом рудных тел. В наиболее сульфидизированных и золотоносных участках арсенопирит представлен преимущественно весьма тонкокристаллическими выделениями, в т.ч. кристаллами игольчатого облика. Размеры игольчатых кристаллов составляют тысячные и первые сотые доли мм в поперечнике и 0,5–1 мм по длинной оси. В менее золотоносных участках рудных тел и зонах образуются более крупные (десятые доли до 2–3 мм) изометрические и короткопризматические кристаллы. Указываемая изменчивость морфологии и размеров арсенопиритовых вкрапленников объясняется, вероятно, кристаллизацией их в условиях различной пересыщенности рудоносных растворов: максимальной в стержневых частях рудных тел и минимальной — в периферических.

Арсенопирит является основным концентратором золота в рудах. Содержание золота в монофракциях (по 50 пробам) колеблется от первых граммов до 1330 г на 1 т при модалном содержании 30–60 г/т. В более золотоносной тонкоигольчатой разновидности среднее содержание золота составляет около 100 г/т, в более грубозернистой изометричной — около 36 г/т. В качестве примеси в арсенопирите характерно присутствие сурьмы.

В составе ранней продуктивной ассоциации количественно преобладает пирит. Размеры его выделений обычно составляют первые сотые — тысячные доли мм и практически не превышают 0,25–0,5 мм. Для этого пирита характерны сложные формы с комбинацией куба и пентагон-додекаэдра и тонкое внутреннее зональное строение. В ядрах кристаллов зональность часто отсутствует, возможно, из-за присутствия пирита более ранней генерации. Незональный пирит отмечается также в виде кайм на поверхности кристаллов и вдоль проникающих внутрь их трещин, его образование обусловлено, вероятно, перекристаллизацией под воздействием растворов более поздних стадий.

Содержание золота в пирите продуктивной ассоциации колеблется в широких пределах и зависит прежде всего от степени золотоносности участков его нахождения: в контурах богатых руд оно составляет 12–78 г/т (ср. 39 г/т), в контурах рядовых руд — 3–36 г/т (ср. 14 г/т) и в краевых частях рудных тел 0,3–12 г/т (ср. 2 г/т). В среднем золотоносность пирита более чем в 5 раз ниже, чем арсенопирита. По сравнению со слабо золотоносным пиритом более ранней генерации для данного пирита характерны повышенные содержания мышьяка, составляющие от первых десятых до нескольких процентов. По данным рационального анализа, в составе ранней продуктивной ассоциации количество тонкодисперсного субмикроскопического золота, связанного с сульфидами — пиритом и арсенопиритом, находится в пределах 53–82 %.

Специальными исследованиями с применением растрового электронного микроскопа в золотоносных сульфидах установлены включения частиц самородного золота, размером сотые и первые десятые доли микрона [23]. Рассчитанная по золото-серебряному отношению минимальная проба золота в арсенопирите составляет не менее 950. Для выяснения особенностей нахождения золота было проведено цианирование четырех проб тонкоизмельченных концентратов пирита и арсенопирита (по две для каждого минерала), показавших значительно более высокое извлечение золота в цианистый раствор из пирита (33 и 43 %) по сравнению с очень незначительным (3,5 и 6 %) для арсенопирита. Это хорошо согласуется с более высокой частотой встречаемости микроскопических выделений золота в пирите, устанавливаемой при минераграфических наблюдениях.

Вторая продуктивная, кварц-карбонат-полисульфидная минеральная ассоциация представлена кварцевыми, кварц-карбонатными (нередко с примесью полевых шпатов) макро- и микропрожилками с неравномерно распределенной вкрапленностью пирита, тетраэдрита, халькопирита, сфалерита, бурнонита, пирротина, сульфоантимонитов свинца, самородного золота и других минералов. Проявления данной ассоциации не образуют сколько-нибудь значительных скоплений, концентрируясь в наиболее минерализованных участках рудных тел вблизи тектонических швов и иногда в сильно измененных дайках. С этой ассоциацией связано золото поздней генерации, встречающееся обычно в виде весьма тонких (чаще всего не крупнее 3 мкм, редко 10–20 мкм) включений в сульфидах и реже в измененных породах и жильных минералах. Самородное золото в этой ассоциации нередко находится в сростании с поздними

рудными минералами, выделяясь по краям зерен рудных минералов или образуя в них микропрожилки. Проба золота, по Б.Я.Вихтеру, составляет 817–885.

Проявлений золота еще более поздней генерации, связанного с позднерудной кварц-карбонат-антимонитовой ассоциацией, на рассматриваемом месторождении не отмечается, но устанавливается на некоторых других участках рудного поля, где оно играет подчиненную роль.

Среди проявлений более ранней, дорудной эндогенной минерализации, предвещающей собственно золоторудный комплекс оруденения месторождения, отмечаются следующие образования: 1 — повсеместно встречающиеся маломощные будинированные жилы и прожилки сильно метаморфизованного массивного средне-крупнозернистого кварца с примесью альбита додайкового возраста и прожилки тонкозернистого кальцита, не обнаруживающие тесной пространственной связи с оруденением; 2 — пространственно связанные с дайками (особенно с крупными дайками диоритов) ореолы биотитизации и халькопирит-пирротиновой прожилково-вкрапленной минерализации, которая в рудоносных участках замещается пиритом и арсенопиритом.

Элементы зональности. Наиболее характерной чертой пространственного размещения рудообразующих минеральных ассоциаций является их совмещение в пределах рудовмещающей структуры. В рудных телах наблюдается продольная и поперечная зональная изменчивость сульфидной минерализации, выражающаяся в развитии в осевых частях наиболее интенсивной и тонкой импреньяции пирита и тонкоиглочатого (наиболее золотоносного) арсенопирита. В периферических участках одновременно с общим снижением сульфидности отмечается особенно резкое уменьшение содержания арсенопирита с параллельным изменением формы и размеров его выделений, отмеченных нами выше. Пирит в таких менее золотоносных участках становится доминирующим.

В масштабах рудного поля проявлена контрастная латеральная минеральная зональность, выражающаяся в приуроченности золото-сульфидного оруденения к вулканогенно-осадочным отложениям и более поздней сереброносной кварц-карбонат-антимонитовой ассоциации к карбонатным породам, слагающим ядро брахискладки в центральной части рудного поля. Здесь же, в так называемых «пестрых» брекчиях, обособленно от сурьмяного, отмечается проявление метасоматического золото-кварц-пиритового оруденения, неизвестного в вулканогенно-осадочных отложениях рудовмещающей толщи. По данным Б.Я.Вихтера (1986), устанавливается также зональное изменение (увеличение) в рудных телах серо-мышьякового отношения с удалением от контакта гранодиоритовой интрузии в северо-восточном направлении, которое отражает последовательное уменьшение в рудных телах относительной доли арсенопирита по отношению к пириту. Указанная изменчивость является, по всей вероятности, следствием проявления температурной зональности над кровлей интрузии, на фоне которой происходило рудоотложение.

Условия рудообразования. Руды месторождения характеризуются преобладающим метасоматическим способом их отложения, приуроченностью к углеродсодержащим песчанико-сланцевым толщам, подстилающимися карбонатными породами, а также весьма тесной, по-видимому, парагенетической связью оруденения с наиболее поздним комплексом малых интрузий, представленных дайками «пестрого» состава, имеющего пермо-триасовый возраст [7]. Определения абсолютного возраста, проведенные В.П.Стрижовым в ЦНИГРИ по биотиту из керсантитовой дайки месторождения Южное I, показали 258+15 млн. лет. Близкие значения абсолютного возраста (265 и 220 млн. лет) получены по серицитам из околорудных метасоматитов. Структурно-текстурные особенности даек и характер их воздействия на вмещающие породы (ороговикование) позволяют относить их предположительно к мезоабиссальной группе, ориентировочная глубина образования которой принимается 2–3,5 км. Этому выводу не противоречат данные реконструкции палеоразреза, оценивающие минимальную мощность перекрывающих более молодых палеозойских отложений в 1600–2200 м [106]; [8]. По Г.М.Шилкиной (1978), температура отложения основной продуктивной золото-пирит-арсенопиритивой минерализации, по данным декрепитации газово-жидких включений кварца, составляет 360–340° С, а более поздней золото-полисульфидной ассоциации — 328–260° С. Таким образом, золото-сульфидное оруденение месторождения может рассматриваться как гидротермально-метасоматическое, сформировавшееся на средних глубинах при относительно высоких (около 300° С) температурах.

Геохимические особенности оруденения. Устанавливается тесная связь золота и мышьяка, наличие контрастных первичных ореолов золота, мышьяка, сурьмы, ртути и серебра. В осевых частях рудных тел характерно появление ореолов вольфрама, не образующего сколько-нибудь значительных концентраций. Имеются указания также на наличие прямой связи между золотом и фтором. В.Б.Чекваидзе и его сотрудниками (1985) устанавливается вертикальный геохимический зональный ряд (сверху вниз): (Ag, Pb, Zn) — (Hg, Sb) — (F, Au, As, W, Mo, Sn) — (Be, Co, Ni) с коэффициентами зональности и интенсивности $K_3 = \frac{Ag \cdot Pb}{Co \cdot Ni \cdot Be}$, $K_{II} = \frac{Au \cdot As}{Co \cdot Ni \cdot Be}$,

которые могут быть использованы для определения уровня эрозионного среза оруденения и прогнозной оценки распространения оруденения на глубоких горизонтах.

Мультипликативный показатель интенсивности развития золото-сульфидного оруденения: $Au \cdot As \cdot Sb$ может использоваться при оконтуривании рудных тел.

Выводы. Наиболее характерными особенностями Кокпатасского рудного поля и месторождения являются следующие. Рудное поле приурочено к субмеридиональной брахиформной антиклинальной складке, сформированной в узле пересечения крупного разлома северо-западного простирания и субширотных зон расщепления и дробления. Оруденение имеет стратиформный характер, локализуясь в пределах вулканогенно-терригенных толщ карапахской свиты S_2 . При этом промышленные руды, в т.ч. на самом месторождении, сосредоточены в пределах горизонта кварц-альбит-хлоритовых сланцев, отличающегося минимальными содержаниями углистого вещества. Важную роль в строении месторождения играют многочисленные пестрые по составу дайки, образующие сложный структурный каркас. Несмотря на различия в составе рудовмещающих толщ, отмечается принципиальное сходство минерального состава руд и последовательности выделения минеральных ассоциаций с Бакырчикским месторождением.

Месторождение Чоре

Месторождение Чоре находится в Ходженской области Центрального Таджикистана, в 15 км к юго-западу от районного центра Айни и в 3 км от автодороги Ленинабад — Дюшанбе. Рельеф местности высокогорный, сильно расчлененный с эрозионным врезом до 1000 м. Открыто месторождение в 1960 г.; в 1975–1984 г. проведена его детальная разведка с проходкой скважин и штолен, вскрывших рудные тела на семи горизонтах на глубину 500–600 м. По разведанным запасам относится к средним объектам.

Настоящее описание приводится главным образом по данным Б.Я.Вихтера, В.Н.Сорокина, К.Е.Хазана, Ю.Г.Зарембо, Л.А.Карповой. Помимо них в разные годы месторождение изучалось Ю.Г.Кокориным, А.С.Тимоновым, В.М.Вильдяевым, В.И.Дюдиковой, А.В.Киреевым, К.В.Вазировым.

Позиция и особенности строения рудного поля и месторождения. В тектоническом отношении месторождение приурочено к восточному Туркестано-Зеравшанскому блоку Южно-Тяньшаньской геосинклинально-складчатой области с характерным для него синклинирным строением, широким распространением карбонатно-терригенных отложений и довольно слабым развитием гранитоидного магматизма. С юга (в 32 км от месторождения) эта структура ограничивается Южно-Гиссарским гранитоидным батолитом, который по геофизическим данным имеет пологопогружающийся к северу субмеридиональный выступ. С ним связываются проявления небольших плутонов и штоков габбро-диорит-плагιοгранитовой формации в восточной части рудного поля, а также выход относительно крупного массива биотитовых гранитов в 3 км южнее рудного поля.

Чоринское рудное поле приурочено к крупной региональной дизъюнктивной структуре — зоне смятия, занимающей субогласное продольное положение по отношению к северо-западному направлению складчатой системы, к участку пересечения ее диагональной зоной скрытых разломов север-северо-восточного направления, контролирующей выступ кровли Гиссарского батолита. Рудное поле сложено верхнепалеозойской орогенной олистостромовой формацией карбонатно-терригенных отложений, в которой выделяются наиболее выдержанные и однородные по составу литологические пачки, существенно песчаниковые и карбонатные (известняки и доломиты) (рис. 15). В известняковых олистолитах отмечается фауна силурийского, девонского и каменноугольного возраста. Между указанными пачками располагается пестрая

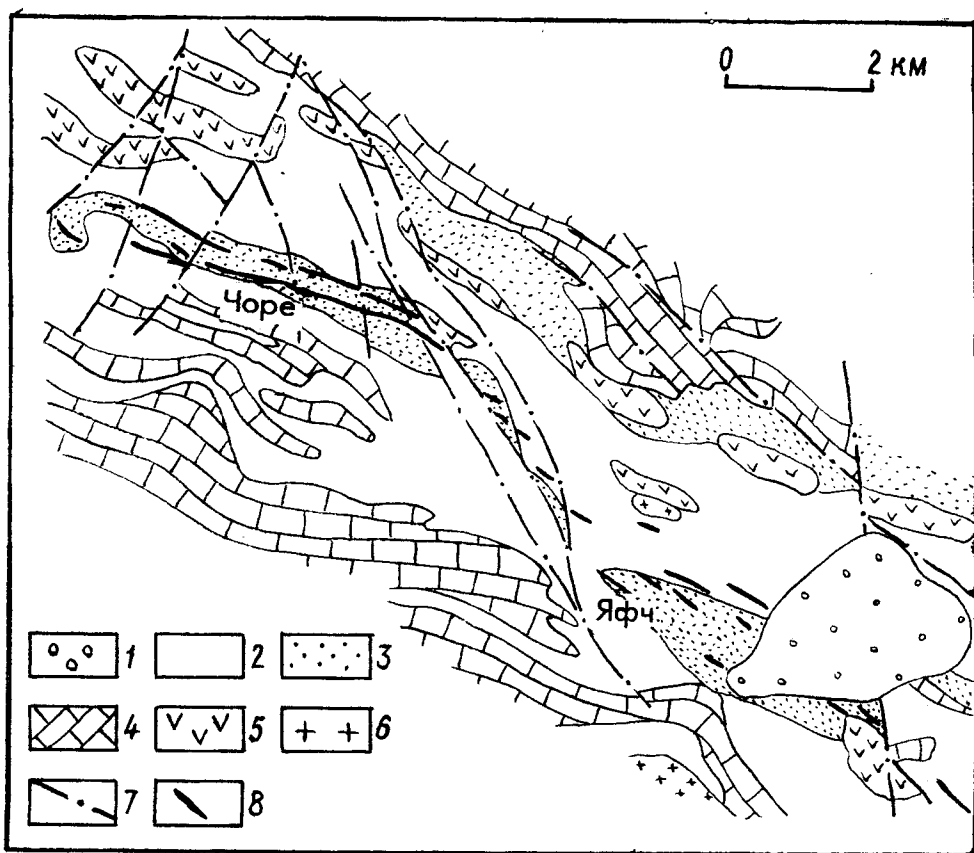


Рис. 15. Схема геологического строения Чоринского рудного поля (по Б. Я. Вихтеру и К. Е. Хазану, 1988):

1 — рыхлые отложения; 2 — олистостром; 3 — песчаники; 4 — олистолиты известняков и доломитов; 5 — олистолиты вулканитов; 6 — биотитовые граниты; 7 — разломы; 8 — основные минерализованные зоны

по составу пачка с большим количеством рассредоточенных линз гравелитов и конгломератов с множеством средних по размерам олистолитов разнообразного состава: известняков, песчаников, вулканитов, кремнистых сланцев. С юга и севера этот «среднеглыбовый» олистостром ограничивается крупными блок-пластинами известняков. Слагающие рудное поле толщи смяты в изоклиналиную опрокинутую антиклиналиную складку с крутыми углами падения в северо-восточном направлении. Для рудного поля весьма характерно развитие многочисленных даек и штоков интрузивных тел «пестрого» состава, среди которых отмечается ранняя дорудная группа даек гранит- и гранодиорит-порфиров (абсолютный возраст 290 ± 9 млн. лет, Сз-Р₁), образующая субширотный пояс; и менее распространенная более молодая возрастная группа даек диоритовых порфиров и лампрофиров, образующих два пояса восток-северо-восточного направления в западной и восточной частях месторождения. Самые молодые интрузивные образования на месторождении представлены дайками оливинных диабазов с абсолютным возрастом 158 ± 6 млн. лет (поздняя юра). Золотое оруденение наложено на дайки ранней группы, но является более ранним по отношению к остальным.

Золоторудная минерализация в субширотной — северо-западной зоне смятия прослежена на протяжении 15 км. Ширина зоны, в которой выделяется несколько субпараллельных или кулисных разрывов или зон смятия меньшего масштаба, меняется в пределах 0,3–1,0 км. Разломами субмеридионального и северо-западного простираний зона смятия расчленяется на отдельные фрагменты или блоки, различающиеся особенностями магматизма, интенсивностью проявления золоторудной минерализации и морфологией рудных тел. В рудоносном интервале зоны смятия помимо месторождения Чоре известен ряд других рудных объектов золото-сульфидного оруденения, но с меньшими масштабами запасов. Таким образом, рудо-контролирующие тектонические разрывы относятся к двум главным системам разного времени заложения: более ранней субширотной и более молодой, субмеридиональной и северо-западной. Обе системы были заложены в дорудное и додайковое время.

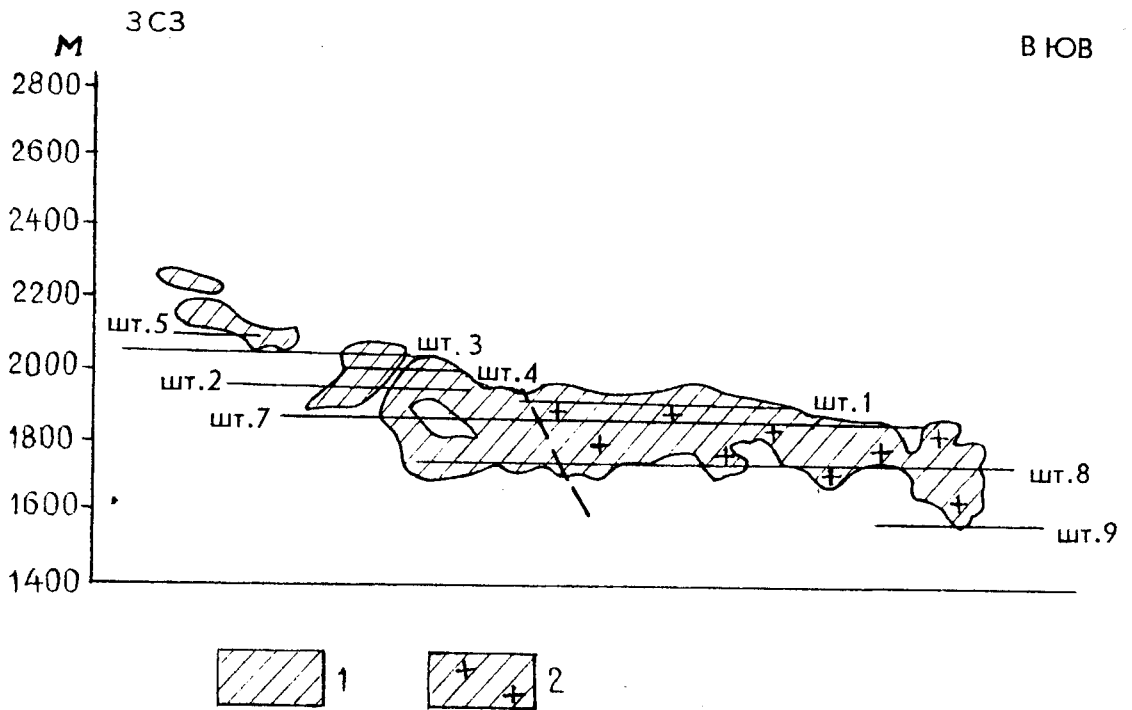


Рис. 16. Продольная проекция южной рудной зоны месторождения Чоре на вертикальную плоскость (по Г.Б. Берестянскому, 1984):

1 — рудные тела; 2 — участки рудных тел, содержащие оруденелые дайки гранодиорит-порфиров

Чоринское месторождение приурочено к фрагменту зоны смятия (блока) длиной около 3 км, располагающемуся между двумя разломами: субмеридионального направления на западе и северо-западного на востоке. В этом блоке обособляются две параллельные минерализованные зоны, отстоящие друг от друга на расстоянии 200–300 м (см. рис. 15). Основной рудовмещающей является южная зона месторождения, приуроченная к осевой части основной антиклинальной структуры. Она представляет собой систему субпараллельных сочленяющихся и кулисообразных разрывов, сопровождающихся брекчированием, будинированием, милонитизацией и смятием пород мощностью от первых до 60 м с падением преимущественно в северные румбы под углами 65–90°. В пределах месторождения выделено четыре рудных тела линзо- и жиллообразной форм, имеющих протяженность от 140 до 1500 м при мощности 2–15 м и представленных залежами вкрапленно-прожилковых руд с пологим юго-восточным наклоном (рис. 16). По вертикали размах оруденения составляет более 1 км.

Гидротермальные изменения пород. Рудовмещающие породы главным образом мелкозернистые песчаники, углеродсодержащие алевролиты, гранит- и гранодиорит-порфиры подверглись в рудных зонах довольно интенсивным гидротермальным изменениям, отчетливо выраженным визуально, благодаря осветлению пород. Б.Я. Вихтером и К.Е. Хазаном выделяются две разновозрастные группы изменений: ранние, непосредственно предшествующие отложению золотосодержащих сульфидов; наиболее интенсивно и широко проявленные серицит-карбонатные (лиственитовые); и поздние, полевешпат-кварцевые, связанные с проявлениями молодого интрузивного магматизма [20]. По Л.А. Карповой, на месторождении наибольшей распространенностью пользуются карбонат-кварц-полевешпатовые (гумбеитовые) изменения, в составе которых установлены закономерно сменяющие друг друга от внутренних осевых частей рудных тел к слабо измененным боковым породам минеральные ассоциации: карбонат-кварц-полевешпатовая, полевешпат-карбонат-кварцевая, серицит-карбонат-кварцевая и хлорит-карбонат-серицит-кварцевая. Карбонат-кварц-полевешпатовые с сульфидами метасоматиты внутренних зон образуют две подзоны: 1 — центральную, с минеральным составом: ортоклаз (до 25%), кварц (до 10%), доломит (до 15%), анкерит (до 5%); и 2 — внешнюю: кварц (до 50%), альбит (до 45%), анкерит (до 25%), доломит (до 10%). Суммарная мощность

метасоматитов внутренней зоны колеблется от первых метров до 16 м. Промежуточная зона мощностью 4–13 м, в которой минеральные новообразования составляют не более 40 % объема пород, представлена кварц-карбонат-серицитовыми метасоматитами с содержанием серицита до 70 % и анкерита до 15 %. Метасоматические изменения внешней зоны мощностью до 17 м и более представлены (с новообразованиями до 25 % объема пород) альбитом, анкеритом с примесью серицита и хлорита [59]. К специфическим изменениям пород относится их графитизация, отмечающаяся непосредственно в зонах нарушений с развитием милонитов, насыщенных графитом и хлоритом. Указанные новообразования являются, по-видимому, дорудными.

Состав руд, рудообразующие минеральные ассоциации. Руды месторождения представлены гидротермально измененными породами, преимущественно осадочными, но в значительной мере (до 50 % объема рудных тел) — также гранит- и гранодиорит-порфирами с прожилково-вкрапленными тонкокристаллическими скоплениями сульфидов, суммарное содержание которых варьирует от 2 до 5 % и составляет в среднем 3–3,5 %. Преобладающие размеры сульфидных вкрапленников — сотые и первые десятые доли миллиметра. Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные и реже — брекчиевидные.

Химический состав первичных руд (%): SiO_2 — 58,80–69,30; Al_2O_3 — 12,60–14,50; K_2O — 2,36–5,13; Na_2O — 2,34–3,90; Fe_2O_3 — 1,83–3,56; FeO — 1,79–2,46; CaO — 1,07–2,81; MgO — 1,55–1,94; MnO — 0,09–1,08; CO_2 — 2,16–4,27; TiO_2 — 0,57–0,68; P_2O_5 — 0,11–0,20; $\text{S}_{\text{общ}}$ — 1,03–1,65; Bi — 0,0003–0,003; As — 0,69–1,0; W — 0,000n–0,00n; Sb — 0,01; Au — 3–8 г/т; Ag — 2–3 г/т; Pt — 0,001–0,03 г/т; Pd — 0,001–0,01 г/т.

Золото-серебряное отношение в основных рудных телах варьирует от 2,2 до 3,3. Основной полезный компонент — золото распределено довольно равномерно: коэффициент вариации содержаний в рудных телах составляет 68–111 %. По данным В.Н. Сорокина (устное сообщение) руды, локализованные в дайках порфиров, характеризуются повышенной золотоносностью по сравнению с рудами в осадочных породах.

Минеральный состав руд сравнительно простой. Кроме пирита и арсенопирита, составляющих более 95% всех рудных минералов, в заметных количествах отмечается лишь антимонит. Из других минералов отмечаются халькопирит, сфалерит, пирротин, тетраэдрит, галенит, буланжерит, а также более редкие сульфоантимониты свинца, бурнонит, фрейберит, самородное золото, леллингит, гематит, шеелит, марказит, самородная сурьма, самородное серебро, киноварь, молибденит, касситерит и некоторые другие. В существенно метасоматических малосульфидных рудах и минерализованных породах постоянно отмечаются прожилки кварцевого, кварц-полевошпат-карбонатного и кварц-карбонатного (хлорит-кварц-карбонатного) составов в количествах, не превышающих 5 % объема рудной массы и только на отдельных участках объем жильного кварца возрастает до 20–30 %. Характерны внутрирудные калишпат-кварцевые (калишпат-кварц-карбонатные) прожилки, пересекающие скопления ранних золото-содержащих сульфидов и вызывающие их перекристаллизацию с укрупнением размеров сульфидных вкрапленников. По мнению Б.Я. Вихтера и К.Е. Хазана эти прожилки связаны с наиболее поздней фазой гранитоидного магматизма района.

Разными исследователями предлагаются значительно отличающиеся схемы последовательности рудообразования. Ю.Г. Зарембо выделяется пять основных стадий минерализации с минеральными комплексами: 1 — дорудного кварца (с полевыми шпатами), 2 — золото-сульфидная (пирит-арсенопиритовая), 3 — кварц-антраксолитовая, 4 — кварц-карбонат-сульфидно-полиметаллическая и 5 — кварц-антимонитовая. Основная часть золота была отложена во вторую стадию вместе с пиритом и арсенопиритом. Остальная часть, представленная более крупным золотом, выделилась позднее, главным образом в четвертую и в незначительном количестве в пятую стадии вместе с антимонитом. Б.Я. Вихтер и К.Е. Хазан рассматривают только четыре рудообразующие минеральные ассоциации (в порядке последовательности образования): 1 — халькопирит-пирротиную, 2 — золото-пирит-арсенопиритовую, 3 — полисульфидную, 4 — кварц-антимонитовую. Л.А. Карпова выделяет семь парагенетических минеральных ассоциаций: 1 — дорудную, пирит-слюдисто-кварцевую, 2 — предрудную, серицит-доломит-альбит-кварцевую, 3 — рудную, золото-пирит-арсенопирит-калишпатовую, 4 — позднерудную, золото-кварц-анкерит-пирит-арсенопиритовую, 5 — полисульфидно-кварц-анкеритовую, 6 — антимонит-кварцевую, 7 — кварц-кальцитовую. Несмотря на существенные различия во всех схемах сохраняется общая последовательность минералообразования и отложения золота в рудах. Устанавливается определяющая роль в золотоносности руд раннего

сульфидного комплекса или золото-пирит-арсенопиритовых ассоциаций при подчиненном значении поздней сульфидно-полиметаллической минеральной ассоциации со свободным золотом. В рудных телах количественно преобладает ранняя золото-сульфидная минерализация, представленная в основном пиритом и арсенопиритом с сопутствующими подчиненными образованиями кварца, карбонатов, серицита и полевых шпатов. Доминирующий золотоносный пирит образует кристаллы сложной комбинированной формы, пентагон-додекаэдр, гораздо реже — простые кубы, а также прожилковые линзовидные и гнездообразные выделения, часто катаклазированные. Характерны тонкое зональное внутреннее строение кристаллических индивидов, высокая мышьяковистость (содержание мышьяка до 6 %, в среднем по 44 пробам — 3,3 %) и золотоносность. По данным технологических испытаний, содержание золота в кристаллах пирита пентагон-додекаэдрической формы, характерной для наиболее богатых осевых частей рудных тел, составляет 171–447 г/т (в среднем 290 г/т); в кристаллах кубической и комбинированной форм соответственно 18–124 г/т (в среднем по 38 пробам 54 г/т). Содержание золота в тонких фракциях пирита обычно выше по сравнению с более грубыми. По данным Б.Я.Вихтера и К.Е.Хазана, среднее содержание золота в пирите (по 44 пробам) составляет около 65 г/т при максимальном содержании 188 г/т, что, по-видимому (с учетом баланса содержания золота в рудах), значительно ближе к истинной оценке среднего содержания золота в золотосодержащем пирите месторождения. Другой распространенный рудный минерал ассоциации — арсенопирит представлен тонкими кристаллами призматически-игольчатого облика, образующими неравномерно рассеянные вкрапленные и реже мелкие агрегативные скопления в измененных породах в тесной ассоциации с золотосодержащим пиритом. По данным технологических испытаний, содержание золота в тонкоигольчатом арсенопирите составляет (по 18 пробам) 121–623 г/т (в среднем 278 г/т). Близкие данные приводятся Б.Я.Вихтером и К.Е.Хазаном, оценивающими среднее содержание золота в арсенопирите (по 13 пробам) в 215 г/т при максимальной концентрации 515 г/т. Для сравнения интересно отметить, что в более грубозернистом арсенопирите короткопризматического и псевдодипирамидального облика (арсенопирит более поздних генераций) содержание золота заметно снижается до 29–315 г/т (в среднем 112 г/т по 23 пробам). Золото ранней продуктивной, золото-пирит-арсенопиритовой ассоциации преимущественно тонкодисперсное, коллоидно-дисперсное. По данным рационального анализа руд, на долю этого золота приходится 52–64 % общего его количества в рудах.

Специальных исследований по выяснению формы нахождения, связанного с сульфидами золота, не проводилось.

Вторая продуктивная золото-полисульфидная минеральная ассоциация (или кварц-карбонат-сульфидно-полиметаллическая) проявляется в рудных телах и зонах практически повсеместно в виде рассредоточенных маломощных прожилков и микропрожилков жильных минералов (кварца, карбонатов) с бедной, очень неравномерно проявленной вкрапленностью рудных минералов: пирита и арсенопирита поздней генерации, пирротина, сульфидов и сульфосолей полиметаллов, самородного золота. Особенности локализации данной ассоциации, ее тесная пространственная связь с участками развития ранней золото-сульфидной минерализации могут указывать на сопряженность ее отложения с ранней золото-сульфидной минерализацией в составе единого минерального комплекса в условиях проявления хрупких деформаций с образованием мелкой трещиноватости. Золото данной ассоциации представлено микроскопическими и реже более крупными выделениями, не превышающими чаще всего первых десятых долей миллиметра в поперечнике. Форма золотинок неправильная, комковидная, каплевидная, пластинчатая и проволочковидная, иногда дендритовидная. Проба золота колеблется от 700 до 925, составляя обычно 830–840. Наиболее часто выделения золота отмечаются в пирите и арсенопирите, в т.ч. в сростании с тетраэдритом, халькопиритом и сфалеритом. Количество наиболее крупного, свободного золота в рудах, амальгамируемого при измельчении до 0,04 мм, составляет 1,6–6,9 %. Рассматриваемая ассоциация характеризуется повышенными концентрациями серебра, которое присутствует в рудных минералах в качестве изоморфной примеси, а также в виде собственных минералов — фрейбергита и реже — самородного серебра.

Самая поздняя рудная, слабо золотоносная антимонит-кварцевая минеральная ассоциация характеризуется на месторождении довольно слабым развитием и имеет прожилковый характер. Значительные, до первых сантиметров, скопления антимонита встречаются редко. Более

интенсивно эта поздняя ассоциация развита на других объектах района, расположенных восточнее Чоринского месторождения.

Минеральная зональность. На самом месторождении зональность выражена довольно слабо. По данным Б.Я.Вихтера и К.Е.Хазана, отмечается тенденция в изменчивости состава золоторудной минерализации в восточном направлении и на глубину, которая выражается в увеличении в соответствии со склонением оруденения равномерности распределения золота, мышьяковистости руд (т.е. возрастании концентраций арсенопирита) и содержания вольфрама. Более отчетливо выражена латеральная зональность в минерализованной зоне рудного поля. К востоку и западу от блока, вмещающего массив биотитовых гранитов, отмечаются устойчивое увеличение содержания золота в пирите рудных тел, уменьшение в нем концентраций кобальта, мышьяка и количества микровключений пирротина, которые связываются с ослаблением воздействия, оказываемого гранитной интрузией на золото-сульфидное оруденение.

Геохимические особенности оруденения определяются, в первую очередь, корреляционной связью золота с мышьяком и вольфрамом. Основным концентратором вольфрама является шеелит, постоянно устанавливаемый в тяжелой фракции проб в виде зерен, размером 0,01–0,2 мм. Мышьяк является постоянным спутником золото-сульфидного оруденения, и количество его является критерием выделения богатых, рядовых и бедных руд. Из других элементов — спутников следует отметить серебро, сурьму, молибден и висмут. Два последних элемента, вероятно, связаны непосредственно с дайками гранит и гранодиорит-порфиоров. ореолы молибдена и вольфрама характерны в краевых частях рудных тел или непосредственно вблизи них в боковых породах. ореолы серебра и сурьмы занимают поперечное положение к рудным телам, приурочиваясь к разрывным нарушениям. По данным Л.А.Карповой [59], устанавливается вертикальный зональный геохимический ряд, выражающийся в относительном накоплении W, Bi и Co на нижних горизонтах (ближе к подрудной зоне); Au, Ag, As и Sb — на средних (собственно рудных уровнях) с уменьшением концентрации всех элементов рудного уровня (кроме серебра) в верхних частях рудных зон, ближе к надрудной зоне.

Условия рудообразования. Оруденение рассматривается как плутоногенное гидротермально-метасоматическое. Главная масса золота отлагалась совместно с мышьяковистым пиритом и арсенопиритом из флюидов глубинного происхождения. Рудообразование было близким по времени дорудным и рудовмещающим дайкам порфиоров C_3 – P_1 возраста. В позднерудное время сульфиды с сингенетичным ультратонким золотом претерпели слабый метаморфизм под воздействием интрузии биотитовых гранитов, выразившийся в частичном выносе золота и мышьяка, а также в слабой пирротинизации сульфидов.

Выводы. Следует отметить, что по условиям проявления и составу золото-сульфидной минерализации месторождение Чоре является довольно типичным объектом вкрапленных золото-сульфидных руд в углеродсодержащих терригенных толщах. Среди своеобразных особенностей этого месторождения можно выделить: 1 — распространение промышленного оруденения не только в осадочных породах, но и в ранних дайках гранодиорит- и гранит-порфиоров, не известного в таких масштабах на других месторождениях; 2 — интенсивное развитие в составе гидротермальных изменений пород полевошпат-карбонатных с ортоклазом и альбитом парагенезисов, не характерных для большинства однотипных месторождений. Вероятной причиной развития промышленного оруденения в дайках явилась близость их физико-механических свойств (способности к кливажированию) и проницаемости для рудоносных растворов с вмещающими осадочными породами, в составе которых преобладают песчаники. Специфический состав метасоматитов связан, по-видимому, с повышенной щелочностью рудоносных растворов и, возможно, также более высокой температурой минералообразования в осевых частях рудных тел по сравнению с другими месторождениями.

Месторождение Чоре является объектом, на котором с большой долей вероятности устанавливается термальное воздействие молодых гранитоидов на золото-сульфидные руды, сопровождающиеся частичным выносом мышьяка, золота и пирротинизацией сульфидов.

Золото-сульфидно-кварцевый тип

Месторождение Нежданинское

Месторождение находится в Томпонском районе Якутии, в верховье р. Тара, в 500 км восточнее г. Якутск, в 60 км южнее автомобильной трассы Хандыга—Магадан. Расположено оно в горно-таежной местности. Месторождение открыто в 1951 г. и в последующие годы было детально разведано скважинами и горными выработками, включающими штольни, наклонную и слепые вертикальные шахты, а также поверхностные горные выработки, образующие серию магистральных пересечений. Является крупным по запасам объектом, на базе которого создано опытное эксплуатационное предприятие с золото-извлекательной фабрикой и цехом передела золотосодержащих сульфидных концентратов.

Месторождение изучалось Т.С.Кирусенко, Ю.Г.Пономаревым, Т.М.Советниковым, Ф.А.Софроновым, В.И.Соловьевым, Л.И.Борисовой, В.А.Колонтаевским, Н.В.Голоперовым, М.К.Силичевым, Н.В.Белозерцевой, Г.Н.Гамяниным, Н.А.Горячевым, И.Н.Иноземцевым, В.М.Яновским, Н.П.Остроумовой, В.П.Молчановым, В.В.Алпатовым, А.М.Гавриловым и многими другими исследователями, материалы которых использованы при характеристике месторождения.

Региональная геологическая позиция месторождения. Месторождение расположено в северной части Южно-Верхоянского синклинория, являющегося юго-западной ветвью мезозойских структур Верхояно-Колымской складчатой системы, сопрягающейся на западе со складчатоглыбовыми структурами палеозойского горст-антиклинория Сетте-Дабана. Подобная позиция синклинория и унаследованный с рифея миогеосинклинальный режим развития сближает эту территорию со структурами типа перикратонных прогибов, свойственных краевым частям платформ [140]. В пределах синклинория выделяется ряд структурно-металлогенических зон общего субмеридионального направления (рис. 17). Нежданинское месторождение находится в Верхне-Юдомской зоне, близ ее границы с расположенной западнее Аллах-Юньской зоной, характеризующейся широким развитием золото-кварцевого оруденения и многочисленных россыпей. К востоку от Верхне-Юдомской зоны расположены структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с золото-серебряным оруденением. Здесь же прослеживается крупный лениамент типа зоны Беньофа—Заварицкого [80]. Исследованиями К.Б.Мокшанцева, А.А.Николаевского, К.К.Шапошникова, Г.А.Гринберга и других устанавливается неоднородность строения Южно-Верхоянского синклинория, обусловленная разделением его в продольном направлении на ряд поперечных блоков глубинными разломами северо-восточных и субширотных простираний, смещающих со значительными амплитудами фундамент мезозойских. Глубинные разломы оказали влияние на инфраструктуру и строение терригенного этажа мощностью 20—25 км, на режим развития блоков и их металлогению. Нежданинский блок, расположенный в северной части синклинория, отличается наименьшим эрозионным срезом залегающих в нем гранитоидных массивов; в его фундаменте различаются блоки более высоких порядков. Позиция Нежданинского рудного района в региональных структурах определяется, по В.М.Яновскому, расположением его в зоне сочленения систем горстообразно поднятых блоков северо-восточного и северо-западного простираний, а также фрагментарно развитыми разломами субширотного и меридионального простираний в периферийной части скрытого гранитоидного плутона.

Район месторождения сложен породами верхоянского комплекса общей мощностью 10—13 км, среди которых выделяются раннегеосинклинальная ниже-верхнекарбонатная карбонатно-терригенная лагунно-морская формация, верхнекарбонатно-нижнепермская ритмично-песчаниково-глинисто-сланцевая морская формация и позднегеосинклинальная верхнепермская туфогенно-осадочная флишодная формация. Характер разреза осадочных толщ устойчив и не меняется по латерали. Для района характерны открытые и брахиформные складки, осложняющие морфологию в зонах и узлах пересечения крупных разломов. Значительную долю объема верхней части земной коры занимают нескрытые эрозией массивы гранитоидов ранне-позднемеловой гранит-гранодиоритовой формации, с которой некоторыми исследователями генетически связывается золотое оруденение [36, 87]. По геофизическим данным, массивы гранитоидов сконцентрированы в протяженной полосе северо-восточного простирания,

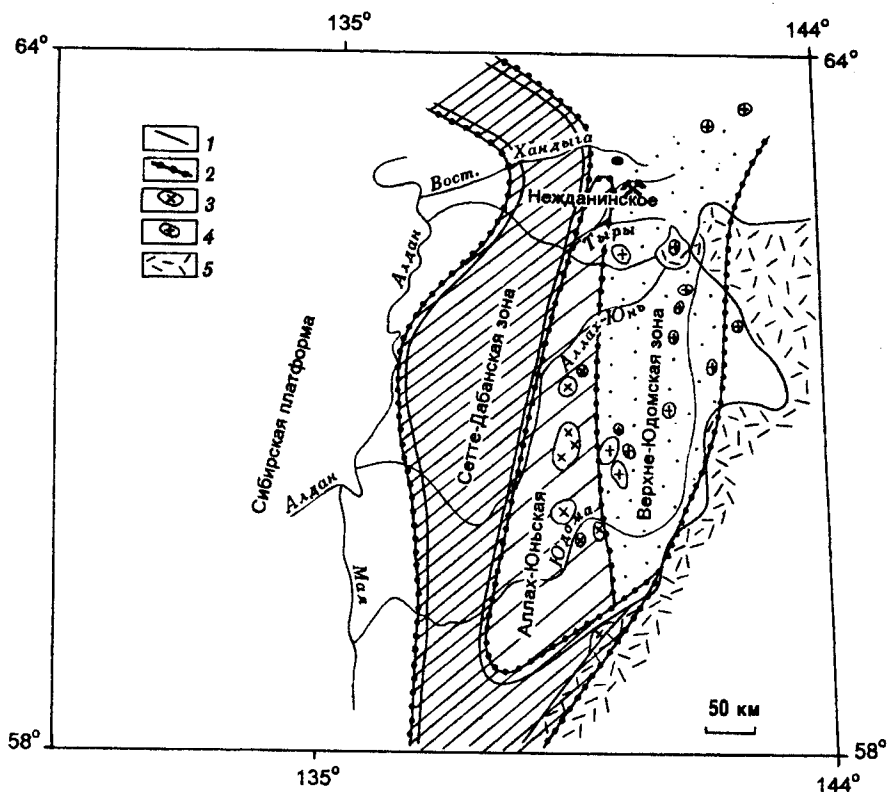


Рис. 17. Металлогеническая схема Южно-Верхоянского синклиория (по работе [13]):

1 — границы структурных зон; 2 — границы металлогенических зон; 3 — аккреционные массивы амфибол-биотитовых гранитоидов; 4 — постаккреционные гранодиорит-гранитные и гранит-лейкокатровые массивы; 5 — эффузивы Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса

а на современном эрозионном уровне магматизм проявлен в виде небольших по размерам штокообразных тел, даек и полей роговиков.

Геологическое строение рудного поля и месторождения. Нежданнинское рудное поле и месторождение приурочены к горстообразному блоку, осложняющему сводовую часть Дыбинской флексуорообразной антиклинали, прослеживающейся почти на 200 км в север-северо-восточном (15—20°) направлении с пологим, под углом около 5°, погружением шарнира к югу; западное крыло складки — пологое 12—15°, восточное крутое — 70—80° (рис. 18). По представлениям Г.Н.Гамянина, М.С.Силичева, В.М.Яновского и др., блок локализуется в узле пересечения крупных региональных разломов продольного субмеридионального Кидериканского, субширотного Тыринского и северо-восточного Сунтарского разломов. Протяженность блока около 15 км, ширина — 4 км; общее простирание север-северо-восточное. С востока и запада его ограничивают Восточный и Озерный разломы с крутым западным падением, с юга — вертикальный Сунтарский разлом с видимым правосдвиговым смещением около 2,5 км. На северном фланге блок замыкается вблизи Курумского гранитоидного штока, приуроченного, по-видимому, к скрытому разлому фундамента северо-восточного простирания. По данным Н.О.Голоперова, Р.А.Колонтаевского, Г.Ф.Шо, М.К.Силичева и др., рудное поле сложено толщами флишоидного переслаивания алевролитов, алевропесчаников, песчано-глинистых сланцев и песчаников, относящихся к нижнепермской кукканской и ниже-верхнепермской дыбинской свитам, общая мощность которых составляет около 2 км. Рудовмещающая часть разреза, относящаяся главным образом к раннегеосинклинальным отложениям кукканской свиты, включает следующие пачки и горизонты пород (сверху вниз). 1. Пачка тонкослоистых алевролитов мощностью 350 м. 2. Горизонт мелкозернистых полевошпатовых песчаников мощностью от 0,4 до 17 м. 3. Пачка переслаивания массивных углистых алевролитов со слоистыми алевролитами мощностью до 500 м. 4. Пачка переслаивания песчаников и алевропесчаников мощностью до 250 м. 5. Пачка слоистых алевролитов мощностью от 100 до 300 м.

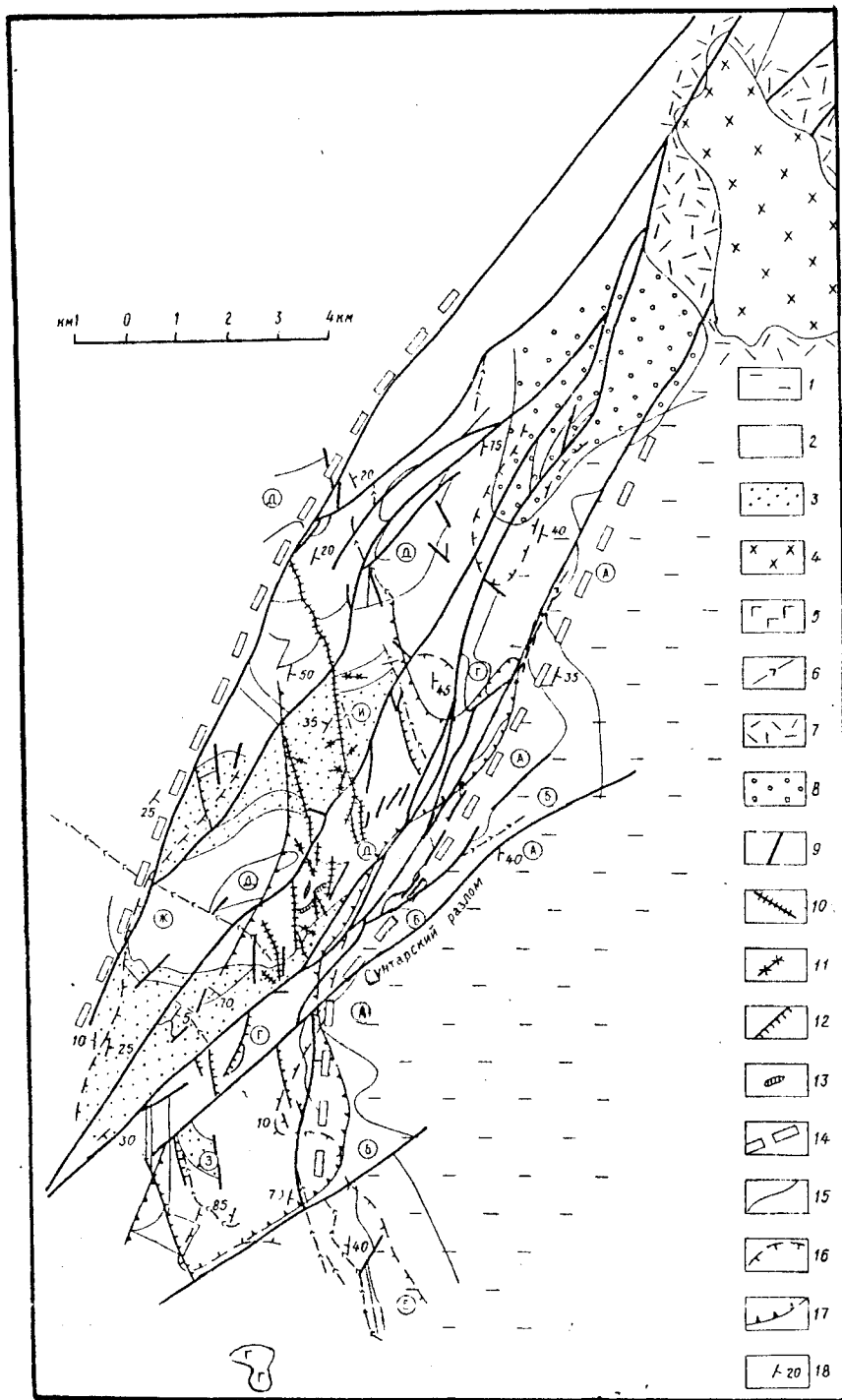


Рис. 18. Геолого-структурная карта Нежданинского рудного поля (по В.М.Яновскому и Н.П.Остроумовой, 1987):

литологические пачки пород: 1 — Менкеченская свита (А — грубого переслаивания песчаников и алевролитов, Б — ритмического тонкого переслаивания алевролитов, песчаников и алевропесчаников); 2 — Дыбинская свита (В — слоистых алевролитов, Г — алевропесчаников, Д — тонкоритмичных алевролитов, Е — разнозернистых песчаников, Ж — массивных и слоистых алевролитов); 3 — Кукканская свита (З — переслаивание алевропесчаников и песчаников, К — горизонт песчаников, Л — горизонт слоистых алевролитов, М — переслаивание массивных алевролитов и разнозернистых песчаников); 4 — гранитоиды Курумского массива; 5 — габбро-диориты Гельдинских штоков; 6 — дайки гранодиорит-порфиров и лампрофиров; ореолы роговиков: 7 — ставролитовых, 8 — биотитовых; 9 — разрывные нарушения; 10 — зоны промышленных вкрапленно-прожилковых руд; 11 — рудоносные кварцевые жилы; 12 — минерализованные зоны неясного промышленного значения; 13 — свиты жил и рассеяная продуктивная минерализация в блоках компетентных песчаников; границы: 14 — блока рудного поля, 15 — литологических пачек, 16 — ареалов распространения серицита, 17 — ареалов распространения карбоната; 18 — элементы залегания пород и разрывных нарушений

6. Горизонт мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников мощностью от 6 до 13 м. 7. Горизонт слоистых алевролитов мощностью до 140 м. 8. Пачка грубого переслаивания массивных углистых алевролитов с разнозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, мощностью более 230 м. Породы кукканской свиты содержат рассеянное органическое вещество в количестве до 2 % и карбонаты от 5 до 10 %. Характерно обилие конкреционных выделений пирита и диагенетических стяжений редкоземельных фосфорсодержащих минералов из групп рабдафанита — черчита. В кровле свиты прослеживается горизонт песчаников с текстурами взмучивания, который на месторождении имеет маркирующее значение.

Залегающая выше дыбинская свита содержит большое количество прослоев углистых аргиллитов, которые, по представлениям некоторых исследователей, играли роль экранирующих горизонтов при формировании золотого оруденения. Метаморфизм пород рудного поля относится к низшим ступеням зеленосланцевой фации и выражается преимущественно в серицитизации и хлоритизации пелитового материала.

Рудолокализирующий блок Нежданинского рудного поля отличается от окружающей его территории повышенной дислоцированностью пород, проявившейся в результате развития кливажа и сланцеватости, структур будинажа, межформационных срывов и смятия, и характеризуется значительной насыщенностью разрывными нарушениями и трещинами различных направлений. Поперечными разрывными нарушениями субширотной и северо-восточной ориентировки он разделяется на блоки подчиненных порядков (см. рис. 18). В южном блоке, непосредственно контактирующем с Сунтарским разломом, на участке смены его простирания, среди пород кукканской свиты сосредоточены основные промышленные рудные тела и, таким образом, этот блок определяет геологические границы Нежданинского месторождения, площадь которого составляет около 10 км².

Среди разрывных нарушений господствуют два направления трещин, заложившихся, по-видимому, как сопряженные системы сколов север-северо-восточного и субмеридионального простираний. Север-северо-восточные разрывы образуют в пределах блока относительно равномерную сеть сближенных сместителей (5—6 разрывов), чередующихся через 1—1,5 км и плавно сопрягающихся друг с другом по простиранию и падению. Падение их крутое в северо-западные румбы под углами 70—80°. Они выражены зонами рассланцевания и кливажа, разлинзования и дробления пород мощностью до 12 м; местами плоскости нарушения сопровождаются прерывистой приразломной изоклиальной складчатостью [140].

Субмеридиональные разломы менее выдержаны по простиранию, непрерывно прослеживаясь часто лишь между соседними плоскостями север-северо-восточных разрывов, и только наиболее тектонически проработанные нарушения с признаками неоднократных подновлений пересекают север-северо-восточные разрывы, образуя систему субпараллельных зон, приуроченных к существенно алевритовым толщам кукканской свиты. Общее простирание системы разрывов 350°, падение вертикальное, западное или восточное под углами 70—80°. Отмечается тенденция объединения разобщенных в верхних частях разреза тектонических плоскостей в устойчивые мощные линейные зоны тектонитов на глубоких горизонтах. Субмеридиональные разломы контролируют размещение даек диоритовых порфиритов и лампрофиров, но основное их значение заключается в том, что они являются главной рудовмещающей системой разрывов Нежданинского месторождения.

По М.К.Силичеву, субмеридиональные разломы представлены зонами смятия, кливажа и рассланцевания, зонами брекчирования и трещиноватости, сопровождаемыми плоскостями притертых сколов с зеркалами скольжения. Общая мощность тектонитов достигает 40—50 м, а в единичных случаях 100 м. Развитые среди тектонитов приразломные складки имеют размах в крыльях до первых десятков метров с крутой ориентировкой осевых плоскостей. Наиболее крупные и выдержанные по простиранию нарушения имеют сложное зональное строение. В их пределах М.К.Силичев выделяет три подзоны. В осевой подзоне развиты рассланцевание, будинаж и смятие с тектоническими глинами, приуроченными к плоскостям скольжения, нередко ориентированным под углами 10—20° к общему направлению зоны. Среди будин помимо компетентных малопластичных осадочных пород постоянно отмечается также линзовидные тела раннего, по-видимому, метаморфогенного кварца. В этой же подзоне отмечаются многочисленные жилы и прожилки более позднего кварца. Общее количество кварцево-жильного материала достигает местами 60—80 %.

В следующей, средней подзоне, как правило, обрамляющей с обоих зальбандов осевую,

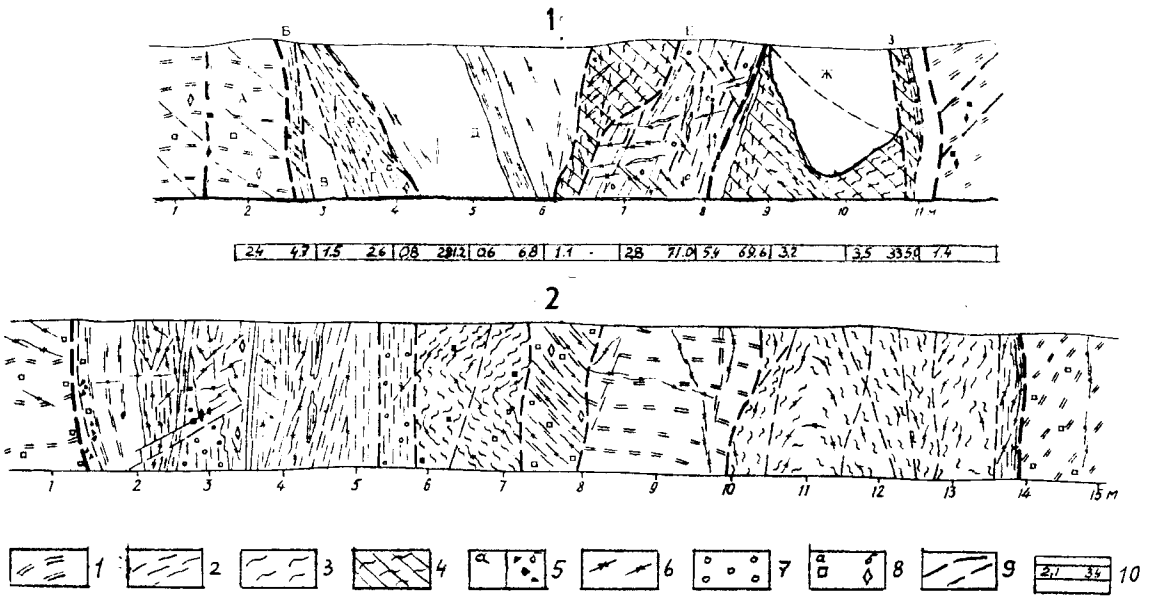


Рис. 19. Строение рудонесных зон Нежданинского месторождения (по Н. П. Остроумовой, 1996):

1 — штольня 6, гор. 1300 м; 2 — штольня 5 гор. 900 м; 1 — слоистые алевролиты слабо дислоцированные; 2 — рассланцованные алевролиты и алевропесчаники; 3 — графитизированные динамосланцы; 4 — милонитизированные динамосланцы; 5 — кварцевые жилы и линзы массивной (а) и брекчиевой (б) текстур; 6 — кварцевые прожилки; 7 — окварцевание пород; 8 — вкрапленность пирита (а) и арсенопирита (б); 9 — разрывные нарушения; 10 — содержание золота (а) и серебра (б) в пробах, г/т

общее количество кварца составляет 10 % и менее. Преобладающие дислокационные преобразования пород выражены брекчированием, сопровождающимся образованием каркаса кварцевых прожилков и жил. Рассланцевание развито спорадично. Внешняя периферийная подзона проявлена какиритами — трещиноватыми породами без значительных смещений обломков, сцементированных тонкими прожилками кварца. Строение субмеридиональных разрывов осложняется благодаря развитию оперяющих структур северо-восточного и северо-западных направлений, в которых локализуются кварцевые жилы, в т.ч. с наиболее высокими содержаниями золота и серебра.

Указанное строение рудовмещающих структур характерно лишь для глубоких горизонтов наиболее крупных рудонесных нарушений, расположенных в центральной части рудного поля. По восстанию и на флангах их структура становится более простой, отвечающей по строению средней и периферической подзонам. В тектонитах, сопровождающих рудные зоны, устанавливается увеличение содержаний органического углерода на 20—50 % по сравнению с окружающими осадочными породами, однако там, где они подвержены дорудной серицитизации и, особенно карбонатизации количество углеродистого вещества снижается на 5—40 %. Типичным примером рассматриваемых разрывных структур может служить наиболее крупная рудолокализирующая структура месторождения — рудная зона 1, простирающаяся вдоль гребня Дыбинской флексурообразной антиклинали на протяжении 8,7 км. На отрезке около 3,5 км она вскрыта девятью горизонтами горных выработок и скважинами в вертикальном диапазоне, более 1 км. По А.Г.Бахареву, при общем простирании около 350° в рудной зоне выделяются отрезки длиной порядка 600 м, меняющие направление от 331 до 10° и падение от 70—80° на запад до обратного под теми же углами.

Определяющее значение в формировании структуры месторождения и рудного поля имели ранние (доинтрузивные) дислокации. Прерывистое, кулисообразное, пучковое пространственное расположение даек, особенности морфологии их контактов и соотношения с зонами тектонитов дают основание полагать, что они формировались в достаточно подготовленном каркасе разломов, последующие деформации которого выразились лишь во фрагментарных подновлениях более ранних систем разрывов.

Помимо основной зоны Первой на месторождении выделено несколько параллельных крутонадающих минерализованных зон дробления, смятия и рассланцевания субмеридиональ-

ного простираения, имеющих близкое строение. В минерализованных зонах наблюдается совмещение золотоносной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации с золотоносными сульфидно-кварцевыми жилами, характеризующимися обычно небольшой мощностью и протяженностью не более первых сотен метров (рис. 19). Следует отметить довольно высокую общую насыщенность рудоносных зон жильным и метасоматическим кварцем разных генераций, образующих разнообразные по морфологии жилы, жильные тела и многочисленные кварцевые прожилки. Отмечаются переходы участков повышенного развития последних в зоны сетчатого прожилкования и минерализованные кварцем брекчии, указывающие на значительную роль хрупких деформаций при их образовании.

Рудные тела в своих границах совпадают с тектонитами субмеридиональной системы, повторяя контуры их раздувов и разветвлений. Ограничительные разрывы рудных тел при позднейших (позднерудных) подновлениях на значительном интервале выполняются сульфидно-кварцевыми жилами с более высокими содержаниями золота. Рудные тела имеют форму протяженных линейных штокверков с многочисленными лентовидными полосами, характеризующимися высокими содержаниями. Наиболее устойчивые богатые ленты связаны с жилами. Границы рудных тел не резкие и обычно определяются опробованием.

Гидротермальные изменения вмещающих пород. В рудных зонах изменения выражаются в окварцевании, серицитизации, карбонатизации, альбитизации, пиритизации, а также графитизации рассеянного углеродистого вещества проявленных достаточно контрастно в пределах тектонических зон. Дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров лиственитизированы.

Состав метасоматических изменений во многом зависит от литологии пород и типа рудовмещающих дислокаций. По В.В.Алпатову (1998), околорудные метасоматиты представлены тремя фациями березитов: кварц-карбонат-серицитовой, кварц-карбонат-альбит-серицитовой и кварц-карбонат-альбитовой, распределение которых в объеме рудных тел определяет их вертикальную и латеральную метасоматическую зональность. Метасоматиты первой фации распространены в алевролитах в зонах проявления пластических деформаций на верхних горизонтах месторождения; метасоматиты второй фации в алевролитах зон проявления хрупко-пластических деформаций на нижних горизонтах или в песчаниках — на верхних горизонтах. Метасоматиты третьей фации характерны для нижних горизонтов зон хрупких деформаций в участках пересечения рудными телами мощных пластов песчаников и алевропесчаников.

Весьма показательно, что ареалы распределения повышенных количеств карбоната, входящих в состав охарактеризованных групп метасоматитов, определяют контуры Нежданинского месторождения, как это следует из рис. 18.

Рудные тела, особенности их строения. По морфоструктурным особенностям и характеру минерализации В.М.Яновским [140] выделено пять типов рудных тел, различающихся по запасам, средним содержаниям золота и технологии переработки руд: 1 — зоны тектонитов с относительно устойчивыми параметрами; 2 — единичные кварцевые жилы и свиты кварцевых жил; 3 — системы прожилков, прилегающих к зонам тектонитов и жилам; 4 — сложные по форме и не имеющие четких границ участки гидротермальной переработки в осадочных породах; 5 — участки скопления ранних безрудных кварцевых жил согласного и лестничного типов, связанные с горизонтами песчаников и алевропесчаников (спорадическая минерализация и промышленные концентрации золота вблизи рудных тел первого и второго типов).

Основным по запасам золота является первый тип рудных тел. Его основу составляют вкрапленные или вкрапленно-прожилковые руды с рядовыми и невысокими содержаниями золота. Во втором типе рудных тел отмечаются наиболее богатые и легкообогащаемые руды. В конкретных рудных зонах рудные столбы имеют южное склонение под углами 70—75°. Общая фигура совокупности рудных тел месторождения представляется в виде перевернутого вниз уплощенного конуса, погружающегося в северо-западном направлении в соответствие с направлением линии сопряжения субмеридиональных и север-северо-восточных нарушений. На глубоких горизонтах в нижней, вершинной части конуса более значительную рудолокализирующую роль предположительно играют структуры север-северо-восточного простираения.

Стереометрические исследования соотношений разнотипной минерализации со структурными элементами рудных зон месторождения позволили выявить ряд закономерностей, наиболее значимые из которых заключаются в следующем.

1. Элементы залегания вмещающих пород не оказывают заметного влияния на золотоносность рудных зон и жильных тел.

2. Ранне-дорудные кварцево-жильные тела метаморфогенного генезиса тяготеют к участкам рудных зон, отклоняющихся от общего субмеридионального направления в северо-западные румбы.

3. Наиболее высокие содержания золота отмечаются в участках, отклоняющихся к северо-востоку, где преимущественно локализируются позднерудные кварцевые жилы и прожилки со свободным золотом и в которых устанавливаются прямые зависимости между содержаниями металла и мощностью кварцевых жил. К этим участкам приурочены наиболее богатые рудные тела, с которых начиналась селективная промышленная обработка месторождения.

Состав руд, рудообразующие минеральные ассоциации. На месторождении выделяются два основных типа руд: 1) прожилково-вкрапленные малосульфидные руды (сульфидов не более 5 %) в измененных прожилковидно окварцованных породах, с невысокими (первые граммы на тонну), но устойчивыми содержаниями металла и 2) малосульфидно-кварцевые жильные, преимущественно богатые, но не образующие больших самостоятельных участков, хотя и встречающиеся практически в каждом сечении рудных зон. По своим технологическим свойствам первичные руды, основную массу которых составляют руды первого типа, относятся к упорным; значительная часть золота в них (от 28 до 86 %) тесно ассоциирована с сульфидами, а также частично с силикатной составляющей руд, и не может быть извлечена прямым цианированием. Другой, кварцево-жильный тип руд вследствие присутствия значительного количества более крупного золота, свободного и в сростках, является легко обогащаемым и в отдельных случаях может служить объектом самостоятельной обработки.

Химический состав первичной «смешанной» руды месторождения, по данным испытаний большой полупромышленной пробы (в %): SiO_2 — 66,8; Al_2O_3 — 11,31; $\text{Fe}_{\text{общ}}$ — 4,7; CaO — 1,57; MgO — 1,66; MnO — 0,05; Na_2O — 1,40; K_2O — 3,0; TiO_2 — 0,66; P_2O_5 — 0,09; $\text{S}_{\text{общ}}$ — 1,82; $\text{C}_{\text{орг}}$ — 1,26; As — 0,98; Zn, Pb — 0,03; Cu — сл.; Au — 5,45 г/т; Ag — 14,2 г/т. Содержание золота в рудах колеблется от 2,5 до 19 г/т, (ср. — 9,2 г/т), серебра — 14,2–230 г/т (ср. — 44,7 г/т), золото-серебряное отношение составляет в среднем 1:5. Повышенная сереброносность руд является одной из своеобразных особенностей данного месторождения. Содержание мышьяка в рудах составляет 0,79–1,4 %.

Минеральный состав первичных руд характеризуется следующими особенностями. Жильные минералы представлены главным образом кварцем разных генераций. Преобладает серовато-белый и белый массивный кварц средне-крупнозернистой, призматически-зернистой структур, а также светло-серый массивный метасоматический ранний кварц, слагающий тела в центральной стволовой части главной рудной зоны. В качестве примеси широко распространены карбонаты (кальцит, анкерит, доломит) и серицит, в меньшей мере полевые шпаты, хлорит, гидрослюда.

Состав рудной минерализации отличается значительным разнообразием. Наряду с основными рудными минералами, арсенопиритом и пиритом в небольших количествах широко распространены сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит, буланжерит, шеелит, самородное золото. Непостоянно встречаются антимонит, джемсонит и другие сульфиды антимония свинца, сульфосоли серебра (пираргирит, миаргирит, свихит, андорит, фрейбергит и др.), бурнонит, геокронит, пирротин, аргентит, гудмундит, арсеносульфид, германит, фаматинит, иорданит и др. Среднее содержание рудных минералов в рудах составляет около 5 %. Основной фон рудной минерализации представлен мелкокристаллической вкрапленностью пирита и арсенопирита в измененных породах. Вкрапленники преобладающего арсенопирита имеют удлиненно- (игольчатую) и короткопризматическую формы, размер их варьирует от тысячных долей до 2 мм по удлинению.

В кварцевых жилах эти минералы образуют неравномерные, в т.ч. гнездовые и полосовидные скопления с преобладающими средне-крупнозернистыми структурами агрегатов. Для доминирующего в кварцевых жилах арсенопирита характерны кристаллы короткопризматической и копьевидной форм, размером до 2–3 см при общей высокой неоднородности величины зерен. Рудные агрегаты имеют часто закономерную ориентировку кристаллических индивидов относительно границ жильных тел кварца с измененными породами. Появление грубозернистых агрегатов пирита и арсенопирита в кварцевых жилах связывается с процессами переотложения более ранней и мелкокристаллической импреняции этих минералов в осадочных породах. Из других рудных минералов, наиболее распространенных в кварцевых жилах и прожилках, отмечается прежде всего железистый сфалерит, образующий гнездовидно-вкрапленные

скопления, прожилки и полосы, параллельные контактам жил и прожилков кварца. Размер гнездовых скоплений не превышает 2 см. Остальные рудные минералы встречаются преимущественно в виде мелкокрапленных и микроскопических выделений.

Золото в рудах присутствует в двух основных формах: тонкодисперсной, связанной с ранними сульфидами (пиритом и арсенопиритом), и более крупное, свободное и в сростках с сульфидами, ассоциирующее с поздними рудными минералами — сфалеритом, галенитом, блеклой рудой, буланжеритом. По данным Л.Д. Андреевой, выделения самородного золота характеризуются большим разнообразием форм: гемиидiomорфные, неправильные, реже прожилковые и пластинчатые. Более крупные золотины обладают комковидной формой; кристаллические формы имеют подчиненное развитие, представлены они несовершенными октаэдрами и кубооктаэдрами. Размер выделений золота варьирует от тысячных и сотых до нескольких десятых долей миллиметра в поперечнике, достигая иногда 2—2,5 мм. Основная масса золотин имеет размеры в сотые доли миллиметра. Структура выделений золота в большинстве случаев монокристаллическая гомогенная. Проба золота 677—847. Отдельные золотины, образованные в позднюю рудную стадию, обнаруживают неясно зональное строение. Относительно высокопробное золото (800) составляет всего лишь около 5% общего числа золотин. По другим оценкам [31], в рудах преобладает золото пробы 780—880.

Последовательность рудообразования во многом остается дискуссионной. Ряд исследователей придерживается представлений о полиформационной природе эндогенной минерализации месторождения с выделением трех этапов ее формирования [31]. На первом этапе (метаморфогенно-гидротермальном) образовались практически незолотоносные убогосульфидные кварцевые жилы и прожилки, составляющие значительную по объему часть рудных зон и рудных тел. На втором, собственно золоторудном этапе, отделенном от предшествующего внедрением даек диоритовых порфиритов и лампрофиров, происходило многостадийное минералоотложение с несколькими максимумами концентрации золота в рудах на фоне широкого проявления внутриминерализационного метаморфизма, сопровождающегося перекристаллизацией и переотложением минерального вещества, в т.ч. золота. Общая последовательность отложения минерального вещества в этот этап происходила по схеме: пирит + арсенопирит (импреньяция в породах) + Au 1- жильный кварц + пирит + арсенопирит — сульфиды полиметаллов + Au 2-сульфоантимониты свинца + Au 3-антимонит. В составе минеральных новообразований рудного этапа можно выделить два продуктивных минеральных комплекса: 1 — ранний, пирит-арсенопирит-кварцевый с двумя минеральными ассоциациями: золото-кварц-пирит-арсенопиритовой и пирит-арсенопирит-кварцевой (с шеелитом); 2 — поздний, полисульфидный с тремя минеральными ассоциациями: золото-сульфидно-полиметаллической, золото-свинцово-сульфоантимонитовой и антимонитовой. В третий этап происходило отложение сульфосолей серебра и многочисленных маломощных кварцевых прожилков, ориентированных диагонально или вкрест простирания рудной зоны и не выходящих за ее пределы.

Устанавливаются три основные продуктивные на золото минеральные ассоциации: 1 — ранняя, пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом, 2 — золото-сульфидно-полиметаллическая (галенит-блеклорудно-сфалеритовая) и 3 — золото-сульфоантимонитовая.

Ранняя, прожилково-вкрапленная золото-сульфидная ассоциация характеризуется максимальным развитием в рудных зонах и при относительно низкой продуктивности обеспечивает фоновое содержание золота в рудах на уровне 2–3 г/т. Концентрация золота в арсенопирите и пирите, по оценкам разных исследователей, в среднем колеблется соответственно в пределах 30–40 и 15–30 г/т. На основе детальных исследований В.В. Алпатову удалось установить закономерную изменчивость золотоносности арсенопирита, которая меняется (в среднем) от 27 г/т на нижних горизонтах месторождения до 117 г/т на верхних. Золото ранней ассоциации тонкодисперсное и субмикроскопическое.

Вторая по времени выделения золото-сульфидно-полиметаллическая минеральная ассоциация является наиболее продуктивной, участки ее повышенного распространения определяют положение высоких концентраций золота ($n \cdot 10$ – $n \cdot 100$ г/т) в рудных зонах и жилах. Данная ассоциация распространена в рудных зонах более неравномерно в виде обособленных маломощных жил и прожилков по контактам ранних кварцевых и сульфидно-кварцевых жил, а также среди прожилково-вкрапленных выделений в измененных породах и в жильном кварце. Золото данной ассоциации относительно крупное, преимущественно микроскопическое, образует одиночные и групповые включения в ранних сульфидах и жильном кварце, нередко в

тесных парагенезисах с другими рудными минералами, особенно часто со сфалеритом вплоть до образования в нем эмульсионной вкрапленности и субграфических вростков. Золото отлагалось позднее сфалерита близодновременно с галенитом и блеклой рудой. Поздняя, золото-сульфоантимонитовая минеральная ассоциация в количественном отношении и по продуктивности значительно уступает предыдущей. В ее составе характерны буланжерит, джемсонит, клейофан, самородное золото, особенности выделения которого принципиально не отличаются от предыдущей ассоциации. Наиболее высокие концентрации золота в рудовмещающих структурах связаны с участками совмещения основных продуктивных минеральных ассоциаций.

Элементы зональности. В пространственном размещении рудообразующих минеральных комплексов и ассоциаций намечается прямая вертикальная зональность с последовательным увеличением с глубиной роли ранних продуктивных ассоциаций и возрастанием интенсивности развития поздней серебряной минерализации на верхних горизонтах. Отражением этой общей закономерности является латеральная изменчивость состава рудных тел, заключающаяся в максимальном развитии продуктивной золотой минерализации в пределах центральной, наиболее эродированной части месторождения с низкими содержаниями серебра и повышенной роли поздней серебряной минерализации в рудных телах более опущенных северном и южном блоках. В пределах основной рудной зоны, по В.М. Яновскому, наблюдается изменение золото-серебряного отношения в рудных телах с 0,05 на верхних горизонтах до 0,7 и более на нижних. В пределах рудного поля намечаются элементы центробежной зональности рудоотложения с развитием в его центральной части преимущественно ранних минеральных ассоциаций, а на периферии — самых поздних.

Условия рудообразования. Существует достаточно обширная информация по физико-химическим условиям формирования месторождения. Данные М.К. Силичева и Н.В. Белозерцевой [116], базирующиеся на вакуумной декрепитации кварцев из рудных интервалов, показывают, что продуктивная минерализация месторождения сформировалась при 370–200° С; ранняя продуктивная минерализация отлагалась в высокотемпературной части этого интервала. По С.В. Сендеку, наиболее высокие температуры декрепитации характерны для раннего метасоматического кварца (400–360° С); кварц позднесульфидной стадии имеет максимум температур декрепитации 300–200° С, что хорошо согласуется с результатами, полученными М.К. Силичевым и Н.В. Белозерцевой. По данным В.В. Алпатова, наиболее низкотемпературные метасоматиты кварц-карбонат-серицитово-фации образовались при 360–220° С (в среднем при 285° С), а наиболее высокотемпературные метасоматиты кварц-карбонат-альбитовой фации при температурах 375–343° С. В работе В.В. Малахова и В.П. Молчанова (1982) приводятся сведения по фазовому и химическому составу газовой-жидких включений в кварцах разных генераций, позволяющие проследить общую эволюцию рудообразующих флюидов от ранних стадий к поздним. Показано, что кварц рудных тел содержит трехфазовые включения с жидкой углекислотой, свидетельствующей о высокой концентрации солей и газов в гидротермальных растворах. Для ранних стадий минералообразования в составе газовой фазы характерно присутствие более восстановленных форм соединений углерода и водорода (5–10 %), на завершающих стадиях газовая фаза включений представлена исключительно углекислым газом. В процессе эволюции гидротермальной системы щелочно-земельный катионный состав золотоносных растворов сменялся на натрово-калиевый. Основное количество золота отлагалось из растворов натрий-бикарбонатного состава на фоне увеличивающейся щелочности. По результатам анализа газовой-жидких включений самородного золота основной продуктивной ассоциации, рассчитаны Eh и pH золотоносных растворов главной продуктивной стадии, составившие соответственно 0,5–0,7 и 6,5–7,5. От ранних продуктивных стадий к поздним увеличивались щелочность и окислительно-восстановительный потенциал рудоносных растворов, что нашло отражение в широком развитии на поздних стадиях рудоотложения сульфосолей разнообразного состава.

Геохимические особенности оруденения. Золотое оруденение Неждановского месторождения характеризуется тесной связью золота с мышьяком с развитием наиболее контрастных ореолов этих элементов. Весьма специфична повышенная сереброносность оруденения, которая выражается не только в развитии на самой поздней стадии рудоотложения собственно серебряной минерализации, но проявляется также в повышенной сереброносности всех продуктивных на золото минеральных ассоциаций, включая и раннюю золото-сульфидную; уста

навливаются положительные корреляционные связи золота не только с мышьяком, но и с серебром. Из других сопутствующих золоту рудогенных элементов отмечаются Sb, Cu, Pb, Zn и W. По А.Г.Бахареву (1980), выделяется геохимический ряд зональности (сверху вниз): Ag—Sb—Ba—W—Zn—Cu—Pb—As—Au. Коэффициенты зональности и интенсивности оруденения определяются следующими отношениями $K_3 = \frac{Ag \cdot Sb}{Ni \cdot Co}$, $K_n = \frac{Au \cdot As}{Ni \cdot Co}$, в числителе которых располагаются соответственно элементы самой верхней и нижней частей геохимического ряда, а в знаменателе — элементы подрудного уровня. Характерны наиболее контрастные ореолы золота и мышьяка.

Выводы. Нежданинское месторождение является наиболее крупным объектом с комбинированным, прожилково-вкрапленным золото-сульфидным и жильным золото-кварцевым оруденением, совмещенным в единых рудовмещающих структурах и рудных телах. Месторождение имеет длительную сложную историю формирования, в которой рудообразование протекало в два этапа, характеризовавшихся различными тектоно-физическими режимами. На раннем этапе в обстановке преобладающего тектонического сжатия с максимальным развитием пластических деформаций вмещающих пород (рассланцевание, смятие, будинаж) образовалась главная по объему вкрапленная золото-сульфидная минерализация с устойчивым относительно низким содержанием золота, тесно ассоциированного с ранними сульфидами: арсенопиритом и пиритом. На втором этапе в условиях преобладающего растяжения формировались малосульфидные золотоносные кварцевые жилы с неустойчивыми, часто высокими содержаниями золота, которые ввиду своих ограниченных параметров не имеют большого самостоятельного значения. Характерна общая насыщенность минерализованных зон жильным кварцем разных генераций образующим многочисленными жилами, прожилковыми штокверками и минерализованными брекчиями, свидетельствующие о большой роли хрупких деформаций вмещающих пород, оказавших, по-видимому, решающее влияние на особенности минералообразования и отложения золота в рудах. По-видимому, подобным режимом обусловлены относительно низкие концентрации раннего сингенетичного золота в сульфидах при общей высокой доле относительно крупного позднего золота, связанного с кварцем и поздними сульфидами.

Специфической для данного формационного типа особенностью оруденения этого месторождения является его относительно высокая сереброносность (содержания серебра в рудах в среднем вдвое превышают содержания золота), связанная, по всей вероятности, с особой металлогенической позицией района, расположенного в непосредственной близости от вулканогенного пояса с профилирующим золото-серебряным оруденением.

Месторождение Васильевское

Месторождение находится в Жарминском районе Семипалатинской области Казахстана, в 60 км к юго-востоку от ж.д. станции Жангиз-Тобе и в 40 км южнее районного центра Георгиевка, с которыми оно связано грунтовой дорогой. В физико-географическом отношении район месторождения представляет собой степную местность типичного казахского мелкосопочника с абсолютными отметками, не превышающими большей частью 600–800 м, и отсутствием постоянных водотоков. Месторождение входит в сферу деятельности рудника Боко, на котором с 1913 г. производилась разработка золотоносных кварцевых жил. В связи с выявлением здесь прожилково-вкрапленного оруденения с 1946 г. началась его разведка, а с 1948 г. — добычные работы. Месторождение разбурено сетью разведочных скважин до глубин 450–500 м. Основной, Центральный участок месторождения вскрыт восемью подземными горизонтами до глубины 263 м. По разведанным запасам относится к числу мелких объектов.

Описание месторождения приводится главным образом по материалам В.И.Наливаева и В.Е.Павловой, детально изучавших его в последнее время, а также по результатам собственных исследований.

Геологическая позиция и общие черты строения месторождения. Васильевское месторождение, как и рассмотренное выше Бакырчикское, расположено в Западно-Калбинской золотоносной зоне герцинид Зайсанской складчатой области, но в пределах другой, юго-западной подзоны. Эта подзона находится в непосредственной близости от глубинного Боконьского разлома северо-западного простирания, разграничивающего две крупные тектонические

структуры — Чарское эвгеоантиклинальное поднятие на северо-востоке и Сарыджальско-Даубайский наложенный прогиб на юго-западе, сложенный существенно терригенными каменноугольными отложениями с покровами порфириров. Золотое оруденение, как и в Западно-Калбинской зоне в целом, сформировалось в позднем палеозое и парагенетически связано с проявлением контрастных серий малых интрузий гранитоидно-базитового состава, относящихся к позднеорогенной формации малых интрузий пестрого состава. Особенностью данной территории является широкое проявление ультрабазитового магматизма, представленного телами серпентинитов, концентрирующихся вдоль зон продольных глубинных разломов. Возраст ультрабазитов устанавливается по геологическим наблюдениям как донамюрский, а присутствие их среди более молодых отложений среднекаменноугольного возраста (в т.ч. на Васильевском месторождении) рассматривается как результат протрузии в тектонически активных зонах.

Васильевское месторождение приурочено к узкой шириной 100–130 м, 4-километровой минерализованной зоне крупного надвига, простирающейся в северо-западном направлении вдоль юго-западного крыла Боконьского разлома, ограниченной на северо-западном и юго-восточном флангах разломами соответственно субширотного и северо-восточного направлений. Наиболее разведанная часть месторождения представляет собой небольшой по площади клиновидной формы блок, ограниченный в своей наиболее широкой западной части субмеридиональным разрывным нарушением. Отмечается повышенная насыщенность блока линзовидными субсогласными телами лиственитизированных серпентинитов и альбитизированных порфириров дорудного возраста (рис. 20).

Рудовмещающий комплекс пород относится к орогенной буконьской свите S_2 и представлен тонкопереслаивающимися углеродсодержащими алевролитами, песчаниками и филлитизированными глинистыми сланцами, моноклинально падающими на юго-запад близсогласно с плоскостью одной из ветвей Даубайского разлома под углами 55–60°. Установлено, что осадочные толщи находятся в аллохтонном залегании на подстилающих их более молодых наземных эффузивах базальт-андезитового состава даубайской свиты S_{2-3} . В пределах рудоносных участков рудовмещающих осадочные отложения вместе с прорывающими их магматическими телами подверглись интенсивным хрупко-пластическим деформациям, гидротермальным изменениям березит-лиственитового типа, графитизации, расщеплению и смятию с широким развитием структур будинажа, а также неравномерному прожилковому окварцеванию и сульфидизации (рис. 21).

Рудные тела, особенности их строения. Рудные тела месторождения представлены золотоносными кварцевыми жилами, а также зонами прожилкового окварцевания и сульфидизации, которые обычно совмещены в одних и тех же структурах и сменяют друг друга по падению и простиранию (рис. 22). Одно из крупных рудных тел месторождения — № 2 имеет субширотное простирание и прослеживается на поверхности в виде серии разобпеченных кварцевых жил на протяжении около 200 м, переходящих на глубине в единую мощную (до 20–25 м) линзовидную залежь, сложенную в своей осевой части массивным средне-крупнозернистым кварцем, в разной степени загрязненным включениями неравномерно сульфидизированных вмещающих пород, обрамленную чехлом интенсивно прожилковидно окварцованных и сульфидизированных осадочных пород, сменяющихся за пределами рудного тела слабо окварцованными породами, с редкой сульфидной вкрапленностью.

Состав руд, рудообразующие минеральные ассоциации. Руды Васильевского месторождения представлены золотосодержащим жильным кварцем и золотоносными сульфидизированными осадочными породами. Количество кварца, образующего жилы, линзы и штокверковую сеть прожилков, меняется в рудных телах от 15 до 80 %. Из нерудных новообразований в виде примесей отмечаются серицит, карбонат хлорит, апатит. Главные рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом, количество которых колеблется от 0,5 до 10 % (в среднем около 3 %), причем пирит в 2–2,5 раза преобладает над арсенопиритом. В виде примесей присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, марказит, герсдорфит, борнит, пирротин, самородное золото.

Средние содержания золота в рудном теле № 2 составляют 6–8 г/т, серебра — в 2–3 раза меньше. Характерной примесью является мышьяк со средним содержанием около 0,4 %. Имеются указания [67] о наличии в рудах и минерализованных породах повышенных (до

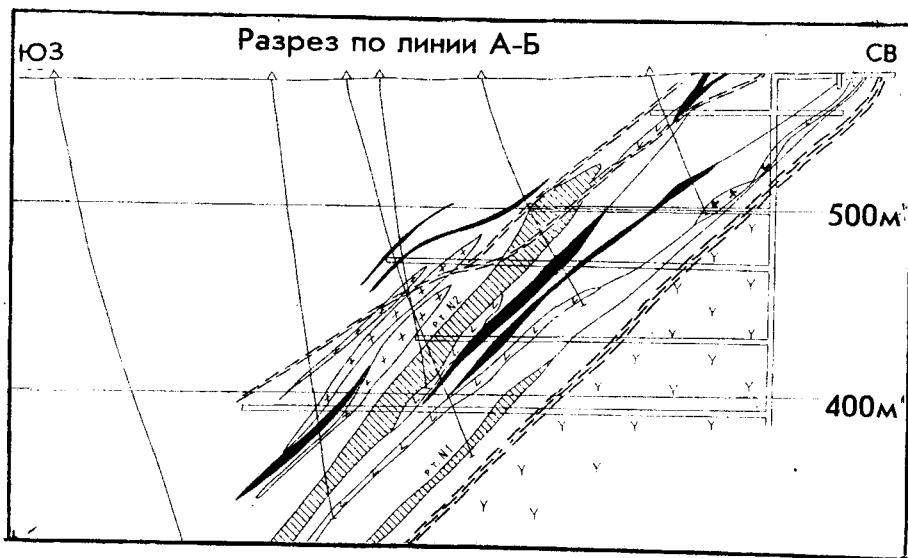
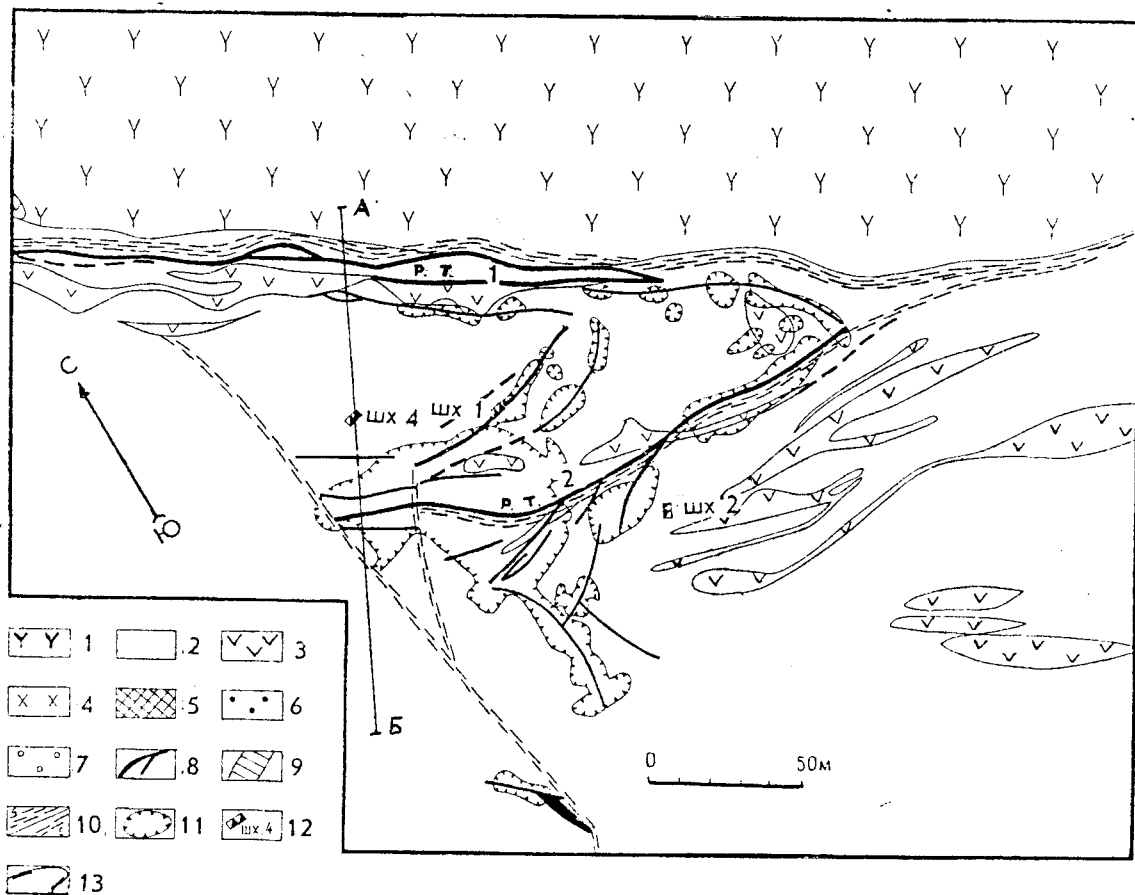


Рис. 20. Схематическая геологическая карта и разрез через Васильевское месторождение (по материалам ГРП, 1961):

1 — андезитовые и диабазовые порфириты даубайской свиты (C_{2-3db}); 2 — углеродсодержащие песчано-сланцевые отложения буконьской свиты (C_{2bk}); 3 — серпентиниты лиственитизированные; 4 — альбитизированные порфириты; 5 — существенно кварцевые тела с реликтами сульфидизированных вмещающих пород; 6 — участки интенсивного прожилкового окварцевания и сульфидной минерализации; 7 — участки умеренного прожилкового окварцевания с более слабой сульфидизацией; 8 — золотоносные кварцевые жилы; 9 — рудные тела: кварцевые жилы и окварцованные породы с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией; 10 — тектонические нарушения: а — основные, б — второстепенные; 11 — карьеры; 12 — шахты; 13 — контуры рудных тел

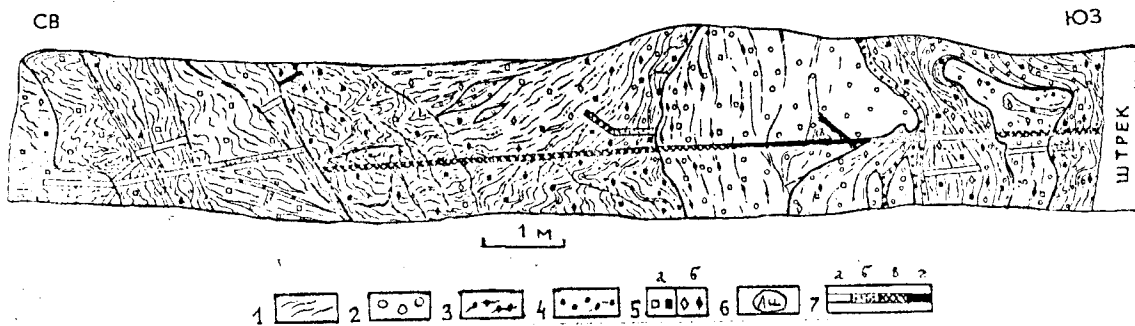


Рис. 21. Фрагмент внутреннего строения рудного тела № 2:

1 — расланцованные углеродсодержащие песчано-сланцевые породы; 2 — жилы и жильные тела раннего кварца; 3 — прожилки раннего кварца; 4 — проявления позднего (послерудного?) кварца; 5 — прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (а — пирит, б — арсенопирит, светлый знак соответствует слабому проявлению минерализации); 6 — видимые проявления самородного золота в кварце; 7 — золотоносность по данным бороздowego опробования: а — непромышленная, б — бедная промышленная, в — рядовая промышленная, г — высокая

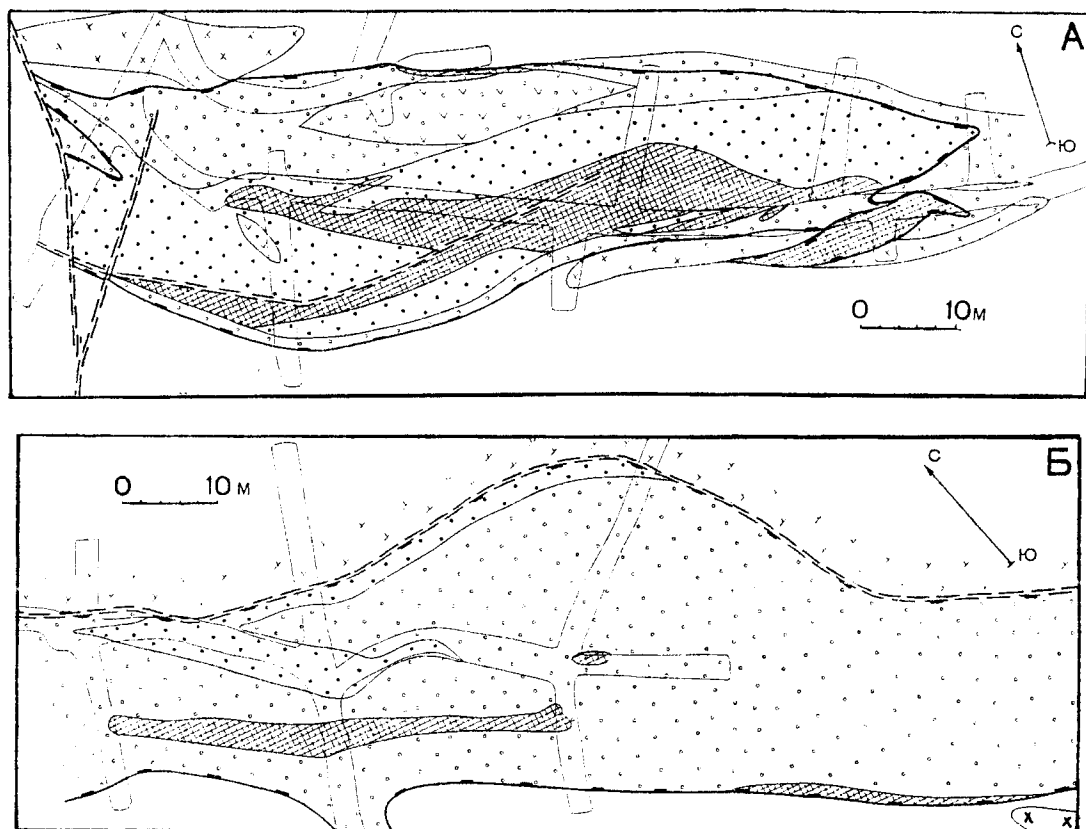


Рис. 22. Геологический план рудных тел 2 (А) и 1 (Б) на горизонте +390 м (с использованием материалов ГРП, 1978)

условные обозн. см. на рис. 20

1,83 г/т) концентраций платины. По данным технологических испытаний, около 90 % золота отходит во флотоконцентрат, около половины всего золота извлекается при амальгамации.

Проведенные нами исследования руд Васильевского месторождения позволили наметить четырехстадийную схему их формирования с выделением четырех минеральных ассоциаций: 1 — предрудных изменений пород; 2 — кварц-пиритовой; 3 — ранней золото-сульфидной, пирит-арсенопиритовой; 4 — поздней золотоносной, сульфидно-полиметаллической.

Ассоциация предрудных лиственитовых изменений проявлена в рудных зонах и иногда выходит за их пределы. Минеральные образования представлены в осадочных породах железисто-магнезиальными карбонатами, серицитом, кварцем; в магматических породах к ним добавляются фуксит и альбит. Кварц-пиритовая ассоциация распространена весьма широко, слагая разнообразные по морфологии жилы, содержащие многочисленные включения вмещающих пород и прожилки. Кварц жил и прожилков — массивный молочно-белый и серый, по своим структурным особенностям типичен для среднеглубинных образований. В нем постоянно проявляются следы значительных пластических деформаций, выраженных в волнистом и мозаичном погасании, перекристаллизации и катаклазе. Сложенные им тела нередко будинированы и смяты в птигматитовые складки, а в приконтактовых частях — брекчированы.

С жильным кварцем ассоциирует пирит 1-й генерации, образующий в жилах одиночные кристаллы и сростки кристаллов кубической формы с грубой штриховкой, размером до 3 мм. Часто этот пирит приурочивается к обломкам вмещающих пород или образует вкрапленность в приальбандовых частях жил и прожилков. Пирит имеет слабо выраженное тонкозональное строение, в нем часто обнаруживаются незональные участки поздней перекристаллизации, в которых обычное содержание мышьяка 2,7–3,4 % снижается до 0,06 %. Содержание золота в пиритах (8 проб) колеблется от 35,14 до 129,07 г/т (ср. 72 г/т), серебра от 7,11 до 21,59 г/т (ср. 14 г/т).

Ранняя золото-сульфидная пирит-арсенопиритовая ассоциация является весьма продуктивной. Представлена она пиритом 2-й генерации и арсенопиритом, которые часто сопровождаются тонкозернистым метасоматическим кварцем, карбонатами и серицитом. Рудные минералы образуют вкрапленность среди измененных вмещающих пород, но нередко отмечаются и в жильных телах, где концентрируются среди включений углеродистых вмещающих пород.

Пирит 2-й генерации встречается в виде тонких и мелких метакристаллов комбинированных форм и агрегативных скоплений, характеризуется неоднородным строением с тонкозональной внешней частью и незональным ядром. Содержание мышьяка (в незональном ядре — 0,07–1,2 %) возрастает во внешних частях кристаллов (0,1–2,3 %). Золотоносность пирита меняется в пределах 13,26–170 г/т; (ср. 46 г/т) при содержании серебра 8,52–29,1 г/т (ср. 17 г/т). Данный пирит нередко замещает колломорфный, вероятно, диагенетический пирит, широко распространенный в рудовмещающей осадочной толще.

Арсенопирит по сравнению с пиритом имеет менее широкое распространение и в заметных количествах отмечается лишь в рудных телах, благодаря чему является одним из самых простых и надежных минералогических критериев золотоносности минерализованных участков. Содержание его в рудах колеблется от 0,2 до 5,5 % (в среднем около 1 %). Арсенопирит образует весьма тонкие кристаллы и сростки кристаллов удлинённой призматической формы (тонкоигольчатая разновидность), изометричные кристаллы псевдодипирамидального облика, реже — неправильные зерна. В богатых рудах он присутствует в виде тонкозернистых агрегатов и обильной тонкой вкрапленности среди реликтов вмещающих пород в кварце, нередко пересекая их границы. Размер арсенопиритовых кристаллов сильно варьирует, составляя в подавляющей массе от первых до 40 мкм в поперечнике. Отдельные порфиroidные кристаллы среди тонкозернистой массы пород достигают 0,2–0,3 мм. Наблюдались случаи неполных псевдоморфоз тонкозернистого арсенопирита по кристаллам пирита 2-й генерации и включения тонких идиоморфных кристаллов арсенопирита во внешних зонах крупных зерен пирита. Арсенопирит является одним из главных минералов-концентраторов тонкодисперсного и субмикроскопического золота в рудах. Содержание золота по данным атомно-абсорбционного анализа в четырех пробах арсенопирита варьировало от 114,00 до 483,10 г/т (ср. 238 г/т); содержание серебра 5,1–104,67 г/т (ср. 52 г/т).

Поздняя, сульфидно-полиметаллическая ассоциация характеризуется максимальной интенсивностью развития в жильном кварце при общем весьма неравномерном рассредоточенном распространении среди вкрапленных руд. В состав ассоциации входят карбонаты (доло-

мит или анкерит), кварц и сульфиды: халькопирит, сфалерит, галенит и блеклая руда, обычно образующие микроскопические выделения. Она также является продуктивной: в ее составе выделяется самородное золото, особенно в участках развития более ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации, что, по-видимому, связано с его избирательным отложением на ранних сульфидах. Минералогические наблюдения показывают, что в наиболее богатых участках рудных тел роль позднего золота заметно увеличивается вплоть до образования в них крупных выделений, размером до 1,5 мм в кварце и в сростках с сульфидами. Проба такого золота 845–862; микроспектральным анализом в нем установлены примеси (%): As — 0,006, Cu — 0,008, Pb — 0,09, Fe — 0,006. Тонкое микроскопическое золото имеет близкую пробу — 850–862.

Геохимические особенности оруденения. Важнейшей геохимической особенностью оруденения данного месторождения, характерной для всех месторождений этого формационного типа, является четко выраженная корреляционная связь золота с мышьяком, проявляющаяся, в частности, в преимущественной концентрации золота в арсенопирите и мышьяковистом пирите. В геохимических аномалиях оруденение выражается высококонтрастными ореолами золота и мышьяка, менее контрастными — серебра, свинца, молибдена и ртути.

Выводы. Васильевское месторождение представляет типичный для ряда месторождений Юго-Западной Калбы пример проявления комбинированного, вкрапленного золото-сульфидного и золото-кварцевого оруденения с иными по сравнению с Нежданкинским месторождением условиями отложения позднего, относительно крупного золота, обуславливающего наиболее высокие концентрации металла в рудных телах. Преимущественная связь позднего золота с жильным кварцем обусловлена здесь не близким временем их отложения, а благоприятными рудолокализирующими свойствами кварца, образовавшегося задолго до отложения не только поздней, но и ранней продуктивной пирит-арсенопиритовой минерализации, наложенных на пластически деформированный будинированный жильный кварц рудных зон. Позднее отложение по отношению к основной массе жильного кварца золотоносной пирит-арсенопиритовой минерализации подтверждается наличием брекчий, в которых обломки раннего кварца цементируются темно-серым тонкозернистым кварцем с обильной весьма тонкой вкрапленностью игольчатого арсенопирита. Наложение золотой минерализации на ранний деформированный кварц и избирательное отложение золотосодержащих сульфидов в обломках пород в кварце обуславливает крайне неравномерное распределение золота в рудных телах, не свойственное в целом для золото-сульфидного оруденения.

Месторождение Амантайтау

Среди других объектов данного промышленного типа следует рассмотреть также месторождение Амантайтау в Центральных Кызылкумах, оруденение которого отличается некоторыми особенностями.

Геологическая позиция и строение месторождения. Месторождение находится в пределах Южно-Тамдытауской структурной зоны миогеосинклиналичного типа в Кызылкумском секторе герцинид Южно-Тяньшаньской складчатой области среди флишеидных терригенных толщ нижнепалеозойского комплекса. Песчано-алевритовые толщи комплекса собраны в линейные складки субширотного простирания; в этом же направлении прослеживается зона рассредоточенных трещинных структур, сопровождаемых поясом даек лампрофиров. По данным Ч.Х.Ариффулова, месторождение приурочено к узлу сопряжения диагонального по отношению к складчатости Амантайтауского разлома с вязкими крутопадающими разломами субмеридиональной (поперечной) ориентировки, с интенсивным развитием углеродистых милонитов и брекчий. Важным фактором, определяющим позицию оруденения, является не вскрытая эрозией, расположенная на северном фланге месторождения позднепалеозойская гранитоидная интрузия, положение которой обозначено ореолом биотитизации среди осадочных толщ.

Рудовмещающая толща месторождения сложена тремя литологическими пачками общей мощностью около 800 м. Нижняя представлена чередованием песчаников и алевролитов. Средняя, наиболее пестрая по составу пачка характеризуется увеличением доли глинистых пород, появлением горизонтов вулканомиктов, а также горизонтов с высоким содержанием пирита и известковистого материала. Мощность горизонта, обогащенного пиритом, колеблется от 10 до 30 м. В составе этой пачки отмечаются кроме того горизонты пятнисто-лиш

звидных хлоритолитов и тонкополосчатых полевошпатовых метасоматически измененных пород. Верхняя пачка сложена углисто-слюдисто-глинистыми сланцами. Породы толщи смяты в мелкие приразломные складки субмеридионального простирания с общим моноклинальным падением в восточном направлении.

Рудные тела месторождения локализованы в крутопадающих субмеридиональных зонах разломов, выраженных зонами смятия и рассланцевания, секущих слоистость пород. Они представлены линзообразными залежами жильно-прожилкового сульфидно-кварцевого оруденения с подчиненным развитием согласных со слоистостью пород залежей с прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением. Основная рудная залежь приурочена к разрывной структуре северо-западного простирания, секущей складчатость. Залежь имеет мощность 10–20 м и прослежена горными выработками на протяжении 500 м. Рудные тела сопровождаются полями кварц-серицитовых метасоматитов, контрастно выделяющихся благодаря осветлению пород.

Состав руд, рудообразующие минеральные ассоциации. В промышленных контурах объединяются более продуктивная (основная) жильно-прожилковая сульфидно-альбит-кварцевая и относительно бедная, прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация. Руды содержат до 35 % упорного тонкодисперсного золота, связанного с сульфидами — пиритом и арсенопиритом. По данным Н.П.Ермолаева и других [46], в рудах устанавливаются также повышенные содержания платиноидов. В субпластовых рудах содержание платиноидов (Pd, Pt и Ir) колеблется от десятых долей до первых грамм на тонну, в штокерковых кварц-карбонат-сульфидных рудах наблюдается контрастное распределение этих металлов при более высоком уровне концентрации палладия (до 44 г/т) и иридия. Отмечается положительная корреляция между золотом и палладием. В субпластовых рудах носителем палладия являются углеродистое вещество и ранний пирит, в штокерковых — более поздний пирит. Отличительной особенностью золоторудной минерализации месторождения является присутствие в рудных телах, особенно в участках развития богатых руд высокозолотоносного колчеданного метаколлоидного пирита, слагающего прожилки и линзы мощностью от первых десятков сантиметров до 1,5 м. Положение необычной для таких месторождений колчеданной минерализации в общем процессе рудообразования оценивается разными исследователями неодинаково. Одни считают ее ранней, стратифицированной колчеданной минерализацией эксталяционно-осадочного происхождения, другие — более молодой, гидротермальной, наложенной на раннюю продуктивную кварц-арсенопирит-пиритовую минерализацию. По данным Ю.Г.Зарембо [51], в рудах месторождения содержится большое количество жильного кварца (50–90 %), широко распространены карбонаты (доломит, магнезит, кальцит), полевые шпаты (в составе ранних ассоциаций), серицит, хлорит, минералы углерода (графит, антракосолит). Рудные минералы (1–6 %) представлены в основном пиритом с подчиненным развитием арсенопирита при незначительном участии других минералов: халькопирита, блеклой руды, сфалерита, галенита, пирротина, бурнонита, фрейбергита, джемсонита, молибденита, шеелита. По данным технологических испытаний, в отдельных участках отмечается также присутствие антимонита. Основным полезным компонентом руд является золото, серебро присутствует в незначительных количествах.

В составе руд Ю.Г.Зарембо выделяются следующие стадийные минеральные ассоциации: дорудные (кварц-полевошпатовая, кварц-шеелит-молибденитовая), продуктивные (кварц-арсенопирит-пиритовая с тонкодисперсным золотом, золото-колчеданная) и послерудные (доломит-полиметаллическая, кварц-джемсонит-фрейбергитовая, диккит-каолинитовая). Ранняя продуктивная кварц-арсенопирит-пиритовая ассоциация пользуется в рудных зонах наибольшим распространением. Она повсеместно развита в виде альбит-кварцевых жилков и прожилков вместе с пиритом и арсенопиритом; эти же сульфиды образуют также вкрапленность во вмещающих породах. Основной рудный минерал ассоциации — пирит — представлен кристаллами пентагон-додекаэдрической формы с незональным ядром и тонкозональной внешней частью. Размер вкрапленников сильно варьирует, но не превышает 2 мм. Для пирита характерен дырочный тип проводимости, обусловленный примесью мышьяка (до нескольких процентов). Содержание золота в пирите составляет в среднем около 20 г/т. Для арсенопирита свойственна еще более тонкая вкрапленность метакристаллов дипирамидальной и столбчатой форм. В кварцевых жилах отмечаются скопления грубозернистого арсенопирита. Среднее содержание золота в арсенопирите 90 г/т. Руды с повышенными концентрациями арсенопирита

(до 15 % общего количества сульфидов) характеризуются обычно высокими содержаниями золота, в бедных рудах присутствие арсенопирита часто не устанавливается.

Выделяемая Ю.Г.Зарембо как более поздняя продуктивная, золото-колчеданная ассоциация представлена массивным и густовкрапленным мышьяковистым пиритом с микровключениями арсенопирита и самородного золота. По мнению этого исследователя, данная ассоциация является наиболее продуктивной; пирит ассоциации отличается постоянно повышенной золотоносностью, составляющей в среднем около 85 г/т золота. Линзы золотоносного пирита приурочиваются к участкам пересечения рудных зон поперечными разрывами или фрагментам рудоносных структур северо-западного простирания. Массивные тела сопровождаются ореолом вкрапленности. Н.К.Курбанов и Ч.Х.Арифуров (1991) массивные золотосодержащие агрегаты пирита относят к ранним экзогенно-осадочным образованиям, на которые в крутопадающих зонах была наложена жильно-прожилковая сульфидно-кварцевая золоторудная минерализация. При деформации происходила перекристаллизация колчеданного пирита с укрупнением раннего дисперсного золота.

Большая часть золота присутствует в пирите в виде включений, размером несколько микрон, значительно реже — первых десятков микрон. Проба золота колеблется от 910 до 980 и составляет в среднем 950, характерна примесь ртути от первых десятых до первых процентов. К позднерудным образованиям относятся доломит-полиметаллическая и кварц-жемсонит-фрейбергитовая ассоциации, представленные маломощными жилами и прожилками, концентрирующимися в участках поперечных и подновленных продольных разрывов. С этими ассоциациями связывается небольшая часть низкопробного золота (640–840). Таким образом, налицо две концепции формирования золотого оруденения месторождения, одна из которых предполагает наложение золотоносной кварц-сульфидной минерализации на незолотоносную стратиформную колчеданную, а другая рассматривает позднюю, золото-кварц-сульфидную минерализацию как метаморфогенную, основным источником золота которой явилась более ранняя колчеданная минерализация.

Условия рудообразования. По представлениям Н.П.Ермолаева и Н.А.Созинова [45], образование руд происходило в два этапа. На раннем этапе сформировались послынные «соскладчатые» руды при температурах 350–370°С и давлениях флюида 98–117,6 МПа (1000–1200 атм.). На этом этапе образовались протяженные межпластовые линзы метаколлоидного колчеданного пирита с содержанием золота от $1,4 \times 10^{-3}$ до $1,2 \times 10^{-2}$ %, в котором концентрируется 82–84 % всего золота. На позднем, «метаморфогенном» этапе, протекавшем при температурах 280–300°С и давлении растворов 98 МПа и ниже происходила перекристаллизация раннего пирита с возникновением кристаллического, хорошо ограненного золотоносного пирита. В результате перекристаллизации имело место уменьшение концентрации золота в кристаллическом пирите в 1,5 раза, а регенерированное золото отлагалось уже не в виде рассеянной примеси, как в раннем пирите, а в форме более крупных микровыделений в хорошо ограненных кристаллах. Аналогичное явление происходило и с мышьяком, концентрация которого, составляющая для раннего пирита в среднем 1,69 %, понижалась в кристаллическом пирите до 1,01 %. По мнению этих исследователей, при раскрытии физико-химической системы собственно метаморфогенный процесс переходил в гидротермально-метасоматический.

Геохимические особенности оруденения. Среди индикаторных элементов руд наиболее характерен мышьяк (до 0,1 %), который обнаруживает высокую положительную корреляцию с золотом. Рудные тела отчетливо выделяются ореолами аномальных концентраций мышьяка; рудные зоны и призальбандовые части рудных тел — характеризуются ореолами вольфрама. По данным Н.В.Ермолаева и А.Н.Созинова [45], золотое оруденение сопровождается также аномальными (десятки и сотни граммов на тонну) концентрациями TR (самарий и лантан).

Выводы. Месторождение Амантайгау представляет своеобразный тип золото-сульфидно-кварцевого оруденения, в котором нет четко выраженного разделения вкрапленных сульфидных и кварцево-жильных руд. Оруденение представлено в основном золотоносными сульфидно-кварцевыми (с альбитом) прожилками с подчиненным развитием собственно вкрапленных бедных сульфидных руд. Характерен существенно пиритовый состав сульфидной минерализации при слабом развитии арсенопирита, который тем не менее является наиболее надежным индикатором повышенной золотоносности минерализованных участков. Не исключена вероятность полиформационной природы золотого оруденения Амантайгау.

Золото-сульфидно-сурьмяный (ртутно-вольфрам-сурьмяный) тип

Месторождение Олимпиадинское

Месторождение расположено в Северо-Енисейском районе Красноярского края, в 80 км южнее г. Северо-Енисейск (и Советского рудника), с которым оно связано автомобильной грунтовой дорогой. Район месторождения приурочен к водораздельной части Енисейского кряжа, к верховьям рек Теи, Енашимо и Чирибмы, представляя собой среднегорную таежную местность с относительно небольшими превышениями абсолютных отметок. Месторождение открыто в 1975 г. после установления золотоносности руд выявленного здесь ранее сурьмяного рудопоявления. С 1979 по 1990 г. проведена его разведка, осуществлявшаяся преимущественно буровыми скважинами, вскрывшими промышленное оруденение на глубину 600–700 м. Западный фланг месторождения помимо скважин вскрыт штольневим горизонтом. По разведанным запасам относится к весьма крупным объектам. С 1985 г. ведется добыча окисленных руд открытым способом.

Месторождение изучалось В.А.Лопатиным, В.И.Арефьевой, М.В.Крысиным, Л.В.Ли, Г.П.Кругловым, В.А.Поперековым, В.П.Василенко; С.В.Яблоковой, Г.А.Середенко, А.А.Пузановым, Н.П.Варгуниной, В.А.Загоскиным и многими другими. При составлении описания использовались данные указанных геологов, но в основу были положены материалы, полученные при собственных исследованиях, проводившихся в течение 1981–1991 гг.

Позиция и основные черты строения рудного поля. Рудное поле, к которому принадлежит Олимпиадинское месторождение, расположено в северо-западной части складчатой области Енисейского кряжа, в пределах Центральной СФЗ, ограниченной глубинными разломами, согласными с общим направлением складчатости, и характеризующейся миогеосинклинальным типом развития. Геосинклинальный комплекс пород представлен терригенными и терригенно-карбонатными отложениями сухонитской серии верхнего протерозоя, в состав которой входят (снизу вверх) кординская, удерейская и горбилоская свиты. Осадочные толщи смяты в линейные, иногда опрокинутые к юго-западу складки северо-западного простирания. Месторождение пространственно тяготеет к дочернему куполовидному осложнению крупного сводового поднятия, достигающего в поперечнике около 60 км [98], в пределах которого сосредоточено значительное количество полихронных интрузий позднего рифея — раннего палеозоя с абсолютными возрастaми 1000–450 млн.лет [53].

Рудное поле приурочено к тектоническому блоку площадью около 50 км², расположенному в северо-восточном крыле опрокинутой на юго-запад антиклинальной структуры третьего порядка (Енашиминской антиклинали), интенсивно дислоцированной в зоне пересечения ветвей крупного продольного разлома северо-западного простирания и суперпозиционных разломов северо-восточного и субширотного направлений. Отдельные фрагменты этих разломов являются границами тектонического блока, который по своей структуре и ряду других геологических особенностей отчетливо выделяется на региональном фоне (рис. 23). Со всех сторон рудное поле обрамляется выходами орогенных гранитоидных интрузий Татарско-Аяхтинского комплекса (850 млн.лет), а с северо-запада — гнейсогранитами более древнего Тейского комплекса (1000 млн.лет) [22]. Непосредственно в пределах рудного поля находится Тырадинский массив гранитоидов (Татарско-Аяхтинский комплекс) и установлены единичные мало-мощные дайки лампрофиров, одна из которых встречена в коре выветривания месторождения.

Блок рудного поля слагается довольно однообразной по составу толщей кварц-слюдистых (биотит-кварцевых, гранат-биотит-кварцевых, мусковит-биотит-кварцевых) сланцев кординской свиты. В этой толще выделяется рудовмещающий горизонт углеродисто-терригенно-карбонатных пород, к которому приурочены практически все золото-вольфрамовые, золото-сурьмяные и сурьмяно-вольфрам-золотые проявления и месторождения рудного поля, представляющие собою различные минеральные типы оруденения золото-сульфидной формации.

Рудовмещающий горизонт сложен довольно пестрыми по составу литологическими разностями, характеризующими в целом мелководные условия осадконакопления. В связи с неоднократными интенсивными пластическими деформациями толщ мощность его оказалась весьма изменчивой: в раздувах замков крупных складок она достигает 300–350 м, тогда как на крыльях сокращается до первых десятков метров, иногда с выпадением из разреза отдельных

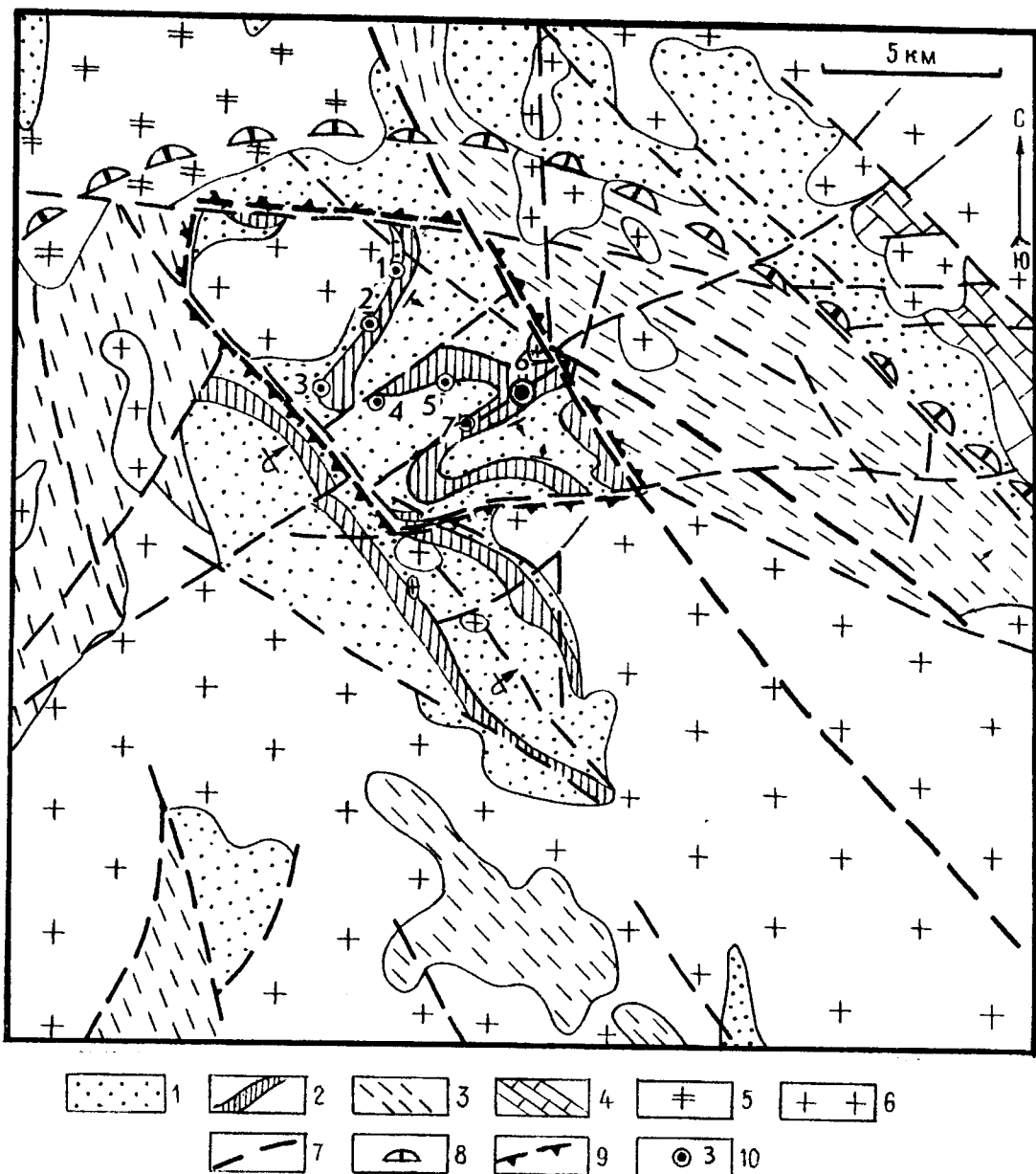


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Олимпиадинского рудного поля (использованы материалы Северной ГРЭ, 1985):

осадочно-метаморфические комплексы: кординская свита: 1 — кварц-сланцевые сланцы, 2 — рудовмещающий горизонт терригенно-карбонатных пород; 3 — толща кварц-хлоритовых, биотит-кварц-хлоритовых сланцев, горблукская свита; 4 — карбонатные толщи, печенгинская свита; интрузивные формации: 5 — гранитных батолитов, 6 — мигматит-гнейсовая гранитная; 7 — разломы разных масштабов; 8 — границы магматогенной купольной структуры; 9 — граница рудокализирующего блока особого развития (рудного поля); 10 — месторождения и рудопроявления золото-сульфидной формации: 1 — Высокое, 2 — Олень, 3 — Тырадинское, 4 — Промежуточное, 5 — Юго-Западный; участки Олимпиадинского месторождения: 5 — Западный, 6 — Восточный

его частей. Химический состав пород представлен в табл.4. Осадочные толщи рудного поля претерпели полихронные метаморфические преобразования, включающие прогрессивный метаморфизм биотитовой ступени зеленосланцевой фации, возрастающий до эпидот-амфиболитовой фации в непосредственной близости от Тырадинской гранитондной интрузии; приконтактовое ороговкование, скарнирование и разнообразные гидротермально-метасоматические изменения.

В результате сложных многократных дислокационных преобразований пластического типа в пределах тектонического блока рудного поля осадочные толщи оказались смятыми,

4. Химические анализы пород и руд Олимпиадлинского месторождения, %

Породы и руды	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ}	Сорг	Sb	Au, г/т
Кварц-слюдистые сланцы нижней толщи кординской свиты	5	61,4	0,55	14,86	2,96	5,03	0,27	2,79	2,97	1,78	3,72	0,15	0,93	0,38	—	—	—
<i>Рудовмещающий горизонт</i>																	
Мусковит-биотит-кварц-карбонатные сланцы	23	48,15	0,55	9,24	2,17	3,21	0,35	16,94	2,17	0,65	2,49	0,23	11,75	0,48	—	—	0,2
Углеродисто-слюдисто-кварцевые сланцы	11	57,07	1,01	18,88	2,22	7,06	0,05	1,13	1,84	1,20	3,77	0,12	0,12	1,84	1,19	—	—
Углеродисто-хлоритовидные сланцы	2	56,59	1,07	21,42	3,67	2,05	0,04	0,28	2,43	0,40	5,32	0,09	0,10	1,34	0,86	—	—
Углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы	3	40,39	0,44	8,00	2,81	0,95	0,17	20,88	1,26	0,49	1,67	0,12	17,77	2,12	1,62	—	—
То же из скв. 455	3	48,9	0,52	10,06	7,6	7,6	0,12	12,45	1,98	0,25	1,79	0,1	8,6	2,23	—	—	—
Слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты	26	45,1	0,55	8,65	2,29	3,87	0,58	16,65	2,54	0,20	2,13	0,22	14,14	0,12	0,56	0,44	0,13
Карбонат-циозит(клиноциозит)-кварцевые метасоматиты (Зап. участок)	7	60,11	0,35	14,62	3,50	3,23	0,12	6,18	1,90	1,04	2,63	0,15	2,90	0,48	—	—	—
Биотит-кварц-карбонатные метасоматиты	11	46,42	0,64	11,11	0,82	6,16	0,44	13,56	4,0	0,16	3,04	0,37	9,03	0,65	—	—	—
Мусковит-кварц-карбонатные метасоматиты	13	48,73	0,52	8,76	0,84	3,08	0,31	16,55	2,15	0,15	2,32	0,43	10,81	0,54	—	—	—
Углеродсодержащие кварц-карбонатные метасоматиты	3	31,61	0,24	6,57	2,31	0,95	0,14	26,98	2,17	0,26	1,52	0,16	22,98	0,98	0,61	—	—
То же, из скв. 455	3	38,3	0,08	2,13	1,61	1,61	0,17	27,61	2,84	0,06	0,39	0,09	23,51	0,61	—	1,27	3,3
Декарбонизированные кварц-карбонатные метасоматиты	2	42,5	0,25	4,94	3,89	3,89	0,54	23,26	1,28	0,12	1,07	1,17	19,01	1,03	—	—	5,95
<i>Первичные руды месторождения</i>																	
Забалансовые	48,5*	46,1	0,31	4,87	4,64	4,64	0,27	20,03	2,87	0,10	1,22	0,16	17,90	0,76	—	0,28	0,64
Бедные	307,4*	51,17	0,52	8,79	6,32	6,32	0,25	13,56	2,75	0,12	2,32	0,24	11,19	1,65	—	0,19	2,55
Рядовые	788,5*	49,2	0,46	7,83	5,84	5,84	0,32	15,67	2,53	0,12	1,99	0,21	—	1,54	—	0,27	5,0
Богатые	93,0*	47,2	0,40	7,09	6,08	6,08	0,43	17,06	2,38	0,12	1,40	0,17	14,3	1,60	—	0,66	16,5
<i>Кора выветривания</i>																	
По слабозолотоносным слюдисто-кварц-карбонатным метасоматитам	3	65,27	0,93	13,23	8,67	1,17	0,72	0,35	1,66	0,60	3,19	0,27	0,24	0,05	—	—	0,47
Руды коры выветривания, темп. геологическая проба Т-10	1	75,53	0,43	10,69	4,84	0,14	0,65	0,17	0,45	0,25	1,86	0,09	—	0,08	—	—	11,4

* — длина интервалов сплошного опробования, м.

Пр и м е ч а н и е : анализы выполнены в лабораториях Красноярского геологического управления и ЦНИГРИ, Москва

образовав сопряженно с разломами северо-восточного и субширотного простираний запрокинутые к северу гармоневидные суперпозиционные складки северо-восточного простирания. Более поздние тектонические деформации проявлены в виде пологого сквозного проникающего кливажа, ассоциированного со смятием и образованием лежащих складок с размахом крыльев до сотен метров, микроофрировкой тонких слоев и локальными надвигами. Тектоническое обособление блока рудного поля от окружающих структур несомненно оказало влияние на сосредоточение в его пределах рудной минерализации. Благодаря интенсивной дислоцированности и проницаемости слагающих его пород, блок служил рудолокализирующим участком разгрузки глубинных рудоносных флюидов. Подобные структуры мы относим к самостоятельным рудолокализирующим структурам — блокам особого развития [93].

Примечательной и важной в практическом отношении особенностью геологии района месторождения является широкое развитие площадных и линейных кор выветривания мелового возраста, в контурах рудного поля пространственно ассоциирующих с рудовмещающим горизонтом.

Геологическое строение месторождения. Олимпиадинское месторождение располагается в замке и прилегающих участках крыльев Медвежинской антиклинали, являющейся частью гармоневидной пликативной структуры, в ядре которой выходят породы нижней пачки кварц-слюдистых сланцев, а крылья сложены пестрыми по составу и неоднородными по физико-механическим свойствам, часто переслаиваемыми породами рудовмещающего горизонта (рис. 24, 25), подразделяющегося на две литологические пачки. Первая (нижняя) пачка слюдисто-кварц-карбонатных пород представлена мусковит-кварц-карбонатными, биотит-кварц-карбонатными, мусковит-биотит-кварц-карбонатными сланцами с варьирующими соотношениями основных породообразующих минералов. Мощность пачки составляет около 50 м. В состав второй (верхней) пачки углеродсодержащих пород входят изменчивые по составу углеродистые мусковит-кварц-карбонатные, слюдисто-карбонат-кварцевые и слюдисто-кварцевые иногда с гранатом, а также углеродистые хлоритоидные сланцы, в которых количество органического углерода колеблется в пределах от 0,1 до 2,5–3 %. Среди сланцев, особенно в западной части месторождения, постоянно отмечаются тонкие прослои и линзы полосчатых мраморизованных и доломитизированных известняков; мощность пачки достигает 250 м.

Основная шликативная структура месторождения, рудовмещающая Медвежинская антиклиналь имеет восток-северо-восточное простирание с крутым (50–80°) погружением шарнира в восточном направлении. Ее юго-восточное крыло характеризуется относительно устойчивым юго-восточным падением под углами 35–60°. Северное же крыло, имея субширотное простирание, построено значительно сложнее за счет наложения поздней кливажной складчатости: на западном фланге месторождения это крыло постоянно меняет направление падения с северного на южное вследствие развития здесь пологих лежащих складок, погружающихся к востоку (рис. 26) под углами 15–20°. Размах их крыльев составляет десятки метров. В восточной части месторождения амплитуда размаха наложенных складок возрастает до сотен метров, скорее всего в связи с увеличением мощности компетентных, обогащенных карбонатом слоев. В области замыкания Медвежинской антиклинали ее северное крыло от поверхности до глубин 500–600 м круто, под углами 60–85° погружается в северном направлении, а на более глубоких горизонтах опрокидывается, меняя направление падения на южное (см. рис. 26). Образование наложенных лежащих складок генетически и во времени тесно сопряжено с проявлением пологого (15–30°) кливажа, фиксирующего завершение этапа пластических деформаций на территории рудного поля.

Важную роль в структуре месторождения играют разрывные нарушения. Большинство их занимает осепродольное (по отношению к гармоневидным складкам) положение, с крутыми 60–85° углами падения плоскостей как к северу, так и к югу, и в ряде случаев приурочиваясь к контактам разнородных по литологическим и физико-механическим свойствам толщ. Являясь преимущественно дорудными структурами, заложившимися в своей основе в процессе формирования гармоневидных складок, осепродольные разломы впоследствии на значительных интервалах были залечены рудоносными метасоматитами. На отдельных участках они сопровождаются брекчированием, повышенной трещиноватостью, фиксируя внутрирудные и пострудные подновления. К числу подобных долгоживущих разрывных структур на месторождении относятся прежде всего такие разломы, как Северный, Граничный и Главный, которые оказывают отчетливое влияние на размещение оруденения. Вертикальная и горизонтальная

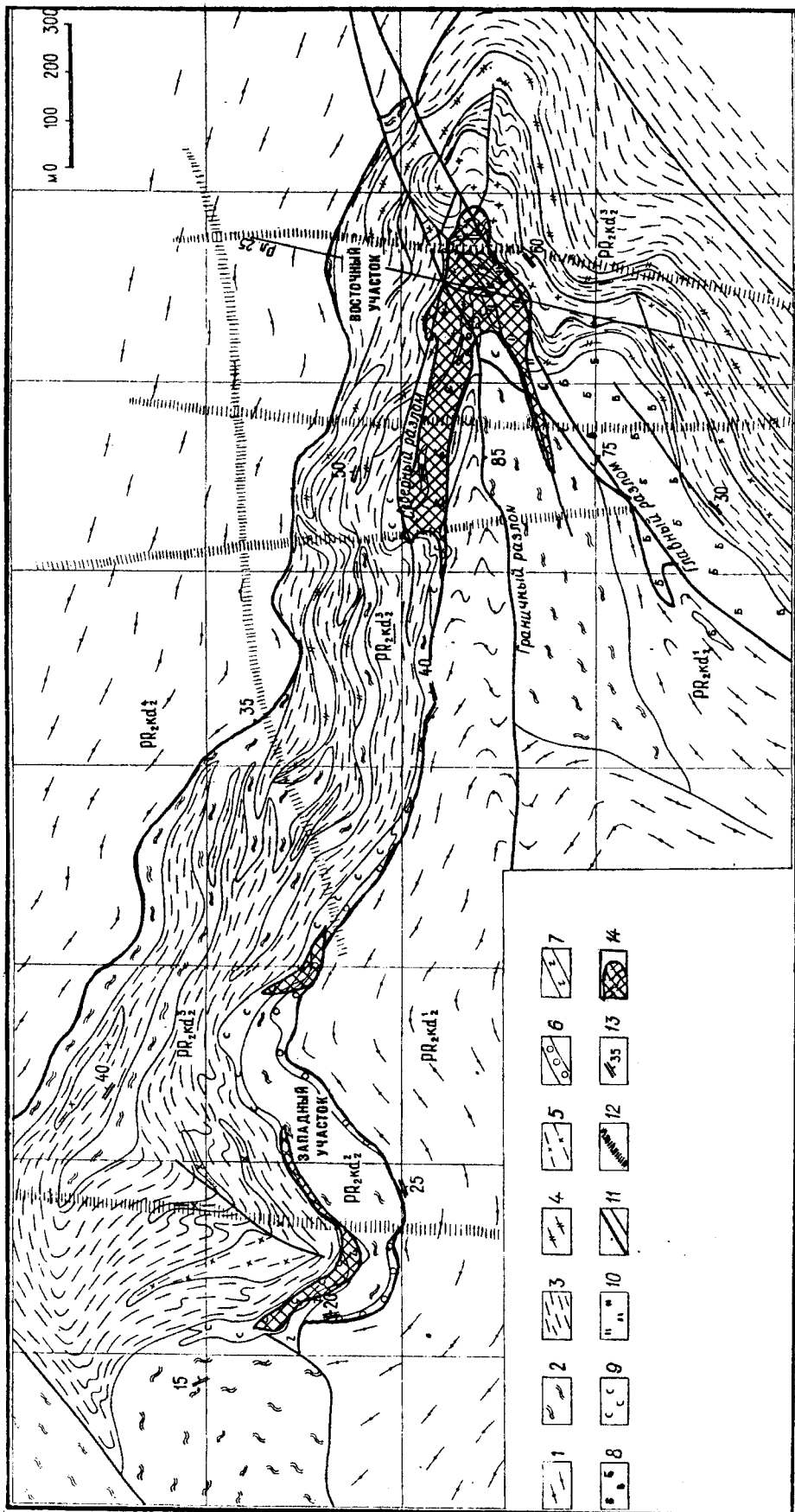


Рис. 24. Геологическая карта Олимпиадинского месторождения (составлена при участии В. И. Ардеевой, 1991):

осадочно-метаморфические и ассоциированные с ними метасоматически измененные породы кординской свиты: 1 — толща кварц-сплюснутых сланцев PR₂ K d₃, K d₃, рудомещающий горизонт PR₂ K d₃; 2 — карбонат-биотит-мусковит-кварцевые сланцы; 3 — углеродистые слюдисто-кварцевые сланцы; 4 — углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы; 5 — углеродистые хлоритовидные сланцы; метасоматические измененные породы: 6 — гранат-пироксен-амфибол-эпидотовые (скарноиды), 7 — карбонат-циолит (клиноциолит)-кварцевые, 8 — биотит-кварц-карбонатные, 9 — мусковит-кварц-карбонатные, 10 — углеродосодержащие кварц-карбонатные; 11 — разрывные нарушения; 12 — зоны трещиноватости, выделяемые по геофизическим данным; 13 — элементы залегания данным; 14 — рудные тела.

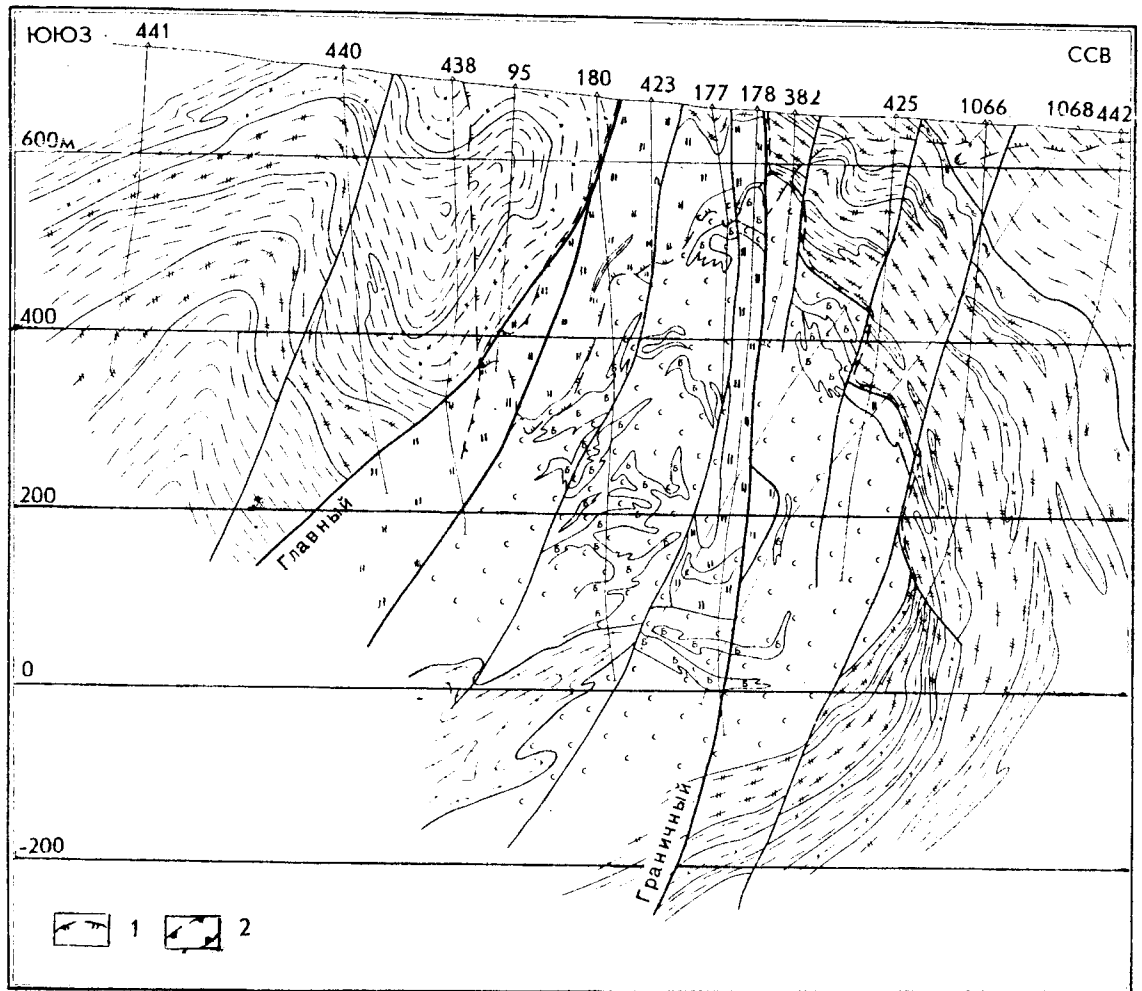


Рис. 25. Разрез через центральную часть Олимпиадинского месторождения. Разведочная линия 25 (составлен при участии В.И. Арефьевой, 1991):

1 — граница коры выветривания; 2 — контур золоторудного тела; остальные условные обозн. на рис. 24.

амплитуды смещения по осепродольным разломам достигают, по-видимому, сотен метров. Помимо осепродольных на месторождении распространены также выявленные геофизическими методами поперечные нарушения, роль которых недостаточно изучена, хотя в ряде случаев устанавливается определенное воздействие их на морфологию и глубину распространения коры выветривания.

Гидротермальные изменения пород. Значительные объемы пород, участвующих в строении месторождения, в той или иной мере подвергнуты гидротермально-метасоматическим изменениям. Наиболее интенсивно изменены карбонатсодержащие породы, относящиеся к обеим литологическим пачкам рудовмещающего горизонта, распространяющиеся вдоль границ контрастных по составу литологических разностей пород, в зонах осепродольных разломов, в замках складок. Влияние литолого-структурных факторов определило преобладание субпластовых и седловидных морфологических типов залежей метасоматитов. Минеральные парагенезисы измененных пород обнаруживают зависимость от исходного состава замещаемого субстрата и положения в пространстве. Метасоматиты подразделяются на три возрастные группы. К первой, ранней группе принадлежат относительно высокотемпературные грейзеновые, кварц-турмалиновые, скарноидные, кварц-полевошпат-клиноцоизит-биотитовые метасо-

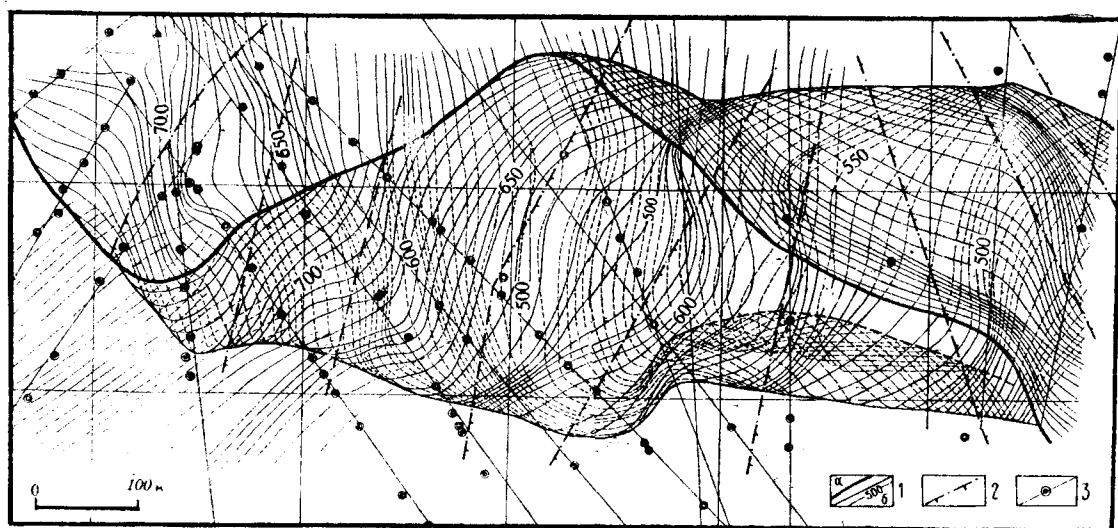


Рис. 26. Горизонтальная проекция рудоконтролирующей поверхности контакта двух литологических пачек рудовмещающего горизонта на западном участке Олимпиадинского месторождения (составлена при участии Д. А. Дорофеева, 1989):

1 — изолинии плоскости контакта двух литопачек (а — выходящей на поверхность, б — проектируемой на горизонтальную плоскость; 2 — направление склонения лежащих складок; 3 — разведочные линии и скважины

матиты, сосредоточенные главным образом на западном фланге месторождения и обнаруживающие признаки зональной связи с расположенной на северо-западной периферии рудного поля Тырадинской интрузией гранитоидов. Как правило, эти метасоматиты безрудны, и лишь на контакте с более поздними рудоносными метасоматитами в них отмечается слабая золотоносность.

Ко второй группе относятся метасоматиты березитоидного типа, пространственно и во времени тесно связанные с золоторудной минерализацией. Идентифицируемые визуально благодаря осветлению и некоторому увеличению крупности зерен, утрате сланцеватых и кливажных текстур при перекристаллизации исходных пород, метасоматические преобразования заключаются в замещении биотита, магнезиально-железистого хлорита и полевых шпатов светлыми слюдами — мусковитом и серицитом, рутилизации ильменита, возрастании содержания кварца и карбоната. От исходных пород в метасоматитах обычно сохраняется вкрапленность или прожилковые скопления зерен пирротина.

В результате умеренного и интенсивного проявления указанных гидротермальных изменений рудовмещающие слюдисто-кварц-карбонатные породы нижней пачки рудовмещающего горизонта в пределах рудоносных участков в значительной мере преобразованы в метасоматиты, среди которых в зависимости от состава замещаемых пород и интенсивности метасоматоза выделяются биотит-кварц-карбонатные (с реликтовым биотитом), мусковит(серицит)-кварц-карбонатные и переходные между ними разновидности, образующие сложные по морфологии контуры (см. рис. 25). При этом преобладание светлоцветных, существенно мусковитовых (серицитовых) разновидностей, отражающих наибольшую интенсивность гидротермальных изменений, отмечается преимущественно в северном крыле Медвежинской антиклинали, а биотитовых — на южном. На западном фланге месторождения помимо этих разновидностей в замках лежащих складок получили распространение также карбонатсодержащие цоизит(клиноцоизит)-кварцевые метасоматиты. Березитоидными изменениями охвачены также мусковит-кварц-карбонатные углеродистые сланцы, залегающие в низах верхней пачки рудовмещающего горизонта. Изменения сопровождаются частичным, а иногда почти полным выносом углеродистого вещества (декарбонизация) с образованием тонкозернистых светло-серых метасоматитов существенно кварц-карбонатного состава с примесью бесцветного хлорита и серицита. Химический состав метасоматитов приведен в табл. 4.

Наиболее поздние метасоматиты третьей группы проявлены в виде гнездовидного окварцевания и слабой серицитизации существенно карбонатных пород (джаспероидизация) и в

отличие от двух других распространены локально в участках развития позднерудной сурьмяной минерализации.

Особенности локализации оруденения и морфология рудных тел. Промышленные золотые руды месторождения (как и рудного поля в целом) образуют подчиненные складкам стратифицированные залежи, приуроченные к метасоматитам, развитым среди пород рудовмещающего горизонта. Геологические границы распространения золоторудной минерализации определяются контурами развития мусковит-кварц-карбонатных и кварц-карбонатных метасоматитов, а сурьмяной минерализации — преимущественно последних. Границы промышленных руд и отдельных их сортов определяется на основе опробования (рис. 27). Золоторудные залежи приурочены главным образом к замковым частям складчатых структур разного возраста и имеют седловидную форму с максимальной мощностью в области замыкания и с постепенным выклиниванием на крыльях. Основное рудное тело, в котором сосредоточено около 90 % запасов золотых руд, расположено в восточной части месторождения, в замке Медвежинской антиклинали и согласно с ним круто под углами 60–80° погружается к востоку. Общая протяженность рудного тела на поверхности в северном крыле складки составляет около 800 м, в южном — 600 м, мощность тела в замке складки достигает 400 м. Рудное тело прослежено скважинами на глубину 600–700 м, нижняя граница его не установлена.

Золотое оруденение Западного участка месторождения приурочено к единой стратиформной залежи складкообразной формы, наследующей морфологию распространенных здесь лежащих складок (см. рис. 26). Наибольшая мощность залежей, оцениваемая в первые десятки метров, отмечается в замках складок и убывает вплоть до почти полного выклинивания на крыльях. В зависимости от принимаемых кондиций залежь может рассматриваться как единое рудное тело или же в ее пределах могут быть выделены два или три самостоятельных фрагмента.

Сурьмяные рудные тела, локализованные преимущественно в углеродсодержащих метасоматитах кварц-карбонатного состава, образуют стратиформные залежи в контурах золоторудных тел и лишь в крайней восточной части месторождения выходят за их пределы. Пространственное совмещение обуславливает появление комплексного золото-сульфидно-сурьмяного типа руд (рис. 27, Б).

Промышленная вольфрамоносность проявлена практически целиком среди окисленных руд коры выветривания в апикальной части седловидной залежи Восточного участка месторождения (рис. 27, В).

Состав первичных руд, рудообразующие минеральные комплексы. Первичные руды представляют собой метасоматически измененные породы, неравномерно минерализованные сульфидами, среднее содержание которых составляет 2–5 %. Преобладающие текстуры руд вкрапленные и вкрапленно-полосчатые, слабо проявлены текстуры прожилковые, брекчиевые и пересечения; структуры руд в основном тонкозернистые (метакристаллические).

Химический состав первичных руд приводится в табл. 4. Отмечаются в большинстве случаев низкие содержания органического углерода, составляющие обычно первые десятые доли процента. Ведущим ценным компонентом первичных руд является золото; со средними содержаниями 4–5 г/т при весьма низких (в среднем около 1 г/т) содержаниях серебра. Промышленное значение имеет сурьма, по запасам которой Олимпиадинское месторождение может быть отнесено к весьма крупным объектам: в контурах развития золотого оруденения вычлениваются самостоятельные тела с содержанием сурьмы 0,6–2 % (см. рис. 27, Б).

Распределение золота в рудных телах относительно равномерное: коэффициент вариации содержаний его в первичных сульфидных рудах составляет около 100 %; коэффициент вариации распределения сурьмы — 273 %.

Минеральный состав руд (табл. 5) определяется прежде всего составом измененных вмещающих пород, а также рудных минералов, образующих прожилково-вкрапленные скопления. Породная матрица вкрапленных руд сложена карбонатами (ср. 33–40 %), преимущественно железистым кальцитом и реже доломитом, кварцем (ср. 31–33 %) и слюдами (ср. 13–18 %) (серицитом, мусковитом, биотитом). В качестве наиболее распространенной примеси постоянно встречаются хлориты, часто присутствует углеродистое вещество (керит), а в рудах Западного участка широко распространены также цоизит и клиноцоизит. По составу рудной минерализации преобладают пирротин-арсенипиритовые руды, обычно с незначительной приме-

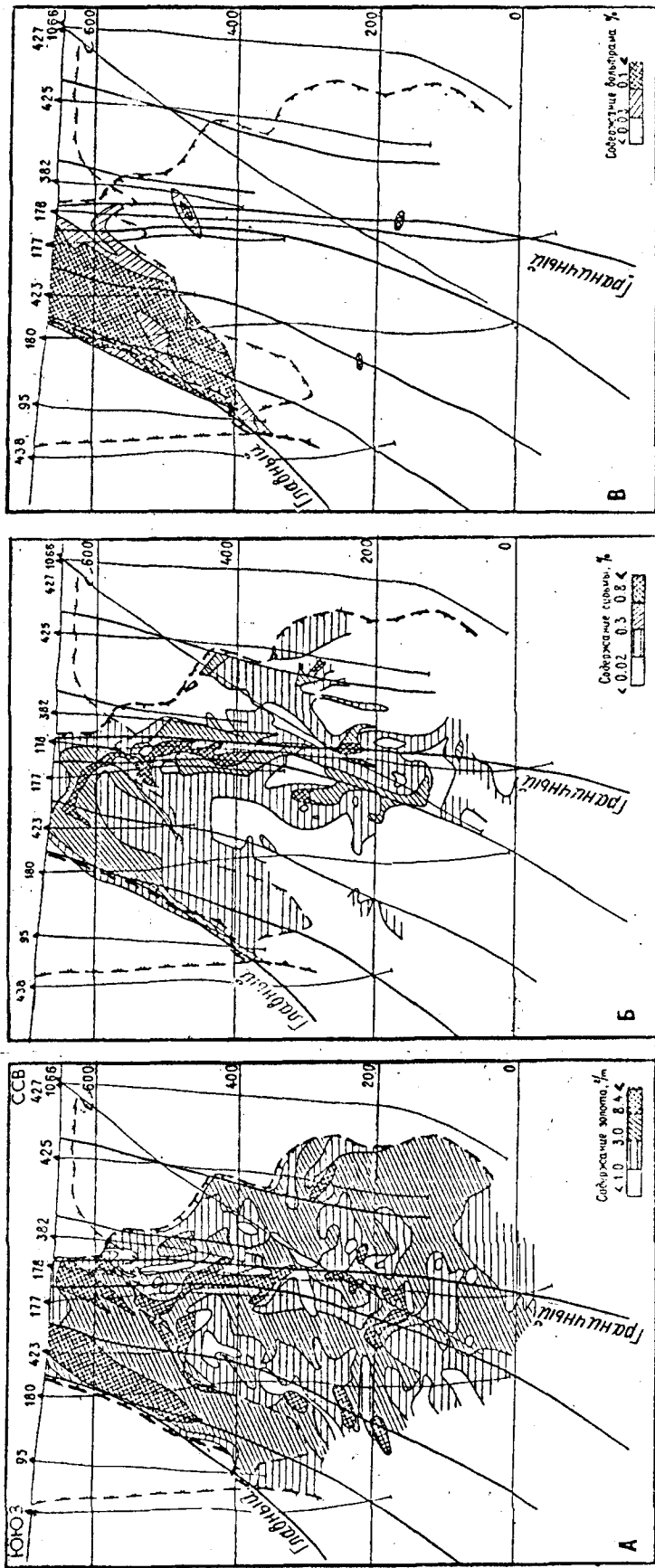


Рис. 27. Распределение золота (А), сурьмы (Б) и вольфрама (В) в основном рудном теле (разрез через центральную часть месторождения)

5. Минеральный состав первичных вкрапленных сульфидных руд Олимпиадинского месторождения

Распространенность	Минералы	
	рудные	нерудные
Основные	Пирротин, арсенопирит	Кальцит, кварц, мусковит, серицит
Второстепенные	Пирит, антимонит, бертьерит	Хлориты, цоизит, клиноцоизит
Примеси	Халькопирит, сфалерит, марказит, тетраэдрит, самородная сурьма, гудмундит, ульманит, джемсонит, буланжерит, халькостибит, самородное золото, аурустибит, галенит, шеселит, макинавит, валлеринт, пентландит, магнетит, ильменит, киноварь	Железистый доломит-анкерит, рутил, тремолит, плагноклаз, альбит, гранат, диопсид, актинолит, сфен, циркон, микроклин, флюорит, барит, углеродистое вещество

сью пирита; достаточно широко распространены также руды существенно сурьмяного (бертьерит-антимонитового) и смешанного типов.

Наиболее распространенные рудные минералы представлены пирротинном и арсенопиритом, количественные соотношения которых в рудах сильно и незакономерно варьируют. В рядовых и особенно бедных рудах пирротин заметно преобладает. Широко распространен он также и за пределами рудоносных участков, практически по всему маркирующему рудовмещающему горизонту с более интенсивным развитием в углеродсодержащих сланцах; в подстилающих и перекрывающих кварц-сланцевых сланцах пирротин образует очень бедную вкрапленность. Наряду с мелко- и тонковкрапленными выделениями пирротин нередко сегрегируется в полосы шириной от первых миллиметров до 7 см с более крупнозернистыми структурами минеральных агрегатов, а также образует сплошные грубозернистые скопления в краевых частях постоянно встречающихся линзовидных обособлений раннего, по-видимому, метаморфогенного крупнокристаллического кварца. Среднее содержание пирротина в рудах составляет 1,5–3 %. По данным магнитной порошкографии, пирротин представлен в большинстве случаев тесными срастаниями магнитной моноклинной и немагнитной гексагональной модификаций. В пирротинах безрудных участков, а также в пирротинах рудных интервалов Западного участка отмечается увеличение относительной роли немагнитной модификации, связанное, по-видимому, с существованием температурной зональности относительно тырадинского гранитоидного массива на северо-западной периферии рудного поля. Пирротин постоянно обрастается и замещается арсенопиритом, в котором часто сохраняются многочисленные реликтовые его микровключения.

Арсенопирит является основным золотосодержащим минералом, содержание его в рудах варьирует от первых десятых до 5 % (в среднем 0,5–0,7 %). Он образует преимущественно тонкую и мелкую вкрапленность метакристаллов, размером от тысячных до десятых долей миллиметров, значительно реже пирротина концентрируется в полоски. Среди морфологически разнообразных выделений арсенопирита можно выделить четыре основные разновидности: 1) тонкоигольчатую, 2) мелко- и среднекристаллическую изометричного, короткопризматического и удлиненно-призматического габитуса, 3) грубопризматическую (более 2,5 мм в поперечнике), 4) тонкокристаллическую агрегатную, образующую обычно псевдоморфозы по пирротину. За исключением третьей, грубопризматической разновидности, обнаруживающей определенную (но не постоянную) связь с жилками и прожилками раннего крупнокристаллического кварца, все остальные разновидности арсенопирита встречаются, как правило, совместно. Устанавливается связь повышенных содержаний золота с участками преимущественного развития наиболее тонкокристаллических, особенно тонкоигольчатых форм, которые в менее золотоносных участках сменяются более грубозернистыми образованиями второй разновидности. Эта закономерность является общей характерной особенностью золоторудной минерализации практически всех месторождений данного формационного типа. Сведения о содержаниях золота в основных разновидностях арсенопирита, а также в других наиболее распространенных рудных минералах приводятся в табл. 6.

6. Содержание золота в рудных минералах Олимпиадинского месторождения по данным атомно-абсорбционного и нейтронно-активационного анализов, г/т

Минерал	Восточный участок	Западный участок	В целом по месторождению
Арсенопирит тонкоигольчатый	$\frac{40,6-1843}{36}$ (353)	$\frac{103-507}{8}$ (254)	$\frac{40,6-1843}{44}$ (335)
Арсенопирит мелко- и среднекристаллический до грубозернистого	$\frac{1,8-148}{25}$ (31,2)	$\frac{4,3-13,5}{2}$ (13,6)	$\frac{1,8-148}{27}$ (29,6)
Пирротин	$\frac{0,03-69,8}{87}$ (9,4)	$\frac{0,12-28,7}{31}$ (7,8)	$\frac{0,3-69,8}{118}$ (9,0)
Пирит	$\frac{0,03-78}{52}$ (9,7)		
Антимонит (и бертьерит)	$\frac{0,2-200}{25}$ (1,6)		

Примечание: в числителе — колебания содержаний, в знаменателе — число проб, в скобках — средние содержания

Характерным для рудоносных участков является распространение поздней сурьмяной, бертьерит-антимонитовой минерализации, интенсивные проявления которой чаще всего отмечаются в малоуглеродистых метасоматитах существенно кварц-карбонатного состава. Антимонит и бертьерит образуют наряду с мелко- и тонковкрапленными выделениями согласные с полосчатостью пород и секущие ее прожилки, а также локальные штокверковые зоны. Эти минералы наблюдаются нередко в виде сплошных грубозернистых скоплений в контактовых частях кварцевых будин или в цементе кварцевой брекчии. В ряде случаев высокие содержания сурьмяной минерализации отмечаются в наиболее обогащенных золотом участках. Среднее содержание сурьмяных минералов в рудах составляет 0,3–0,4%. С антимонитом и бертьеритом ассоциируют примеси других минералов сурьмы: ульманита, гудмундита, самородной сурьмы, блеклой руды, ауростибита, халькостибита, джемсонита, а также пирротина поздней генерации. Основная часть сурьмяного оруденения сосредоточена на восточном фланге месторождения.

Среди других распространенных минералов руд следует отметить почти постоянно встречающийся в качестве примеси мышьяк содержащий пирит, присутствующий иногда в сопоставимых количествах с пирротинном и арсенопиритом.

Значительная часть золота месторождения тесно ассоциирована с сульфидами, где оно находится в тонкодисперсном субмикроскопическом состоянии, а возможно, и в виде твердого раствора. По данным технологических испытаний, доля тонкодисперсного золота, не извлекающегося при цианировании тонкоизмельченной руды, составляет от 30 до 48%. Количество относительно крупного золота, извлекаемого при амальгамации, варьирует от 8,6 до 27%, а тонкого, цианируемого золота в сростках главным образом в сульфидах составляет 22–37%. Небольшая часть весьма тонкого золота находится также в силикатной части руды. Специальные исследования наиболее золотоносного тонкоигольчатого арсенопирита (с содержанием золота в пробах от 190 до 1840 г/т) с использованием сканирующего электронного микроскопа JSM-35 GF (Jeol, Япония) с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализатора AN-10000 (LINK ANALYTICAL, Англия) не позволили обнаружить в нем субмикроскопические (менее 0,5 мкм) включения золота, которые были установлены нами ранее в арсенопирите ряда других месторождений данного формационного типа. В одной из последних публикаций по месторождению приводятся данные в пользу металлического состояния дисперсной части золота в арсенопирите, полученные с использованием метода мессбауровской спектроскопии [54].

Самородное золото ассоциировано обычно с сульфидами и обнаруживается под микроско-

пом в виде единичных и кучных выделений, размером от 1 до 10 мкм в поперечнике; макроскопически видимое золото устанавливается относительно редко. Наиболее часто выделения золота отмечаются в арсенопирите, в т.ч. на контакте с породой или с включениями пирротина. Характерны также парагенезисы золота с сурьмяными минералами: антимонитом, бертьеритом, гудмундитом, блеклой рудой, аурустибитом.

Самородное золото является в большинстве случаев (более 90 %) высокопробным и весьма высокопробным (910-997) с повышенным и высоким содержанием ртути (от 0,2 до 5,3 %). Наиболее высокие концентрации ртути (до 13 %) отмечаются в золоте сурьмяных парагенезисов, проба которого колеблется в более широких пределах. Наряду с доминирующим весьма высокопробным здесь встречается также сравнительно низкопробное (757-647) золото, в т.ч. с пятнистым и зональным изменением пробы в сторону ее уменьшения в краевых частях золотин.

Кроме самородного золота в рудах встречается аурустибит ($AuSb_2$), ассоциирующий с другими сурьмяными минералами. Этот довольно редкий минерал образует неправильные и субидiomорфные зерна, размером от первых сотых до нескольких десятых долей миллиметра, в т.ч. в сростании с самородным золотом, на котором он образует каймы. При окислении аурустибит разлагается с образованием тонкой смеси из эмульсионно-губчатого золота и оксидов сурьмы. Роль аурустибита в общем балансе золота в рудах, по-видимому, невелика.

В составе руд нами выделяются шесть последовательно образующихся минеральных комплексов, отвечающих стадиям рудообразования: 1 — дорудный, прожилково-вкрапленный халькопирит-пирротинный (с примесью сфалерита), проявленный в пределах рудного поля; 2 — карбонат-серицит(мусковит)-кварцевый предрудных светлоцветных изменений, охватывающий широкий площадной контур в пределах продуктивной части разреза в замках складок; 3 — ранний, основной продуктивный, вкрапленный золото-арсенопиритовый (с тонкодисперсным золотом), распространенный локально в контуре месторождения среди березитоидных метасоматитов; участки умеренного и интенсивного развития этого комплекса с содержанием арсенопирита соответственно более 0,3 % определяют основные границы оруденения; парагенетическая связь золота с ранней арсенопиритовой минерализацией хорошо подтверждается наличием значимой положительной корреляции в первичных рудах золота с мышьяком ($r=+0,623$); 4 — межпродуктивный, прожилковый хлорит-пирит-карбонатный, отмечающийся практически повсеместно, в т.ч. и за пределами рудных тел, при сравнительно слабой общей интенсивности развития в рудных зонах; 5 — поздний, непостоянно продуктивный, вкрапленно-прожилковый золото-сурьмяный (бертьерит-антимонитовый) с относительно более крупным (в т.ч. видимым) самородным золотом и аурустибитом, проявленный часто в контурах развития раннего продуктивного комплекса, но развитый значительно более локально; с участками интенсивного развития этого комплекса нередко связаны высокие содержания золота; с этим же комплексом предположительно ассоциирована основная часть шеелита; 6 — послерудный, прожилковый флюорит-карбонатный, отмечающийся практически повсеместно при общей слабой интенсивности развития. Предположительно к поздним комплексам относятся установленные И.Л.Комовым на западном фланге Восточного участка проявления кинноварной минерализации, не обнаруженной непосредственно в рудных телах месторождения [61].

Наряду с указанными минеральными комплексами на месторождении постоянно отмечаются наиболее ранние минеральные новообразования, представленные главным образом будинированными маломощными жилами и прожилками крупнокристаллического метаморфогенного кварца с карбонатом, сопровождающимися околоконтakтовыми оторочками перекристаллизации вмещающих пород.

Возраст оруденения. На месторождении выполнено определение абсолютного возраста 5 образцов крупночешуйчатого мусковита из оторочек дорудного метаморфогенно-сегрегационного жильного кварца из пород рудовмещающего горизонта и подстилающих кварц-слюдистых сланцев. Исследования, выполненные К-Аг методом в лаборатории СВКНИИ (А.П.Милов), показали значения 880, 890, 860, 877 и 842 млн.лет (два первых образца принадлежали нам, остальные — В.А.Поперекову). Среднее значение из этих определений 870 ± 35 млн. лет близко к абсолютному возрасту гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса (850 ± 50 млн. лет) и возрасту регионального метаморфизма.

Для датирования рудоносных минеральных комплексов использовался изохронный рубидий-стронциевый метод (лаборатория ИМГРЭ, аналитик Ю.А.Костицын). Изотопный состав

стронция и концентрации стронция и рубидия определялись в различных плотностных фракциях серицит(мусковит)-кварц-карбонатных метасоматитов, тесно ассоциированных с ранней продуктивной золото-арсенопиритовой минерализацией, и в кварц-серицитовых метасоматитах позднего продуктивного, бертьерит-антимонитового минерального комплекса. Полученные изохроны 794 ± 15 млн.лет для ранних метасоматитов и 615 ± 15 млн.лет для поздних (рис. 28) отвечают зрелому орогену и его завершающей стадии для Енисейской складчатой области. Устанавливается огромный временной перерыв (179 млн.лет) между главными стадиями рудообразования. Достоверность полученных данных, помимо внутренних контрольных анализов, подтверждается также и близкими результатами определения абсолютного возраста гидрослюдя, связанной с антимонитовой минерализацией другого золото-сульфидного Удережского месторождения (609 млн.лет), расположенного в соседнем Южно-Енисейском районе [44].

Окисленные руды кор выветривания. Золотоносные линейные коры выветривания мел-палеогенового возраста приурочены к дислоцированным зонам контактов рудоносных терригенных и терригенно-карбонатных толщ месторождения. Наибольшего развития они достигают на его восточном фланге, проникая вдоль зоны Главного разлома на глубину 360–400 м (см. рис. 25, 29). Корообразование характеризуется гидрослюдисто-каолинитовым профилем выветривания с преимущественным распространением зон дезинтеграции и начальных глинистых (гидрослюдистых) изменений, сопровождающихся выносом легкорастворимых карбонатов и снижением в этой связи объемной массы пород в 1,5 раза.

Окисленные руды представляют собой глинисто-алевритовые, с редкими (3–12 %) менее выветрелыми обломками, пестроцветные буро-коричневые, желто-коричневые, малиново-красные и голубовато-серые пористые рыхлые образования, почти всегда сохраняющие текстурный рисунок исходных пород. Нижняя граница кор выветривания в большинстве случаев резкая. Иногда отмечается переходная зона мощностью в первые метры.

Химический состав окисленных руд приводится в табл. 4. Содержание золота в них в среднем в 1,5–2 раза превышает концентрацию в первичных рудах, что обусловлено не только выщелачиванием легко растворимых минералов и снижением объемного веса, но и первичным гипогенным обогащением верхних горизонтов рудных тел.

Минеральный состав окисленных руд [107] характеризуется преобладанием кварца (65–80 %) и гидратированных калиевых слюд (14–35 %); количество глинистых минералов (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит) в среднем не превышает 6 %. Рудные минералы составляют в среднем 5% и представлены простыми и сложными оксидами и гидроксидами железа, марганца и сурьмы, встречаются вольфраматы и фосфаты. Эти минералы наблюдаются как в дисперсной форме, так и в виде обломочных псевдоморфных и натечных образований.

Золото в окисленных рудах в отличие от первичных — свободное, легко извлекаемое. Основная часть его (88%) сосредоточена в классе $-0,04$ мм, где преобладают частицы, размером 1–10 мкм, а более крупные выделения, размером 250–500 мкм, и единичные частицы 1–1,5 мм составляют 6–12 %; 74 % частиц имеют пробу 970–1000, 25 % — 920–970, 1 % — от 650 до 860. Характерно наличие в золоте примеси ртути (до 9,5 %).

Выделяются два типа золота: остаточное (первичное) и вторичное (новообразованное). Остаточное золото, составляющее, по-видимому, меньшую часть, сохраняет сходство с золотом первичных руд, со следами механической деформации и частичного гипергенного преобразования. Для него характерно неоднородное распределение ртути и серебра, вариации пробы от 800 до 1000.

Вторичное золото характеризуется постоянно высокой пробой (981–1000) и отсутствием примеси ртути. По размерам его частицы не превышают 0,1–0,15 мм, концентрируясь в классе 0,01–0,001 мм, и образуют тонкогубчатые, пленочные, сгустковидные выделения пористой, агрегатной, колломорфной текстуры в ассоциации с гипергенными и глинистыми минералами. С оксидами сурьмы золото образует тончайшие (менее 0,1 мкм) субграфические, колломорфные сростания, свидетельствующие об образовании его в результате разложения аурустибита, распространение которого на верхних горизонтах рудных тел, по-видимому, более широкое.

В окисленных рудах Восточного участка месторождения отмечаются повышенные концентрации вольфрамовой минерализации, слабо проявленной среди первичных руд. Распределение вольфрама неравномерное — коэффициент вариации 586. Основная масса вольфрама концентрируется в классе менее 0,044 мм и связана как с собственными минералами вольфрама, представленными тонкодисперсными шеелитом и гидротунгститом, тесно ассоциированными

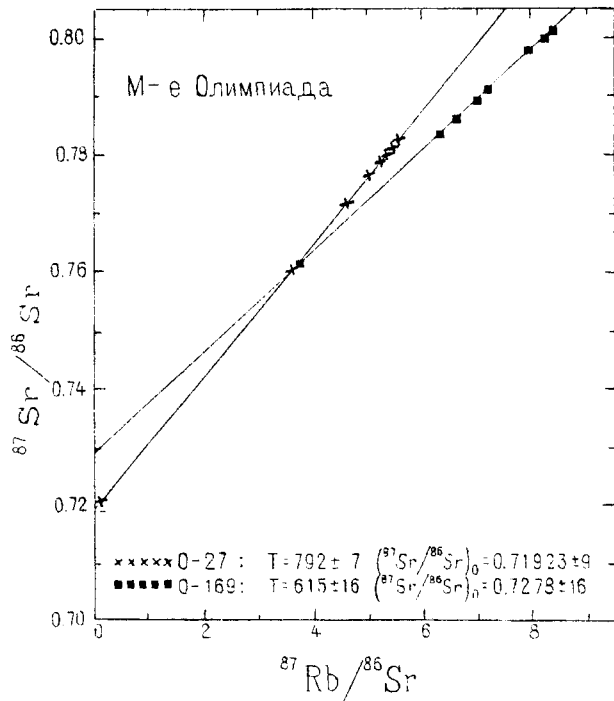


Рис. 28. Изохронная диаграмма для плотностных фракций образцов: 0-275 (метасоматит слюисто-кварц-карбонатного состава, сопровождающий ранний, золото-сульфидный минеральный комплекс) и 0-169 (метасоматит кварц-серицитового состава, сопровождающий поздний, кварц-антимонитовый минеральный комплекс)

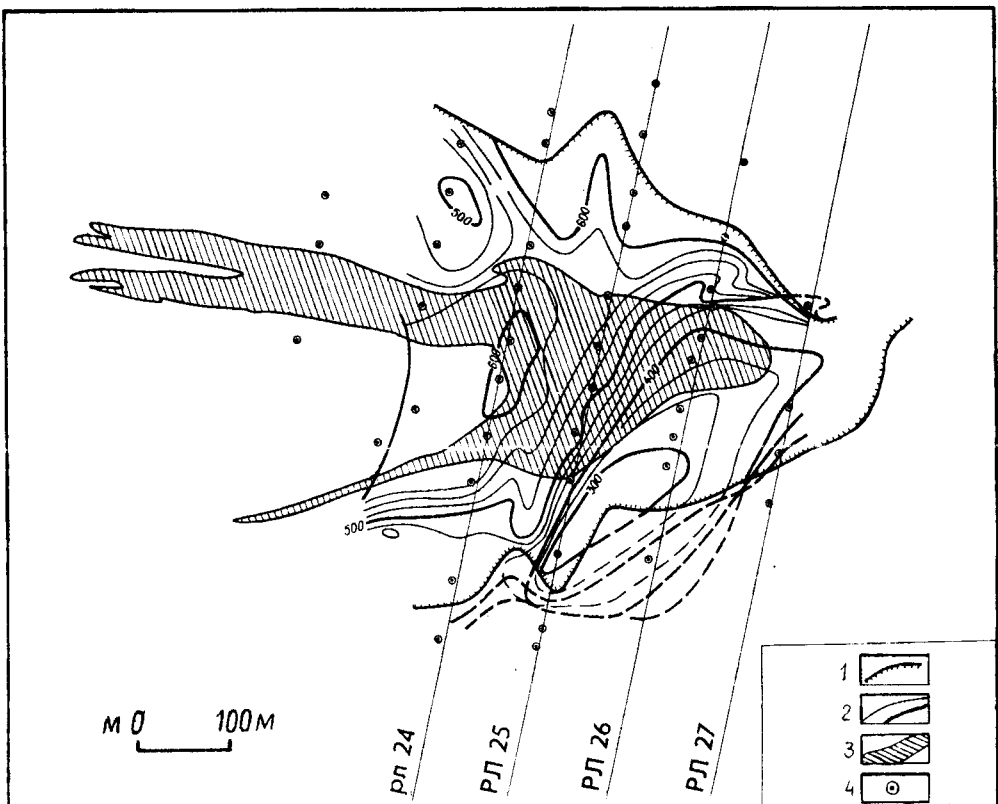


Рис. 29. Морфология коры выветривания на Восточном участке Олимпиадинского месторождения:

1 — границы линейных кор выветривания на поверхности; 2 — изогипсы подошвы коры выветривания; 3 — контуры золоторудного тела на поверхности; 4 — разведочные скважины

со слюдами и пленками оксидов железа и марганца; так и в основном рассеянной его формой в оксидах сурьмы, марганца и железа. Характер взаимосвязи вольфрама и сурьмы позволяет говорить об их изоморфизме. Среди окисленных золотоносных руд в зоне Главного разлома выделено рудное тело (мелкого — среднего промышленного масштаба) с концентрацией вольфрама 0,16 % (см. рис. 27, В). Указанные формы нахождения вольфрама определяют сложность его извлечения.

Условия рудообразования. По данным А.В.Волкова, изучавшим разновозрастные газожидкие включения в дорудном кварце, температуры рудообразования составляли 270–150° С при температурах отложения ранней золотоносной сульфидной минерализации не ниже 230–210° С. На заключительной, сурьмяной стадии формирования руд давление растворов не превышало 6 МПа, а соленость достигала 20–40 % (масс.) эквивалента NaCl. Формирование дорудных, метаморфогенных кварцевых жил, оценивается им по первичным включениям в 450–300° С. В.Н.Прокофьевым с соавторами (1993), исследовавшими газожидкие включения в жильном и прожилковом кварце из рудных зон и за их пределами, установлено, что образование кварца в рудных зонах происходило в диапазоне 450–280° С при давлении растворов (1,2–0,7)10² МПа. Водно-солевая фаза вторичных включений в этом кварце имела хлоридный магниезиально-кальциевый состав с соленостью от 1,9 до 28,7 % (масс.) эквивалента NaCl. В составе газовой фазы включений кварца из рудных зон отмечается присутствие азота, высокие концентрации которого (80–25 мол. %) выявлены и во включениях шеелита. Появление азота связывается с действием глубинного источника рудообразующих флюидов.

Геохимические особенности оруденения. Золото-сульфидное оруденение характеризуется высококонтрастными ореолами рассеяния золота, мышьяка, сурьмы, вольфрама и фтора, перечисленных в порядке уменьшения их коэффициентов концентрации. Наиболее широкие ореолы образует золото. Весьма эффективными представляются биогеохимические методы выявления и оконтуривания месторождений и рудных тел (рис. 30). Для определения уровня эрозионного среза рудных тел Н.П.Варгунина [17] рекомендует использовать коэффициент

зональности $K_3 = \frac{Pb \cdot Zn \cdot Ba}{Co \cdot Ni \cdot Mo}$, значения которого максимальны во фронтальной части рудного тела и убывают по его склонению. При поисках рудных полей и месторождений с оруденением данного типа ему предлагается использовать мультипликативный показатель $Au \cdot As \cdot Sb \cdot W$, значения которого выше 10 позволяют оконтурить месторождение. Для оконтуривания рудных тел могут быть использованы коэффициенты интенсивности: $K_{и} = \frac{Au \cdot As \cdot Sb}{Co \cdot Ni \cdot Mo}$ и

$K_{и} = \frac{Au \cdot As \cdot Sb}{Ti \cdot V \cdot Mo}$, представляющие собой отношения произведений элементов продуктивной, собственно рудной части и подрудной зоны.

Выводы. Олимпиадинское месторождение выбрано в качестве характерного объекта, чрезвычайно разнообразного по геолого-минералогическим особенностям комплексного золото-сульфидно-сурьмяного (ртутно-вольфрам-сурьмяного) промышленного типа золото-сульфидной формации вследствие объединения и сочетания в нем следующих особенностей.

1. Весьма крупные масштабы оруденения.
2. Месторождение является одним из наиболее древних в ряду формационных аналогов, характеризуясь рифейским возрастом оруденения.
3. Терригенно-карбонатный состав рудовмещающих толщ, определивший стратиформность руд и ряд других существенных особенностей локализации оруденения и морфоструктуры рудных тел, не свойственных месторождениям, залегающим среди терригенных комплексов.
4. Присутствие в рудах помимо золота промышленных концентраций сурьмы с весьма крупными запасами и вольфрама; отмечается кроме того локальное проявление жильной ртутной минерализации.

5. Развитие имеющих самостоятельное промышленное значение рудоносных кор выветривания, в пределах которых технологически упорные сульфидные руды преобразованы в легкообогатимые с заметным повышением в них исходных концентраций золота.

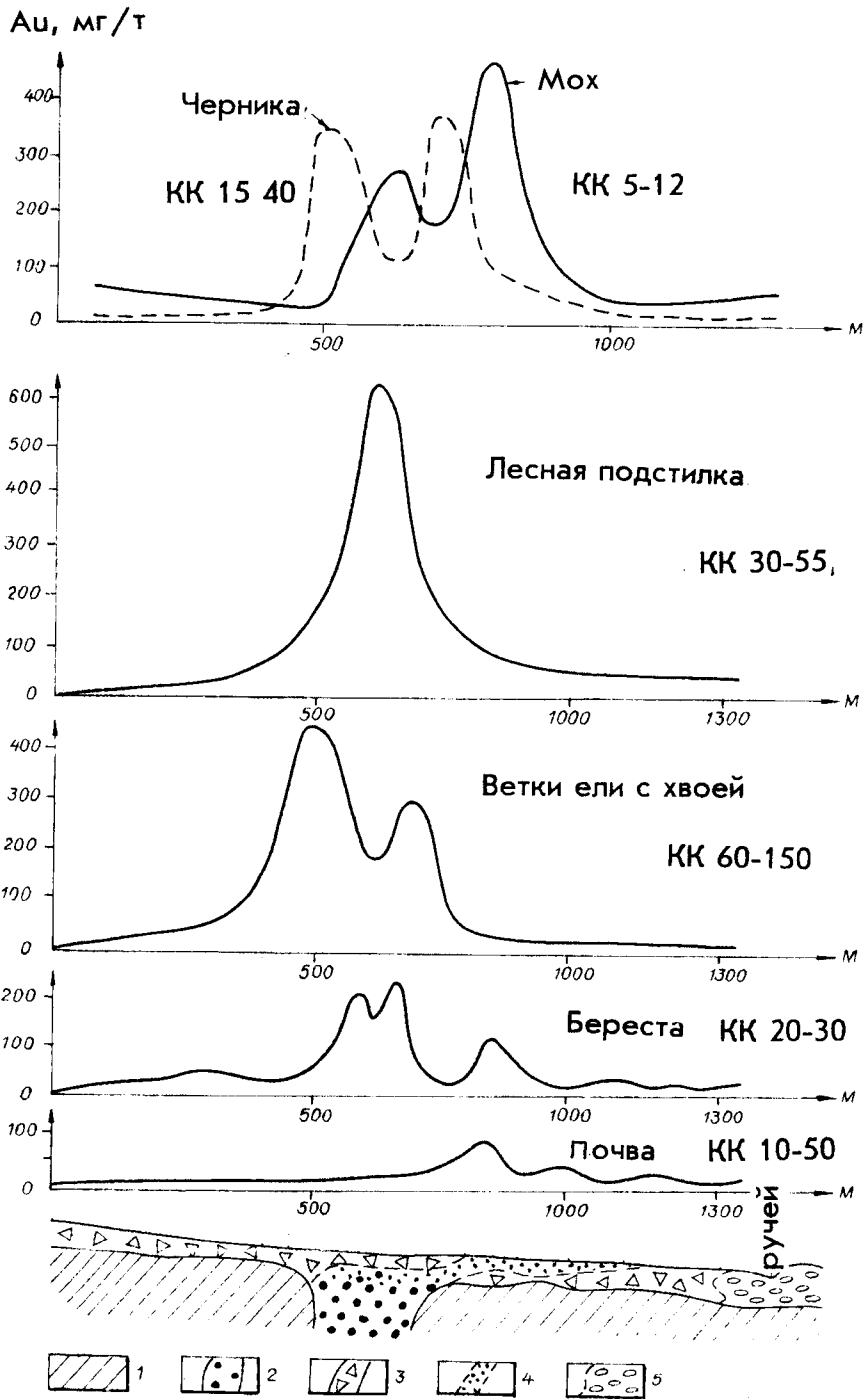


Рис. 30. Биогеохимический профиль через Олимпиадинское месторождение (по В.А. Загоскину и Б.С. Зеликману):

1 — коренные породы; 2 — золотоносная кора выветривания; 3 — делювиальные отложения; 4 — дезинтегрированная и пересотложенная кора выветривания; 5 — аллювиальные отложения; КК — коэффициент концентрации (отношение содержаний в пробах к фоновым содержаниям)

Месторождение находится в Чаунском районе Чукотского национального округа, в 150 км к юго-востоку от районного центра г.Певека — крупного морского порта заполярного Севера, с которым месторождение связано сезонной грунтовой автомобильной дорогой. Окружающая территория представляет собой мелкогорную арктическую тундру в верховьях р. Кевеем. Месторождение выявлено в 1972 г. при переоценке известного рудопоявления сурьмы. Его разведка осуществлялась до 1982 г. двумя горизонтами подземных выработок, пройденными через 100 м, и профилями скважин до глубин 600–650 м. По разведанным запасам месторождение относится к крупным объектам. Кроме золота промышленный интерес представляет сурьма и, возможно, вольфрам.

Месторождение изучали С.А.Григоров, А.А.Сидоров, А.Г.Процкий, И.С.Розенблюм, Б.С.Андреев, Н.В.Ичетовкин, В.М.Ольшевский, Н.И.Кривицкая, Г.Я.Абрамсон и другие исследователи. Наряду с их данными при описании месторождения авторы широко использовали материалы собственных многолетних работ.

Позиция месторождения в региональных структурах. Месторождение расположено в центральной части Чукотской системы мезозойд, отличающейся в сравнении с другими системами Верхояно-Чукотской складчатой области относительно небольшой мощностью пород мезозойского геосинклинального комплекса. Отложения района относятся к двум структурным этажам. Нижний терригенный флишеидный представлен толщами средне-верхнетриасового возраста, слагающими юго-западное крыло Паляваамского синклиория. Верхний структурный этаж представлен верхнемеловыми вулканогенными образованиями существенно кислого состава, ближайшие выходы которых распространены в 5–10 км к юго-востоку от месторождения. Эти выходы представляют собой останцы эродированных вулканических покровов, генетически связанных с простирающимся в десятках километров южнее Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП), в перивулканической зоне которого размещен ряд золоторудных и редкометалльных месторождений, в том числе и Майское, а также большое число рудопоявлений (рис. 31) [114, 91].

Майское месторождение располагается на периферии магматогенной купольной структуры, в осевой части которой обнажается вытянутый в северо-восточном направлении, поперек геосинклинальных структур, Кукнейский массив орогенных гранитоидов. Геофизическими методами устанавливается более широкое развитие интрузивных пород на глубине, где они образуют обширные поля плоских пластообразных тел. Исследованиями С.А.Григорова, А.А.Сидорова, Н.В.Ичетовкина, а также авторов настоящей работы установлено, что первостепенную роль в структуре территории и размещении оруденения играют разломы и особенно узлы их пересечения. К числу наиболее ранних относятся разломы продольного северо-западного направления, которые рассматриваются как соскладчатые. Они широко распространены на территории Центральной Чукотки и прослеживаются по простираению на многие десятки и даже сотни километров. К ним относится Этчикунь-Рымырканский разлом, проходящий в непосредственной близости от месторождения. Разломы северо-восточного направления, параллельного простираению Охотско-Чукотского пояса, судя по гравиметрическим данным, глубоко проникают в земную кору, рассекая предполагаемые глубинные плитообразные тела гранитоидов и ограничивают, в частности, Кукнейское куполовидное магматогенное поднятие. В связи с формированием ОЧВП произошла активизация ранних складчатых структур и развитие новых, главным образом поперечных и диагональных разломов, по которым происходили ступенчатые смещения фундамента, с образованием блоков разных порядков. Влиянием последних объясняется характерная для данного района малая протяженность широких роев даек. Блочные структуры определяют и положение золотого оруденения.

Геологическое строение месторождения. Месторождение приурочено к узлу пересечений крупных разломов северо-западного, а также северо-восточного субширотного и субмеридионального направлений (см. рис. 31). Многоэтапные дислокации в этом узле привели к образованию сложной блоковой структуры, с клиновидным горстообразным выступом в центре ее, к которому приурочены основные рудные тела месторождения (рис. 32).

В основании разреза, слагая центральную, наиболее приподнятую часть горстообразного выступа, залегают толщи углеродсодержащих пород, условно относимые к кевеемской свите среднетриасового возраста общей мощностью около 500–600 м. Нижняя часть свиты сложена переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями

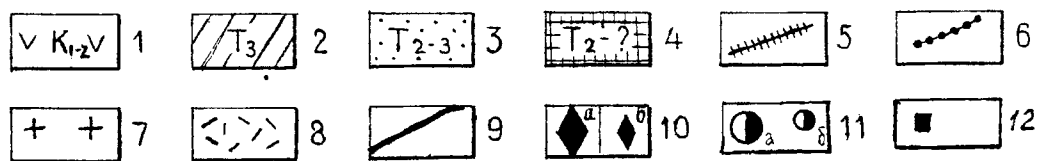
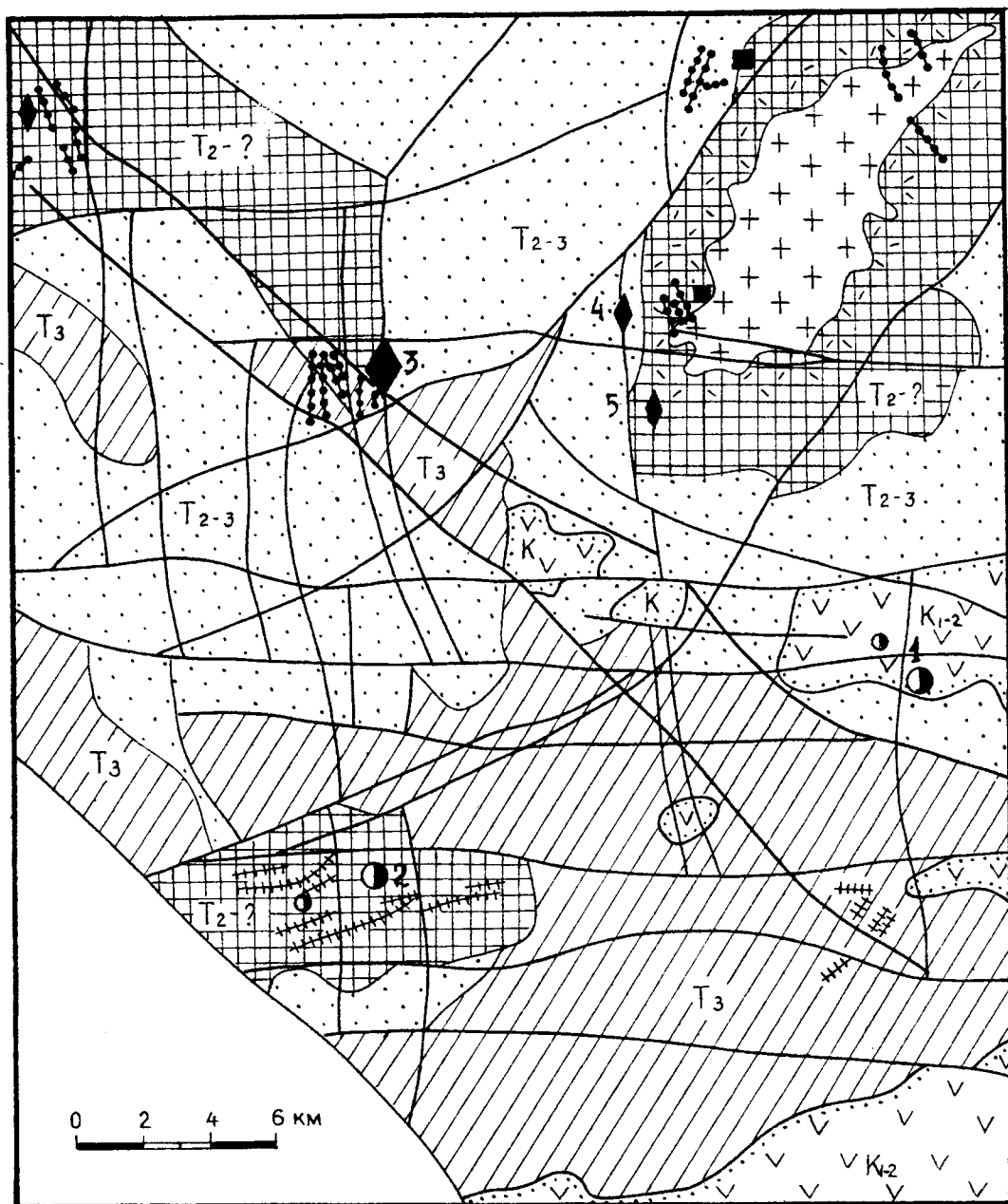


Рис. 31. Позиция Майского месторождения в структурах рудного узла (с использованием материалов Майской ГРП, Н.В.Ичетовкина, А.А.Сидорова):

1 — вулканогенная формация — кытапкая свита, K₁₋₂: игнимбриты, липариты, туфы липаритов и липарит-дацитов; терригенно-осадочные геосинклинальные отложения: 2 — песчанистые алевролиты, мелкозернистые песчаники, гравеллиты кувеевской и мелювеевской свит T₃, 3 — переслаивающиеся алевролиты, песчаники рельевеевской и ватапваамской свит, T₂₋₃, 4 — переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты, алевроглинистые сланцы кувеевской свиты T₂(?); магматические породы: 5 — субвулканические тела и дайки базальтов, андезитов, 6 — дайки липаритов-порфиров, аплитов, лампрофиров, 7 — граниты и граптодиориты Куkenейского массива; 8 — контактовые рогики; 9 — разрывные нарушения; 10 — месторождения (а) и рудопроявления (б) золото-сульфидной формации; 11 — месторождения (а) и рудопроявления (б) золото-серебряной формации (а); 12 — рудопроявления редкометалльной формации

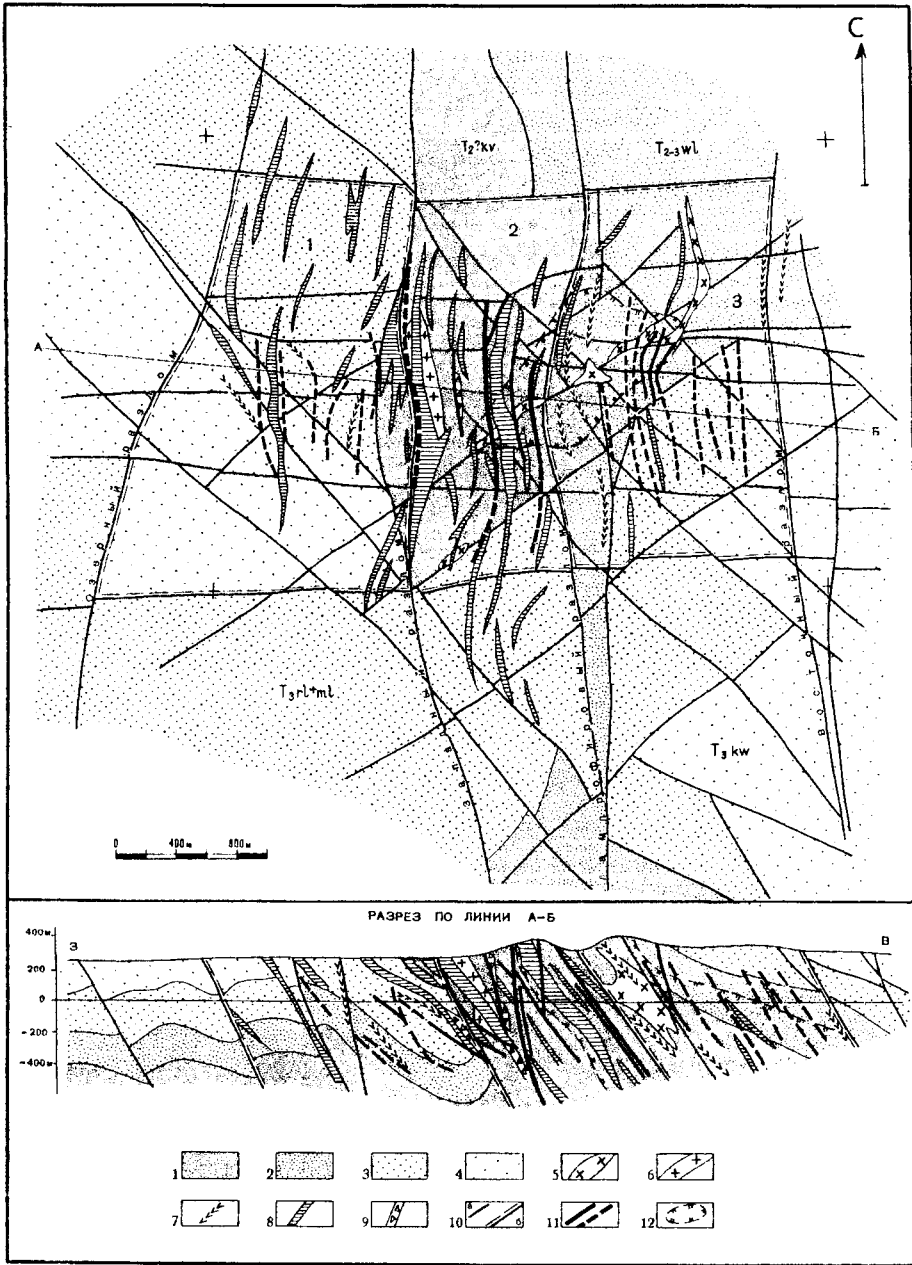


Рис. 32. Схематическая геолого-структурная карта и разрез Майского месторождения (составлена с использованием материалов Майской ГРЭ):

1 — кувеемская свита, T_2kv ; переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты, алевро-глинистые сланцы; 2 — ватапваамская свита, T_{2-3wl} ; переслаивающиеся разнозернистые песчаники, песчаные алевролиты, алевролиты; 3 — рельекуеемская и мслелюеемская свиты нерасчлененные, T_{3pl+ml} ; переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты; 4 — кувеемская свита, T_3kw ; песчаные алевролиты, песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты, редкие прослои известняков; дайки: 5 — гранодиоритов и гранит-порфиров; 6 — андитов; 7 — лампрофиров; 8 — липарит-порфиров; 9 — эксплозивные брекчии; 10 — разрывные нарушения; 11 — рудные тела (а — выходящие на поверхность, б — «слепые»); 12 — контур повышенного термального и гидротермального изменения пород

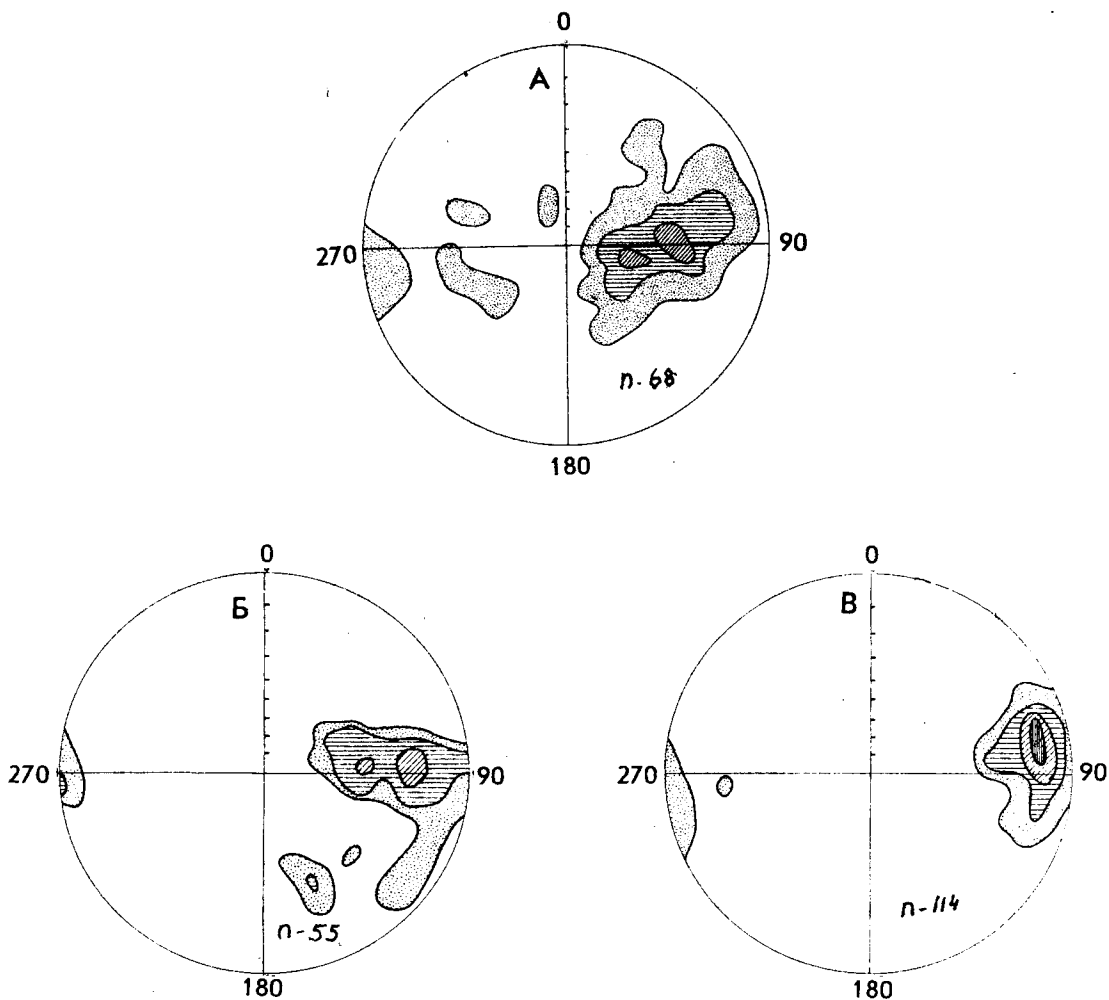


Рис. 33. Пространственная ориентировка слоистости (А), даек (Б) и рудных тел (В) Майского месторождения

глинистых сланцев. Верхняя часть свиты выделяется по преобладанию алевролитов. В прослоях алевро-глинистых сланцев обычно присутствуют пиритовые конкреции. Вышележащая ватапваамская свита (среднетриасово-карнийского возраста) характеризуется в целом более песчаным составом. Нижние горизонты ее представлены чередованием средне-мелкозернистых песчаников, иногда известковистых, с песчанистыми алевролитами. В верхних частях свиты появляются слои кварцитовидных грубозернистых песчаников и линзовидные прослои гравелитов мощностью до 5 м. Суммарная мощность свиты меняется от 250 до 800 м. Перекрывающие нерасчлененные отложения рельекувеемской и млелювеемской свит карнийского яруса распространены в западной части и на южном фланге месторождения. Они представлены переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Характерно присутствие пиритовых конкреций в основании разреза. Общая мощность пород 550–630 м. Наиболее молодые отложения норийского яруса (кувеемская свита) сложены темно-серыми и черными алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, мелкогалечных конгломератов и линзами известняков. Все породы претерпели метаморфизм начальных ступеней зеленосланцевой фации. Оруденение приурочено, главным образом, к породам кевеемской, рельекувеемской-млеливиемской свит, реже к отложениям ватапваамской свиты, тяготея к пачкам с выраженной способностью к пластическим деформациям. Пространственная ориентировка слоистости пород месторождения отражена на рис. 33.

Площадь Майского месторождения характеризуется аномально высокой насыщенностью (до 25 %) пестрыми по составу дайками, образующими свиту преимущественно субмеридиональных тел, развитых в тектоническом блоке между разломами северо-западного простирания (рис. 32, 33). Ширина свиты около 3 км, длина даек обычно не превышает 1,5–2,5 км.

Выделяются две группы даек, последовательно сменяющие друг друга во времени. К первой, плутоногенной, по-видимому, парагенной Кукенейской интрузии относятся (в возрастной последовательности) гранит-гранодиорит-порфиры, аплиты и лампрофиры; ко второй — более поздние дайки субвулканических липарит-порфиров. Гранит-гранодиорит-порфиры слагают крупные дайкообразные прерывистые тела северо-восточного простирания, не свойственного всем другим магматическим образованиям месторождения. Мощность отдельных тел варьирует от первых метров до 50–60 м, преобладающее падение юго-восточное под углами 50–70°. Аплиты слагают крупное до 100 м мощности тело линзообразной формы в зоне западного тектонического контакта горстообразного выступа, где оно прослеживается в субмеридиональном направлении и круто падает к востоку. Маломощные дайки аплитов отмечены кроме того вдоль разломов северо-западного простирания. Лампрофиры обычно прослеживаются в виде непротяженных даек мощностью 0,3–3 м, преимущественно субмеридионального простирания и крутого (50–80°) восточного падения.

Субвулканические дайки липарит-порфиров составляют основную массу магматических пород месторождения. В их пространственном размещении отмечаются существенные различия по сравнению с дайками плутоногенной группы. Протяженность отдельных крупных тел достигает 1,5–2 км, мощности варьируют от долей метра до 60 м, господствующее простирание близмеридиональное, падение преимущественно восточное под углами 50–70°. Субвулканические дайки группируются в свиты сближенных тел, образующих ряд правосторонних кулис S-образной формы с осью северо-западного простирания, параллельной разломам, контролирующим останцы покровов кислых вулканитов на периферии рудного поля. Близость химизма с последними и геологическое положение делает оправданным предположение о комагматичности липарит-порфиров Майского месторождения и кислых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Определения абсолютного возраста магматических пород, проведенные в лаборатории СВКНИИ, показывают, что время внедрения интрузивных пород Кукенейского массива, как и даек месторождения относится к рубежу раннего и позднего мела (97–118 млн.лет), что практически синхронно с образованием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и началом орогенной стадии развития мезозой. Проявления магматизма обычно предваряют начало гидротермальной деятельности. Эти два процесса тесно сближены и частично переплетены во времени.

Интересной особенностью Майского месторождения является развитие своеобразных тел «эксфолированных» брекчий, отличающихся по ряду признаков от типично тектонических образований. Брекчии распространены преимущественно в пределах Центрального блока, близ его западного тектонического ограничения, где они залегают в виде зоны сближенных крутопадающих субмеридиональных жиллообразных тел, субпараллельных дайкам липаритов, и прослеживаются на глубину более чем 700 м от поверхности. Брекчии характеризуются изменяющимися соотношениями обломков и цементирующего материала. Обломки в них представлены всеми типами осадочных пород разреза, а также метаморфогенным кварцем, аплитами и липарит-порфирами. Цементирующая масса состоит из измельченных и плотно спрессованных частиц тех же пород, и связующего их магматического материала, по составу соответствующего липарит-порфирам. Устанавливаются постепенные переходы брекчий в дайки нормального облика по восстанию. Одновременное присутствие липарит-порфиров в обломках и цементирующей массе позволяет уверенно датировать рассматриваемые брекчии временем внедрения наиболее поздних субвулканических даек. Представляется вероятным связывать образование брекчий с выбросами и «отстрелом» пород в результате резкого падения давления в полостях приоткрывания в процессе дайкообразования, происходившего в условиях расширения блока вмещающих пород. Возможность реализации подобного механизма в свое время предполагал А.Локк [147]. Золото-сульфидное оруденение накладывается на все охарактеризованные типы магматических пород. Однако наиболее ранние, дозолоторудные прожилки кварца с молибденитом, залегающие в дайках гранодиорит-порфиров, пересекаются дайками лампрофиров и липарит-порфиров. Этим устанавливается, что все магматические породы, кроме гранодиорит-порфиров, представляют собой межминерализационные образования.

Рудолокализирующий, горстообразный блок месторождения, имеющий сложную клиновидную форму площадью около 5 км² ограничен со всех сторон разломами, которые активизировались в разные стадии его формирования на фоне изменений полей напряжений [72]. Для меридионального разлома в западной части блока установлена вертикальная амплитуда взбро-

совых смещений, достигающая 400–600 м. По широтным разломам отмечены ступенчатые смещения границ блока. Эти же разломы контролируют размещение рудных тел, ограничивая их продолжение по простиранию.

Ранние геосинклинальные складчатые структуры в горстовом выступе претерпели существенную перестройку. В отличие от окружающей рамы, где господствуют складки северо-западного простирания, среди интенсивно дислоцированных толщ выступа преобладают субмеридиональные ориентировки пликативных структур с господствующим восточным падением крыльев под углами 30–60° (см. рис. 33). На восточном и северном флангах месторождения отмечены небольшие по размерам брахисинклинальные и брахиантиклинальные складчатые осложнения. Характерной особенностью структуры месторождения является также запрокидывание на запад под углами 50–80° складчатости высоких порядков, сопровождающей субмеридиональные зоны пластического течения (разломы вязкого типа).

Вязкие разломы субмеридионального направления — одновременно рудоконтролирующие и рудо локализирующие. В пределах горстового выступа они концентрируются в ослабленной зоне широтного направления, в которой на фоне общего повышенного рассланцевания и трещиноватости пород выделяются отдельные крупные линейные зоны интенсивных дислокационных преобразований пород. Строение нарушений зависит от литологии и структуры вмещающей среды, присутствия даек и интенсивности развития гидротермального метаморфизма. В центральной и западной частях месторождения они проявлены в виде широких тектонических зон существенно пластических деформаций, в восточной — пластические деформации в нарушениях сочетаются с хрупкими. Мощность интенсивно дислоцированных пород в зонах нарушений достигает десятков метров, контакты с окружающими породами чаще постепенные и поэтому границы зон, как правило, ограничивающихся тектоническими плоскостями, определяются условно. Во внутренних (осевых) частях рассматриваемых зон осадочные толщи утрачивают первоначальную структуру и приобретают линзовидное, тонкоклинажное строение, сопровождающееся развальцеванием, будинажем и гофрированием пород, во внешних — наряду с кливажированием появляется трещиноватость, местами переходящая в брекчирование.

Рудные тела, особенности их строения. Рудные тела Майского месторождения представляют собой импреньированные сульфидами линейные зоны повышенного динамометаморфизма (вязкие разломы), расположенные в виде каркаса близпараллельных субмеридиональных тел в полосе широтного направления, ограниченной с севера и юга зонами разрывов. Протяженность этой полосы, в которой в настоящее время выявлено около 30 рудных тел, составляет почти 3,5 км. Преобладающее падение рудных тел — восточное под углами 85–75° и 60–50° (см. рис. 33). Площадь месторождения разделена крупными меридиональными разломами на три блока — Западный, Центральный и Восточный, которые различаются по стратиграфической принадлежности, составу и структуре слагающих их осадочных толщ, насыщенностью магматическими образованиями и строению рудных тел. Центральный блок относительно соседних приподнят и оруденение в нем наиболее эродировано; в Западном блоке рудные тела не достигают дневной поверхности.

Промышленная золотоносность месторождения прослеживается непрерывно по простиранию примерно на 1,5 км и распространяется по вертикали на 1000 м, а отдельные глубокие подсечения в скважинах позволяют предполагать возможность развития оруденения и на больших глубинах. Отчетливо устанавливается южное склонение под углами 30° как золотого оруденения, так и сопутствующих ему серебра и сурьмы.

Наиболее крупным на месторождении является расположенное в центральном блоке, рудное тело № 1, прослеженное горными выработками и скважинами на глубину около 1 км. По простиранию оно субсогласно с общим направлением слоистости, в разрезе же занимает секущее положение, залегая круче слоистости на 15–30°. Протяженность рудного тела по простиранию составляет около 1,5 км, общее падение восточное под углами 75–80°. Мощность меняется от долей метра до 10–12 м, в среднем составляя 4,3 м; с глубиной намечается ее уменьшение.

В связи с тем, что рудные зоны и заключенные в них рудные тела приурочены к вязким разломам, их внутреннее строение, мощность и протяженность изменяются в зависимости от строения разломов, их пространственных соотношений со слоистостью окружающих пород. Распределение и интенсивность проявления золото-сульфидной минерализации в конкретных

сечениях рудных тел зависит от степени тектонической переработки и литологического состава пород. В наиболее тектонически подготовленных, чаще всего осевых частях рудных тел, нередко отмечается жильная кварц-антимонитовая минерализация, содержащая местами относительно крупное, в том числе видимое самородное золото. Характерный пример строения рудной зоны изображен на рис. 34.

Часть рудных тел месторождения, распространенных преимущественно в его Центральном и Западном блоках, прослеживается вдоль контактов даек, местами охватывая их эндоконтактовые зоны. При этом содержания золота в оруденелых дайках оказываются обычно ниже, чем в прилегающих дислоцированных осадочных породах. В местах пересечения рудных тел разломами северо-восточного простирания отмечается увеличение их мощности, а вблизи субширотных нарушений единая рудоносная зона, как правило, расщепляется на серию мелких зон со снижением концентрации золота в каждой из них.

Особенности эндогенной минерализации. Неоднородная по составу и формам проявления минерализация месторождения носит полихронный и по всей вероятности полигенный характер. Основная промышленно ценная золоторудная минерализация представлена тонкой прожилково-вкрапленной существенно пирит-арсенопиритовой импреньяцией в измененных дислоцированных породах с относительно небольшим (5–10 %) развитием жильного кварца разных генераций. В основных рудоносных зонах неравномерно, но довольно широко проявлена поздняя жильная (жильно-прожилковая) кварц-антимонитовая минерализация с самородным мышьяком, перемененно продуктивная на золото. Среднее содержание антимонита в рудах не превышает 0,4–0,5 %, но во многих участках концентрация его увеличивается до нескольких процентов. Кроме того, на месторождении проявлена и другая более ранняя мало золотоносная с повышенными содержаниями серебра жильно-прожилковая сульфидно-кварцевая (с карбонатом) минерализация с разнообразным набором рудных минералов: арсенопиритом, пиритом, пирротинном, станнином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, сульфоантимонитами свинца, бурнонитом, шеелитом, касситеритом, висмутином, сульфосолями висмута и многими другими менее распространенными минералами. Эта минерализация имеет много сходства по составу с редкометалльным оруденением месторождений касситерит-сульфидной формации Яно-Колымской складчатой области [128]. В местах интенсивного развития сульфидов полиметаллов, а также сульфоантимонитов свинца появляются повышенные концентрации серебра, составляющие десятки и первые сотни граммов на тонну. Редко устанавливающееся самородное золото отмечается чаще всего в парагенезисе с минералами висмута. Сульфидно-кварцевая минерализация встречается преимущественно обособленно от вкрапленной золото-сульфидной. В участках совместного их развития в отдельных случаях наблюдались внутрирудные брекчии, в которых обломки разнозернистых кварц-сульфидных агрегатов, в том числе со сфалеритом, галенитом и сульфоантимонитами свинца, цементировались тонкозернистым кварцем с обильной вкрапленностью тонкоиглочатого арсенопирита — типоморфного минерала основной золотоносной сульфидной минерализации.

В центре и на восточном фланге месторождения выделяется ареал сильно осветленных (серицитизированных) пород с интенсивным развитием халькопирит-пирротиновой минерализации в виде маломощных жил, прожилков и вкрапленности; пирротин обычно замещен новообразованиями марказита и пирита. В центральной части этого ареала среди осадочных пород и прорывающих их гранит-порфиров проявляется кварцевый прожилковый штокверк с бедной вкрапленностью молибденита, рассекающийся кварцевыми жилами и прожилками с халькопирит-пирротиновой минерализацией. В этой части месторождения устанавливается магнитная аномалия, которая некоторыми геологами связывалась с куполовидным выступом не вскрытой интрузии гранитоидов [114].

Кроме описанных проявлений рудной минерализации, практически повсеместно, особенно в меридиональных тектонических зонах распространены жилы и прожилки раннего массивного метаморфогенного кварца. Раннее, дорудное время образования этого кварца надежно датируется по присутствию его обломков во всех типах магматических пород.

Состав руд. Типичные промышленные первичные руды представлены гидротермально измененными серицитизированными и карбонатизированными, осадочными, реже магматическими породами, содержащими тонкую вкрапленность и прожилково-вкрапленные скопления сульфидов.

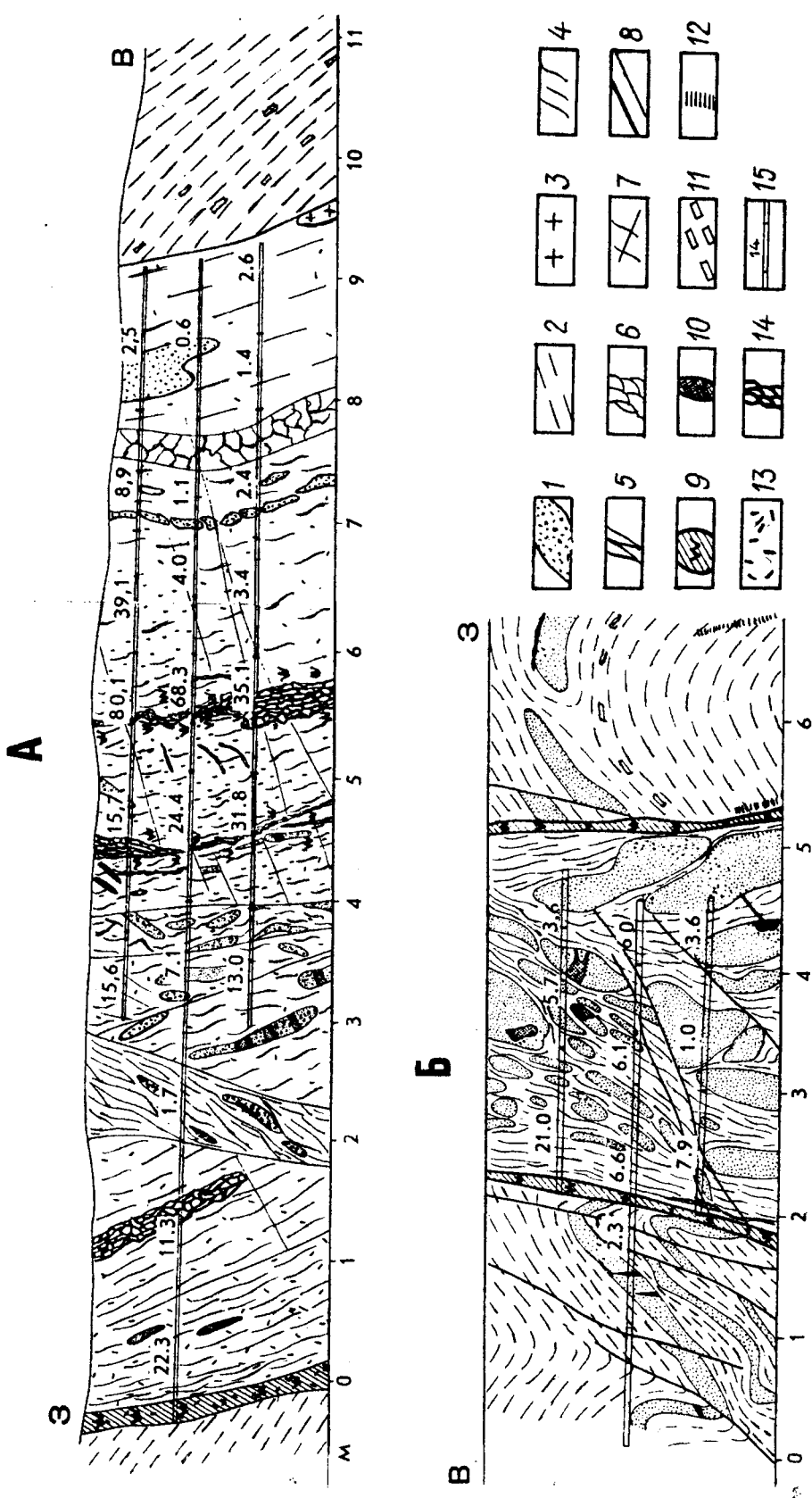


Рис. 34. Стрение рудной зоны № 1 Майского месторождения (горизонт +200 м, рассечки 10-А, 18-Б):

1 — песчаники; 2 — алевролиты, алевро-глинистые сланцы; 3 — лиларит-порфиры; 4 — кливажированные алевролиты, участки интенсивной деформации пород; 5 — тектоническое раздлинзование и развальцевание; 6 — брекчирование; 7 — трещиноватости; 8 — разрывные нарушения разных масштабов; 9 — окварцованные милониты; 10 — метаморфогенный кварц; 11 — прожилково-вкрапленная пирит-пирротиновая минерализация; 12 — кварц-полисульфидные прожилки; 13 — вкрапленность золотоносной пирит-арсенопиритовой минерализации; 14 — кварц-антимонитовые жилы и прожилки; 15 — бороздовые пробы и содержание в них золота

7. Содержание золота и серебра в основных сульфидах вкрапленных руд Майского месторождения (по данным атомно-абсорбционного и нейтронно-активационного анализов)

Минералы	Содержание, г/т	
	золото	серебро
Арсенопирит тонкоигольчатый из проб	<u>181-1299(611)</u>	<u>15-45(27)</u>
штуфных	10	6
технологических	<u>655-669(662)</u>	<u>40-105(72,5)</u>
	2	2
Пирит, ассоциирующий с тонкоигольчатым арсенопиритом из проб	<u>3,5-66(25)</u>	<u>2-72(32)</u>
штуфных	11	8
технологических	<u>37-95(57)</u>	<u>3-36(19)</u>
	5	5
Антимонит из проб	<u>0,01-9(1)</u>	<u>0,4-78(18)</u>
штуфных	37	31
технологических	<u>3,3-15(9)</u>	<u>22-56(34)</u>
	6	4

Примечание: в числителе — колебания содержаний и среднее (в скобках), в знаменателе — число анализов

Преобладающие текстуры руд — вкрапленные и прожилково-вкрапленные при локальном проявлении брекчиевидных и брекчиевых текстур. Слабо развиты текстуры пересечения.

Химический состав первичных руд по данным технологических испытаний (в %): SiO_2 — 58–79; Al_2O_3 — 8–17,4; $\text{Fe}_{\text{общ}}$ — 3–7,6; MgO — 0,54–1,7; CaO — 0,47–1,2; K_2O — 2,8–3,1; Na_2O — 0,28–0,5; MnO — 0,04–0,26; TiO_2 — 0,55–0,90; P_2O_5 — 0,1–0,21; CO_2 — 2,96–5,42 $\text{C}_{\text{орг}}$ — 0,03–0,84, $\text{S}_{\text{сульф}}$ — 1,91–3,35, As — 0,5–1,7; Sb — 0,19–1,3; Au — 8,1–17,3 г/т; Ag — 2–5 г/т. Основной полезный компонент руд — золото. В качестве попутных компонентов представляют промышленный интерес сурьма и серебро. В четырех произвольно выбранных групповых пробах из разных рудных сечений обнаружены повышенные концентрации палладия (0,15–1 г/т).

Как показали технологические испытания, основная часть золота в первичных рудах тесно ассоциирована с сульфидами (преимущественно с арсенопиритом), из которых оно практически не извлекается прямым цианированием.

Исследования распределения золота в основных сульфидах вкрапленных руд месторождения установили наиболее высокие его концентрации в тонкоигольчатом арсенопирите, в среднем 620 г/т, являющиеся максимальными для всех рассматриваемых месторождений золото-сульфидной формации. Среднее содержание золота в пирите составляет не более 40 г/т, а в антимоните около 2 г/т (табл. 7).

Заметные скопления самородного золота, в том числе, видимые невооруженным глазом, наблюдались лишь в отдельных богатых участках рудного тела № 1, в составе поздней кварц-антимонитовой минерализации. Доля относительно крупного, амальгамируемого и тонкого, цианируемого самородного золота около 8–10 % от общего количества золота в рудах и лишь в отдельных пробах она возрастает до 24–32 %.

Промышленная золото-сульфидная минерализация представлена пиритом (количественно преобладает) и арсенопиритом, общее среднее содержание которых в рудах 6–7 %. В качестве примеси широко распространен антимонит.

Остальные рудные минералы присутствуют в незначительных (первые десятые и сотые доли процента) количествах. Среди них установлены: марказит, самородный мышьяк, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит, галенит, халькостибит, сульфоантимониты свинца, самородное золото, электрум, халькозин, гюбнерит и другие минералы, среди которых следует особо отметить очень редкий минерал-тунгстенил (сульфид вольфрама). Главным жильным минералом является кварц, количество которого в рудах по сравнению с общим объемом минерализованных пород невелико (первые проценты). Кварц образует маломощные (до 30–40 см) жилы,

неправильной формы тела, прожилки, а также метасоматические скопления в локальных участках дробления и интенсивного расщепления пород. В последнем случае кварц нередко содержит вкрапленность тонкого золотоносного арсенопирита. Из других нерудных минералов широко распространены серицит, магнезиально-железистые карбонаты и в меньшей мере дикинг и каолинит; повсеместно отмечаются хлорит, барит и гипс.

Рудообразующие минеральные ассоциации. Последовательность формирования эндогенной рудной минерализации и парагенетические соотношения разнообразных по составу и формам проявления минеральных новообразований остаются во многом неоднозначными. На основании собственных наблюдений [30], а также анализа данных других исследователей [3] нами предлагается вариант формирования минерализации в два самостоятельных этапа: ранний — редкометалльный и поздний — золоторудный. Отложение минералов раннего, слабо золотоносного редкометалльного этапа происходило в три стадии: 1 — кварц-молибденитовую, 2 — кварц-сульфидную и 3 — карбонат-марказит-пиритовую. С кварц-сульфидной стадией связана повышенная сереброносность и слабая золотоносность ранней минерализации. Очень редко встречающееся микроскопическое самородное золото ассоциирует обычно с висмутином, самородным висмутином, казолитом и другими серебросодержащими сульфосолями висмута и свинца, тетрадимитом, зигенитом и более редкими селенидами висмута. Повышенные концентрации серебра связаны главным образом, с галенитом, сфалеритом и сульфоантимонитами свинца [90].

Прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация образовалась в поздний, собственно золоторудный этап в две стадии: золото-пирит-арсенопиритовую и кварц-антимонитовую. Более молодой возраст вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации по отношению к сульфидно-кварцевой устанавливается не только по вышеупомянутым внутрирудным брекчиям, но также по часто наблюдаемому замещению ранних пирит-марказитовых образований, развивающихся по пирротину, золотоносным арсенопиритом в участках совместного развития ранней прожилково-вкрапленной пирротиновой и золотоносной пирит-арсенопиритовой минерализации. В составе минеральных образований ранней продуктивной стадии нами выделены две парагенетические минеральные ассоциации: пирит-арсенопиритовая с субмикроскопическим золотом и кварц-халькостит-сфалерит-тетраэдритовая с более крупным золотом.

Пирит-арсенопиритовая ассоциация по интенсивности развития и продуктивности является основной. Рудные минералы представлены высокомышьяковистым пиритом и арсенопиритом, образующими неравномерные, преимущественно тонкие и весьма тонкие прожилково-вкрапленные скопления в измененных породах и в значительно меньшей мере в метасоматическом кварце. Арсенопирит, наиболее золотоносный минерал ассоциации, встречается в виде кристаллов игольчатого облика, звездчатых сростков и агрегативных, в том числе, пылевидно-облачных скоплений, реже-тонких прожилков. Размер кристаллов наиболее распространенного игольчатого габитуса составляет тысячные и сотые доли миллиметра в поперечном сечении и сотые-десятые доли по удлинению. Характер распределения арсенопирита в рудах разнообразен: неравномерная рассеянная тончайшая вкрапленность, прерывистые цепочковидные скопления вдоль сланцеватости пород и трещин кливажа, согласные и секущие сланцеватость тонкие прожилки, мелкие сгустково-вкрапленные псевдоморфные скопления по дисульфидизированному пирротину и осадочно-диагенетическому пириту, гребенчатые каймы обрастания и замещения марказит-пиритовых вкраплений. Содержание арсенопирита в рудах по данным технологического опробования колеблется от 0,7 до 2,8 %. Состав арсенопирита характеризуется обычно избыточным по отношению к теоретическому содержанию S (до 16 %) и дефицитом As (до 12 %).

Другой основной, но значительно менее золотоносный минерал ассоциации — пирит постоянно ассоциирует с арсенопиритом в сильно варьирующих количественных соотношениях. Общее содержание пирита в рудах составляет 3,2–5,7 %, однако из этого количества на долю пирита, парагенетически связанного с арсенопиритом, приходится только небольшая часть. Основная его масса образовалась в более ранние этапы, включая пирит осадочно-диагенетического происхождения. Пирит золотоносной ассоциации встречается в виде идиоморфных кристаллов, неправильных зерен, кристаллических сростков с хорошо выраженными внешними ограничениями. Преобладает сложная комбинированная форма кристаллов при подчиненном развитии пентагондодекаэдров и кубов. Характерно высокое содержание мышьяка, от

первых до 7,8 %, а также тонкозональное внутреннее строение зерен с неоднородным распределением мышьяка. Устанавливается обогащение мышьяком внешних частей зерен по сравнению с внутренними, а также образование наиболее мышьяковистых промежуточных зон, отмечавшихся нами ранее для золотоносного пирита месторождения Бакырчик. В центральных частях вкрапленников зонального пирита присутствуют часто ядра-затравки более раннего незонального, слабмышьяковистого, а также глобулярного пирита осадочно-диагенетического происхождения с относительно низкими содержаниями мышьяка, варьирующими от первых сотых до первых десятых долей процента.

Золото данной ассоциации субмикроскопическое и не обнаруживается под микроскопом. После нагревания золотоносного арсенопирита в запаянных вакуумированных кварцевых трубках при температурах 500–550° С было установлено появление весьма тонких (0,5–2 мкм), выделений золота в участках замещения арсенопирита новообразованиями пирротина, что является наглядным доказательством его первоначального присутствия в субмикроскопическом виде. Для выяснения формы его нахождения были проведены специальные исследования на электронном зонде «Камебакс», сочетающем рентгеновский микроанализатор с растровым электронным микроскопом высокого разрешения (до первых сотых долей микрометра). Изучение сколов кристаллов золотосодержащего арсенопирита в рентгеновских лучах, в поглощенных и вторичных электронах позволили выявить и диагностировать отдельные кучные скопления тончайших округлых включений самородного золота размером от 0,3 до 0,03 мкм. [29]. Возможность нахождения какой-то части субмикроскопического золота в сульфидах в химически связанном состоянии нуждается в проведении специальных исследований.

Нерудные минералы ассоциации представлены серицитом, кварцем, магнезиально-железистыми карбонатами (железистым доломитом и анкеритом). Относительная количественная роль нерудных минералов невелика. Кварц образует тонкие прожилки и пятнисто-прожилковые метасоматические тонкозернистые скопления, содержащие тонкую вкрапленность арсенопирита. В кварце часто встречается примесь глинистых минералов. Общей особенностью распространения данной ассоциации является ее преимущественное развитие в кливажированных и рассланцованных пластичных алевролитовых породах. В более хрупких и механически изотропных песчаниках, а также в дайках разного состава интенсивность развития ассоциации значительно снижается. Пирит-арсенопиритовая ассоциация характеризуется резким преобладанием золота над серебром.

Золото-кварц-халькостибит-сфалерит-тетраэдритовая ассоциация развита в рудах весьма слабо, но встречается практически постоянно. Представлена она обычно маломощными кварцевыми прожилками с бедной, преимущественно тонкой вкрапленностью рудных минералов, образующих также изолированную, неравномерно рассеянную вкрапленность в измененных породах. В ряде случаев наблюдались заметные локальные скопления мелкокристаллического раннего антимонита в парагенезисе с халькостибитом и другими рудными минералами, характерными для этой ассоциации, в том числе, в осевых частях тонких кварцевых прожилков с цепочковидными скоплениями арсенопирита и пирита в приальбандовых частях этих прожилков. Появление в данной ассоциации антимонита, характерного для поздней стадии рудоотложения, отражает, по-видимому, постепенное возрастание активности сурьмы в растворах от ранней стадии к поздней по сравнению с другими однотипными месторождениями. Самородное золото образует преимущественно тонкие включения в кварце, в том числе в сростании с тетраэдритом, халькостибитом и антимонитом. Проба золота варьирует от 739 до 920 и обычно составляет 884–920. В золоте устанавливаются примеси селена (0,01–0,19 %) и непостоянно — ртути (до 0,12 %) и меди (до 0,2 %).

В составе поздней, жильной кварц-антимонитовой минерализации, представленной ранней, кварц-антимонитовой и поздней диккит-мышьяковой минеральными ассоциациями, спорадически встречается довольно крупное (до первых миллиметров в поперечнике) дендритовидное золото, образующее в отдельных рудных столбах значительные скопления. Проба этого золота колеблется от 804 до 922 и в среднем составляет 830–890. Собственно антимонит в большинстве случаев является слабозолотоносным и слабосереброносным (см. табл. 7). Ряд особенностей пространственного размещения диккит-мышьяковой минеральной ассоциации, локализация ее в полостях выщелачивания жильных образований кварц-антимонитовой минерализации позволяют предполагать, что диккит-мышьяковая ассоциация относится к само-

стоятельному минеральному комплексу, образованному в третью стадию золоторудного этапа.

К позднерудным образованиям относится также экзотическая для данной рудной формации кварц-гюбнеритовая минерализация, отмечающаяся в южной части главного рудного тела № 1. Минерализация эта проявляется в виде маломощных зонок дробления и окварцевания с обильными вкрапленными и агрегативными мелкокристаллическими скоплениями гюбнерита в сером мелкозернистом кварце среди брекчированных с повышенным содержанием углеродистого вещества осадочных пород, минерализованных тонкокристаллическим пиритом и арсенопиритом. В ассоциации с гюбнеритом установлен сульфид вольфрама тунгстенит. Атомно-абсорбционным анализом в двух мономинеральных пробах гюбнерита было определено 25 и 34 г/т Au и 3,25 и 1,76 г/т Ag.

Элементы зональности. В размещении разноэтапной и разностадийной минерализации месторождения наблюдается отчетливо выраженная латеральная минеральная зональность, проявляющаяся в преимущественном развитии ранней редкометалльной минерализации в более массивных и хрупких осадочных породах (подвергшихся биотитизации и последующему осветлению) восточной и частично центральной частей месторождения, и золотоносной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в пластичной алевролитовой толще центральной и западной части (рис. 35). На фоне этой главной закономерности просматриваются элементы зональности в размещении разностадийной минерализации редкометалльного этапа. В слабозолотоносной западной части Восточного блока месторождения проявлена наиболее ранняя штокверковая кварц-молибденитовая минерализация, образующая своеобразное ядро окварцевания с широким периферийным ареалом прожилково-вкрапленной халькопирит-пирротиновой минерализации. По мере удаления от этого «ядра» в восточном и особенно в западном направлении происходит последовательное изменение состава минерализации с увеличением роли поздних сереброносных минеральных (галенит-сфалеритовой и сульфоантимонитовой) ассоциаций в краевых зонах. Указанная изменчивость редкометалльно-сульфидной минерализации обуславливается, вероятно, наличием в период ее отложения температурного градиента вокруг скрытого на глубине интрузива с крутым западным и полуговым восточным контактами.

В отличие от редкометалльной золоторудная сульфидная минерализация не обнаруживает существенных изменений состава и структурно-морфологических особенностей по латерали и с глубиной. При переходе от участков с промышленными содержаниями золота к слабоминерализованным зальбандам или участкам выклинивания рудных тел отмечается обычно резкое уменьшение содержаний сульфидов, особенно арсенопирита, при одновременном уменьшении содержаний в сульфидах золота, а также концентрации мышьяка в пирите. Сохранение характера золото-сульфидной минерализации при распространении на глубину, отсутствие признаков ее изменчивости в зависимости от удаленности от предполагаемого скрытого магматического центра могут служить дополнительным подтверждением связи золотого оруденения с другим, по-видимому более глубинным источником. С зонами развития золото-сульфидной минерализации тесно связано проявление позднего кварц-антимонитового оруденения, которое лучше представлено в рудных телах центральной и западной частей месторождения, и весьма незначительно в отдельных рудных телах Восточного участка. Наблюдаемая в некоторых рудных телах вертикальная изменчивость золоторудной минерализации выражается, главным образом, в интенсивном развитии антимонитовой минерализации во фронтальных частях рудных тел. Микроскопическое изучение руд, а также выявление особенностей пространственного распространения внутри рудных тел минералов-индикаторов основных рудообразующих минеральных ассоциаций указывают на важную роль при формировании сульфидных руд процессов внутрирудного метаморфизма. На продольной проекции рудного тела № 1 (рис. 36) устанавливается приуроченность ареалов развития свободного самородного золота и самородного мышьяка (в составе кварц-антимонитовой минерализации) к границе полей низких и повышенных содержаний золотоносного тонкоигльчатого арсенопирита (основного типоморфного минерала вкрапленных руд), занимающих соответственно тыловую и фронтальную части рудного тела. Указанное взаиморасположение ареалов распространения минералов-индикаторов и снижение количества золотоносного арсенопирита в тыловых частях рудного тела можно объяснить явлениями регенерации минералов ранних ассоциаций поздними порциями растворов с растворением золотоносного арсенопирита растворами кварц-антимонитовой

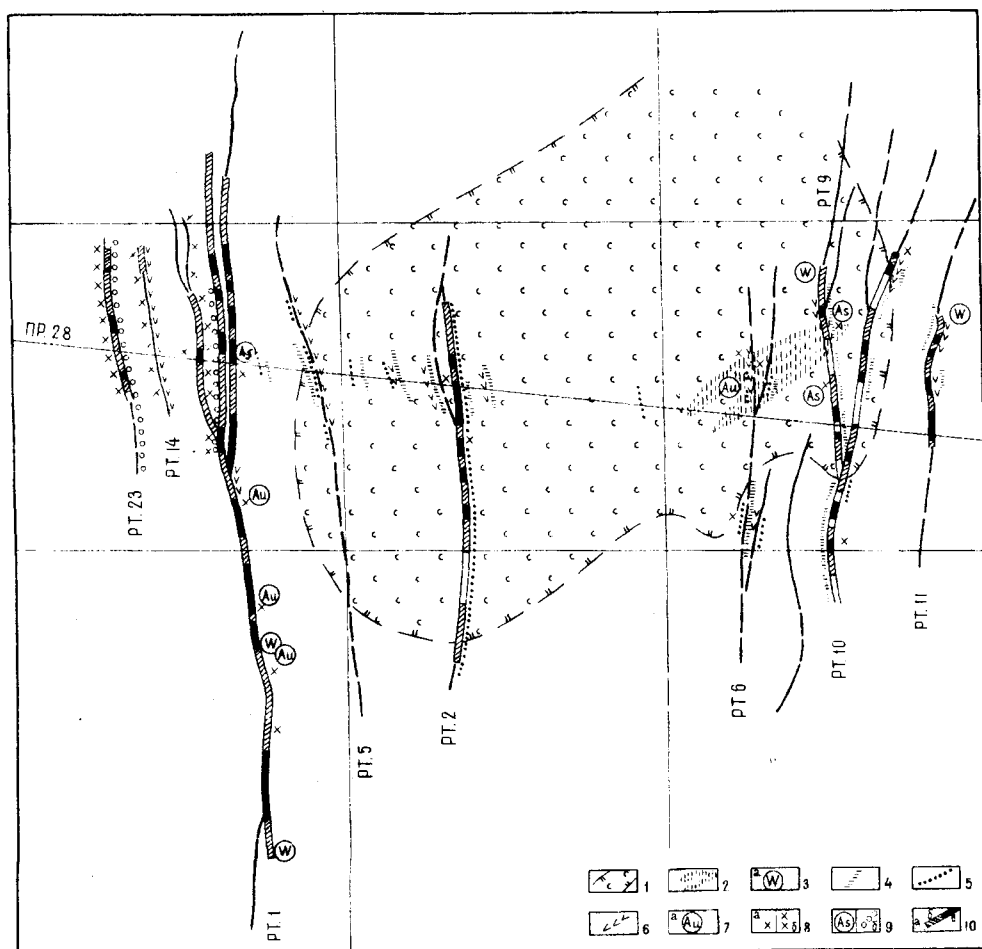


Рис. 35. Схема зональности эндогенной минерализации на горизонте +200 м Майского месторождения:

1 — площадь развития кварц-серицит-карбонатных березитоподобных изменений; 2 — штокверковая молибденит-кварцевая минерализация; проявления (а — локальные и б — более распространенные) разностадийной минерализации в рудных телах: 3 — вольфрамитовой, 4 — касситерит-кварц-сульфидной, 5 — кварц-карбонат-пирротин-халькопиритовой, 6 — кварц-карбонат-полиметаллической, 7 — самородного золота, 8 — кварц-антимонитовой, 9 — самородного мышьяка; 10 — распределение золота в рудных телах: а — содержание ниже бортового, б — от бортового до среднего, в — выше среднего

стадии и последующем переотложении вещества — золота и мышьяка в иных физико-химических условиях [92].

Условия рудообразования. Проведенные В.И. Гончаровым и А.А. Сидоровым термобарогеохимические исследования позволили сделать вывод о том, что отложение более ранней редкометаллической минерализации происходило из хлоридных растворов с высокой активностью углекислоты при температурах 380–180° С и давлении 80–16 МПа. Золото-сульфидная минерализация была отложена из достаточно концентрированных хлоридных растворов при температурах 280–130° С и давлении 17 МПа. [35]. По данным Т.Ю. Сухоруковой (устное сообщение), температурные условия образования разностадийной рудной минерализации составляют (по температурам гомогенизации газовой-жидких включений кварца разных генераций): кварц-молибденитовой — 380–270° С, золото-сульфовисмутовой — 315–280° С, галенит-сфалеритовой — 280–195° С, золото-пирит-арсенопиритовой — 310–170° С и кварц-антимонитовой — 180–120° С.

Геохимические особенности оруденения. По данным С.А. Григорова и др. золото-сульфидное оруденение Майского месторождения характеризуется высококонтрастными ореолами золота, мышьяка, сурьмы, серебра и вольфрама. Устанавливается вертикальный геохимический ряд зональности, сверху вниз: (Hg, Ag, Pb)—(As, Au, Sb, W)—(Co, Ni, Mn, Cr, V); коэффициенты зональности и интенсивности выражаются соответственно отношениями:

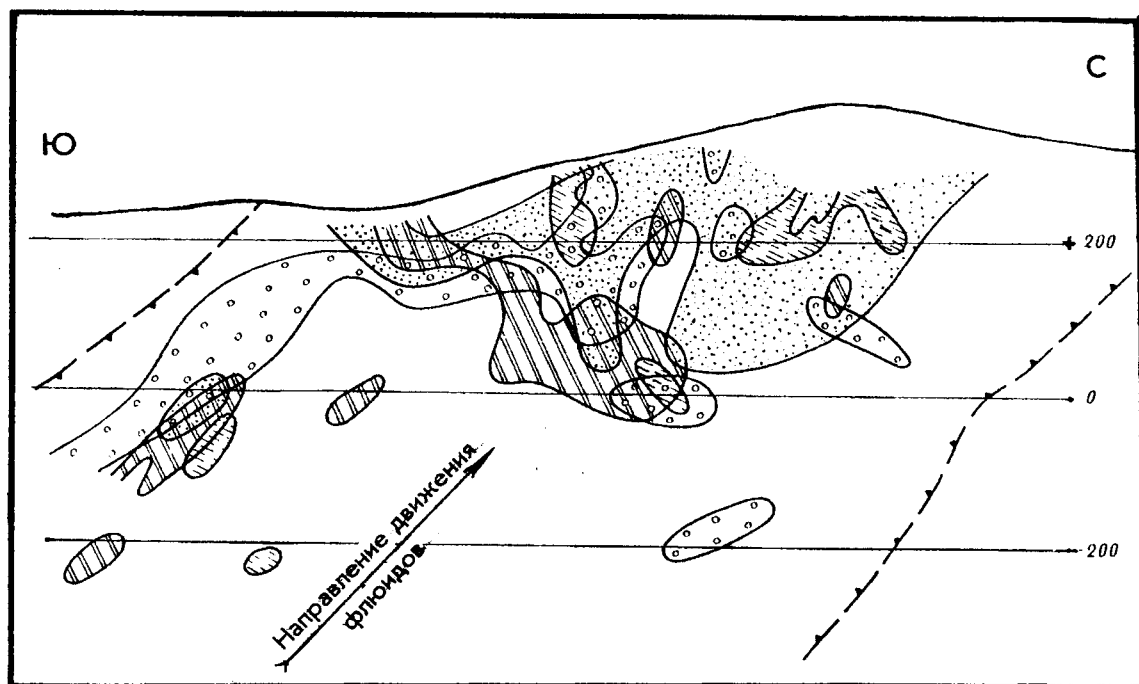


Рис. 36. Схема распространения минералов-индикаторов минеральных комплексов и ассоциаций на вертикальной проекции рудного тела № 1:

1 — границы рудного тела; ареалы повышенных (выше среднего) содержаний: 2 — арсенопирита, 3 — антимонита, 4 — самородного мышьяка, 5 — крупного позднего золота

$K_3 = \frac{Ag \cdot Pb \cdot Ni}{Co \cdot Ni \cdot Cr}$ и $K_n = \frac{Au \cdot As \cdot Sb}{Co \cdot Ni \cdot Cr}$. Мультипликативный показатель интенсивности оруденения определяется произведением содержаний основных рудогенных элементов Au-As-Sb-W.

Выводы. Майское месторождение является одним из наиболее крупных объектов золото-сульфидно-сурьмяного промышленного типа, локализованного в углеродсодержащих терригенных комплексах. Рудные тела месторождения приурочены к системе субпараллельных зон пластического течения, не выходящих за пределы рудо локализирующих блоков. Руды отличаются наиболее высокими средними содержаниями золота среди всех известных золото-сульфидных объектов. Весьма важная характеристика руд — присутствие в них платиноидов. Наряду с типическими формационными чертами отмечается ряд специфических особенностей оруденения, среди которых следует отметить: 1) полиформационный тип оруденения с проявлением более ранней редкометалльной сульфидно-кварцевой минерализации; 2) локальное проявление в рудных телах нетипичной для золото-сульфидного оруденения кварц-гюбнеритовой минерализации, появление которой, возможно, связано или с возникновением нового источника оруденения, или с перетолжением ранней вольфрамовой минерализации поздними флюидами, формировавшими золото-сульфидные руды; 3) присутствие в позднем минеральном комплексе самородного мышьяка; 4) широкое площадное развитие (сопоставимое только с Кокпатасским месторождением) разновозрастных и разнообразных по составу даек и «эксплозивных» брекчий, переходящих по падению и восстанию в субвулканические дайки липарит-порфиров.

Удерейское месторождение

Месторождение находится в южной, приангарской части Енисейского кряжа, в верхнем течении р. Удерей в 75 км к северу от районного центра, с. Мотыгино, — речного порта на р. Ангара. Окружающий район представляет лесистую среднеронную местность с выположен-

ными водоразделами. Основная часть месторождения расположена в заболоченной речной долине. Как жильное кварц-антимонитовое, оно открыто в 1966 г., в 1968–1973 гг. проведена его детальная разведка с бурением скважин и проходкой подземных горных выработок. В 1977–1979 гг. в результате поисково-оценочных работ на золото и сурьму было установлено неизвестное здесь ранее промышленное золото-сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение, позволившее рассматривать данное месторождение не только, как сурьмяное, но и как золоторудное с установленными запасами среднего масштаба.

Удерейское месторождение в разные годы изучалось А.Т.Стеблевой, В.М.Даценко, А.П.Лопатиным, В.Г.Прохоровым, Г.А.Середенко В.С.Власовым, М.С.Смирновым и другими исследователями. Их материалы, а также некоторые собственные наблюдения использовались при характеристике месторождения.

Геологическая позиция и строение месторождения. Месторождение расположено в южной части Центральной структурно-формационной зоны Енисейского Кряжа, где на равном удалении от глубинных Ишимбинского и Татарского разломов сформирована крупная магматогенная сводово-купольная структура, известная также как Татарская антиклиналь, в ядре которой обнажаются нижнепротерозойские терригенно-известняковые отложения пенченгинской свиты, прорванные удлинением в меридиональном направлении раннеорогенным массивом гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса. Периферия сводово-купольной структуры сложена последовательно сменяющимися отложениями кординской, горбилокской и удерейской свит верхнего протерозоя. Они представлены главным образом песчано-сланцевыми толщами, иногда с прослоями, обогащенными известковистым материалом. В основании кординской свиты отмечаются также горизонты и линзы порфиритов и туффитов. Вдоль границы ниже- и верхнепротерозойских толщ преимущественно в карбонатных отложениях верхов пенченгинской свиты развиты субсогласные и секущие тела ортоамфиболитов индуглинского комплекса верхнего протерозоя, опоясывающих выход гранитоидного массива. Вдоль этой же границы в субмеридиональном направлении среди верхнепротерозойских толщ кординской свиты прослеживается цепочка золото-кварцевых месторождений и рудопоявлений. Группа золото-сурьмяных и золото-сульфидных проявлений, объединяемых Удерейским рудным полем (месторождением), приурочена к складчато-разрывным структурам Васильевской синклинали северо-восточного простираения, занимающей несогласное, диагональное положение относительно ранних геосинклинальных структур района на восточной периферии магматогенного Татарского свода. Шарнир синклинали полого, под углами 20–25°, погружается в северо-восточном направлении, местами он почти горизонтален. Синклиналь осложнена дополнительными складками высоких порядков. Характерны флексурные перегибы слоев с образованием штамповых брахискладок, запрокинутых и лежащих складок. Интенсивность проявления и морфологическое разнообразие складчатых структур высоких порядков увеличивается в осевой части синклинали, где прослеживается широкая, в несколько сотен метров, крутопадающая (60–80°) на северо-запад зона кливажирования и смятия пород, сопровождающаяся продольными разрывами вязкого типа. Такая зона, по данным М.С.Смирнова, является одним из фрагментов крупного диагонального разлома, связывающего Ишимбинский и Татарский глубинные разломы. Строение зоны кливажирования и смятия усложняется в участках сопряжения с разрывными нарушениями субмеридионального и северо-западного простираений, где появляются сложные складки с виргирующими осями и мелкая складчатость разнообразных направлений. По некоторым из этих разломов устанавливаются дорудные смещения с амплитудами до 300–500 м [123]. К узлам сопряжений приурочены основные промышленные участки рудного поля, по сути представляющие собою самостоятельные месторождения. С юго-запада на северо-восток с интервалом около 1 км чередуются участки: Юго-западный, Ново-Удерейский, Центральный и Северо-Восточный (рис. 37). Обращает на себя внимание сходство в геологической позиции и общности структурных элементов Удерейского и Олимпиадинского рудных полей, которые выражены, прежде всего, в приуроченности месторождений к участкам развития дисконформной суперпозиционной складчатости, наложенной на ранние геосинклинальные структуры, в рудоконтролирующей роли структур северо-восточного простираения и зон сочленения разломов разных направлений, широком проявлении мелкой складчатости, связанной с неоднократной активизацией тектонических структур. Следует также отметить, что оба рудных поля расположены на периферии магматогенных купольных структур.

Рудовмещающей для удерейских золото-сурьмяных проявлений является карбонатно-терригенная толща удерейской свиты, мощность которой на этой территории около 1600–1750 м. В.М.Даценко, А.П.Лопатыным и В.Г. Прохоровым [33], выполнявшими детальные литолого-петрографические исследования района месторождения, выделяются в пределах свиты (снизу вверх) четыре литологические пачки.

1) Пачка монотонных тонкослоистых углеродистых сланцев, согласно залегающих на зеленых филлитах подстилающей горбилокской свиты. В верхней части разреза появляются редкие кремнистые и кремнисто-карбонатные конкреции, размеры которых достигают по длинной стороне 1,5 м. Мощность пачки 450–470 м. 2) Пачка зеленовато-серых и серых кварц-серицит-хлоритовых филлитовидных сланцев, алевро-сланцевых ритмитов, иногда с выраженной градационной слоистостью. Мощность пачки около 350–380 м. 3) Продуктивная пачка, включающая основные рудные тела месторождения, представлена чередованием темно-серых углеродистых кварц-серицитовых и карбонат (кальцит)-кварц-серицитовых филлитовидных сланцев с характерной скорлуповатой отдельностью и маломощными прослоями ритмитов. Особенность строения этой части разреза — распространение среди углеродистых известковистых пород прослоев и горизонтов, мощностью 3–10 м, содержащих порфиробластовые выделения карбонатов, карбонатные и кремнисто-карбонатные конкреции, которые на рудном поле в разной степени замещены сульфидами (преимущественно пиритом). Пирит образует также вкрапленные и прожилково-вкрапленные выделения, согласные со слоистостью пород. Мощность этой пачки 480–520 м. 4) Пачка, венчающая разрез удерейской свиты, сложена кварц-хлорит-серицитовыми и карбонат-кварц-серицитовыми сланцами серо-зеленого и бурого цветов, среди которых углеродсодержащие разности развиты лишь в виде прослоев. Мощность пачки 350–375 м.

Углеродистое вещество, в целом свойственное всему разрезу удерейской свиты, распределено неравномерно. В продуктивной пачке его содержится 0,31–0,51 %. Метаморфизм пород весьма слабый и относится к филлитовой ступени зеленосланцевой фации.

Несмотря на неконтрастный литологический состав разреза удерейской свиты чередование терригенных и терригенно-карбонатных разностей в продуктивной пачке определяет анизотропию ее физико-механических свойств. Эта особенность усиливается в карбонатных горизонтах карбонатными и кремнисто-карбонатными конкрециями, где отмечается проявление повышенного рассланцевания — кливажирования с элементами будинажа относительно более жестких слоев. К участкам развития интенсивной кливажной сланцеватости приурочиваются обильные выделения порфиробластов карбоната доломит-сидеритового состава размером 0,05–0,2 мм. Устанавливаются признаки их вращения и замещение тонкозернистым пиритом.

Рудные тела. Золото-сурьмяное оруденение представлено двумя основными морфоструктурными типами: залежами вкрапленных, вкрапленно-прожилковых, существенно золото-сульфидных руд, а также жилами и жильно-прожилковыми зонами кварц-антимонитовых сурьмяных руд. Эти типы отражают различные формы проявления последовательных стадийных минеральных комплексов единого процесса рудообразования, формировавшихся в различных структурно-тектонифизических обстановках. Вкрапленные руды образованы преимущественно в условиях режима преобладающего сжатия, а жильно-прожилковые — при преобладании растяжения. В то же время, вследствие контроля оруденения одной и той же структурой оба типа руд оказываются совмещенными, но занимают в ней различное структурное положение (рис. 38, 39).

Основная форма проявления вкрапленной золоторудной минерализации — субпослойные метасоматические залежи, приуроченные к благоприятным горизонтам пород в пределах пологой рудоконтролирующей зоны динамометаморфизма северо-восточного простирания (см. рис. 38). Залежи тяготеют к купольным частям сундучных складок высоких порядков, блокированных крутопадающими разломами. Иногда отмечается ярусное расположение рудных тел. Реже залежи занимают секущее положение относительно слоистости, локализуясь в зонах тектонитов, сопровождающих крутопадающие вязкие разломы. Мощность залежей изменяется от первых метров до 60–80 м, а промышленных интервалов — до 10–30 м; ширина залежей достигает первых сотен метров. Вмещающие породы в пределах залежей по сравнению с окружающими породами характеризуются повышенной серицитизацией, карбонатизацией, развитием сульфидной вкрапленности с характерным замещением карбонатных конкреций и порфиробластов карбоната пиритом и другими сульфидами. Сурьмяное оруденение, представ-

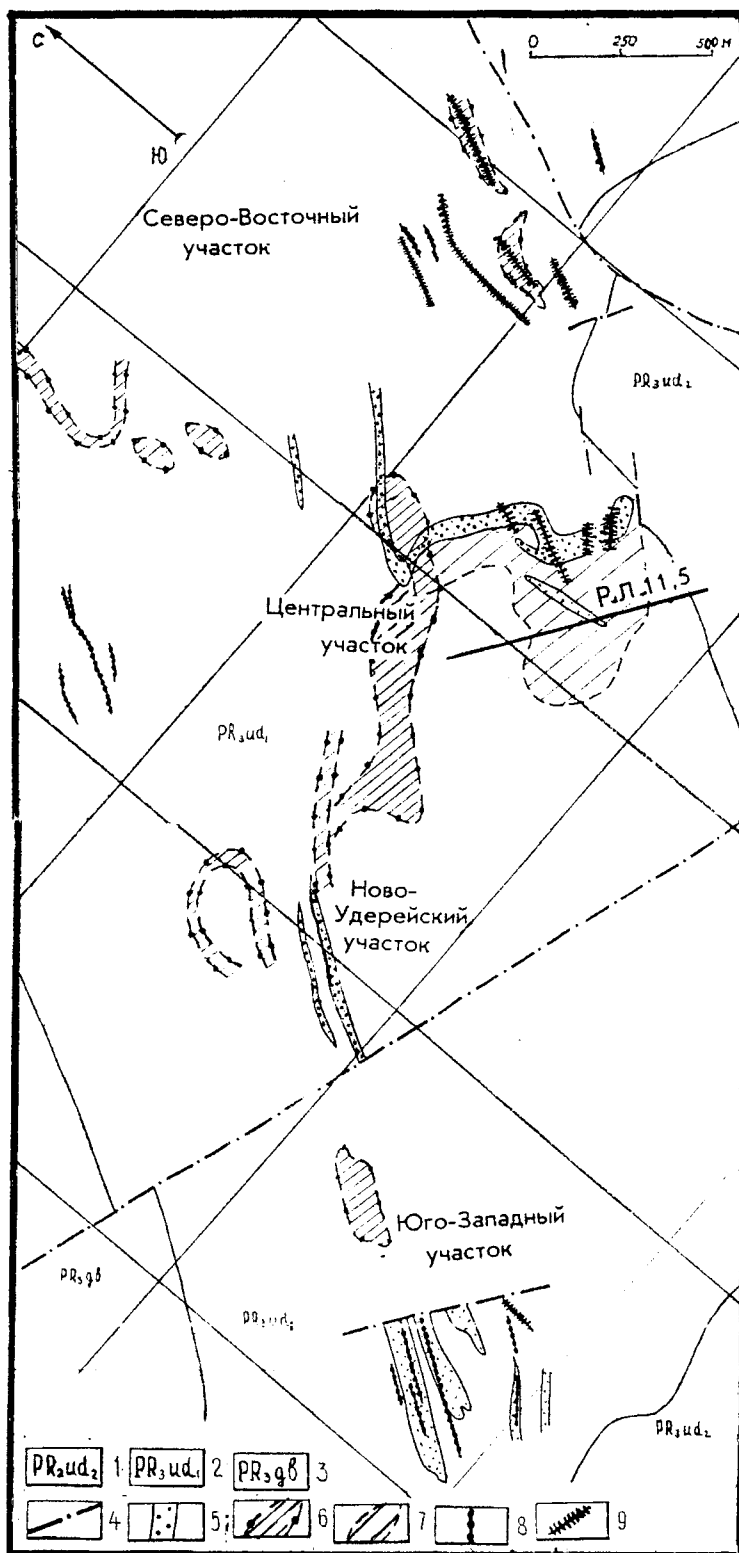


Рис. 37. Схема размещения оруденения на Удерейском рудном поле (составлена с использованием материалов Ангарской ГРЭ):

1 — среднеудерейская подсвита: хлорит-серпичитовые, кварц-карбонат-серпичитовые, алевро-глинистые сланцы; 2 — нижнеудерейская подсвита: сланцы серпичитовые, хлорит-серпичитовые, кварц-карбонат-серпичитовые; 3 — горбилочская свита: сланцы серпичитовые, кварц-хлорит-серпичитовые, карбонат-серпичитовые; 4 — крупные разломы; 5 — контуры золотоносных зон окварцевания и сульфидизации, установленные на поверхности; 6 — контуры зон сульфидизации, предполагаемые на основании геофизических исследований; 7 — проекция золотоносных зон сульфидизации на поверхность; 8 — золотоносные кварцевые жилы; 9 — кварц-сурьмяные жилы и зоны концентрации прожилков

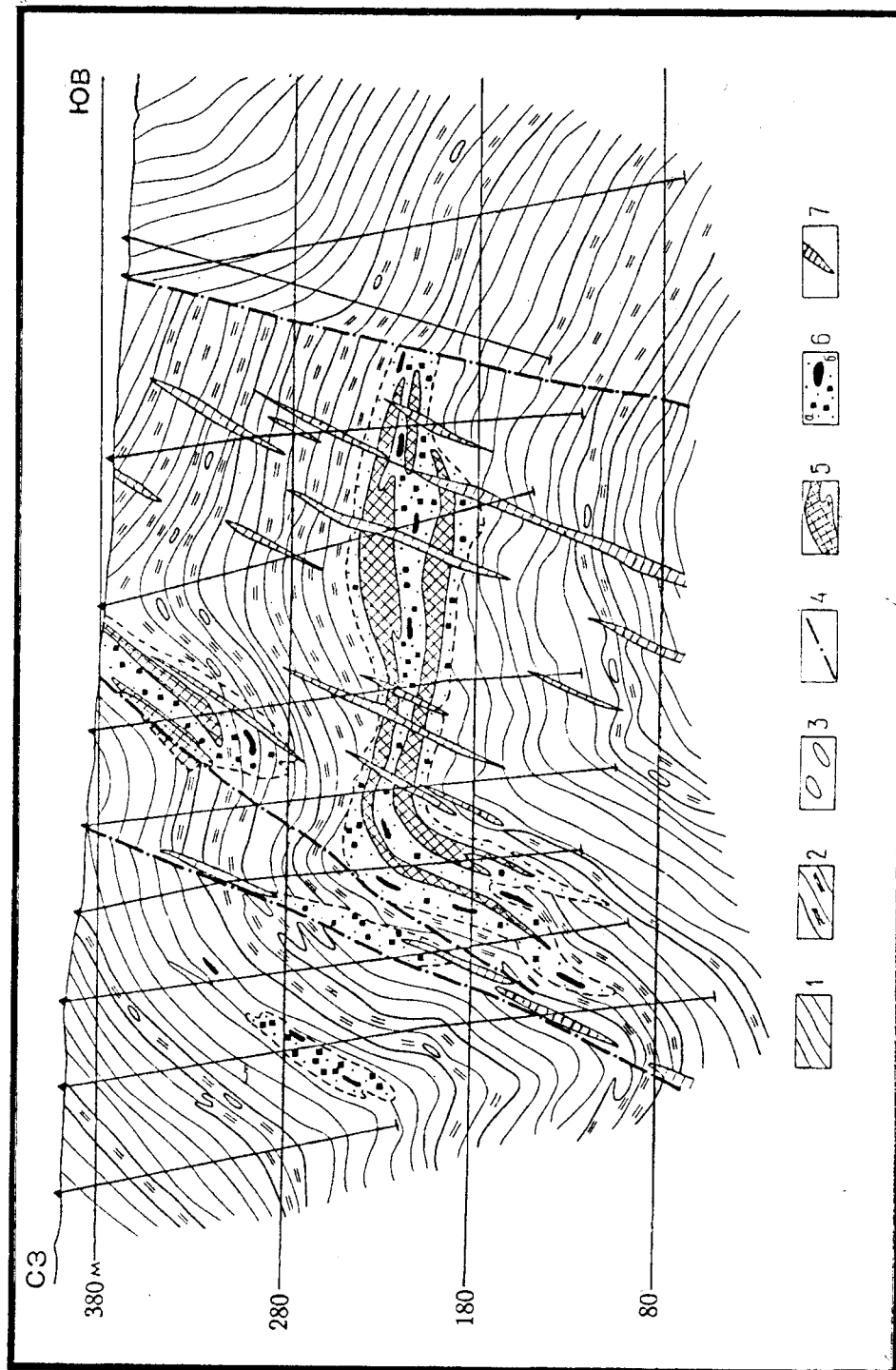


Рис. 38. Разрез 11,5 через рудную зону Центрального участка Улерейского месторождения (с использованием материалов Ангарской ГРЭ):

1 — углеродистые кварц-серцитовые сланцы; 2 — углеродистые карбонатно-кварц-серцитовые сланцы, обычно с порфиридами железистого карбоната; 3 — конкреции кремнистого и кремнисто-карбонатного состава; 4 — разрывные нарушения; 5 — промышленные золотоносные залежи вкрапленно-прожилковых руд; 6 — зоны повышенного расщепления пород с вкрапленностью сульфидов железа и мышьяка и сульфидизированными конкрециями; 7 — кварц-ангитимонитовые жилы и прожилки

8. Химический состав основных минеральных типов руд по данным технологических испытаний

Минеральный тип руды	Химический состав (%)						
	Au г/т	Ag, г/т	Собщ	Сорг	As	Sb	Zn
Золото-сульфидный	7,9	0,3	7,43	0,19	3,00	0,03	0,33
Золото-сульфидно-сурьмяный	5,2	0,9	5,23	0,28	2,80	6,24	0,37

ленное крутопадающими жилами и зонами прожилков, преобладает в северо-восточной части рудного поля на Северо-Восточном и Центральном участках, убывая по направлению к юго-западу.

Состав руд. Первичные руды представлены сульфидизированными и прожилковидно окварцованными углеродистыми сланцами, а также слабо золотоносным жильным кварцем с гнездообразными скоплениями карбонатов и непостоянно — антимонита. Содержание сульфидов в рудах составляет около 15–17,5 %. По составу рудной минерализации выделяется два минеральных типа руд: золото-сульфидный и золото-сульфидно-сурьмяный, особенности химического состава которых по данным испытаний двух лабораторных технологических проб (по С.Н.Россовскому и др., 1983) приведены в табл. 8.

Минеральный состав вкрапленных сульфидных руд сравнительно простой. Основные рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом и антимонитом (в комплексном, золото-сурьмяном типе). Среднее содержание арсенопирита в рудах около 4–6 %. Для него характерен тонкоиглольчатый габитус кристаллических вкрапленников. В качестве примесей в незначительном количестве отмечаются сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, пирротин, самородное золото. Последнее в ряде случаев устанавливается под микроскопом в виде очень тонких (0,03–0,07 мм) выделений. Проба золота 860. Основная часть золота в рудах связана с сульфидами, преимущественно с арсенопиритом и в меньшей мере пиритом. По данным технологических испытаний (С.Н.Россовский и др.) доля связанного с сульфидами упорного золота во вкрапленных рудах 67–75 %. Количество наиболее крупного свободного, амальгамируемого золота не превышает 5–7 %. Широко распространенный в комплексных, золото-сульфидно-сурьмяных рудах антимонит практически незолотоносен. Среди нерудных минералов широко распространены кварц, серицит, карбонаты, значительно меньше хлорит.

Особенность золото-сульфидного оруденения месторождения — широкое развитие (в границах рудной зоны) слабозолотоносного тонко- и мелкокристаллического пирита, обычно ассоциирующего с кварцем, и образующего согласные со слоистостью прослои, линзы, диски и сложные по форме стяжения, а также неправильные тела с концентрически зональным внутренним строением разнозернистых кварц-пиритовых агрегатов. Мощность подобных «стратиформных» образований достигает нередко 10–15 см. Вместе с вмещающими их породами они часто образуют мелкие складки. Эти своеобразные образования, весьма сходные с проявлениями осадочно-диагенетического пирита, на многих других месторождениях в углеродистых терригенных толщах подвергаются в рудных телах интенсивной перекристаллизации, замещению тонкокристаллическим золотоносным арсенопиритом, пересекаются многочисленными кварцевыми прожилками и жилами, иногда с антимонитом. В участках пересечения среди кварца отмечаются гнездовидно-вкрапленные скопления переотгложенного грубозернистого пирита, реже арсенопирита, а также антимонита.

Последовательность рудообразования, особенности размещения разностадийной минерализации. По данным Г.А.Середенко и его соавторов (1979 г.), золото-сульфидно-сурьмяное оруденение Удерейского месторождения было образовано в 4 стадии: раннего слабозолотоносного метасоматического пирита (по всей мощности рудной зоны), золото-пирит-арсенопиритовую (основную продуктивную с более локальным развитием), кварцевую (жильно-прожилковую, тяготеющую к участкам проявления продуктивной минерализации), кварц-антимонитовую (прожилково-жильную, слабозолотоносную, проявленную неравномерно).

Кварцевые жилы и прожилки прослеживаются в северо-восточном направлении, в целом, согласно простиранию рудоконтролирующей зоны, приурочиваясь к крутопадающим (60–80°) сколовым трещинам, кливажным структурам и, реже, к межслоевым полостям. При этом они, обычно, группируются в зоны шириной в десятки метров, в пределах которых отмечается 10–15 жил и множество прожилков, образующих на отдельных интервалах линейные штокверки.

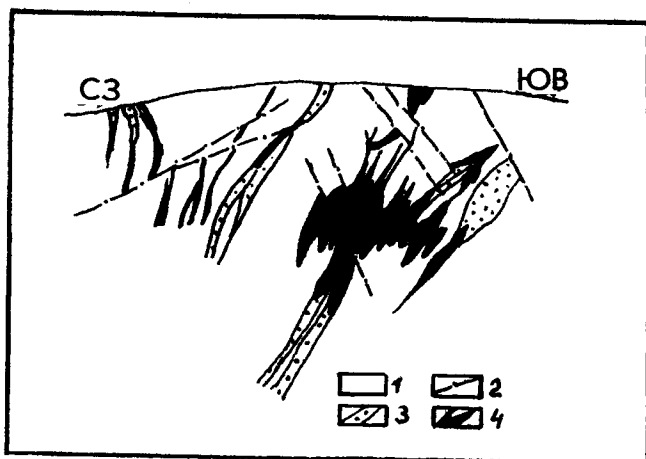


Рис. 39. Геологический разрез северо-восточного участка Удерейского месторождения (по А. Т. Стеблевой, [94]):

1 — филлитовидные глинистые сланцы удерейской свиты; 2 — разрывные нарушения; 3 — кварцевые жилы; 4 — кварцевые жилы с антимонитом (сурьмяные руды)

Протяженность отдельных крупных жил достигает 200 м, но обычно не превышает 50–100 м. По падению они прерывисто прослеживаются на глубины 100–150 м, мощность их колеблется от десятков сантиметров до 20–30 м в локальных раздувах. По падению жилы и прожилки рассекают залежи вкрапленных руд (см. рис. 38). Среди жил выделяются образования двух возрастных групп. К ранней относятся наиболее крупные жилы рудного поля (по-видимому, метаморфогенного генезиса), несущие обычно признаки пластических деформаций с образованием птигматитовых, линзовидно-будинообразных форм. Кварц в них обладает волнистым, блочно-мозаичным, пластинчатым угасанием, сопровождается грануляцией. К подобным жилам на соседних месторождениях Васильевского рудного поля приурочена золоторудная минерализация (золото-кварцевая формация). Проявление аналогичной золоторудной минерализации отмечается и на юго-западном участке Удерейского рудного поля.

Сурьмяная антимонитовая минерализация, отложенная в завершающуюся стадию формирования золото-сульфидного оруденения, является наложенной по отношению к этим жилам и вызывает в них перекристаллизацию кварца с образованием в зальбандах гидрослюд, серицита, иногда флюорита. В крупных жилах она размещается этажно, приурочиваясь к интервалам при пересечениях благоприятных литологических горизонтов, обычно локализирующих залежи вкрапленных золото-сульфидных руд (комплексные золото-сурьмяные руды) или зон повышенной дислоцированности. Вследствие этого в жильных зонах участки обогащения сурьмой прослеживаются вдоль благоприятных горизонтов от жилы к жиле, как это видно на рис. 39. В зависимости от количественных соотношений основных рудообразующих составляющих на этих участках, выделяются кварц-антимонитовые, кварц-антимонит-бергтеритовые и антимонит-кварцевые жилы.

К поздней возрастной группе относятся маломощные кварцевые жилы, образовавшиеся в различных стадиях собственно рудного этапа.

Условия рудообразования. Согласно исследованиям В. С. Власова и М. С. Смирнова (1985), формирование золото-сульфидной минерализации сопровождалось значительным привносом в рудную зону серы, мышьяка и золота. Привноса железа в рудах не отмечается, что указывает на его возможный местный источник. По данным термобарогеохимических исследований, первичные включения в раннем метаморфогенном кварце имеют водно-углекислотный состав (от 5 до 60 % CO_2), гомогенизация включений происходит при температурах 200–350°C, давление растворов составляло 30–110 МПа. Вторичные включения, также водно-углекислотного состава, гомогенизируются в интервале температур 180–230° [36]. В кварце позднерудной антимонитовой минерализации образуются трех- или четырехфазные включения сернисто-хлоридных щелочных растворов, гомогенизирующихся при температурах 120–180°C.

Выводы. Удерейское месторождение представляет собой яркий пример пространственно-структурного обособления золото-сульфидной и сурьмяно-кварцевой минерализации. В связи с тем, что основной структурный каркас месторождения сформировался в дорудное время,

различия пространственного положения последовательно отлагавшихся минеральных комплексов с локализацией золото-сульфидных руд в субпластовых залежах типа «манто», а сурьмяно-кварцевых — в секущих жильно-прожилковых зонах обусловлено, по-видимому, резкой сменой тектонофизического режима. Специфическая особенность рудного поля — широкое развитие дорудной послыистой вкрашенности и ступковых обособлений пирита, сближающего его в какой-то мере с месторождением Амантайтау в Кызылкумах.

Месторождение Кючус

Месторождение находится на территории Верхоянского района республики Саха (Якутия), в восточных отрогах Куларского хребта, на левобережье низовьев р. Яна (см. рис. 1). Район месторождения представляет собой среднегорную тундру с небольшими (до первых сотен метров) превышениями над урезом реки. На месторождении проведена предварительная разведка с проходкой трех подземных горизонтов и разведочных скважин, вскрывших рудные тела до глубины 300–350 м. Рудная зона месторождения прослежена по простиранию на 3 км и на глубину (отдельными скважинами) до 560 м. Запасы месторождения оцениваются как крупные. В изучении месторождения и окружающего района важное значение имели работы В.А. Амудзинского, Ю.П. Ивенсена, Л.Е. Леонова, Л.А. Мусалитина, Г.Г. Невойсы, Л.П. Персикова, Ю.И. Серпухова, Г.С. Сониной, В.М. Яновского, В.О. Коньшева, Н.П. Остроумовой, А.Н. Некрасовой и других исследователей, данные которых использованы авторами при характеристике месторождения.

Позиция месторождения в региональных структурах. Район месторождения — часть крупной структуры, Куларского горст-антиклинория, имеющего отчетливые тектонические ограничения: с северо-запада его граница Омолойский глубинный разлом, с юго-востока — Янский, а с севера — Казачинский разлом северо-западного простирания. В пределах горст-антиклинория выделяются четыре коробчатые с пологими сводами антиклинали, сложенные породами перми и триаса, разграниченные узкими зонами крутопадающих складок, нередко с опрокинутыми крыльями. В.М. Яновским и В.Н. Шолпо показано, что обособление антиклиналей связано с блоковыми перемещениями фундамента и выжиманием гранитоидного диапира. Рост сводов продолжается и в настоящее время, что фиксируется прямыми геофизическими замерами, показывающими воздымание территории со скоростью 6–8 мм/год.

Куларское поднятие в районе рудного поля сложено довольно малоконтрастными терригенными толщами пород триасового возраста. Нижний триас представлен преимущественно ритмично-слоистыми олигомиктовыми песчано-алевролитовыми отложениями, которые сменяются выше по разрезу мезомиктовыми ритмитами среднего и верхнего триаса. В конце юры внедряется первая, главная, фаза интрузий гранитоидов (абс. возраст 156–113 млн. лет) [87], с дайками биотитовых гранитов, аплитов и пегматитов, а в верхнем мелу образованы тела второй интрузивной фазы, представленные адамеллитами и дайками лампрофиров. Гранитоидные массивы составляют цепочку тел продольного северо-восточного направления, которые увязываются В.А. Трунилиной (1972) в единый батолит с субгоризонтальной кровлей, сопровождаемый ореолом роговиков шириной около 5 км.

Строение Куларской структуры осложняется многочисленными разломами, сформированными по представлениям И.М. Сборщикова (1969) в результате горизонтального субширотного сжатия. Учитывая сводово-блоковое строение поднятия, часть разрывных структур, несомненно, обязана своим появлением вертикальным движениям. Особо важную роль при этом, по-видимому, играют глубинные структурные швы, ограничивающие поднятия и сопряженные с ними нарушения. Так, вдоль глубинного Янского разлома отмечаются полиэтапные пластические и хрупкие деформации, представленные зонами катаклаза и брекчирования, сопровождающиеся подворотами и усложнением складчатых структур, расщеплением [56].

Геологическое строение месторождения. Месторождение Кючус расположено в юго-восточной прибортовой части Куларского поднятия в непосредственной близости от глубинного Янского разлома. Залегающие в его западном крыле сложнодислоцированные мезозойские толщи образуют синклинальную структуру, прослеживающуюся в северо-восточном направлении вдоль одного из его структурных швов. Осадочные толщи представлены типичными для Верхоянского комплекса терригенными песчано-алевропелитовыми породами, относящимися к анизейскому и ладинскому ярусам среднего триаса, мощностью около 700 м. В разрезе

отмечается тонкое чередование мелкозернистых кварцевых песчаников, алевропесчаников, алевролитов и алевропелитов; глинистые сланцы присутствуют в резко подчиненном количестве. В обломочном материале песчаных и алевритовых разностей преобладает кварц, цемент служит глинисто-гидрослюдистый или известковисто-гидрослюдистый материал. Углеродистое вещество свойственно в большей мере тонкозернистым разностям, в которых количество его обычно не превышает 0,5–0,7 %. Региональный метаморфизм пород отвечает низкотемпературным фациям, переходным от катагенетических к низшим ступеням зеленосланцевой фации. Ввиду отсутствия естественной обнаженности структура месторождения выявлена только в общих чертах. По наблюдениям в единичных естественных обнажениях и в горных выработках месторождения В.О.Коньшев [64] установил антиклинальную складку (или система складок) общего субмеридионального простирания с пологим сводом и крутопадающими под углами до 80° крыльями, местами осложненными дополнительными перегибами и мелкой складчатостью высоких порядков. Строение антиклинали в значительной мере усложняется разрывными нарушениями, расчленяющими ее на отдельные мелкие блоки с разной ориентировкой преобладающей слоистости.

Основным рудоконтролирующим и рудолокализирующим элементом структуры месторождения является зона разломов общего северо-восточного простирания, ориентированная под углом к основному шву Янского глубинного разлома. Установленная протяженность зоны более 4 км, ширина до 700 м. Зона состоит из расходящихся и сливающихся по простиранию ветвей, в каждой из которых отмечается несколько субпараллельных разрывов сколового типа, разделенных пространством менее дислоцированных пород (рис. 40). Общее падение зоны северо-западное с углами 50–75°. Отдельные разломы выражены зонами рассланцевания, разлинзования и брекчирования пород мощностью до 5–15 м. Углы падения их меняются от 50° до вертикального. В пределах месторождения зона прослеживается главным образом вдоль восточного крыла складки и плоскости разрывов имеют встречное падение к напластованию. На юго-западном фланге при переходе в западное крыло складки направление падений слоистости и разломов становятся односторонними, хотя и не полностью согласными, а мощности зон динамометаморфизма заметно убывают.

В центральной части месторождения зона северо-восточных разломов пересекается свитой крутопадающих субширотных и запад-северо-западных нарушений в виде рассредоточенных зон рассланцевания и брекчирования, мощностью, не превышающей первые метры. Они пересекают северо-восточные разрывы со смещением до десятков метров, образуя, таким образом, сложный дорудный трещинно-разрывной каркас месторождения, в значительной мере определяющий морфоструктурные особенности наложенных на них рудоносных образований (рис. 40). Подобное строение разломов в виде линейной зоны коротких разнонаправленных разрывов при отсутствии выраженной единой плоскости сместителя обычно обуславливается высокими скоростями деформаций при невысоком всестороннем давлении.

Околорудные изменения пород выражены не контрастно. Они проявлены в виде метасоматического окварцевания и аргиллизации, в развитии тонких прожилков кварцевого, карбонат-кварцевого и каолинит-кварцевого составов, корреспондирующих минеральному составу вмещающих их пород.

Рудные тела. Рудные тела месторождения представлены живообразными минерализованными залежами, приуроченными к дислокационным зонам, сопровождающим разломы северо-восточного простирания. Залежи прослеживаются также вдоль дислоцированных пород северо-западных и субширотных секущих сместителей, создавая в целом сложный сетчатый-ступенчатый штокверковый пространственный рисунок рудных тел. В участках сопряжений разрывных нарушений среди интенсивно дислоцированных пород устанавливаются наибольшие мощности залежей, достигающие иногда 10–15 м. Залежи быстро выклиниваются при выходе в слабонарушенные породы. На их параметры существенное влияние оказывают структурно-литологические особенности вмещающей среды. По данным Н.П.Остроумовой (1994), наиболее благоприятны для развития руд дислоцированные (квиважированные) алевролиты, в которых рудные тела достигают максимальных мощностей. В пачках переслаивания песчаников и алевролитов мощность рудных тел обычно снижается до 3–5 м, а при участии в переслаивании аргиллитов — до первых метров. Несмотря на различия в строении залежей в разных частях месторождения устанавливаются общие закономерности распределения минерализации, заключающиеся в более высокой концентрации золота, сурьмы и ртути в их лежащих боках или

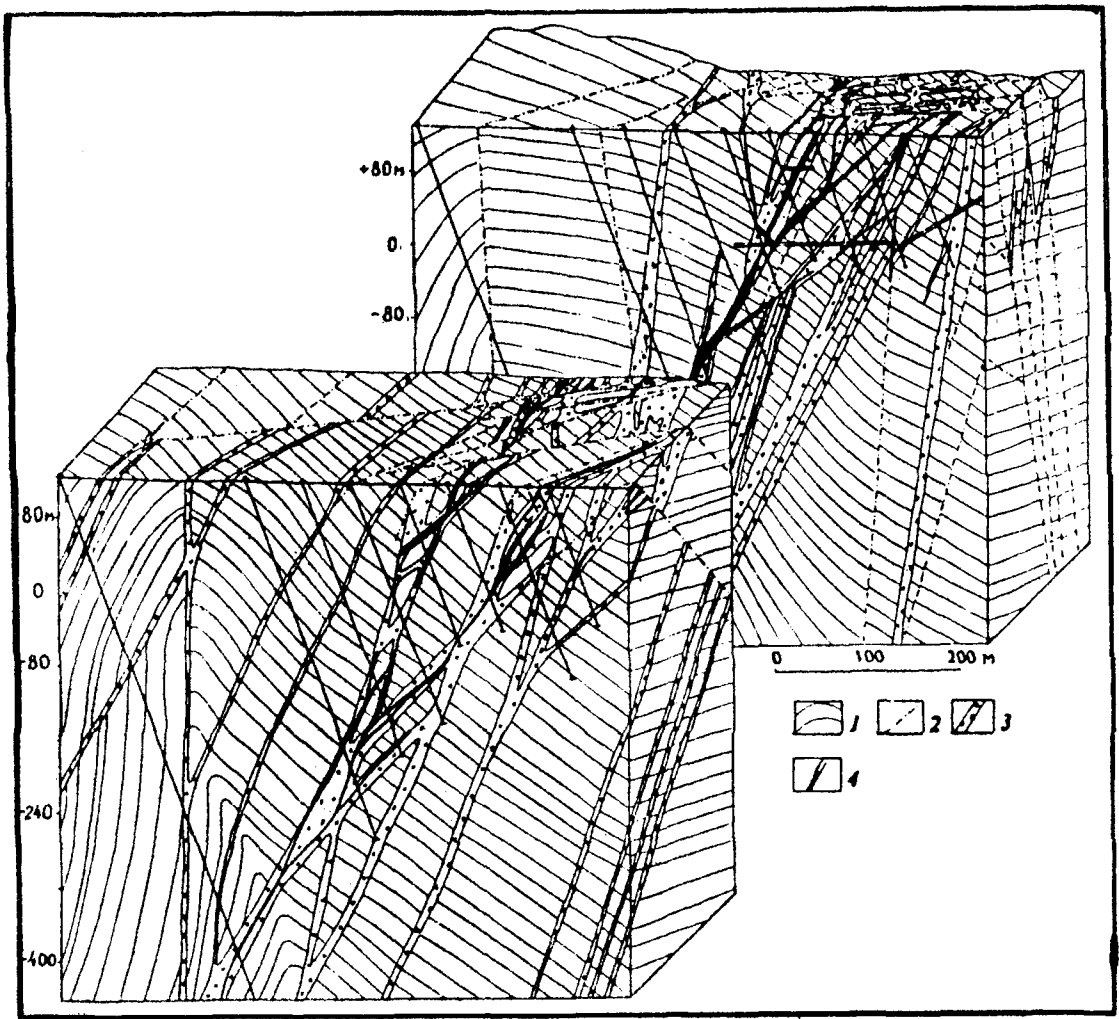


Рис. 40. Аксонометрическая проекция месторождения Ключус (по В.О.Коньшеву [64]):

1 — терригенная толща ладинского века среднего триаса; 2 — зоны расщелачивания и крупные сколы с зеркалами скольжения; 3 — минерализованные зоны брекчированных и будинированных углеродистых аргиллитов, темно-серых алевролитов и зеленовато-серых песчаников; 4 — рудные тела в зонах минерализованных брекчий

в осевых частях, где прослеживаются линзо- и четковидные жилы метасоматического кварца, а также обильные прожилки кварцевого, кварц-карбонатного и каолинит-карбонатного составов.

Состав руд и рудообразующие минеральные ассоциации. Руды представлены измененными осадочными породами, содержащими тонкую рассеянную вкрапленность и редкие прожилковые выделения сульфидов (арсенопирита, пирита и значительно реже — антимонита и киновари) с неравномерным развитием маломощных кварцевых жил и прожилков кварцевого, кварц-карбонатного и каолинитового составов, в том числе, с вкрапленностью антимонита и киновари. Содержание сульфидов в рудах варьирует от долей до 10–15 % в наиболее богатых участках. Количество жильного материала составляет в среднем 10–15 %.

Руды Ключуского месторождения отличаются комплексным составом, основные ценные попутные компоненты сурьма и ртуть довольно тесно совмещены в пространстве с золотом, что послужило некоторым исследователям поводом для отнесения месторождения к золото-ртутной формации [10]. Содержание наиболее характерных рудных элементов составляет (в %): As — 1–2, Sb — 0,1–1,0 и Hg — 0,05–0,1. Распределение основных рудогенных элементов в проекции рудного поля на вертикальную плоскость показано на рис. 41.

Химический состав руды по данным испытаний одной из технологических проб (А.И.Ни-

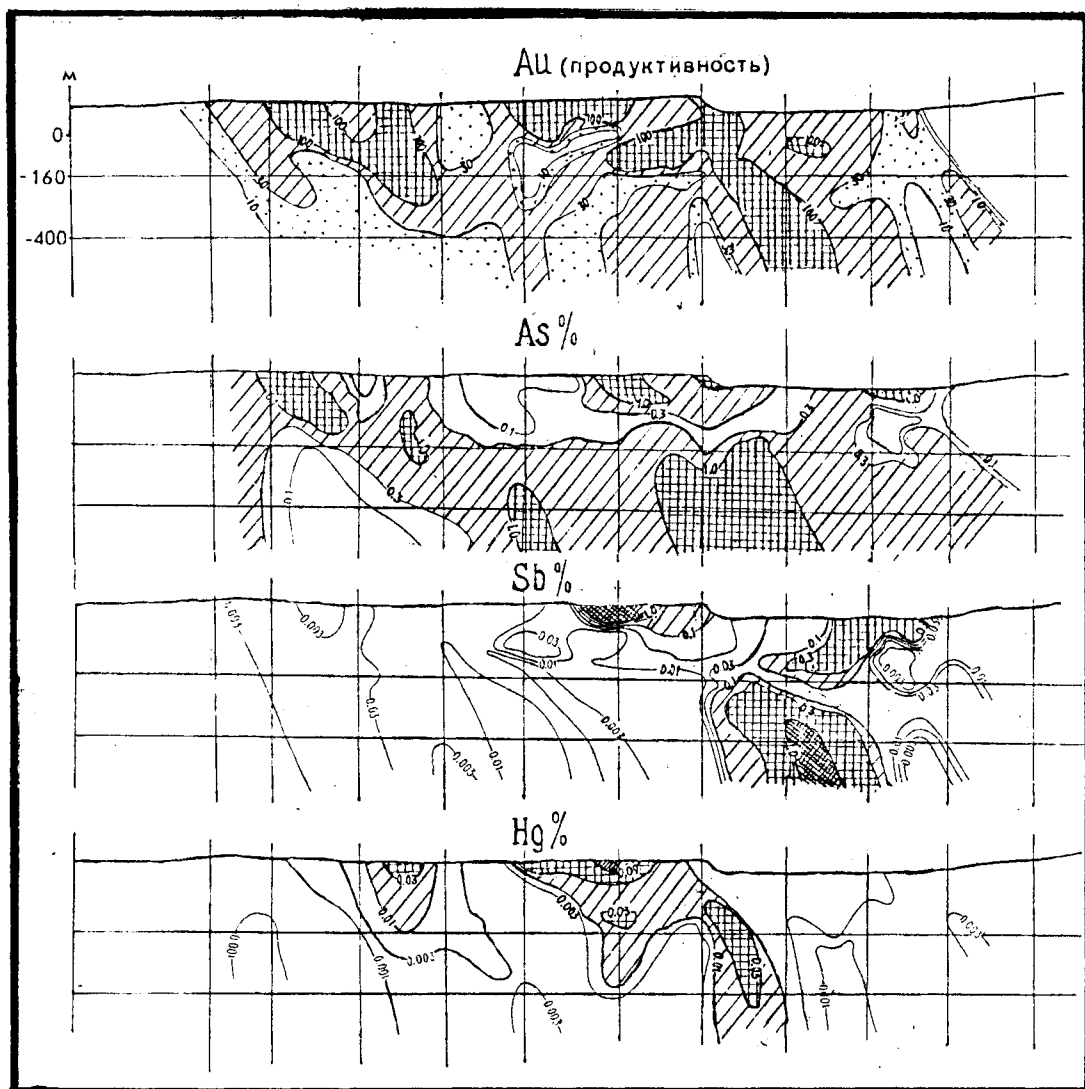


Рис. 41. Распределение основных рудогенных элементов в рудном теле Ключуского месторождения. Продольная проекция (по материалам ГРП и А.Б.Сорокина)

кулин и др., 1991), %: SiO_2 — 57,0; Al_2O_3 — 15,9; Fe_2O_3 — 7,5; TiO_2 — 0,9; CaO — 0,6; MgO — 1,6; Na_2O — 0,2; K_2O — 1,6; S — 1,5; As — 1,3; Sb — 0,4; Au — 10,5 г/т; Ag — 1,0 г/т.

Золотоносность руд обусловлена в первую очередь присутствием золотосодержащих арсенопирита игольчатого габитуса и в меньшей мере пирита, образующих весьма тонкую вкрапленность среди дислоцированных пород. В богатых рудах количественные соотношения между главными носителями золота — арсенопиритом и пиритом — составляют 10–5:1, а в бедных — меняются на обратные. В блоках пород, заключенных между рудными залежами, интенсивность сульфидной вкрапленности значительно снижается с возрастанием долевого количества пирита. В.О.Коньшевым отмечена преимущественная локализация золотосодержащих сульфидов в осадочных породах с гидрослюдисто-глинистым цементом по сравнению с известковистыми разностями, что необычно для такого типа руд.

А.Н.Некрасовой (1991) установлено соответствие размерности выделений арсенопирита величине зернистости вмещающих пород. В рудах месторождения ею выделено три основных разновидности арсенопирита: мелкозернистая, тонкозернистая и пылевидная со средней золотоносностью соответственно в 450, 290 и 40 г/т. Пылевидная разновидность образовалась в результате переотложения золотоносного арсенопирита двух предыдущих разновидностей в связи с проявлением поздней антимонитовой и киноварной минерализации. Содержание золота в пирите из рудных тел составляет 10–45 г/т. Характерным минералом руд месторождения является антимонит, встречающийся в виде гнездовидных скоплений, прожилковидных выделений и вкрапленности, чаще в кварцевых и кварц-карбонатных жилах и прожилках, реже в виде вкрапленности среди осадочных пород. Киноварь образует неравномерную рассеянную вкрапленность во вмещающих породах, а также вкрапленные скопления в кварц-антимонитовых, кварц-карбонатных и карбонат-каолининовых прожилках, широко распространенных в рудных зонах. Среди других рудных минералов в незначительных количествах отмечаются: блеклая руда, реальгар, аурипигмент, бертьерит, халькопирит, сфалерит, галенит, бурнонит, пирротин, шеелит и самородное золото.

К числу особенностей руд этого месторождения следует отнести преобладающий весьма тонкий размер (тысячные и сотые доли миллиметра) золотоносной сульфидной вкрапленности и существенно субмикроскопический характер золота в сульфидах. По данным технологических испытаний первичных руд доля упорного, связанного с сульфидами золота, составляет 72–96 %. Редко встречающееся (обычно в кварц-антимонитовых жилах) самородное золото образует пылевидные и реже более крупные (до 1,5–2 мм) выделения в жильном кварце, а также на контактах с включениями окварцеванных вмещающих пород. Проба золота варьирует от 733 до 990 и составляет в большинстве случаев 800–925. Многие выделения золота имеют зонально-неоднородное внутреннее строение с относительно более высокопробной центральной частью. В золоте постоянно отмечается примесь Hg от 0,77 до 14,8 %. А.Н.Некрасова в составе руд выделяет пять стадийных минеральных ассоциаций: 1) допродуктивную, пирит-марказитовую; 2) продуктивную, пирит-арсенопиритовую с тонкодисперсным золотом; 3) переменнодуктивную, антимонит-карбонат-кварцевую; 4) киноварно-каолинит-карбонатную (с реальгаром и аурипигментом); 5) каолинит-кальцитовую. С пирит-арсенопиритовой ассоциацией связана основная промышленная золотоносность руд. Участки более интенсивного развития ассоциации, в частности тонкоиглочатого арсенопирита, сопровождаются метасоматическим окварцеванием. Антимонит-карбонат-кварцевая минеральная ассоциация характеризуется непостоянной золотоносностью; связанное с ней относительно крупное золото образовалось вероятно в результате переотложения более раннего золотоносного арсенопирита, о чем может свидетельствовать присутствие в рудах пылевидного переотложенного арсенопирита с низким содержанием золота. Основной минерал ассоциации — кварц, характеризуется неоднороднозернистой, шестовато-гребенчатой структурой с характерным для малоглубинных образований аномальным перистым погасанием краевых зон зерен.

Особенности рудообразования. Многие структурно-вещественные особенности комплексного золото-сурьмяно-киноварного оруденения месторождения указывают на малоглубинные условия его формирования, возможно на самые верхние горизонты рудообразования для данного формационного типа. В пользу такого предположения свидетельствуют: исключительная тонкость выделений ранних золотоносных сульфидов, широкое распространение в составе ранней сульфидной минерализации марказита, преобладающий аргиллизитовый тип изменений вмещающих пород, заметное развитие в рудах киновари, реальгара и аурипигмента, присутствие в составе поздней прожилковой минерализации редкого минерала-полугидрата (CaSO_4), неоднородно-зональное внутреннее строение позднего самородного золота, фрамбоидальное погасание кварца, возникающего при кристаллизации в условиях низких давлений.

Выводы. Ключуское месторождение характеризуется комплексным характером руд, в которых наряду с золотом и антимонитом присутствуют повышенные количества киновари. Сурьмяная (антимонитовая) минерализация развита здесь относительно слабо и не имеет промышленного значения, но с нею связано некоторое количество позднего крупного золота. Основное раннее сингенетичное золото в сульфидах находится исключительно в субмикроскопической форме. Особенности минерализации характеризуют малоглубинные условия рудообразования.

Месторождение Лухуми

Месторождение Лухуми находится на территории Грузии в Онийском районе, на южном склоне Большого Кавказа. Оно получило широкую известность в 30-х годах после начала разработки реальгар-аурипигментовых руд с целью получения мышьяка, а также благодаря великолепными штуфным образцам с реальгаром и аурипигментом, украшающим многочисленные музейные и частные коллекции; мышьяковые руды месторождения продолжают эксплуатироваться до настоящего времени. В 70-х годах на месторождении возобновились геологоразведочные работы в связи с обнаружением золотого оруденения сульфидно-вкрапленного типа. Геологическое строение месторождения и минералогические особенности руд месторождения рассмотрены в работах А. Демчука [42], К. И. Чичинадзе, К. В. Арошидзе (1962), Б. А. Алибегашвили, З. Я. Церцвадзе (1972), И. Д. Доллидзе, А. Г. Жабина и др. [47, 48]. Результаты исследований указанных авторов, а также собственные материалы Ю. И. Новожилова, полученные при экспертной оценке месторождения в 1985 г., послужили основой его описания.

Геологическое строение месторождения. Месторождение расположено в Горной Раче в пределах Местиа-Тианетской структурно-формационной зоны, сложенной карбонатным флишем верхней юры — нижнего мела. Разнообразные по структуре, морфологии и веществу проявления ртутной, сурьмяной, мышьяковой, вольфрамовой минерализации, в число которых входит и месторождение Лухуми, находятся в зоне влияния регионального глубинного разлома, с северного борта ограничивающего воздымавшееся в альпийское время (неоген) палеозойское ядро Главного Кавказского хребта. На территории месторождения осадочные породы представлены толщей переслаивающихся углеродистых аргиллитов, известковистых аргиллитов, мергелей, содержащих маломощные (5–30 м) прослой известняков. Мощность толщи, время образования которой относится к рубежу юры и раннего мела, составляет не менее нескольких сотен метров. Осадочные породы отличаются практически отсутствием проявлений региональных метаморфических преобразований, но характеризуются развитием отчетливо выраженного кливажа, интенсивность которого возрастает по мере приближения к осепродольным разломам. Кливажность поверхности обозначена повышенной концентрацией углеродистого вещества. Магматические образования на рудном поле незначительны: на восточном фланге среди дислоцированных пород прослеживается дайка дацитов неоген-палеогенового возраста, а в низах песчано-сланцевых толщ юры отмечаются субпластовые тела диабазов.

Осадочные толщи образуют антиклинальную складку, простирающуюся по азимуту 280–310° с погружением шарнира на восток-юго-восток под углами 15–20°. Складка, ассимметрично и слабо запрокинута на юг: южное крыло ее близвертикально, а северное наклонено к северу под углами 65–70°. Антиклиналь осложнена складками высоких порядков, с размахом крыльев от десятков до первых сотен метров.

Основная рудовмещающая структура месторождения — зона смятия и дробления, прослеживающаяся в субширотном направлении в северном крыле антиклинали на протяжении около 1 км. Углы падения ее изменяются от вертикальных до 80–60° с падением на юг, мощность в раздувах достигает 20–30 м. На значительном интервале зона смятия совпадает по простиранию со слоистостью осадочных толщ, а по падению отмечаются как согласное залегание, так и сопряжение под острыми углами, что позволило на ранних этапах геологического изучения месторождения связывать ее образование с внутриформационными срывами в толще известковистых аргиллитов при формировании складчатости [42].

Зона испытала неоднократные тектонические подновления, сопровождавшиеся разновременными минеральными образованиями; строение ее изменяется в последовательных сечениях по простиранию. На восточном фланге она разделена на две параллельные шовные подзоны, наиболее крупная из которых мощностью в первые метры, представлена развальцованными и интенсивно кливажированными аргиллитами, содержащими линзовидные будины метаморфогенных кварцевых и карбонат-кварцевых жил. По мере удаления от тектонических швов интенсивность кливажа убывает, появляются непротяженные трещины со встречным падением. Мощности зон кливажирования возрастают на участках тонкого переслаивания известковистых аргиллитов с алевролитистыми разностями и известняками. Повышение интенсивности динамометаморфизма сопровождается контактами метаморфогенных кварцевых и карбонат-кварцевых жил, играющих роль жестких тел при пластическом течении пород. В тектонитах основных швов и непосредственно прилегающих участках интенсивного кливажирования

распространена вкрапленная золото-сульфидная минерализация, включающая основной золотоносный минерал месторождения — игольчатый арсенопирит. Непосредственно в плоскости шва, среди линз и будин метаморфогенного кварца нередко отмечаются идиобластические выделения и друзы хорошо ограненных кристаллов антимонита, а в примыкающих прослоях известняков нередко устанавливается шеелит.

Западнее, в центральной части месторождения, строение рудоносной зоны изменяется. Параллельно основному шву появляются вязкие разрывы подчиненного порядка, нередко образующие кулисные системы, вдоль которых сосредотачивается золото-сульфидная минерализация, и единая рудная зона как бы распадается на ряд непротяженных, постепенно выклинивающихся ветвей. Здесь же появляются линейные штокверки кварц-карбонатных прожилков с вкрапленным и друзово-вкрапленно-прожилковым реальгаром, не достигающим, однако, промышленных концентраций.

На западном фланге месторождения отмечается выклинивание рудовмещающей зоны. Мощность тектонитов основного структурного шва испытывает резкие колебания, достигая в раздувах 3–4 м; появляется ряд побочных ветвей. Гофрировка, развальцевание, брекчирование тектонитов с закатыванием обломков в глиноподобной массе указывают на возможное нагнетание сюда пластической массы тектонитов с нижних горизонтов. Во фланговой части структуры более существенную роль, чем на других участках, играют прямолинейные кварц-карбонатные прожилки разных направлений, достигающие здесь наибольшей мощности и прослеживающиеся в виде линейного штокверка. Золото-сульфидная минерализация на этом участке практически отсутствует, а основное значение приобретает промышленное реальгар-аурипигментовое оруденение, локализующееся в тектонитах основных швов в виде жилообразных друзовидных агрегатов и вкрапленности в кварц-карбонатном штокверке.

Указанные особенности изменчивости минерализации определяют отчетливое проявление структурно-вещественной зональности, характер которой передает рис. 42. Участки резкого изменения состава руд разделяются поперечными тектоническими плоскостями без заметных смещений. Оруденение в целом имеет пологое восточное склонение 20–25°, по данным К.В.Арошидзе и нашим, более пологое, чем это изображено на рисунке.

В пределах единой тектонической зоны развиты два морфоструктурных типа рудных тел: в восточной части выделяются субогласные зоны или залежи вкрапленных золото-сульфидных руд с кварц-антимонитовыми прожилками и жилами, а в западной — жилы и линейные прожилковые штокверки с друзовой и прожилково-вкрапленной реальгар-аурипигментовой минерализацией. Оба этих типа рудных тел в целом разобщены в пространстве, хотя и имеют непротяженную переходную зону.

Состав руд, рудообразующие минеральные комплексы. Рудная минерализация месторождения Лухуми отличается от минерализации других месторождений рассматриваемого промышленного типа. На нем отчетливо проявлена стадийность образования руд с обособленным зональным пространственным положением слагающих их ранних и поздних минеральных комплексов и ассоциаций.

К наиболее ранней дорудной минерализации относятся послейные выделения тонкозернистого вкрапленного и глобулярного пирита, повсеместно распространенного на всей территории месторождения. Образование этого пирита, по А.Г.Жабину, связано с диагенетическими преобразованиями морских осадков, содержащих повышенные концентрации рудогенных элементов. Дорудными являются также постоянно встречающиеся в рудной зоне кварцевые и кварц-карбонатные жилы, линзы и прожилки, для которых устанавливается метаморфогенно-сегрегационное происхождение.

Основное количество золота связано с ранним продуктивным минеральным комплексом, представленным главным образом игольчатым арсенопиритом и мышьяковистым пиритом; возможно к этому же комплексу относятся и блеклая руда, образующая вместе с ними редкую рассеянную вкрапленность среди тектонизированных терригенно-карбонатных пород рудной зоны. Золото-сульфидная минерализация в известковистых аргиллитах сопровождается рассредоточенным проявлением серицита, развивающегося вдоль кливажа, а в известняках отмечается окварцевание; устанавливаются также редкие проявления диоктаэдрического Li-хлорита [48]. Распределение золотоносного игольчатого арсенопирита контролируется зонами интенсивного проявления кливажа и литологическими особенностями пород. Более позднее выделение арсенопирита по отношению к кливажу устанавливается по пересечениям послед-

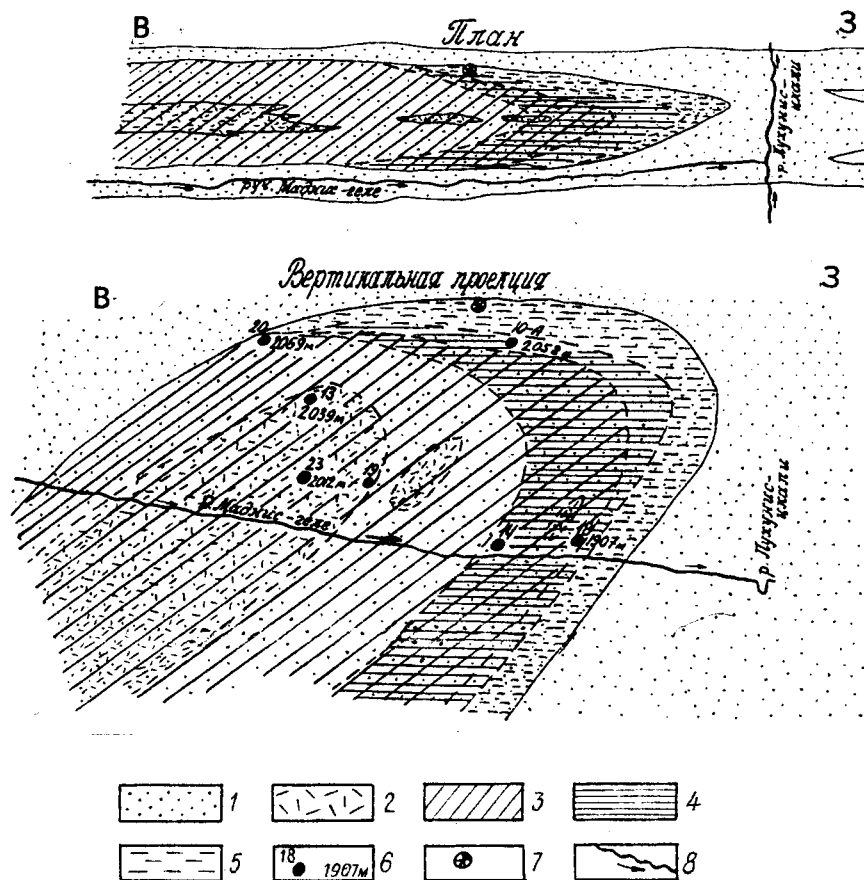


Рис. 42. Зональность вкрапленного и прожилкового оруденения Лухумского месторождения (по А.Г.Жабину, Н.С.Самсоновой, Д.С.Шубитидзе, И.Б.Чичуа, 1986):

возрастная последовательность с перекрытием условных знаков: 1 — геохимическая аномальная зона в породах Лухумской пачки (с вкрапленностью пирита, блеклых руд, сфалерита и др.); 2 — зоны вкрапленности тонкоигльчатого золотоносного арсенопирита в сланцах; 3 — прожилково-жильная ассоциация антимонита, шешлита, реальгара I — литиевого хлорита; 4 — продуктивная вкрапленно-жильная ассоциация реальгара II — аурипигментовая ассоциация; 5 — аурипигментовые прожилки и жилы; 6 — штольни (номер и абсолютная отметка устья); 7 — жила Михо; 8 — направление течения ручьев и рек

9. Результаты нейтронно-активизационного анализа рудообразующих минералов месторождения Лухуми, г/г

№ проб	Au	Ag	W	Sb	Co	Минералы
1	619	<5,0	0,84	214	21,4	Арсенопирит
2	478	<5,0	0,80	186	16,2	«
3	252	<5,0	2,73	171	6,5	«
4	422	<5,0	7,0	294	19,8	«
5	222	<5,0	3,40	221	20,5	«
6	97,0	<5,0	7,80	267	<5,0	«
7	40,0	<5,0	1,18	271	11,3	«
8	51,0	<5,0	1,89	290	12,0	«
9	11,4	<5,0	2,62	376	443	Агрегат пирита и марказита
10	7,5	<7,5	0,36	720	517	Пирит
11	0,89	<5,0	55,2	83	<5,0	Шеелит

10. Изменчивость содержаний (в г/г) золота и элементов-примесей в различных фракциях игольчатого арсенопирита месторождения Лухуми (по данным нейтронно-активационного анализа), г/г

№ проб	Au	Ag	W	Sb	Co	Zn	Cr	Состав фракций
1	410	<5,0	0,99	311	16	159	<10	Ядерные части звездчатых сростков кристаллов
2	406	<5,0	0,98	346	17	<40	<10	
3	410	6,5	<0,3	340	18	<40	<10	
4	403	<5,0	1,37	309	20	<40	<10	
5	428	<5,0	<0,30	330	22	<40	<10	
6	456	<5,0	0,86	315	17	<40	<10	
7	430	<5,0	1,15	293	20	<40	<10	
8	451	<5,0	1,19	312	16	<40	<10	
9	460	<5,0	0,86	342	18	<40	<10	
10	437	<5,0	1,30	304	16	<40	<10	
11	288	<5,0	1,52	293	18	<40	<10	Кристаллы толщиной более 0,3 мм
12	344	<5,0	1,87	283	16	<40	<10	
13	280	<5,0	1,46	309	20	76	<10	
14	312	<5,0	2,39	270	25	<40	37	Кристаллы толщиной от 0,2 до 0,3 мм
15	309	<5,0	1,18	278	24	65	15	
16	290	<5,0	1,51	295	22	<40	21	
17	321	<5,0	0,66	300	28	<40	40	
18	299	<5,0	1,49	283	21	<40	13	
19	299	<5,0	2,46	296	31	62	28	
20	323	<5,0	1,66	301	25	48	35	
21	252	<5,0	1,39	205	25	62	12	
22	309	<5,0	1,83	258	30	47	16	Кристаллы толщиной 0,15–0,2 мм
23	326	<5,0	1,07	269	33	69	<10	
24	307	<5,0	1,98	232	29	<40	25	Кристаллы толщиной менее 0,15 мм
25	258	<5,0	1,72	238	29	104	32	
26	320	<5,0	1,15	506	66	97	34	Смесь разновеликих кристаллов
27	291	<5,0	<0,30	761	104	240	55	
28	312	<5,0	1,00	452	70	100	37	

Примечание: анализы выполнены в лаборатории ядерно-физических методов ЦНИГРИ

него игольчатыми кристаллами арсенопирита. При секущем положении зон квиважа относительно слоистости пород повышенное количество арсенопирита отмечается лишь в интервалах при пересечении известковистых аргиллитов и мергелей; в аргиллитах и известняках он практически отсутствует.

Арсенопирит образует удлиненные игольчатые кристаллы размерами от долей до первых миллиметров по длинной оси, характерны крестообразные и звездчатые сростки игольчатых кристаллов. Игольчатый арсенопирит является основным концентратором золота, содержания которого колеблются (в выборке из 9 проб) от 40 до 619 г/т, среднее — 280 г/т (табл. 9). Наиболее высокие содержания золота отмечаются в арсенопирите, локализованном в шовной зоне вязкого разрыва.

В литературе неоднократно отмечалась повышенная золотоносность тонкокристаллических разновидностей арсенопирита по сравнению с грубокристаллическими. Для проверки этой закономерности нами из рудного штуфа, с содержанием 14,1 г/т Au и 0,36 Ag, было выделено и проанализировано 28 мономинеральных проб арсенопирита, характеризующих игольчатые кристаллы различных размеров (по толщине иголок), а также сростки кристаллов. Результаты анализов (табл. 10) показывают, что различные по величине кристаллы арсенопирита, кристаллизовавшиеся в одной и той же среде и обстановке, не несут заметных различий в золотоносности. Содержания же золота в сростках (429 г/т) заметно превышают концентрации его в монокристаллах арсенопирита (301 г/т). Возможно, это связано с активным захватом золота, содержащегося во флюиде, в начальные стадии кристаллизации арсенопирита. Золотоносность других рудных минералов резко уступает арсенопириту (см. табл. 9).

Более поздний кварц — антимонитовый минеральный комплекс, в составе которого присутствует также ранняя генерация реальгара I, часто ассоциирует с ранними метаморфогенными жилами и прожилками, прослеживающимися вдоль швов смесителей наиболее крупных вязких разломов в восточной части месторождения. При этом кварц жил в участках наложения минерализации частично или полностью перекристаллизовывается. В прослоях известняков при сопряжении с теми же разломами обнаруживается вкрапленность шеелита, который, по-видимому, также входит в состав рассматриваемого минерального комплекса. Количество триоксида вольфрама в штуфных пробах варьирует от 0,66 до 2,46 %. Завершающий рудообразование реальгар II — аурипигментовый минеральный комплекс выделяется в виде друзо-видных агрегатов в трещинных отслоениях шовной зоны продольных разломов, приурочивается к трещинам среди кварц-карбонатных прожилков, прослеживающихся в виде линейных штокверков, а также образует вкрапленность и розетчатые выделения среди предваряющих эту минерализацию свособразных черных метасоматитов, развивающихся по известнякам [48]. Метасоматиты отличаются высокой пористостью, достигающей 11 %, обуславливающей тем самым рыхлость породы. В составе метасоматитов основной минерал — кварц, образующий каркас выщелоченных пород. В промежутках кварцевых зерен сохраняются реликты известняка и отмечаются тонкозернистые образования дисульфидов железа (марказита, пирита, грейгита (?)), придающих породе черный цвет. В небольших количествах среди метасоматитов присутствуют гидромусковит и диоктаэдрический хлорит. А.Г. Жабин и Н.С. Самсонова относят эти метасоматиты к фациальной разновидности аргиллизитов, образованных при выщелачивании известковистых пород кислыми сульфидоносными растворами и предлагают их называть лухумитами. Близкие по составу метасоматиты отмечены на месторождении Гетчелл в США [145].

Выводы. Месторождение Лухуми наиболее молодое по возрасту (мел—палеоген) среди объектов, рассматриваемых в настоящей работе. Основным отличием его от других месторождений данного промышленного типа являются развитие высоких концентраций позднерудной реальгар-аурипигментовой минерализации, которая в течение многих лет служит предметом промышленной эксплуатации с целью получения сверхчистого мышьяка и природных красок. Текстурно-структурные и вещественные особенности позднерудной минерализации указывают на ее формирование в близповерхностных условиях. Интересно отметить, что состав руд, близкий рудам Лухуми и Кючуса, характерен для многих месторождений Южного Китая (Ята, Гетанг и др.) [142].

Золото-сульфидно-серебряный тип

Месторождение Высоковольтное

Месторождение расположено в Навоийской области Западного Узбекистана, в 38 км к юг-юго-западу от г. Зеравшан, с которым его соединяют шоссейная и железная дороги. Район представляет собой равнинную пустынную местность, лишенную водотоков. Месторождение открыто в 1969 г. В 1970–1992 гг. проведена его детальная разведка с проходкой подземных горных выработок (на верхних горизонтах) и буровых скважин, вскрывших рудные тела до глубины 600–700 м. Месторождение представляет собой крупный золотосодержащий серебряный объект. Наиболее богатое оруденение установлено на глубоких горизонтах.

Описание месторождения приводится главным образом, по материалам Н.К.Курбанова, Ч.Х.Арифуллова, Н.Я.Гурейкина, В.Г.Дзялошинского, детально изучавшими его на стадии разведочных работ.

Геологическая позиция и строение рудного поля. Даугыз-Высоковольтное рудное поле находится в Джетымтау-Бельтауском рудном районе Центральных Кызылкумов, расположенному в северо-западной части Алай-Кокшаальской миогеосинклинальной зоны Южного Тянь-Шаня. Позиция рудного поля, включающего наряду с Высоковольтным Даугызтауское золото-сульфидное месторождение и ряд рудопроявлений, определяется узлом пересечения раннеорогенных северо-восточных и субширотных складчато-разрывных структур с наложенной позднеорогенной субмеридиональной зоной деформаций (глубинным сквозным разломом скрытого типа). Основной рудовмещающей структурой рудного поля является Даугызтауский разлом север-северо-восточного простирания, вдоль которого с севера на юг на расстоянии 2 км размещаются золото-сульфидное месторождение Даугызтау и золото-сульфидно-серебряное Высоковольтное, между которыми находится промежуточное по составу оруденения рудопроявление Южное [39].

Рудное поле сложено осадочно-метаморфическими отложениями трех разновозрастных комплексов: нижним — верхнепротерозойским, вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенным (тасказганская свита); средним — нижнепалеозойским, углеродисто-терригенным (бесапанская свита) и верхним — девон-каменноугольным, известняково-доломитовым. Осадочно-метаморфический комплекс рудного поля образуют антиклинальную складку северо-восточного простирания, осложненную соскладчатými продольными разломами, в зоне которых на западном и восточном флангах отмечаются единичные дайки лампрофиров. Выходы гранитоидных интрузий на рудном поле отсутствуют.

Золото-сульфидное и золото-сульфидно-серебряное оруденение размещаются в отложениях флишеидной песчанико-алевролитовой бесапанской свиты, которая по мнению ряда исследователей является не только основной рудовмещающей для разнотипного золотого оруденения Центральных Кызылкумов, но служит также основным источником золота [32], т.е., является и рудоносной наряду с подстилающей более древней тасказганской свитой. Отложения верхнего карбонатного комплекса не несут оруденения и на большей части рудного поля эродированы. По отношению к золото-сульфидному оруденению этот комплекс — экранирующий. На границе его с терригенными образованиями среднего комплекса на флангах рудного поля известны небольшие проявления киновари.

Геологическое строение месторождения. Месторождение Высоковольтное приурочено к южному флангу Даугызтауского разлома в месте его сопряжения с разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного направлений. В пределах месторождения рудовмещающая структура разделяется на три сегмента: Северный — северо-восточного простирания, протяженностью 1 км, являющийся продолжением Даугызтауского разлома; Средний — близширотного и Южный — север-северо-западного простирания. Два последних сегмента общей длиной 1,5 км, связаны соответственно с разрывами близширотного и север-северо-западного простирания, которые на рудном поле являются рудоконтролирующими.

Оруденение связано со всеми тремя сегментами рудовмещающей структуры и представлено крутонадающей минерализованной залежью сложной, корытообразной в плане, формы общей протяженностью 2,5 км, распространяющейся на глубину 400 м (рис. 43). В составе рудного тела наряду с прожилково-вкрашенной сульфидной минерализацией значительная

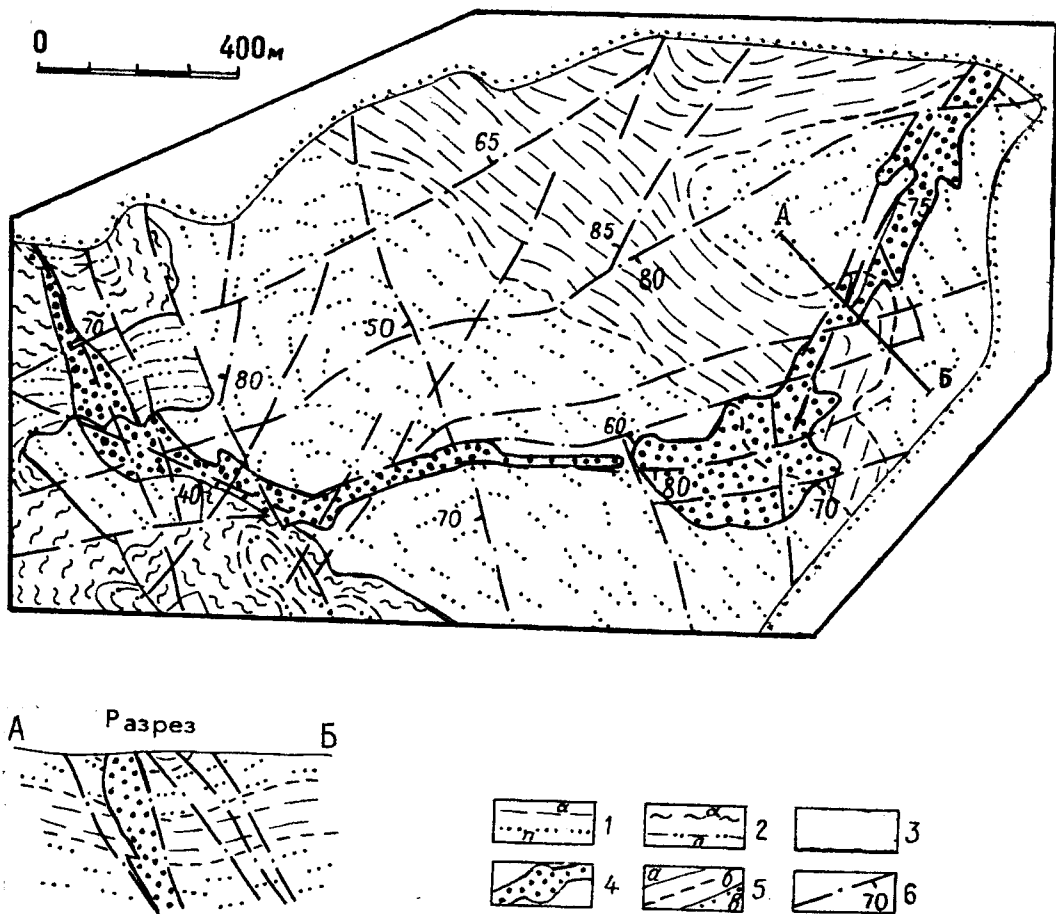


Рис. 43. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Высоковское (по Н.Я.Гурейкину, В.Г.Дзялошанскому, Ч.Х.Арифулову с изменениями):

ритмопачки терригенной флишеидной толщи палеозойского основания: 1 — верхняя, гравелито-песчаниковая; 2 — нижняя Б песчаниково-алевролитовая; ритмогоризонты в ритмопачках: существенно алевролит-сланцевые (а) и существенно песчаниковые (б); 3 — отложения мезозойско-кайнозойских впадин; 4 — контуры интенсивного проявления метасоматоза; 5 — границы: а — ритмопачек, б — ритмогоризонтов, в — мезозойско-кайнозойских отложений; 6 — разломы и элементы их залегания

роль принадлежит кварцевым жилам и многочисленным кварцевым и кварц-карбонатным прожилкам, неравномерно распределенным в рудовмещающей структуре.

В пределах минерализованной залежи размещение золото-сульфидной и серебряной минерализации контролируется разрывами разных направлений в зависимости от структурных особенностей каждого сегмента и характеризуется некоторой пространственной обособленностью. Собственно золотые руды локализируются в двух сравнительно крупных рудных телах — северном и южном, связанных с соответствующими сегментами северо-восточного простирания. К широтному сегменту приурочено наиболее богатое серебряное оруденение. Важным элементом локализации золото-сульфидно-серебряного оруденения является его подэкранный расположение на удалении не более 50–100 м от подошвы перекрывающей карбонатной толщи [38].

В составе рудовмещающей терригенной флишеидной толщи выделяются (снизу вверх) три ритмопачки: песчаниково-алевролитовая, гравелито-песчаниковая и песчаниково-сланцевая, внутри которых устанавливаются ритмогоризонты, существенно песчанистые и алевролит-сланцевые. Собственно рудовмещающими являются отложения двух нижних литопачек. Характерно широкое развитие осадочно-диагенетического пирита, концентрирующегося в отдельных горизонтах. Алевролит-песчаниковые породы сматы в дисгармоничные складки об-

шего северо-западного простирания. Оруденение сопровождается широкими ореолами гидротермальных изменений пород (серицитизация, карбонатизация, пиритизация, окварцевание, альбитизация).

Состав руд, рудообразующие минеральные ассоциации. Первичные руды представлены измененными осадочными породами, импренърованными сульфидами, главным образом, пиритом и арсенопиритом, с довольно высоким (до 30–40 %) содержанием жильного кварца, в котором часто присутствуют в качестве примесей карбонаты и полевые шпаты. Содержание основных рудных минералов составляет в среднем 5 %, в том числе арсенопирита около 0,6–0,7 %. Остальные рудные минералы встречаются в малых количествах; среди них: серебросодержащие тетраэдрит и сфалерит, миаргирит, диафорит и другие сульфосоли серебра, а также самородное золото имеют промышленную ценность. Они встречаются в виде мелкой и тонкой вкрапленности в кварце и в измененных породах, реже образуют прожилковые выделения.

Золотоносность руд невысокая, средние содержания золота в них составляют: 1,3–3,6 г/т при $Au/Ag=1/30-100$. Значительная часть золота (30–38 %) находится в тонкодисперсной, субмикроскопической форме и связана с пиритом и арсенопиритом, средние содержания в которых составляют соответственно 25 и 120 г/т при концентрациях серебра 110 и 60 г/т. Остальная часть золота находится преимущественно в виде микроскопических самородных выделений в парагенезисе с сульфидами и сульфосолями полиметаллов, а также частично с гесситом. Проба самородного золота варьирует от 675–780 до 910–940 (в среднем 780–880). В парагенезисе с гесситом и высокопробным золотом отмечается низкопробное (до 40,8 % Ag) ртутистое золото.

Химический состав первичных руд (данные по представительной большеобъемной технологической пробе), %: SiO_2 — 68,1; Al_2O_3 — 12,3; Fe_2O_3 — 3,1; CaO — 1,5; MgO — 2,2; Na_2O — 1,1; K_2O — 2,7; TiO_2 — 0,59; P_2O_5 — 0,13; MnO — 0,1; $S_{\text{сульф}}$ — 1,8; $C_{\text{орг}}$ — 0,4; As — 0,3; Zn — 0,01; Pb — 0,02; Sb — 0,008; Se — 0,0012; Te — 0,0008.

По данным Ч.Х.Арифułова [7], руды сформировались в три стадии: 1 — дорудную, хлорит-кварцевую с околожильной серицитизацией, хлоритизацией и доломитизацией, 2 — рудную, кварц-золото-сульфидную с предшествующими альбит-серицит-кварцевыми и сопряженными пирит-серицит-карбонатными метасоматическими изменениями, 3 — позднерудную, золото-теллуридную. Выявляется также четвертая, послерудная карбонатная стадия с марказитом. Имеются сведения об отдельных проявлениях в кварцевых жилах антимонитовой минерализации, широко распространенной на соседнем месторождении Даугызтау, возрастное положение которой не установлено. В рудной стадии выделяются шесть минеральных ассоциаций: 1 — альбит-серицит-кварцевая (предрудных гидротермальных изменений), 2 — арсенопирит-пиритовая с тонкодисперсным золотом, 3 — золото-сфалерит-тетраэдритовая, 4 — диафорит-миаргиритовая, 5 — золото-гесситовая и 6 — гидрослюдисто-диккитовая. Арсенопирит-пиритовая ассоциация — наиболее продуктивная на золото; ареалы ее развития совпадают с областями максимального окварцевания. По простиранию золотоносная сульфидная минерализация прослеживается на расстоянии около 2,5 км при изменении ширины ареала от 20–30 м в южной части до 100–50 м в центральной части месторождения и на северном фланге.

Минерализация дорудной и рудной стадии наиболее распространена. В дорудную стадию она проявилась в интенсивном развитии кварцевых жил (мощностью до 1–1,5 м) и системы разноориентированных прожилков, приуроченных к разрывам и зонам трещиноватости субширотного, восток-северо-восточного и субмеридиональных простираний. Основной минерал рудной стадии — пирит характеризуется разнообразными формами выделений (метавкрапленники, зернистые сростки, прожилки, цепочковидные скопления) с преобладанием вкрапленников кубической формы размером до 1–2, реже до 5 мм. Для пирита весьма характерны повышенная мышьяковистость (1,5–5 %) и тонкое зональное внутреннее строение, т.е. признаки, присущие «рудным пиритам» всех месторождений золото-сульфидно-мышьяковистой субформации. Наряду с золотоносным мышьяковистым пиритом широко распространен также слабозолотоносный пирит (не более 0,1–0,3 г/т Au), который по ряду признаков рассматривается как метаморфизованный осадочно-диагенетический. Он не обнаруживает пространственной связи с рудовмещающими структурами и характеризуется весьма широким площадным распространением в отложениях бесланской свиты в виде тонкой послойной вкрапленности и конкреционных стяжений. Содержание мышьяка в этом пирите составляет 0,05 %. Преобразование осадочно-диагенетического пирита в связи с развитием ранней кварцевой минерализации

зации, приводит к образованию перетолженного гидротермально-метаморфогенного пирита в виде довольно крупных (до 1–2 мм) сростков кубических кристаллов в зальбандах кварцевых прожилков и участках метасоматического окварцевания.

Второй по распространенности минерал — арсенопирит представлен относительно крупными (от десятых долей до 1 мм) кристаллами короткостолбчатого и псевдодипирамидального облика, часто образует двойниковые сростки, а также включения в пирите. По морфологическим особенностям заметно отличается от арсенопирита соседнего Даугызтауского месторождения, представленного преимущественно тончайшими кристаллами игольчатого габитуса. Содержание золота и серебра в арсенопирите Высоковольтного месторождения составляет соответственно 120 и 60 г/т. По сравнению с пиритом арсенопирит более, чем в два раза золотоносен и почти вдвое менее сереброносен.

Золото-сфалерит-тетраэдритовая минеральная ассоциация является второй продуктивной на золото, а также одной из двух основных продуктивных на серебро. Распределение этой ассоциации в рудных телах носит рассредоточенный характер и тяготеет к внутренней зоне ареала распространения ранней, арсенопирит-пиритовой ассоциации, часто развивается на контактах катаклазированных жил дорудного кварца. Минеральные образования золото-сфалерит-тетраэдритовой ассоциации представлены обычно карбонатно-кварцевыми прожилками, в том числе микропрожилками, с вкрапленностью рудных минералов, образующих также самостоятельные прожилково-вкрапленные выделения в измененных породах. Характерными рудными минералами являются сфалерит и серебросодержащий тетраэдрит, в которых отмечается повышенное содержание ртути, соответственно 1 и 4 %. В тетраэдрите и галените устанавливается постоянное, повышенное до первых процентов присутствие селена. С этой ассоциацией связана преобладающая часть рудного золота, представленного микроскопическими и весьма тонкими выделениями.

Диафорит-миаргиритовая минеральная ассоциация — основная продуктивная на серебро. В ее состав входят разнообразные минералы, представленные сернистыми соединениями серебра и элементов полиметаллической группы, в которых часто устанавливается заметная примесь селена (до 2,5–3 %). Отмечаются и собственные минералы селена: клаусталит, науманит, агвиларит. По особенностям проявления эта ассоциация имеет много общих черт с предыдущей, но отличается еще большей неравномерностью распределения, максимальная глубина ее распространения до 350 м.

Минерализация золото-теллуридной стадии проявлена только на южном фланге месторождения в виде микропрожилков, пересекающих минералы кварц-золото-сульфидной стадии, а также замещающих и цементирующих минералы сфалерит-блеклорудной и диафорит-миаргиритовой ассоциаций в участках их брекчирования. Максимальная глубина ее распространения 200 м. Она представлена золото-гесситовой и бордозит-диккитовой минеральными ассоциациями, находящимися в фациальных отношениях. Ведущую роль в составе ассоциаций играют самородное золото, амальгама серебра (бордозит) и гессит; установлены также редко встречающиеся минералы — ртутистое золото и дискразит. Для золото-гесситовой ассоциации характерно присутствие канфильдита.

Послерудная карбонатная стадия, сопряженная во времени с аргиллизацией пород, сопровождалась отложением карбоната, кварца, марказита, незначительного количества барита и дисперсного гематита.

В размещении разностадийной минерализации месторождения Ч.Х.Ариффуловым отмечается неконтрастная прямая симметричная вертикальная сходящаяся зональность с хорошо выраженным телескопированием образований разных стадий.

Условия рудообразования. Физико-химические условия образования руд характеризуются следующими особенностями. По данным Н.М.Заири с соавторами [49], максимально высокие температуры гомогенизации газовой-жидких включений кварца ранней стадии достигают 330–290° С. Физико-химические параметры рудоотложения составляют: для Au (ранняя стадия) рН 6,5–7,0; Т 250–210° С, $LgF_2 = -37-40$; для Ag рН 7,5–8,5; Т 180–150° С $LgF_2 = -30$. Эти данные показывают, в частности, что отложение сереброносной минерализации по сравнению с ранней золото-сульфидной происходило при более низких температурах, из более щелочных растворов и в более окислительных условиях. Иные оценки температурных условий рудоотложения приведены в работе В.А.Ехиванова с соавторами (1990), который считает, что минерализация ранней продуктивной (золото-арсенопирит-пиритовой) стадии сформировалась при темпера-

турах 440–320° С, а поздней — 380–160° С. При этом серебро-сульфосольная минерализация позднерудной стадии образовалась в диапазоне 220–160° С и давлении 110 МПа (против 160 МПа для этой же стадии Даугызтауского месторождения). Для позднерудной стадии выявляются признаки вскипания углекислотно-водных растворов, плотность которых составляла 0,560 г/см³.

В геохимическом отношении золото-сульфидно-серебряное оруденение, по данным В.Б.Чекваидзе, тесно связано с мышьяком, сурьмой, ртутью, селеном и теллуrom. В околорудных ореолах рассеяния устанавливаются также медь и свинец. Характерно наличие положительной корреляционной связи золота с мышьяком.

Соотношения золото-сульфидно-серебряного и золото-сульфидного оруденения. Для понимания рудно-формационных связей золото-сульфидно-серебряного оруденения с золото-сульфидным представляет большой интерес сравнительный анализ особенностей продуктивной минерализации данного месторождения с месторождением Даугызтау, образовавшегося в близких геологических условиях, в пределах одного рудного поля. Из приведенных кратких сведений следует большое сходство структурно-морфологических и вещественных особенностей руд обоих этих месторождений, в которых устанавливаются практически однотипные ранние продуктивные ассоциации: арсенопирит-пиритовая с тонкодисперсным золотом и сереброносная, золото-сфалерит-тетраэдритовая с самородным золотом. Широко распространенная на Даугызтауском месторождении поздняя сереброносная буланжерит-антимонитовая ассоциация как бы фациально сменяется диафорит-миаргиритовой ассоциацией в рудах Высоковольтного месторождения. Интересно отметить, что в расположенном в промежутке между этими объектами Южном рудопроявлении отмечается «смешанная», антимонит-миаргиритовая сереброносная минерализация. Показательна также фациальная изменчивость проявления на обоих месторождениях самой ранней золотоносной, арсенопирит-пиритовой ассоциации. На месторождении Даугызтау эта ассоциация является основной продуктивной на золото. Наиболее золотоносный минерал ассоциации арсенопирит характеризуется преимущественно тонкоигольчатым обликом кристаллов, средние концентрации золота и серебра в нем составляют соответственно 250 и *n* г/т. На Высоковольтном месторождении эта же ассоциация является менее продуктивной на золото и содержит повышенные концентрации серебра. Значительно возрастает в составе ассоциации количественная роль арсенопирита при одновременном существенном (в среднем в два раза) снижении его золотоносности и резком увеличении содержания серебра; изменяется морфология кристаллов соответственно, с тонкоигольчатой на короткопризматическую при заметном увеличении размеров преобладающей части кристаллов. Аналогичные изменения происходят и с пиритом, золотоносность которого на месторождении Высоковольтном соответственно вдвое понижается, а сереброносность возрастает на два порядка. Форма пиритовых вкрапленников, преимущественно сложная, комбинированная (пентагондодекаэдр и куб) в рудах Даугызтауского месторождения сменяется на кубическую на Высоковольтном месторождении. В этих особенностях минерализации отражаются, очевидно, переходные черты генетически родственного оруденения. В качестве основных причин, обусловивших различия, приводятся чаще всего две: 1 — максимальная близость рудных тел Высоковольтного месторождения к подошве экранирующей карбонатной толщи, указывающая на их минимальную эродированность; 2 — существенно разный характер глубинного геологического разреза двух месторождений: меньшая мощность отложений рудовмещающей бесапанской свиты на Высоковольтном месторождении и соответственно большее влияние состава нижележащей вулканогенно-карбонатно-терригенно-кремнистой тасказганской свиты, характеризующейся серебряной (а также медной и урановой) металлогенической специализацией.

Выводы. Месторождение Высоковольтное — одно из наиболее крупных объектов золото-сульфидно-серебряного промышленного типа в углеродсодержащих терригенных толщах с характерными для него особенностями оруденения. Собственно золотая минерализация имеет подчиненное значение и представлена главным образом ранними продуктивными ассоциациями: золото-арсенопирит-пиритовой и сереброносной, золото-сфалерит-тетраэдритовой. Незначительная часть золота связана также с локально проявленной более поздней золото-гесситовой ассоциацией. Наиболее ценная в промышленном отношении серебряная минерализация сформировалась в основном в две стадии: на ранней стадии серебро отлагалось вместе с

золотом в составе золото-сфалерит-тетраэдритовой ассоциации, на поздней, наиболее продуктивной на серебро — с диафорит-миаргиритовой.

Формационное единство и различия оруденения близко расположенных Высоковольного и Даугызтауского месторождений, по нашим представлениям, могли быть обусловлены поступлением флюидов из двух самостоятельных очагов с более глубинным расположением источника сереброносных руд.

Месторождение Косманачи

Месторождение Косманачи расположено в горах Тамдытау (Центральные Кызылкумы Узбекистан), в 20 км к западу от известного гиганта жильно-штокверкового золото-кварцевого месторождения Мурунтау. Месторождение открыто в 1977 г., разведка его завершена в 1983 г. Месторождение оценивается как средней величины вольфрамсодержащий серебряный объект с небольшими запасами золота. Описание месторождения дается в основном по материалам Ю.Н.Парамонова и А.М.Губанова (1986).

Геологическое строение месторождения и особенности оруденения. Месторождение расположено вблизи северной границы Ауминза-Бельтауской СФЗ, на участке смены ее субширотного простирания на северо-западное (см. рис. 4). Его территория сложена верхнепротерозойскими карбонатно-кремнисто-терригенными отложениями тасказганской свиты, перекрывающимися нижнепалеозойскими терригенными отложениями бесапанской свиты, границы между которыми тектонические, обусловлены широким развитием шарьяжно-надвиговых структур (рис. 44). Указанные отложения смяты в брахиантиклинальную складку субширотного простирания, осложненную серией надвигов, а также зоной разрывных нарушений северо-восточного простирания. Вблизи промышленных рудных тел, располагающихся в рудной зоне кулисообразно, размещаются тремя пучками дорудные дайки лампрофиров и сиенит-диоритов, которые в отличие от пологозалегающих рудных тел имеют крутое падение. Дайки подверглись слабым гидротермальным изменениям: хлоритизации, серицитизации, карбонатизации и сульфидизации.

Оруденение представлено кварцевыми жилами и линзами, жильно-прожилковыми и линейно-штокверковыми минерализованными зонами, образующими многоярусные субсогласные залежи среди флишеидных отложений бесапанской свиты (алевролитов, песчаников, сланцев). На месторождении выявлено около 20 рудных тел, имеющих форму пластов, линз, лент или более сложные формы. Примерно половина объема главного рудного тела сложена кварцевыми жилами, еще 15–20 % приходится на прожилковидно окварцеванные породы, остальная часть — на сульфидизированные измененные породы. Указанные сочетания типов руд отмечаются и в других рудных телах в разнообразных количественных соотношениях. Общая протяженность рудных тел по простиранию достигает более 1000 м, по склонению — 1500 м. Характерными изменениями вмещающих пород в околорудном пространстве (в порядке уменьшающейся интенсивности развития) являются: окварцевание, хлоритизация и карбонатизация; на нижних горизонтах преобладает альбитизация, на верхних — аргиллизация, возможно частично экзогенная. По данным А.М.Губанова с соавторами, выявляются следующие характерные особенности золото-серебряного оруденения месторождения: 1 — малая сульфидность (первые проценты) с преимущественным развитием пирита и арсенопирита; 2 — прожилково-вкрапленный характер золото-серебряной минерализации; 3 — широкое распространение жильного кварца и карбонатов при подчиненной роли ортоклаза; 4 — приуроченность значительной части гипогенной серебряной минерализации к карбонатно-кварцевым и кварцевым жилам; 5 — значительный вертикальный размах рудной минерализации с неконтрастной зональностью состава серебряной минерализации; 6 — широкое развитие процессов гипергенеза, в том числе рудоносных линейных кор выветривания с хорошо выраженной вертикальной зональностью.

Состав руд, рудообразующие минеральные ассоциации. Минеральный состав первичных руд разнообразен. Основные рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом. В качестве наиболее распространенных примесей установлены пирротин, сфалерит, халькопирит, фрейбергит, галенит, тетраэдрит, буланжерит. Менее распространены марказит, андорит, пираргирит, полибазит, бурнонит, диафорит, шселит, антимонит, самородные золото и сереб-

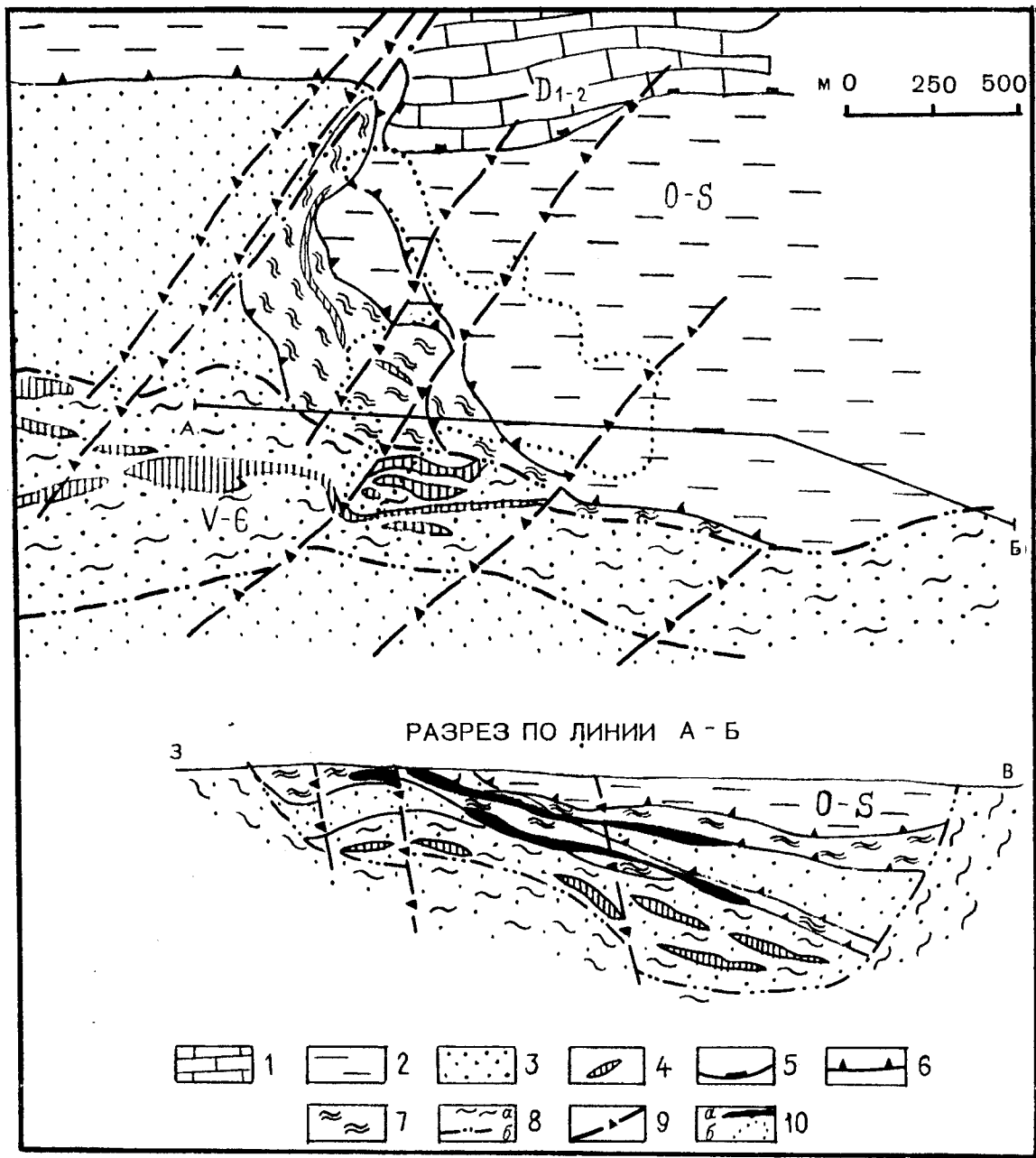


Рис. 44. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Косманачи (по материалам Кызылкумской ГРЭ и Ч. Х. Арифурова с изменениями):

1 — доломитовые мраморы карбонатной формации среднего девона — нижнего карбона; 2 — алевролитопесчаниковые ритмичные отложения «зеленого бесапана» (ордовик — силур); 3 — песчано-сланцевые и кремнистые отложения «пестрого бесапана» (венд — кембрий); 4 — дислоцированные горизонты кремнистых сланцев; 5 — шарьяжи карбонатной формации; 6 — рудолокализирующие пологие надвиги; 7 — зоны складчато-сколовых дислокаций; 8 — крутопадающая зона смятия (а) с углеродистыми милонитами (б); 9 — диагональные крутопадающие разломы; 10 — рудные тела (а) и их проекция на поверхность (б)

ро, миаргирит, стефанит. Для нерудной минерализации кроме кварца и карбонатов (доломит, сидерит, кальцит) установлены полевые шпаты (ортоклаз, адуляр и альбит), хлорит и барит.

Золотоносность руд слабая. По данным технологических испытаний более половины всего количества золота связано в равных долях с пиритом и арсенопиритом. Остальная часть находится в сростках и в свободном состоянии преимущественно в виде микроскопических выделений. Видимое самородное золото встречается довольно редко, размер его выделений 0,1–0,5 мм.

Самостоятельную промышленную ценность на месторождении представляют окисленные руды, в которых серебряная минерализация представлена самородным серебром, а также кераргиритом и бромаргиритом. В этих рудах в ряде случаев отмечается также гипергенное золото.

Основное значение имеет серебряная минерализация со средними содержаниями Ag в рудных телах 250–350 г/т. Главными концентраторами серебра в рудах являются фрейбергит, тетраэдрит и галенит. Значительная часть его кроме того содержится в сульфосолях серебра и акантите. Самородное серебро в первичных рудах встречается очень редко, но широко распространено в окисленных рудах, в которых образуется при разложении сернистых соединений. Некоторое количество серебра связано также с пиритом и арсенопиритом, где уровень его содержания составляет первые десятые доли процента.

По данным Б.Ф.Зленко, а также Н.П.Ермолаева и других [46], в рудах среди высокоуглеродистых пород устанавливаются промышленно-значимые содержания палладия (до 7 г/т в отдельных пробах). В кварцевых жилах с сульфидами платиноиды не обнаружены. Определенный практический интерес представляет шеелитовая минерализация. Шеелит образует мелкую вкрапленность и, реже гнезда величиной в первые сантиметры среди кварца.

В первичных рудах А.М.Губановым выделяется пять основных ассоциаций (в порядке последовательности образования): 1 — пирит-арсенопиритовая, 2 — кварцевая, 3 — пирит-карбонат-баритовая, 4 — галенит-фрейбергитовая и 5 — антимонитовая. Пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация продуктивная на золото и характеризуется повсеместным развитием в рудной зоне. Пирит данной ассоциации, наиболее распространенный в рудах, образует прожилковые (мощностью до 1–2 мм), прожилково-вкрапленные и пятнистые агрегатные скопления в измененных породах. Самой характерной формой пиритовых вкрапленников являются кубы, а также кубы с подчиненным развитием граней октаэдра. Размер вкрапленников варьирует от сотых долей до первых миллиметров. Отмечается постоянная примесь мышьяка. Ассоциирующий с пиритом арсенопирит образует неоднороднозернистые сростки и метавкрапленники с таким же, как у пирита широким диапазоном размеров зерен. Форма кристаллов углошпато-клиновидная, удлиненно-призматическая до игольчатой. Золотоносность сульфидов изучена недостаточно и оценивается на уровне $n=10$ г/т. Кварцевая ассоциация составляет основную массу жильно-прожилковых руд. Жильный кварц имеет массивное сложение и неоднородную зернистую структуру с температурой гомогенизации газовой-жидких включений около 350° С. Эта ассоциация не продуктивна, но служит благоприятной средой для локализации серебряной и части золотой минерализации. Пирит-карбонат-баритовая ассоциация распространена достаточно широко при относительно слабой интенсивности развития. Главный рудный минерал ассоциации пирит второй генерации отличается разнообразием кристаллографических форм, представленных сочетанием неодинаково развитых граней куба и октаэдра. В нижнерудных сечениях отмечается преимущественное развитие граней октаэдра. Фрейбергит-галенитовая ассоциация является основной продуктивной на серебро, содержащей также и золото. Главные минералы ассоциации — серебросодержащий тетраэдрит, фрейбергит и галенит; в качестве примесей отмечаются сульфосоли серебра, акантит, гринокит и др. Рудные минералы ассоциации, формирующие бедную вкрапленность и реже прожилковые выделения широко распространены (особенно галенит) по всей разбуренной в пределах месторождения черносланцевой толще. Они тяготеют преимущественно к участкам окварцевания и кварцевым жилам, но нередко образуют также микровключения в пирите и арсенопирите. В распределении серебряной минерализации в вертикальном разрезе рудной зоны устанавливается неконтрастная зональность, выраженная в более широком развитии на верхних горизонтах серебросодержащего буланжерита и, возможно, гипогенного самородного серебра. Антимонитовая ассоциация проявлена на месторождении очень слабо, преимущест-

венно на верхних горизонтах в виде тонких прожилков ангимонита с примесью клейофана, локализованных в кварцевых жилах и вмещающих породах.

Состав основных продуктивных минеральных ассоциаций руд определяет главные геохимические особенности золотосодержащего серебряного оруденения, для которого характерна связь золота и серебра с мышьяком, сурьмой, вольфрамом, свинцом и медью.

Выводы. Месторождение Косманачи — пример другого структурно-морфологического и вещественного типа золото-сульфидно-серебряного оруденения в углеродсодержащих терригенных толщах, представленного серией кулисообразных жильных кварцевых тел и участков жильно-прожилкового окварцевания в пределах протяженной по простиранию и на глубину пологой тектонической зоны. Довольно слабая золотоносность серебряных руд месторождения связана с двумя минеральными ассоциациями: ранней, пирит-арсенопиритовой с тонкодисперсным золотом, распространенной преимущественно в измененных породах, и более поздней, фрейбергит-галенитовой, главной продуктивной на серебро и содержащей также относительно более крупное золото, локализующейся в основном в дорудном жильном кварце. Не исключено, что часть золота, ассоциированного с субпластовыми телами кварца, аналогично по происхождению и времени образования с золотом Мурунтаусского месторождения, относящегося к золото-кварцевой формации. В этом случае оруденение Косманачи должно рассматриваться как полиформационное и вопрос требует дополнительного изучения.

Месторождение Окжетпес

Золотосодержащее серебряное месторождение Окжетпес расположено в северной части Центральных Кызылкумов на южной окраине Букантауского палеозойского поднятия. Разведано оно в 1982 г., по запасам серебра относится к числу объектов средней величины.

Геологическая позиция и строение месторождения. По В.И.Зонову (1967), месторождение приурочено к куполовидной брахантиклинальной складке, сложенной средне-верхнедевонскими известняками и доломитами и последовательно перекрывающимися их вулканогенно-терригенными и карбонатно-кремнистыми отложениями средне-верхнекаменноугольного возраста, аналогичными отложениям описанного выше Кокпатауского месторождения, расположенного в том же районе. Б.Я.Вихтер с соавторами (1986) полагают, что оруденение контролируется субширотной, поперечной к простиранию складчатой структуры, кругопадающей зоной разрывов, рассекающей осадочные отложения. Рудовмещающая зона прослеживается на поверхности более чем на 2 км при мощности до 50 м. В пределах этой структуры устанавливается взбросовое перемещение пород с амплитудой около 450 м. Зона сопровождается дайками диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и лампрофиров, из которых первые — определено дорудные. Вдоль основного тектонического шва зоны прослеживаются стержневая кварцевая жила длиной 1050 м и максимальной мощностью до 10 м и сопровождающие ее мелкие жилы и прожилки. Жила выклинивается на глубинах 100–200 м, ниже сменяясь линейным кварцевым штокверком. Околорудные изменения вмещающих пород выражаются в окварцевании, серицитизации, альбитизации и пиритизации.

Рудные тела и их вещественный состав. Рудные тела месторождения имеют линзовидную и лентовидную формы, их границы определяются по данным опробования. Серебряная минерализация приурочена главным образом к кварцевым жилам и участкам окварцевания в лежащем боку рудной зоны. В поперечном сечении рудных тел наиболее высокие концентрации серебра отмечаются в их осевых частях. На месторождении 90% запасов Ag связано с одним рудным телом, прослеженным по простиранию на 1240 м и по падению на 80–120–150 м. Мощность рудного тела весьма изменчива и в среднем составляет 10–12 м. Содержания золота в рудном теле колеблются в пределах 0,2–1 г/т, повышаясь в отдельных участках до 3,3 г/т. Золото-серебряное отношение равно 1: 100–500. Участки повышенных концентраций золота и серебра в рудных телах обычно разобщены [4].

Первичные руды месторождения представлены жильным кварцем и измененными, прожилковидно окварцованными и сульфидизированными породами с изменяющимися количественными их соотношениями в разных рудных телах и участках.

Химический состав первичной руды по данным технологических испытаний (в %): SiO_2 — 52,3; Al_2O_3 — 11,0; Fe_2O_3 — 5; FeO — 0,9; MgO — 2,8; CaO — 6,7; MnO — 0,1; TiO_2 — 0,6; P_2O_5

— 0,2; K₂O — 0,9; Na₂O — 2,9; S_{сульф} — 2,3; SO₂ — 3,8; As — 0,03; Sb — 0,002; Pb — 0,024; Zn — 0,11; Cu — 0,01; Au — 0,15 г/т; Ag — 122,4 г/т.

Для руд среди углеродистых пород характерно присутствие платиноидов. Опробование по двум поперечным сечениям рудного тела показало следующие содержания (в г/т): Au — 0,9–1,1; Ag — 9–190; Pt — 0,4–2,72; Pd — 0,38–4,75. Корреляции платиноидов с серебром не отмечается [46].

Рудные минералы составляют не более 5%. Среди них доминирует пирит при подчиненном развитии арсенопирита. В качестве примесей отмечаются марказит, мельниковит — пирит, антимонит, акантит, тетраэдрит, полибазит, самородное серебро, сфалерит, галенит и буланжерит.

Золото-серебряная минерализация сформировалась в две стадии: раннюю — арсенопирит-пиритовую, продуктивную на золото, и позднюю — серебряно-полисульфидную. В ранней ассоциации преобладает пирит, образующий прожилково-вкрапленные скопления, неравномерно распределенные в рудной зоне, но с преимущественным развитием вдоль контактов кварцевых жил. Для пирита характерны пентагон-додекаэдры и кубы. Содержания золота в пирите и арсенопирите достигают 15–20 г/т. Полисульфидная сереброносная минерализация поздней стадии представлена тремя минеральными ассоциациями: 1 — сульфидно-полиметаллической, 2 — сульфосеребряной и 3 — карбонат-антимонитовой с небольшим участием сульфосолей серебра. Первые две ассоциации — основные продуктивные на серебро. Сереброносность сульфидно-полиметаллической ассоциации связана главным образом с галенитом и акантитом. Вероятно, с этими ассоциациями была отложена также небольшая часть золота, которое в самородной форме встречается большей частью в зоне окисления, где широко распространены самородное серебро и кераргирит. В распределении гипогенной серебряной минерализации устанавливаются элементы вертикальной зональности. С глубиной отмечается увеличение количества сфалерита и сульфоантимонитов свинца с одновременным уменьшением частоты встречаемости галенита; сульфиды серебра сменяются серебряными сульфосолями.

Золото-серебряное оруденение сопровождается ореолами мышьяка, вольфрама, сурьмы, свинца, меди, ртути, селена и молибдена [4]. Мышьяк образует наиболее интенсивные ореолы, хорошо коррелирующие с ореолами золота.

Выводы. Месторождение Окжетпес — еще один характерный пример проявления промышленного золото-сульфидно-серебряного оруденения в терригенно-карбонатных отложениях Центрально-Кызылкумской провинции. В отличие от других рассмотренных объектов данного промышленного типа оруденение этого месторождения размещается на более высоком стратиграфическом уровне в отложениях карбона. Геологические условия проявления оруденения сходны с золото-сульфидным месторождением Кокпатас, расположенном в этом же районе. Как и в случае пары Высоковольное — Даугызтау здесь отчетливо просматриваются близкие формационные связи золото-сульфидной и золото-сульфидно-серебряной минерализации.

Золото-пиритовый безмышьяковистый тип

Месторождение Кумтор

Месторождение расположено в восточной части Киргизстана, в высокогорной водораздельной области горной системы Заилийского Ала-Тау, в 75 км южнее г. Пржевальск. Автомобильная дорога связывает его с пос. Барскоон, находящемся на южном берегу оз. Иссык-Куль. Месторождение открыто в 1978 г. В 1990 г. завершена его разведка с проходкой трех штольневых горизонтов и сети профилей буровых скважин. По разведанным запасам является весьма крупным вольфрамсодержащим золоторудным объектом.

Описание месторождения приводится, главным образом по материалам исследований Н.К.Курбанова, Г.В.Седельниковой, В.В.Никанорова и др. (1993). В.Г.Дзялошинского, В.И.Романова, С.Ф.Редькина, Н.П.Варгуниной, полученным в процессе его разведки и подготовки к эксплуатации.

Региональная позиция и строение рудного поля. Рудное поле Кумторского месторождения находится среди каледонско-герцинских структур складчатой области срединного Тянь-Шаня.

По данным Н.К.Курбанова и соавторов [71] позиция его определяется приуроченностью к троговой структуре, расположенной в северо-западном борту Сарыджасского кристаллического выступа — срединного массива, сложенного породами нижнего протерозоя. Отложения троговой структуры венд-нижнепалеозойского возраста в районе рудного поля изменяют простирание с субширотного на северо-восточное, что связывается с влиянием проходящего здесь глубинного разлома. Отложения представлены тремя разновозрастными литологическими комплексами; подстилающим-вулканогенно-терригенным, рудовмещающим-углеродисто-терригенным и перекрывающим-карбонатным, карбонатно-кремнисто-терригенным. В пределах рудного поля развиты преимущественно породы нижнего и среднего комплексов. Отложения рудовмещающего комплекса отличаются повышенным содержанием известкового материала и широким распространением пирита. Они представлены преимущественно филлиговыми, в том числе известковистыми — глинисто-углеродистыми сланцами с подчиненной ролью филлитов кварц-хлоритового и кварц-хлорит-серицитового состава.

Основная рудолокализирующая разрывная структура рудного узла — Кумторский глубинный разлом продольного северо-восточного простирания прослеживается не менее, чем на 40 км при мощности 1–2 км. Он выражен в виде сложной по своему строению зоны смятия с крутыми (60–80°) углами падения к юго-востоку, в сторону кристаллического массива (рис. 45).

В относительной близости от рудного поля расположен массив гранитоидов пермского возраста, наиболее близкий по времени с формированием оруденения (280–180 млн. лет), установленным Б.М.Найденковым по предрудным метасоматитам и свинцу пиритов из рудных интервалов. На основании этих данных образованные оруденения относят к позднеорогенной стадии развития структур Срединного Тянь-Шаня. Непосредственно на рудном поле среди магматических проявлений отмечены лишь единичные дайки кислого и среднего составов.

Геологическое строение месторождения. Месторождение приурочено к зоне смятия, рассланцевания и дробления северо-восточного простирания — фрагменту глубинного рудоконтролирующего разлома на участке пересечения им субширотной тектонической зоны разлома. В зоне смятия общей мощностью 150–300 м выделяется три крупные ветви, в центральной из которых, представленной серией сближенных субпараллельных кругопадающих разрывов, прослеживающихся по простиранию более чем на 2 км, сосредоточено промышленное оруденение (рис. 46).

Рудовмещающие толщи месторождения сложены преимущественно пелитоморфными углеродсодержащими тонкослоистыми породами общей мощностью 900–1000 м. В их составе (снизу — вверх) выделяются четыре литологические пачки: 1 — известково-сланцевая мощностью 250 м, 2 — основная рудовмещающая пиритогенная углеродисто-филлитовая мощностью 260–270 м, 3 — конкреционная известковистая мощностью 270–300 м и 4 — зеленосланцевая мощностью >100 м. Рудовмещающие толщи смяты в линейные изоклинные складки северо-восточного простирания, осложненные пологими надвигами, сопровождаемыми интенсивным рассланцеванием, гофрировкой и будинажем прилегающих к ним пород.

Основными рудовмещающими структурами месторождения являются продольные линейные тектонические зоны, различия в строении которых определяют форму, размеры и богатство рудных тел. Оруденение представлено вкрапленно-прожилковой и штокверковой золотоносной минерализацией, локализующейся среди дислоцированных пород, сопровождающих линейные тектонические зоны. Мощность зон минерализации достигает многих десятков метров. Золото-сульфидное оруденение сопровождается контрастными гидротермальными изменениями вмещающих пород, выражающимися в серицитизации, карбонатизации и альбитизации. Во внутренних зонах гидротермальных изменений отмечаются наиболее интенсивно переработанные породы — светлые метасоматиты массивной и сланцеватой текстуры. Для периферических частей характерны локальные рассеянные проявления альбитизации и карбонатизации и увеличение интенсивности серицитизации.

Рудные тела. В пределах зоны минерализации выделяются участки с промышленными содержаниями золота, границы которых определяются по данным опробования. Рудные тела залегают в зоне согласно, располагаясь в ней кулисообразно, занимая секущее или субсогласное положение относительно слоистости вмещающих пород. Форма тел линзообразная, жилкообразная, лентовидная. Мощность в раздувах достигает 40 м, в среднем — около

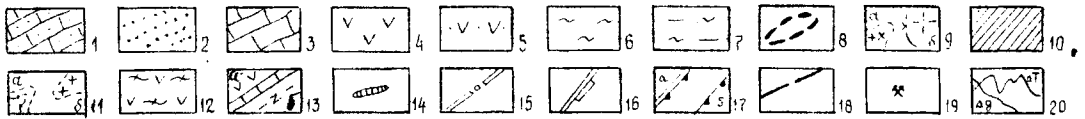
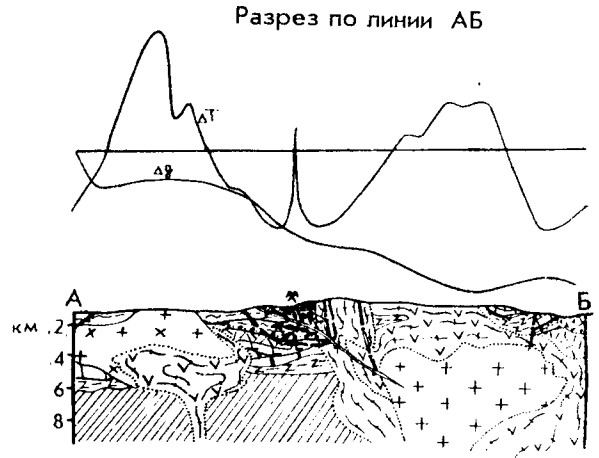
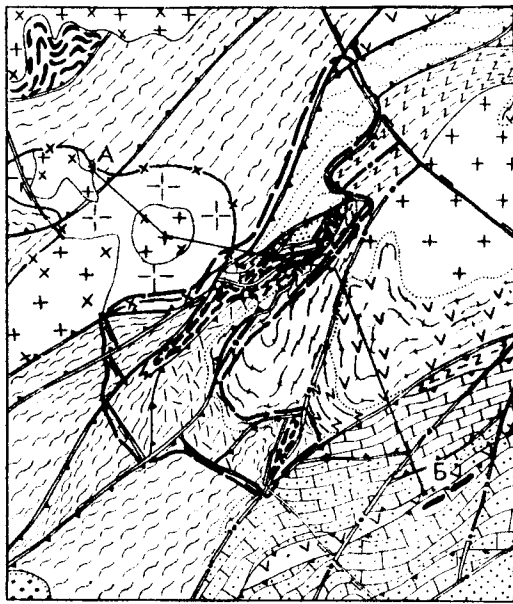
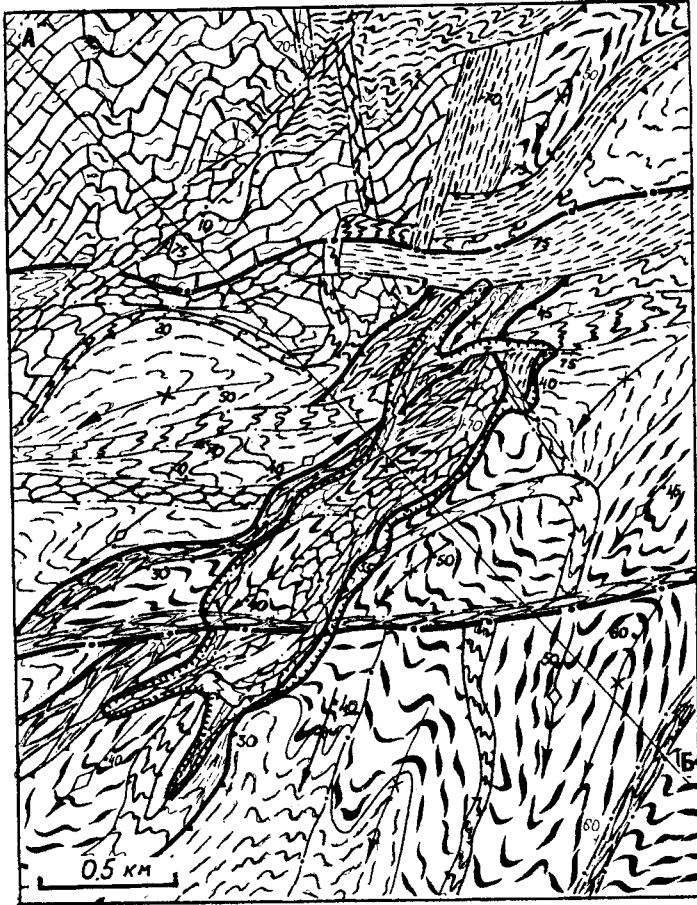


Рис. 45. Геологическая позиция рудного поля Кумтор (по Н.К.Курбанову, В.Г.Дзялошинскому, В.И.Романову, 1989):

1 — отложения карбонатно-терригенной формации (C_2m); 2 — отложения терригенной формации (C_1); 3 — отложения карбонатной формации ($C_{1,2-V_1}$); 4 — отложения карбонатно-вулканогенной формации; 5 — отложения вулканогенно-терригенно-карбонатной формации (S_2ld); 6 — отложения вулканогенно-карбонатно-терригенной формации (O_2ld); 7 — отложения терригенно-сланцево-карбонатной формации (V_1-E_1); 8 — рудоносные слабоизвестковистые колчеданосные (реже пирротиноносные) металавровлитовые отложения углеродистой терригенно-флишеидной формации ($V-E_1$); 9 — отложения терригенно-вулканогенной формации (R_3) с прослоями метабазитов, мраморизованных известняков и амфиболитов; 10 — меланократовый комплекс кристаллического основания (PR); 11 — предполагаемые области гранитизации (а) и гранитообразования (б); 12 — предполагаемые области базификации (гнейсы); 13 — гранодиориты (а) и контуры скрытых интрузивов (б); 14 — зоны серпентинитового меланжа; 15 — диагональные разломы корового заложения; 16 — границы поперечного инверсионного нарушения корового заложения; 17 — крупные (а) и мелкие (б) надвиговые структуры и направления их падения; 18 — границы рудного узла; 19 — месторождения; 20 — графики магнитного (ΔT) и гравиметрического (Δg) полей



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А Б

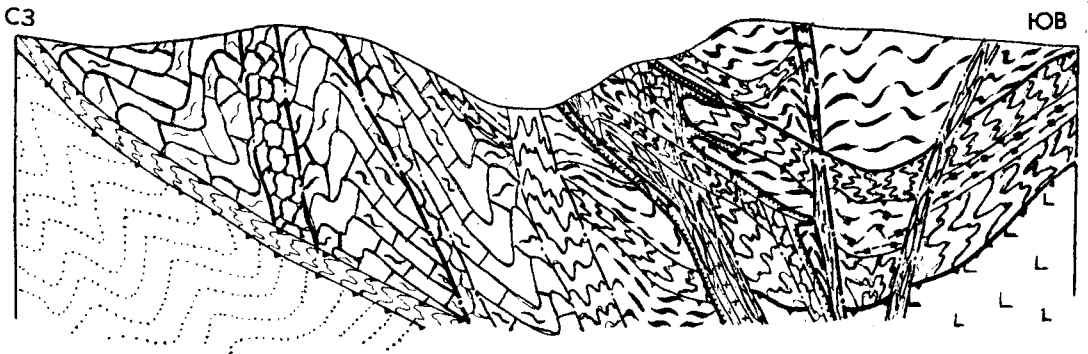


Рис. 46. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Кумтор (по Н.К.Курбанову, В.Г.Дзядюшнскому, В.И.Романову):

условные обозначения см. на рис. 45

10 м. Протяженность отдельных рудных тел по простиранию и падению редко превышает 150–200 м. Общая глубина развития промышленной минерализации составляет не менее 1000 м. Распределение золота в рудных телах относительно равномерное, устойчивое; коэффициент вариации содержаний составляет 100–110%. На общем фоне сравнительно низких содержаний выявляются богатые участки — рудные столбы. Все рудные тела месторождения пространственно сближены и объединены общим эндогенным ореолом золота и метасоматически измененных пород в единую минерализованную зону сложного внутреннего строения.

Состав руд. Первичные руды представлены измененными вмещающими породами, пронизанными кварц-полевошпат(альбит и калиевый полевой шпат)-карбонатными с пиритом прожилками и неравномерно минерализованными пиритом. Отмечаются также богатые пирит-карбонатные руды жильного типа, не имеющие самостоятельного промышленного значения. Золотоносность руд отчетливо коррелирует с интенсивностью развития пирита и особенно его прожилков. Богатые рудные участки устанавливаются визуально по присутствию высокозолотоносных пирит-карбонатных тел и густой сети пирит-альбит-карбонатных и пирит-кальцит-карбонатных прожилков (>30%) со средней (3–10%) и высокой (>10%) интенсивностью пиритовой минерализации. Текстуры руд вкрапленные, прожилково-вкрапленные, прожилковые, сетчато-прожилковые, полосчатые, пятнистые, брекчиевые и брекчиевидные. Прожилковые, полосчатые, брекчиевидные и брекчиевые текстуры характерны для центральных, наиболее богатых частей рудных тел. Отмечается общее слабое развитие жильно-прожилкового кварца, наиболее значительные проявления которого наблюдаются в лежащем боку рудной зоны.

Содержание основного рудного минерала — пирита — в рудах составляет в среднем около 10%. Он представлен несколькими генерациями, которые практически не содержат примеси мышьяка (до первых сотых долей процента). В отличие от рудных пиритов рассмотренных ранее месторождений, зональное внутреннее строение для него нехарактерно. Выделяются две основные разновидности: «губчатая» и «кристаллическая». «Губчатый» пирит образует вкрапленные и ступчатые выделения размером от 0,001 до 10 мм, без четко выраженных кристаллических ограничений; характерны включения других рудных минералов. Содержание золота в этом пирите достигает 400 г/т. Присутствие золота устанавливается только аналитически. Кристаллическая разновидность пирита (кубы, октаэды, пентагондодекаэды) преобладающая. В его мономинеральных пробах содержание Au доходит до 1500 г/т при средних концентрациях 30–50 г/т; спорадически устанавливаются микроскопические включения самородного золота. Из других рудных минералов в рудах широко распространен гематит, а также шеллит, распределение которого отличается неравномерностью. В незначительных количествах встречаются: халькопирит, тетраэдрит, галенит, сфалерит, пирротин, марказит, самородное золото, кобальтин, тетрадимит, теллуриды золота и серебра, висмутин, самородное железо и некоторые другие более редкие минералы. Нерудные минералы представлены главным образом карбонатами (анкеритом, доломитом, сидеритом, кальцитом), с подчиненным развитием полевых шпатов (альбита и ортоклаза), кварца, антраколита. В незначительном количестве отмечаются также хлорит, барит, флюорит, стронцианит, целестин, рутил, апатит и др.

Золото локализуется преимущественно в пирите в основном в виде микроскопических выделений. Значительная его часть находится также в трудноизвлекаемой субмикроскопической и, вероятно, также теллуридной формах. По данным технологических испытаний, проведенных Г.В.Седельниковой и др., (1987, 1988), не менее 20–25% Au, содержащегося в рудах, весьма тесно ассоциировано с пиритом и частично с силикатной частью руды и не извлекается прямым цианированием. Свободное золото составляет 10–20%, в сростках (главным образом, с пиритом) — 50–60%. Из-за отсутствия в рудах вредных примесей образующиеся в процессе обогащения руд кондиционные золотосодержащие пиритовые концентраты могут перерабатываться на заводах цветной металлургии. Кроме золота и попутно извлекаемого серебра промышленный интерес представляют вольфрам (в виде шеллита), сера, селен и теллур. Золото-серебряное отношение в рудах варьирует от 1:1 для бедных руд до 10:1 — для богатых и составляет в среднем 2–3:1.

Химический состав рядовых руд, составляющих основные запасы месторождения, по данным технологических испытаний (в %): SiO_2 — 34,2–42,46; Al_2O_3 — 12,01–13,6; TiO_2 — 0,56–0,76; $\text{Fe}_{\text{общ}}$ — 7,13–7,39; CaO — 7,98–11,69; MgO — 3,2–4,4; MnO — 0,31–0,55; P_2O_5 — 0,16–0,57; K_2O — 1,7–4,7; Na_2O — 2,18–3,32; CO_2 — 10,78–15,05; $\text{C}_{\text{орг}}$ — 0,09–0,42; $\text{S}_{\text{общ}}$ —

3,8–5,8; $S_{\text{сульф}}$ — 3,7–5,8; WO_3 — 0,027–0,11; Cu — 0,005–0,007; Pb — 0,03–0,04; Zn — 0,004–0,025; Se — 0,0004–0,0007; Te — 0,0001–0,0013; As — 0–0,02; Au — 2,6–5,7 г/т; Ag — 2,3–3,9 г/т. Руды характеризуются низкими содержаниями кремнезема и относительно высокими — кальция, углекислоты и щелочей, а также серы и вольфрама. Средняя золотоносность руд в разных рудных телах изменяется от 4 до 10 г/т.

По данным Н.П.Ермолаева и др. [46], в рудах устанавливаются также промышленно-значимые концентрации платиноидов, которые на основании выборочного опробования оцениваются следующими величинами (в г/т): Pt — 1,06–1,21; Pd — 2,46–3,01 и Jr — 0,01–0,06.

Рудообразующие минеральные комплексы и ассоциации. Формирование золото-сульфидного оруденения Кумторского месторождения рассматривается, как длительный прерывистый процесс, в котором выделяются 4 стадии: дорудная, предрудная, рудная и послерудная. Среди дорудных образований наряду с серицитовыми и кварц-серицитовыми изменениями, распространенными в пределах всего рудного поля, отмечается большая часть вкрапленных, прожилковых и линзовидных выделений раннего пирита, которые некоторыми исследователями относятся к гидротермально-осадочным образованиям колчеданного типа. Минерализация предрудного этапа представлена жильным кварцем с предшествующими им карбонат-серицитовыми и кварц-карбонат-альбитовыми изменениями.

По Г.В.Ломакиной (1987), образование руд происходило в три стадии с соответствующими минеральными комплексами: 1 — пирит-альбит-карбонатным (ассоциации: альбитовая, золото-пирит-карбонатная, пирит-серицит-антраксолитовая); 2 — пирит-калишпат-карбонатным (ассоциации: калишпат-кварцевая, золото-пирит-доломитовая, пирит-анкеритовая, гематит-сидеритовая) и 3 — пирит-карбонатным (ассоциации: золото-пирит-кальцитовая, барит-полиметаллически-кальцитовая и гематит-сидеритовая).

Выделяются три продуктивные на золото минеральные ассоциации: 1 — золото-пирит-карбонатная, 2 — золото-пирит-доломитовая и 3 — золото-пирит-кальцитовая. Устанавливается также еще одна наиболее поздняя малопродуктивная золотосодержащая, барит-сульфидно-полиметалльно-кальцитовая ассоциация, не имеющая существенного промышленного значения.

Первая продуктивная, золото-пирит-карбонатная ассоциация отличается повсеместным развитием в рудной зоне; участки ее повышенного развития определяют положение контуров бедных и рядовых руд степенью золотоносности ассоциации невысока. С этой ассоциацией связано высокопробное (935–960) самородное золото, встречающееся в виде микровключений в пирите, нередко в микропарагенезисе с кобальтином. Вторая по времени отложения золото-пирит-доломитовая ассоциация распространена менее широко и проявляется неравномерно. Уровень ее золотоносности относительно высокий. Отмечающееся в составе ассоциации высокопробное золото встречается часто в микропарагенезисах с тетрадимитом, висмутином и теллуридами золота и серебра. Размеры золотин варьируют от 5 до 80 мкм, формы — комковидная и прожилковая. Золото-пирит-кальцитовая ассоциация является наиболее продуктивной, нередко слагающая самостоятельные жилородные тела. Распространена она весьма неравномерно. Золото этой ассоциации субмикроскопическое, сосредоточено в пирите. Золотоносный пирит обычно имеет тонкозернистую структуру агрегатов (размер зерен сотые доли миллиметра), образующих густовкрапленные полосчатые скопления в жильной массе кальцита, в так называемых «бурундучных» рудах. Поздняя золотосодержащая барит-сульфидно-полиметалльно-кальцитовая ассоциация проявлена локально. Золото в ней низкопробное (705–716), встречающееся в виде эмульсионной вкрапленности в тетраэдрите, а также в виде неправильных или прожилковидных выделений, нередко в сростании с тетраэдритом, галенином, гёсситом. Высокие содержания золота приходятся на участки совместного развития нескольких продуктивных ассоциаций.

Минеральная зональность. В размещении разностадийной минерализации отмечается сравнительно хорошо выраженная прямая вертикальная и латеральная зональность. По данным Н.П.Варгуниной (1987), снизу вверх и от периферии рудных тел к осевым частям происходит смена преимущественного развития ранних минеральных ассоциаций более поздними с разобщением максимумов концентрации разностадийных образований. Аналогичная зональность отмечается для сопровождающих оруденение гидротермальных изменений. Так, нижнерудные уровни сложены карбонат-серицитовыми и альбитовыми метасоматитами предрудного этапа, среднерудные-совмещенными метасоматитами разных стадий с увеличением интенсив-

ности проявления пирит-карбонатных и калишпатовых метасоматитов по мере приближения к верхнерудным уровням, на которых их интенсивность постепенно убывает.

Условия рудообразования. По данным Н.М.Заири с соавторами (1987), руды Кумторского месторождения сформировались при температурах 270–160° С из щелочных (рН=6–8) растворов, при фугитивности кислорода равной 3,2–4,7 МПа и давлении растворов рудных стадий около 80 МПа. Судя по изменчивости состава рудообразующих минеральных ассоциаций и в частности, неоднократному появлению в их составе гематита, а также сульфатов в позднерудной минерализации, физико-химические условия отложения руд, в том числе окислительно-восстановительный потенциал системы испытывали многократные колебания. В кварце наряду с преобладающими газовой-жидкими углекислотно-водными включениями были установлены многочисленные включения жидкой углекислоты, которые могут свидетельствовать о всплывании растворов при рудоотложении.

Геохимические особенности оруденения. Оруденение сопровождается комплексными геохимическими ореолами Au, W, Ag, Mo, K и Na. Наиболее контрастными являются ореолы золота и вольфрама, причем ореолы вольфрама имеют более локальное развитие и вписываются в ореолы золота. Примечательно отсутствие ореолов рассеяния мышьяка, весьма характерного для золото-сульфидного оруденения большинства месторождений. Перечисленные основные рудогенные элементы распределены зонально по падению рудных тел. Наиболее мощные и контрастные ореолы на верхних горизонтах образует серебро; ореолы золота достигают максимальных параметров в центральной части рудных тел; ниже последовательно увеличиваются ореолы вольфрама и молибдена. В всячем боку рудной зоны проявлены преимущественно ореолы свинца и цинка, а на нижних уровнях зоны — кобальта и никеля.

Для определения уровня эрозионного среза оруденения Н.П.Варгуниной и Т.Т.Поляковой [17] предложены коэффициенты зональности: $K_3 = \frac{Ag \cdot Pb \cdot Ba}{Co \cdot Ni \cdot Cu}$ или $\frac{Ag \cdot Zn \cdot Pb}{Co \cdot Ni \cdot Mo}$.

При оконтуривании оруденения и оценке возможности его распространения на глубину этими же авторами были рекомендованы мультипликативный показатель: $Au \cdot Ag \cdot Mo \cdot W$ и коэффициент интенсивности $K_{и} = \frac{Au \cdot Mo \cdot W}{Cu \cdot Co \cdot Ni}$. Максимальные значения коэффициента зональности K_3 более 100 и коэффициента интенсивности $K_{и}$ более 0,01 соответствуют рудным телам. Рудные тела выделяются также по высоким содержаниям К (более 3% K_2O) и Tr (25–40×10⁻⁴%), устанавливаемыми при гамма-спектрометрической съемке. Вторичные ореолы рассеяния золота, вольфрама и серебра среди элювиально-делювиальных отложений фиксируют в основном рудные тела и минерализованные зоны дробления. Они дополняются локальными аномалиями молибдена, меди, свинца, цинка и висмута.

Положение месторождения отчетливо фиксируется шлиховыми ореолами тонкого золота, наличием в тяжелой фракции шлиха кристаллических разновидностей пирита и повышенной золотоносностью (в среднем 1–5 г/т) электромагнитной фракции.

Выводы. Кумторское месторождение в настоящее время — единственный промышленный объект безмышьяковистого золото-сульфидного типа на территории стран СНГ. Специфические минералого-геохимические особенности золото-сульфидного оруденения (отсутствие мышьяка, существенно пиритовый состав прожилково-вкрапленных руд при заметном участии в составе микропарагенезисов теллуридов золота и серебра) резко отличают его от всех рассмотренных выше месторождений золото-сульфидно-мышьяковистой субформации и обнаруживают определенное сходство с месторождениями прожилково-вкрапленных пиритовых руд, известных в архейских гранит-зеленокаменных поясах за рубежом. По данным Н.К.Курбанова [73] и других, это месторождение относится к полигенно-полихронному семейству золото-сульфидных руд с существенной ролью сингенетичного прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения, подвергшегося в ядре рудоносной антиклинали гидротермально-метаморфогенной регенерации с образованием богатых залежей.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основные факторы контроля золото-сульфидного оруденения

Геологическая позиция и закономерности размещения рудных полей и месторождений с золото-сульфидным оруденением, локализованных в разновозрастных складчатых областях, несмотря на различия литолого-фациальных особенностей рудовмещающих и подстилающих толщ и интенсивности их метаморфизма, различий в тектонике и истории развития регионов, обладают рядом существенных принципиальных черт сходства. Рассмотрим основные факторы, влияющие на локализацию месторождений.

Стратиграфо-формационные и литологические факторы. Данные, приведенные в предшествующих разделах книги показывают, что золото-сульфидные месторождения, распространенные среди складчатых областей миегеосинклинального типа, размещены обычно среди терригенных, карбонатно-терригенных отложений собственно геосинклинального, реже орогенного этапов развития складчатых областей, относящихся к флишоидной, олистостромовой, молассовой и некоторым другим формациям. При этом в пределах одной складчатой области золото-сульфидное оруденение может размещаться на разных стратиграфических уровнях, а в пределах одного стратиграфического уровня могут находиться золоторудные месторождения разных формаций. Например, в Енисейской золотоносной провинции проявления золото-сульфидного оруденения установлены в отложениях (снизу вверх) кординской, горбилокской и разных частей удерейской свит сухопитской серии верхнего протерозоя, отличающихся по литологии и формационной принадлежности, а в Кызылкумской провинции — в флишоидных отложениях бесапанской свиты нижнего палеозоя—верхнего докембрия и в вулканогенно-осадочных отложениях карашахской свиты среднего карбона.

Наиболее благоприятной средой для локализации оруденения являются контрастные по физико-механическим и литологическим особенностям толщи и горизонты тонкого переслаивания, отличающиеся повышенной способностью к пластическим деформациям. Практически на всех месторождениях можно наметить ряды пород, различающихся способностью к концентрации золота оруденения, причем от объекта к объекту эти наборы заметно отличаются. Однако нетрудно наметить некий общий абстрактный ряд пород по убывающей способности локализации вкрапленных руд: известковистые алевриты — известковистые алевритистые сланцы — алевриты, алевритистые сланцы — дайки кислого состава — песчаники, филлиты — глинистые сланцы, известняки, жильный кварц. Известковистые разности пород оказываются наиболее благоприятными для локализации оруденения, по-видимому, не только из-за химического состава, а главным образом из-за более высокой способности к проявлению пластических деформаций. Действительно, встречающиеся в рудных контурах месторождений прослои или линзы известняков обычно содержат тонкодисперсное золото в весьма незначительных количествах, но в то же время они представлены наряду с кварцево-жильными образованиями, наиболее благоприятными локализаторами позднерудной сурьмяной минерализации, иногда с самородным золотом. Влияние деформационных преобразований пород на отложения золотоносных сульфидов отчетливо видно на Майском месторождении (табл. 11), в котором градационное увеличение интенсивности кливажированности пород в рудных зонах отражается на повышении в них содержания золота. При деформации сжатия резко увеличивается проницаемость пород [9] вследствие образования в обломочных зернах и включениях свежих поверхностей сколов, служащих центрами кристаллизации золото-сульфидных фаз из флюидов, насыщающих поровые пространства [2, 107]

11. Влияние литологического состава и интенсивности тектонических деформаций пород Майского золото-сульфидного месторождения на локализацию золота и серебра (использованы материалы В.Б.Голенева)

Породы (рудные тела)	Содержание, г/т (пробирный анализ)		
	Au	Ag	Au/Ag
Песчаники (1, 3, 30)	$\frac{0,1-38,4(3,62)}{20}$	$\frac{0-4,5(1,96)}{20}$	1,84
Интенсивно кливажированные алевролиты (1, 3, 30)	$\frac{3,25-137,8(48,8)}{20}$	$\frac{1,1-17,0(4,8)}{20}$	10,12
Умеренно кливажированные алевролиты (1, 3, 30)	$\frac{0,3-69,6(22,2)}{20}$	$\frac{2,7-17,0(4,3)}{20}$	5,2
Слабо кливажированные алевролиты (1, 3, 30)	$\frac{0,2-45,8(10,4)}{18}$	$\frac{2,7-22,8(5,3)}{18}$	2,0
Дайки липарит-порфиров и гранодиорит-порфиров (1,2)	$\frac{(7,44)}{41}$	$\frac{(3,72)}{41}$	2,61

Примечание: в числителе — колебания содержаний в выборке, в скобках — средние содержания; в знаменателе — число проанализированных проб

Рудовмещающие комплексы пород часто содержат, иногда в значительных количествах углеродистое вещество, влияние которого на золотосодержание остается проблематичным. Прямых корреляций между его содержанием и продуктивностью оруденения не отмечается, а в ряде случаев, как, например, на Олимпиадинском, Кокпатаасском, Майском месторождениях промышленное оруденение тяготеет к менее углеродистым разностям пород.

Структурно-тектонические факторы. Одной из определяющих закономерностей локализации рудных полей с золото-сульфидным оруденением является их связь с глубинными разломами, проникающими, по-видимому, в верхнюю мантию Земли и разграничивающими наиболее крупные элементы структур складчатых областей: максимально прогнутые части геосинклинальных трогов и структурно-формационные зоны с повышенной мощностью земной коры. Нередко эти разломы служат границами мио- и эвгеосинклинальных зон (Татарский разлом на Енисейском кряже, Чарский разлом в Калбе) или вулканогенных поясов (Чукотская система). К этому же типу линейментов, вероятно, следует отнести и разломы в торцовых сочленениях крупных геоблоков с различной ориентировкой геосинклинальных структур (Янский разлом в Верхоянье) или глубинных шовных зон в краевых частях консолидированных срединных массивов (Срединный Тянь-Шань, кратон Янгтзе в Юго-Восточном Китае, провинция Гуанчжоу). В последнем установлена длительная тектоническая активность зоны контакта кратона, маркирующаяся развитием перемежающихся контрастных рифовых фаций, турбидитов и относительно глубоководных аргиллитов [146].

Тяготея к зонам влияния глубинных разломов, рудные поля и месторождения золото-сульфидной формации в то же время никогда не размещаются непосредственно в шовных частях этих структур, дистанцируясь от них на первые километры-десятки километров. Рудоконтролирующими структурами в ряде случаев являются второстепенные разрывы, субсогласные главному шву (Кючус, Сентачан). Однако основным мотивом локализации месторождений является приуроченность их к складчато-разрывным структурам, занимающим наложенное, секущее, суперпозиционное (термин Э.У.Спенсера) положение относительно регионального плана деформаций и ориентированных по отношению к глубинным разломам и общей складчатости обычно под углами 60—80°. Суперпозиционные структуры нередко имеют прерывистый, скрытый характер, обозначаясь на эвзионной поверхности зонами трещиноватости кливажа и смятия, цепочками или «поперечными рядами» небольших по размерам интрузий. На отдельных участках суперпозиционных разломов, особенно в узлах их пересечения с осепродольными, происходит переориентировка геосинклинальных структур в пределах обособ-

ленных блоков, образуются зоны наложенных штамповых сундучных складок, блокированных разрывами, зоны мелких опрокинутых складок и гофрировки слоев. Примером широкого проявления суперпозиционных структур может являться Енисейская складчатая область, в которой, как это было показано, золото-сульфидные месторождения, сосредоточенные в осевой части Центральной СФЗ, заключенной между глубинным Татарским и Ишимбинским разломами, контролируется субширотными и северо-восточными разломами. Другими примерами могут служить Калба, где крупные месторождения в зоне влияния Чарского глубинного разлома северо-западного простирания локализуются в системах разломов субширотной ориентировки, а также Кызылкумы, Центральная Чукотка. Подобные позиции золото-сульфидных месторождений отмечаются и в областях тектоно-магматической активизации: в провинции Бассейнов и Хребтов (Невада, США) многочисленные золото-сульфидные месторождения, в т.ч. Карлин, Кортес, Голд Куорри и другие приурочиваются к эрозионным купольным структурам — «окнам», группирующимся вдоль скрытых разломов, ориентированных под углами около 75° к Антлерскому орогенному поясу [130]. Специфический план деформаций, сопровождающий золото-сульфидные месторождения, предопределяет возможность выявления подобных рудоконтролирующих структур различными дистанционными методами. Следует отметить также, что проявления золото-сульфидных руд по простиранию структурно-формационных зон или рудоконтролирующих разломов чередуются с определенным закономерным «шагом», который для крупных рудных полей на Енисейском кряже составляет 70–90 км, вдоль скрытых разломов невадийских месторождений — 10–15 миль, в Кызылкумах — 16 км, Тарорской рудоносной зоне для месторождений (Зеравшано-Гиссарский регион) — 3–5 км.

В парагенезисе суперпозиционных структур особое место занимают своеобразные блоковые структуры площадью в десятки квадратных километров, к которым часто приурочиваются наиболее крупные по запасам золота рудные поля и месторождения, и названные нами рудо-локализирующими блоками особого развития (РБОР) [93]. Краткая характеристика их приведена при рассмотрении типовых месторождений. В реальной обстановке рудных провинций блоки, заключающие месторождения вкрапленных золото-сульфидных руд, нередко располагаются на периферии и склонах магматогенных сводово-купольных поднятий, особенно на участках осложнений их положительными структурами более высоких порядков (Майское и Олимпиадинское месторождения). На региональном фоне рудо-локализирующие блоки выделяются благодаря обычной дисконформности развитых в их пределах разрывных и складчатых структур, повышенной общей дислоцированности слагающих их пород и широкого проявления ретроградных изменений. Наши исследования показывают, что подобные особенности обусловлены многократными внутриблоковыми структурными перестройками, происходящими в условиях изменяющихся во времени направлений стрессов и деформаций. Обособление блоков и их автономизация начинается на завершающих этапах формирования геосинклинальной складчатости при переходе к глыбовым дислокациям орогенной стадии. Следует отметить, что этому процессу обычно предшествовало длительное воздействие тепловых потоков, проявившихся в образовании магматогенных сводов и термокупольных структур с зонами разуплотнения, погружающимися на глубины в десятки километров и разновозрастными интрузивными телами, характеризующими различные стадии формирования складчатых областей. В дальнейшей истории рудных районов РБОР выступали, как единые, целостные рудо-локализирующие структуры, в пределах которых сосредотачиваются одновременные метаморфические преобразования пород как прогрессивного, так и ретроградного типа, проявления магматизма, главным образом трещинового (дайкового), многостадийная гидротермальная минерализация, предваряемая ранними дорудными преобразованиями пород. Этапы формирования рудо-локализирующих блоков удобнее рассмотреть на конкретном примере хорошо изученного Олимпиадинского месторождения (рис. 47).

Первый этап формирования блока связан с заложением суперпозиционных нарушений СВ направления, наложенных на геосинклинальные структуры СЗ простирания. На втором этапе произошло изменение плана напряжений и обособление блока рудного поля площадью около 50 км^2 . Ограничениями его являются фрагменты разломов СЗ и СВ направлений. В результате сдвиговых деформаций слоистые толщи претерпели продольное сжатие (вектор стресса ЮВ-СЗ направления) с образованием гармониевидных складок с осями ориентированными ЮЗ-СВ, практически вкрест окружающим структурам. Начало следующего третьего этапа ознаменована коренным изменением полей напряжений, проявившихся в смене преобладавших ранее

латеральных активных усилий на субвертикальные, и эта ориентировка осталась господствующей на протяжении всей последующей истории развития структуры рудного поля. Причины указанных перемен, вероятно, связаны с началом процессов общего воздымания территории и формирования сводового поднятия, сопряженного с активным магматизмом и подтоком теши. Дислокационные преобразования третьего этапа, как и предшествующих, носят существенно пластический характер, но протекали они в иных условиях, когда на смену кристаллизованной сланцеватости приходит кливаж-типический структурный элемент эпизоны. Повсеместное развитие кливажа, ориентированного под углами 15–35° к горизонту, является отражением проявления пологого смятия с вектором стресса, наклоненным на запад под углами 75–55° к горизонту. Результатом дислокационных преобразований этого этапа явилась деформация ранее образованных складчато-разрывных структур и формирование разномасштабных кливажных складок. На третьем этапе блок рудного поля обособился не только структурно, но и был преобразован в особую рудолокализирующую структуру, в пространстве которой сосредоточены последующие процессы: проявление ранне-дорудного метасоматоза, сопровождающегося пирротинизацией толщ, отложением промышленных руд и пострудных минеральных ассоциаций. По-видимому, при формировании рудного поля на третьем этапе важнейшую роль сыграли сосредоточенные тепловые потоки, сопровождающиеся рудоносными флюидами и в этом смысле здесь следует искать параллели с механизмом образования и функционирования так называемых «горячих точек» [148].

К числу крупных региональных структур, контролирующих размещение рассматриваемого оруденения, относятся магматогенные сводовые и сводово-глыбовые поднятия, формирование которых приходится на орогенные стадии развития подвижных поясов и этапы активизации стабилизированных структур. Возникновение сводовых поднятий связывается с появлением мантийного диапиризма и активизацией глубинной магматической деятельности [113]. Анализ геодинамических условий этих структур и оруденения в Казахстане и Забайкалье привел Е.А.Алектрову к заключению о приуроченности месторождений жильного типа к центральным частям сводов, испытывшим при формировании максимальное растяжение, а вкрапленного оруденения — к буферным зонам сжатия, охватывающим межсводовые пространства [1].

В рассмотренных регионах золото-сульфидное оруденение локализуется как на периферии сводов (Ведугинское, Майское, Кючус, Бақырчик), так и на их склонах, часто приурочиваясь к дочерним куполам (Олимпиадинское, Тырадинское, Оленье, Удере́йское, Карлин, Кортез и др.). На Енисейском Кряже отмечается ситуация даже обратная предполагаемой Е.А.Алектровой, когда золото-кварцевое оруденение расположено в структурах обрамляющих мегасвод, а месторождения вкрапленных руд размещены на склонах свода (см. рис. 2), что объясняется, с нашей точки зрения, отсутствием полной синхронизации между ростом сводов и поступлением рудоносных растворов.

Магматические факторы. Формирование магматогенных сводово-глыбовых и сводово-купольных структур сопровождается образованием раннеорогенных гранитоидных интрузий крупных размеров («батолитов»), занимающих нередко значительные пространства. По отношению к золото-сульфидному оруденению они обычно отчетливо дорудные. Общей закономерностью является размещение промышленных месторождений среди окружающих толщ не ближе 4—6 км от контактов с интрузиями за пределами зон ороговикования.

Собственно на рудных полях и месторождениях магматические породы присутствуют обычно в виде позднеорогенных комплексов малых интрузий, штоков или чаще даек пестрого состава, относящихся обычно к габбро-диорит-гранодиоритовой формации. На фоне общей гомодромной линии развития магматизма в миогеосинклиналях, малые интрузии рудных полей развиваются обычно в антидромном порядке. Наиболее типичными дайковыми породами, которые отмечаются практически на всех месторождениях, являются маптийные по природе лампрофиры, они наиболее близки по времени образования с вкрапленным оруденением, иногда разделяя его отдельные минеральные комплексы. Число и объем магматических жильных тел на разных рудных полях изменяется от единичных тел до 20–25%. Интенсивность развития дайкового магматизма какого-либо заметного влияния на запасы руд в месторождениях, по-видимому, не оказывает, дополняя аргументы в пользу парагенетических отношений между магматизмом и оруденением.

Морфоструктурные типы рудных полей и месторождений

Несмотря на длительный период изучения и большое число выявленных и разведанных золото-сульфидных месторождений, вопросы их структурно-морфологической типизации не получили достаточного отражения в литературе. В структурных классификациях Н.И.Бородавского [15], П.Ф.Иванкина (1973) и других месторождения вкрапленных золото-сульфидных руд не выделялись в самостоятельную группу и рассматривались наряду с другими формационными типами. В развернутой систематике структур золоторудных полей терригенных миогеосинклиналей, предложенной В.М.Яновским, в числе двенадцати выделенных типов пять относятся к собственно золото-сульфидным месторождениям: 1 — тектонические линзы, разрывы, блоки в зоне надвига (месторождение Бақырчик); 2 — пучки разрывов с зонами приразломной трещиноватости (месторождение Даугызтау); 3 — разрывы нескольких систем с приразрывными зонами трещиноватости в аллохтоне: дислокации под экраном надвига и послонные (месторождение Кокпатас); 4 — уплощенный каркас разрывов в шарнире флексуры; дислокации в краевых частях блоков (месторождение Нежданинское); 5 — системы разрывов, зоны трещиноватости и блоки высоких порядков в песчаниковых горизонтах брахискладок (Сентачан, Сарылах) [140].

Формирование золото-сульфидных месторождений в условиях средних глубин на средних и завершающих стадиях развития орогена при преобладании складчато-глыбовых дислокаций, характеризуется сложными сочетаниями проявлений пластических и хрупких деформаций, обусловивших разнообразие их структурно-морфологических особенностей и отличия от месторождений других формаций. В связи с этим возникает необходимость разработки для них самостоятельной структурно-морфологической типизации, которая могла служить ориентиром и инструментом при поисках, разведке и оценке месторождений. В качестве основы такой типизации рассматриваются пространственное положение и характер соотношений рудовмещающих элементов структур месторождений с более крупными рудоконтролирующими и рудолокализирующими структурами. Среди последних выделены три принципиально различных по морфоструктурным особенностям типа: блоковый, блоково-купольный и линейный (табл. 12).

Блоковый тип — наиболее характерный и имеющий наиболее важное промышленное значение тип рудолокализирующих структур в масштабах месторождений и рудных полей. Блоки формируются в узлах пересечения крупных складчатых разломов и суперпозиционных структур, занимающих относительно общей складчатости диагональное или поперечное положение. Особенности строения и формирования блоков (РБОР) рассмотрены в предшествующем разделе. Добавим, что РБОР являются таксонами, соответствующими рудным полям и месторождениям, они определяют их естественные границы. Размеры РБОР обычно находятся в пределах первых десятков квадратных километров. Среди них выделяются три структурных типа месторождений с различным пространственным расположением рудовмещающих структур: 1 — в каркасе блокоограничивающих разломов вязкого типа (рис. 48, 1); 2 — в каркасе внутриблоковых субпараллельных разломов вязкого типа (см. рис. 48, 2); 3 — в системе внутриблоковых суперпозиционных (наложенных) складок, осложненных разломами (см. рис. 48, 3).

Блоково-купольный тип рудолокализирующих структур в миогеосинклинальных провинциях не имеет столь широкого распространения, как предыдущий. Куполовидные структуры играют важнейшую рудолокализирующую роль для близповерхностных месторождений золота. Исследовавший их на примерах золотоносных провинций Запада США и Мексики Э.Унссер показал, что они возникают в областях, характеризующихся длительным устойчивым воздыманием и, что при их образовании не происходит расширения или сжатия окружающих пород, а возникающие кольцевые или радиальные трещины сосредоточены непосредственно в куполах [126]. В отличие от них, куполовидные структуры мезозоны, с которыми связаны вкрапленные золото-сульфидные руды, обычно не имеют прямой связи с магматическими телами. Геологические наблюдения в сочетании с интерпретацией данных геофизики дают основание для предположений об их штампово-сдвиговой природе и образовании в верхних частях поднятых блоков земной коры. От близповерхностных куполов они отличаются преобладающим вязким типом развитых в них разрывных нарушений, сопровождающихся соответствующими элемен-

12. Структурно-морфологическая типизация золото-сульфидных месторождений

Тип рудолокализирующих структур	Типы и позиции рудовмещающих структур	Особенности рудолокализирующей среды		Морфоструктурные типы рудных тел	Примеры месторождений
		Со слабо выраженной анизотропией рудолокализирующих структур	С отчетливо выраженной анизотропией рудолокализирующих структур		
1	2	3	4	5	6
Рудолокализирующие блоки особого развития	Каркас блокоотрагивающих разломов вязкого типа	Интенсивно дислоцированные слоистые углеродистые терригенные толщи с проявлением в зонах разломов кливажа, будинажа, мелкой трещиноватости, часто сопровождаемых телами метаморфогенного кварца. Слабое проявление дорудного метасоматоза		Линейные зоны и лентовидные залежи вкрапленных и вкрапленно-прожилковых руд в зонах динамометаморфизма, сопровождающих разломы, в участках пересечения их поперечными и диагональными разрывами, линии сопряжений которых часто определяют направление погружения рудных тел	Бакырчик, Дальний, Большевик, Загадка, Глубокий Лог, (Калба, Казахстан)
	Каркас внутриблоковых субпараллельных разломов вязкого типа			Линейные зоны вкрапленно-прожилковых руд и жил, осложняющие морфологию и увеличивающие мощность в местах ветвлений и пересечений рудоносных структур	Майское (Чукотка), Нежланинское (Ю. Верхоянье, Якутия)
	Системы внутриблоковых суперпозиционных (наложенных) складок, осложненных разрывами		Дислоцированные (квиважированные, гофрированные) терригенные толщи с горизонтными и прослоями терригенно-карбонатных рудолокализирующих пород с площадным развитием дорудного метасоматоза безитополобного типа; среда благоприятная для образования кор выветривания	Стратиформный тип оруденения. Седловидные и линзовидно-блоковые субосиговые залежи вкрапленно-прожилковых руд в ядрах антиформ и синформ в пределах горизонтов благоприятных пород	Олимпиадинское, Тырадинское (Енисейский Край)
				Субпластовые залежи вкрапленно-прожилковых руд в тектонически подновленных участках крыльев складок среди благоприятных пород	Олень, (Енисейский Край)

7	2	3	4	5	6
<p>Блоково-купольные структуры</p>	<p>Каркас субпараллельных секущих вязких разломов и зон межслоевых подновлений среди горизонтов благоприятных пород (в подэкранной позиции)</p>	<p>В различной мере пластически и хрупко деформированные слоистые углеродистые песчано-сланцевые отложения, иногда с субсогласными телами даек</p>	<p>Кливажированные, тонкотрещиноватые, пластически деформированные осадочно-вулканогенные, глинисто-известковистые, алевро-глинистые и другие рудофокусирующие породы, слагающие горизонты и прослои среди известняков терригенно-сланцевых, кремнисто-доломитовых толщ</p>	<p>Поднимающиеся напластованию субсогласные, в том числе лентовидные залежи, секущие зоны вкрапленных руд</p>	<p>Кокшатау, Ожжетпес (Кызылкумы, Узбекистан), Экуг (Чукотка)</p>
<p>Линейные зоны повышенного динамометаморфизма</p>	<p>Зоны динамометаморфизма, сопровождающие суперпозиционные и осепроходные разломы высоких порядков</p>	<p>В различной мере пластически и хрупко деформированные слоистые углеродистые песчано-сланцевые отложения, иногда с субсогласными телами даек</p>	<p>Контрастные по физико-механическим и рудолокализирующим свойствам слоистые и терригенно-карбонатные толщи</p>	<p>Минерализованные зоны вкрапленных и вкрапленно-прожилковых руд, местами в сочетании или с обособленными в просторанстве линейными штоковками поздних ассоциаций руд, содержащих Ag, Hg, Sb, As (реальгар)</p>	<p>Даугызтау, Высоковольтное (Кызылкумы, Узбекистан), Кючус (Кулар, Якутия), Чоре (Д.Таджикистан), Кумтор (Киргизия)</p>
<p>Зоны внутри и межформационных срывов в складчатых структурах</p>	<p>Зоны внутри и межформационных срывов в складчатых структурах</p>	<p>Контрастные по физико-механическим и рудолокализирующим свойствам слоистые и терригенно-карбонатные толщи</p>	<p>Межформационные и субпластовые залежи вкрапленно-прожилковых золотоносных руд в сочетании с линейными жильно-прожилковыми штоковками руд сурьмы, мышьяка (реальгар и аурипигмент), частично совмещенными или разобщенными в просторанстве</p>	<p>Джерек (Калба, Казахстан), Лухуми (Кавказ), Ведутинское (Енисейский Край)</p>	<p>Джерек (Калба, Казахстан), Лухуми (Кавказ), Ведутинское (Енисейский Край)</p>
<p>Суперпозиционные складки и сопряженные с ними осепродольные разломы</p>	<p>Суперпозиционные складки и сопряженные с ними осепродольные разломы</p>	<p>Дислоцированные толщи терригенных пород с прослоями терригенно-карбонатных рудофокусирующих сульфидизированных разностей</p>	<p>Субпластовые залежи типа «манто» вкрапленных сульфидных руд в сочетании с жильно-прожилковыми зонами и штоковками сурьмяных руд</p>	<p>Удереиское (Енисейский Край)</p>	<p>Удереиское (Енисейский Край)</p>

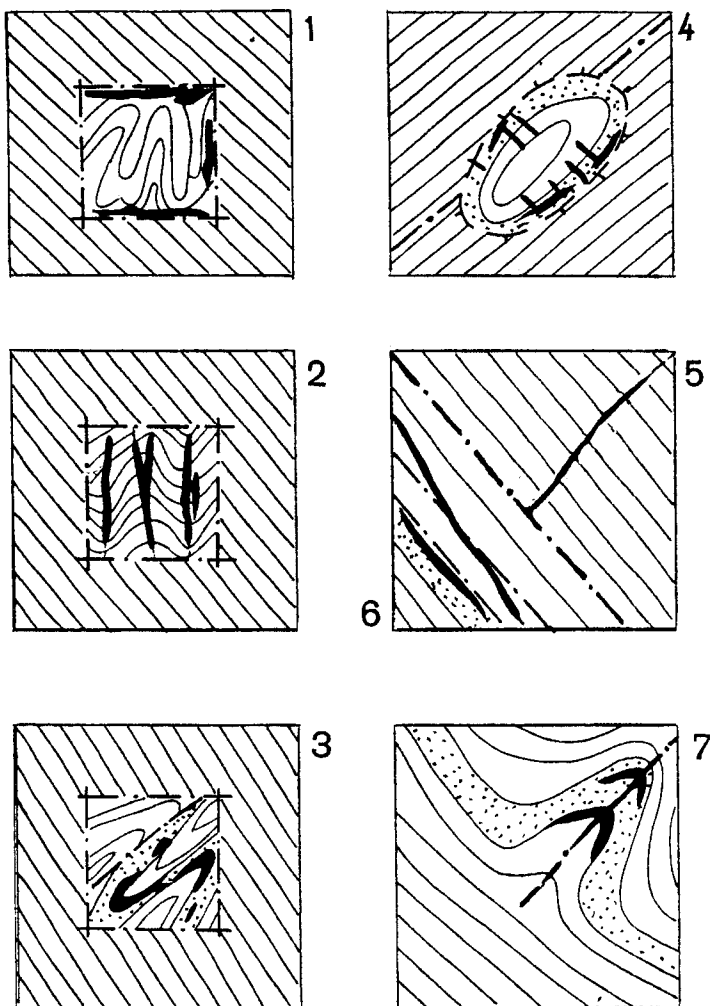


Рис. 48. Морфоструктурные типы рудных полей и месторождений с золото-сульфидным оруденением (пояснения в тексте)

тами структурного парагенезиса: кливажом, будинажем, одновременной полигенной складчатостью и пloyчатостью, сочетающихся с поздними разрывами и мелкой трещиноватостью.

Куполовидный тип рудолокализирующих структур в месторождениях золото-сульфидных руд наиболее характерен для областей тектоно-магматической активизации типа провинции Бассейнов и Хребтов в Неваде (США), или Забайкалья. В областях миогеосинклинального типа куполовидные структуры отмечены в Кызылкумах на рудных полях Кокпатас и Окжетпес, где их тип определяется как каркас субпараллельных секущих вязких разломов и зон межслоевых подновлений среди горизонта благоприятных пород (в подэкранной позиции) (см. рис. 48, 4).

Линейный тип рудолокализирующих структур характерен для значительного числа месторождений мелких и средних, реже крупных масштабов, в которых минерализация приурочивается к тектонически дислоцированным гидротермально измененным породам, сопровождающим разломы и плоскости межслоевых скольжений. Эти разломы относятся к структурам подчиненного порядка относительно региональных глубинных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны, сочленяясь с ними под большими углами и занимая часто относительно них и региональной складчатости диагональное положение (суперпозиционные разломы). И лишь меньшая часть месторождений связана с ветвями оперения, простирающимися близсогласно с глубинными структурами. Руденосные интервалы линейных структур характеризуются повышенной мощностью и интенсивностью проявления динамометаморфизма, выраженного в пластическом кливажном течении, будинаже жестких прослоев пород и раннего

кварца, развитии разномасштабных приразломных складок, трещиноватости и брекчировании. Пространственные соотношения различных элементов структур между собой и с шовной плоскостью разлома указывают на полистадийность их формирования, сопровождающуюся сменой планов напряжений. От безрудных интервалы промышленных руд отделяются, как правило, диагональными или поперечными секущими разломами. Выделяется три типа рудовмещающих структур месторождений, связанными: 1 — с зонами динамометаморфизма, сопровождающими суперпозиционные и осепродольные разломы высоких порядков (см. рис. 48, 5); 2 — с зонами внутри- и межформационных срывов в складчатых структурах (см. рис. 48, 6); 3 — с суперпозиционными складками и сопряженными с ними осепродольными разломами (см. рис. 48, 7).

Формационные признаки золото-сульфидного оруденения

Важнейшие в промышленном отношении месторождения, наиболее распространенные на территории России и стран СНГ, относятся к золото-сульфидно-мышьяковистой субформации. Эти месторождения характеризуются преимущественной или существенной ролью раннего тонкодисперсного золота, связанного с мышьяковистым пиритом и арсенопиритом, образующими чаще всего тонкую и весьма тонкую прожилково-вкрапленную импреняцию в дислоцированных породах (рис. 49, 50). Рудовмещающие структуры представлены зонами смятия и расслабления, наложенными на региональную складчатость, реже подчинены наложенной суперпозиционной складчатости высоких порядков. Рудные тела имеют форму субсогласных линзообразных, пластообразных, иногда седловидных метасоматических залежей, лент, или секущих плито- и жиллообразных зон, а также более сложную конфигурацию, обусловленную различными сочетаниями рудолокализирующих разрывных и пликативных структур с особенностями литологического состава рудовмещающих толщ. Границы рудных тел часто выражены неотчетливо и практически во всех случаях устанавливаются опробованием. Распределение золота в рудных телах относительно равномерное (коэффициент вариации содержания 60–120 %) при средних содержаниях от 3 до 10 г/т. Руды наиболее типичных месторождений представлены измененными осадочными породами, минерализованными сульфидами, главным образом пиритом и арсенопиритом, иногда также пирротинном. Характерна примесь антимонита, распространенного очень неравномерно. Средние содержания сульфидов в рудах разных месторождений варьируют от 2 до 9 %. Среди других рудных минералов в качестве примесей присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит, марказит, тетраэдрит, халькостибит, бертьерит, сульфоантимониты свинца, самородная сурьма, гудмундит, ульманит, шеелит, самородный мышьяк, сульфосоли серебра, самородное золото, ауростибит и многие другие более редкие рудные минералы. На отдельных месторождениях в значительных, иногда промышленных количествах, отмечаются киноварь, реальгар и аурипигмент (Олимпиадинское, Кючус, Канчоч, Лухуми), иногда теллуриды и селениды (Высоковольтное). Для данного типа оруденения характерна устойчивая высокая корреляция между интенсивностью развития пирит-арсенопиритовой минерализации и содержаниями золота.

В рудах устанавливаются обычно три продуктивные на золото парагенетические минеральные ассоциации: 1 — пирит-арсенопиритовая (ранняя золото-сульфидная), 2 — полсульфидная (поздняя золото-сульфидная ассоциация или группа ассоциаций) и 3 — антимонитовая (бертьерит-антимонитовая). На отдельных месторождениях (Канчоч) отмечается также наиболее поздняя ассоциация реальгара с самородным золотом. Ранняя продуктивная ассоциация для месторождений данной субформации является главной или одной из основных. Участки умеренного и интенсивного развития прожилково-вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации соответствуют рядовым и богатым рудам.

Наиболее золотоносный тонкоиглочатый арсенопирит — типоморфный рудный минерал месторождений всех промышленных типов этой субформации. Его состав характеризуется избыточным содержанием серы и наличием заметной (первые сотые доли процента) примеси сурьмы. Среднее содержание золота в арсенопирите разных месторождений колеблется от 40 до многих сотен граммов на тонну, составляя в большинстве случаев 200–300 г/т. Количественно преобладающий в рудах большинства месторождений золотоносный пирит представ-

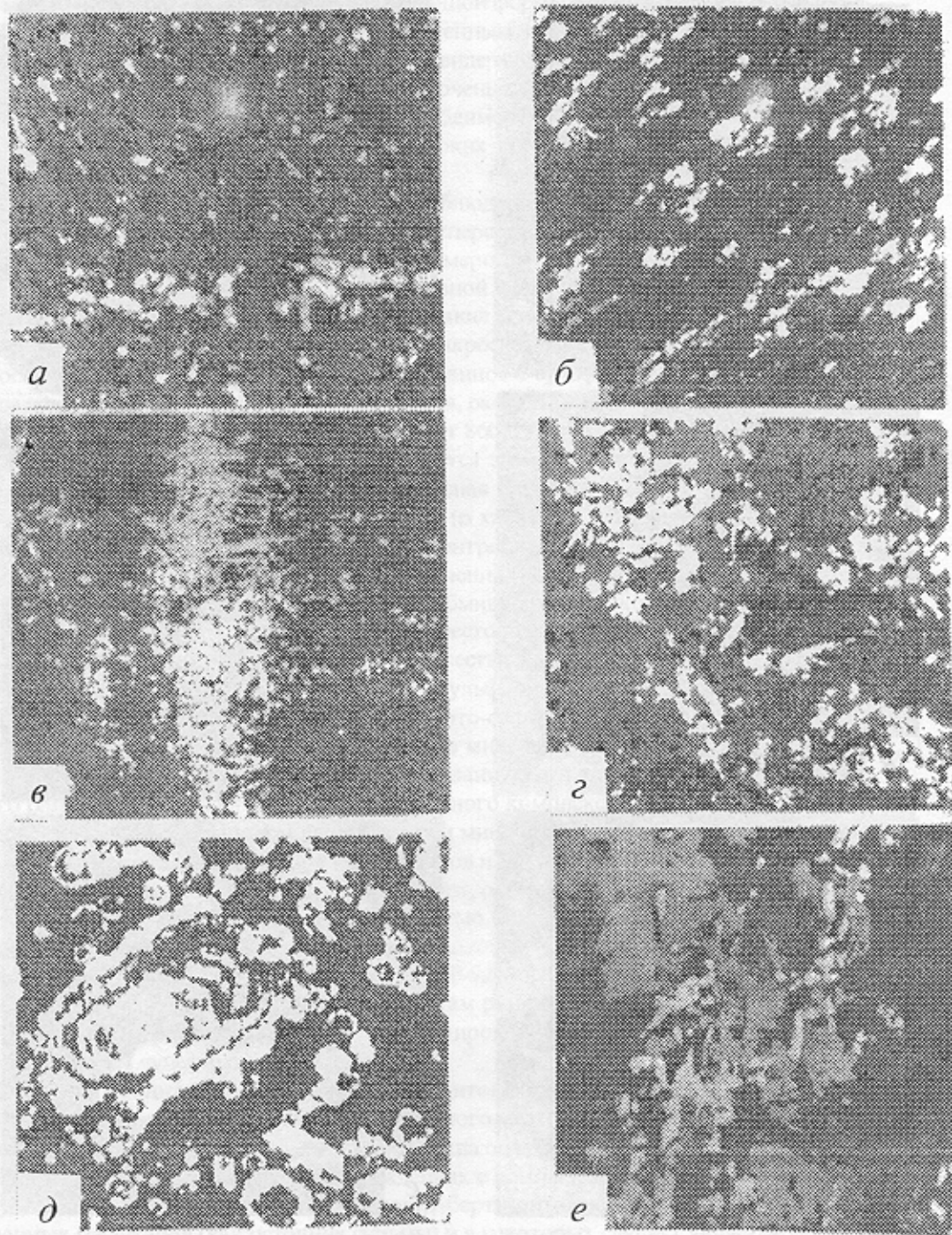


Рис. 49. Характер выделений золотосодержащих сульфидов во вкрапленных рудах:

a — золотосные сульфиды (пирит и арсенопирит) образуют довольно обильную вкрапленность и цепочковидный прожилок в алевролите. Месторождение Майское, полиров. шлиф, ув. 50; *б* — ориентированные вдоль сланцеватости вкрапленные выделения пирита с незначительной примесью арсенопирита. Месторождение Кокпатас, полиров. шлиф, ув. 36; *в* — вкрапленно-прожилковые скопления тонкоигльчатого арсенопирита в алевролите. Месторождение Майское, полиров. шлиф, ув. 63; *г* — пятнисто-вкрапленные скопления тонкоигльчатого арсенопирита в окварцованной брекчии алевролита. Месторождение Майское, полиров. шлиф, ув. 50; *д* — вкрапленные скопления резко неоднородных по величине футляровидных кристаллов пирита с подчиненным развитием удлиненно-призматических кристаллов арсенопирита с ромбовидными поперечными сечениями. Месторождение Удерейское, полиров. шлиф, ув. 38 (по В.С.Власову и Т.Ю.Кувшиновой); *е* — цепочковидная вкрапленность игльчатого арсенопирита среди скоплений пирротина (серое) в породе (черное). Месторождение Олимпиадинское, полиров. шлиф, ув. 50

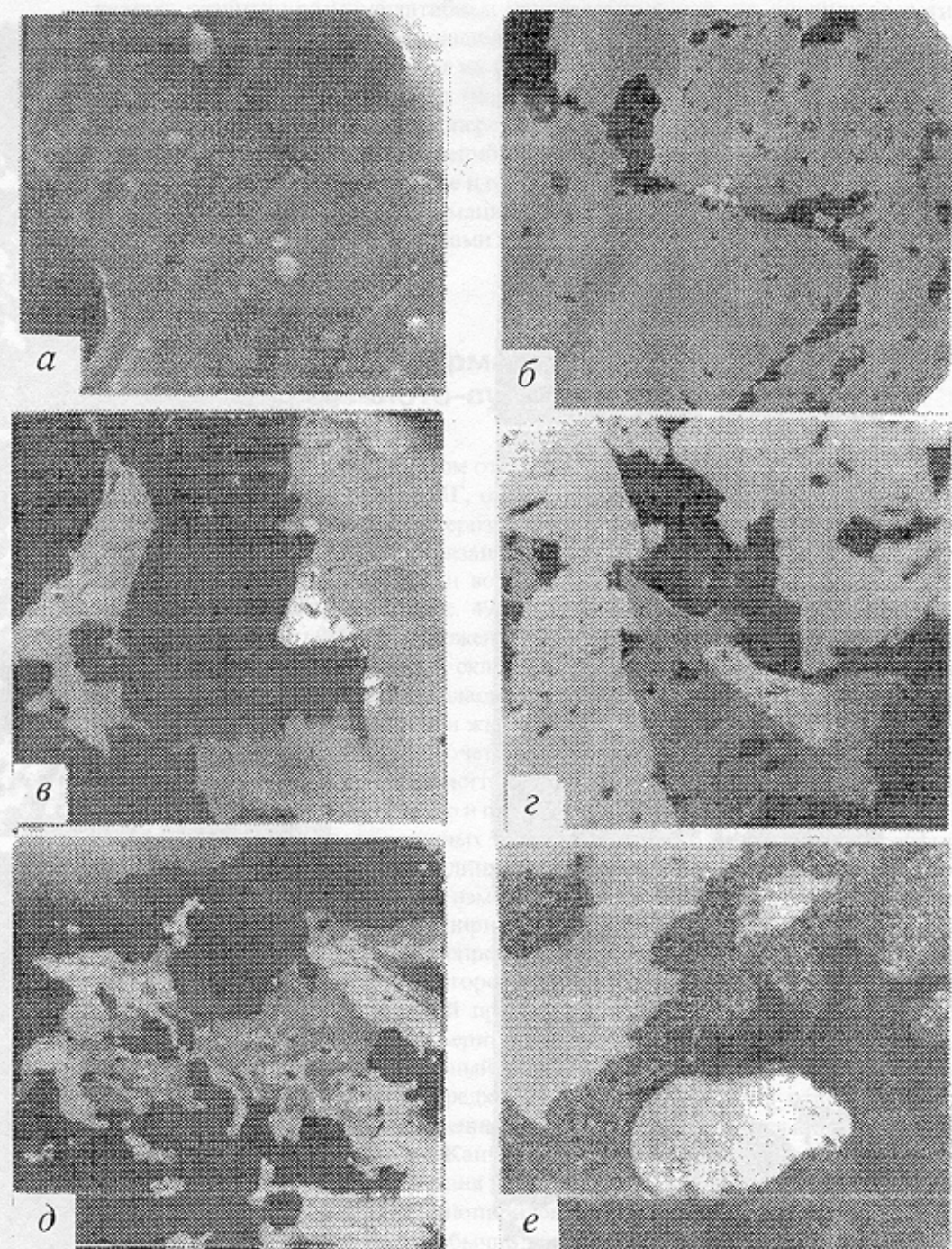


Рис. 50. Минеральные парагенезисы золота во вкрапленных рудах:

a — субмикроскопические выделения раннего сингенетического золота в арсенипирите (изображение сколовой поверхности арсенипиритового кристалла в растровом электронном микроскопе). Месторождение Майское, ув. 20000; *б* — неправильной формы выделение золота поздней генерации (белое) в межзерновом промежутке пиритового сростка (серое). Месторождение Бақырчык, полиров. шлиф, ув. 650; *в* — самородное золото поздней генерации образует неправильные выделения (яркобелое) и волосовидные прожилки в бурноните; рядом светлосерое ксеноморфное выделение джемсонита. Месторождение Коклатас, полиров. шлиф, ув. 600; *г* — удлиненное с плавными границами выделение золота поздней генерации (светлосерое) в пирротине (серое), образующим сростание с арсенипиритом (белое). Месторождение Олимпиадинское, полиров. шлиф, ув. 500; *д* — сростания золота (белое) с антимонитом (серое) в кварце (черное). Месторождение Майское, полиров. шлиф, ув. 250; *е* — сростание золота (белое овальное выделение) с ауриститом (крупное серовато-белое выделение), с коррозионной каемкой вторичных образований окислов сурьмы с тонкодисперсными новообразованиями гипергенного золота. Месторождение Олимпиадинское, полиров. шлиф, ув. 200

лен чаще всего метакристаллами сложной комбинированной формы, пентагон-додекаэдрами, реже кристаллами кубической формы с хорошо выраженным тонкозональным внутренним строением. Довольно широко распространен он также в виде тонкозернистых агрегативных и, в том числе прожилковых выделений. Для этого пирита очень характерны повышенное содержание примеси мышьяка (до 5–6%) и дырочный тип проводимости. Среднее содержание золота в пирите на разных месторождениях варьирует в широких пределах, составляя чаще всего десятки и, реже, первые сотни граммов на тонну.

Специальными исследованиями, сочетающими наблюдения в растровом электронном микроскопе с микрорентгеноспектральным и энергодисперсионным анализами, удается выявить включения самородного золота в сульфидах размером в сотые-первые десятые доли микрона, которые во многих случаях могут быть основной формой нахождения связанного «сульфидного» золота в рудах [58, 29]. В других случаях такие включения не были обнаружены, что позволяет допускать возможность нахождения субмикроскопического (невидимого) золота также и в состоянии твердого раствора. Ассоциированное с сульфидами золото является высокопробным и весьма высокопробным. Минимальная, рассчитанная по золото-серебряному отношению, проба золота в арсенопирите составляет 860–999 с преобладанием значений выше 950. Расчетная проба золота в пирите оказывается заметно ниже, вероятно за счет повышения роли серебра, не связанного с золотом. Тесная парагенетическая связь раннего «сульфидного» золота с мышьяком, составляющая одну из характерных черт данной субформации, подчеркивается не только более высокой концентрацией золота в арсенопирите по сравнению с пиритом, но также особенностями распределения золота и мышьяка в неоднородно-зональных кристаллах пирита [28]. Доля раннего, субмикроскопического, «упорного», не извлекаемого прямым цианированием золота, в рудах месторождений рассматриваемой субформации составляет от 35 до 100% от общего его количества в рудах.

Следующая по времени образования золото-полисульфидная минеральная ассоциация распространена обычно в контурах развития ранней золото-сульфидной ассоциации, но резко ей уступает в интенсивности развития. Ее локализация в минерализованных зонах и рудных телах носит рассеянный характер. Авторы объединяют данную ассоциацию с предыдущей в составе единого раннего, золото-сульфидного минерального комплекса. Проявления данной ассоциации представлены маломощными прожилками и микропрожилками кварц-карбонатного состава с вкрапленностью позднего пирита, сульфидов и сурьмяных сульфосолей полиметаллов (тетраэдрит, бурнонит, халькостибит, халькопирит, сфалерит, галенит, сульфоантимониты свинца и др.), а также рассеянной вкрапленностью указанных рудных минералов в измененных вмещающих породах. С поздней полисульфидной минерализацией ассоциировано преимущественно микроскопическое золото с пробой 780–920, основная часть которого локализована в более ранних сульфидах. Судя по результатам рационального анализа руд, доля этого золота на разных месторождениях колеблется в широких пределах, от незначительной до сопоставимой с ранним «упорным» золотом.

Более поздняя, антимонитовая (бертьерит-антимонитовая) минеральная ассоциация — непостоянно золотоносная даже на разных участках одного месторождения. На месторождениях собственно золото-сульфидного промышленного типа она развита в целом слабо, роль ее в концентрации золота незначительна. В месторождениях с комплексным золото-сульфидно-сурьмяным оруденением поздняя сурьмяная (антимонит-бертьеритовая) минерализация достигает промышленных масштабов (как источник сурьмы) и в некоторых случаях является также продуктивной и на золото (Олимпиадинское, Удерейское и Майское). С этой ассоциацией непостоянно связано позднее высокопробное и весьма высокопробное золото, в том числе в виде довольно крупных выделений, иногда до 10–15 мм в антимоните и кварце (рис. 50). Это золото в ряде случаев (Олимпиадинское, Ключус), содержит значительную (до нескольких процентов) примесь ртути. В парагенезисе с поздним «антимонитовым» золотом встречается другой типоморфный минерал аурустибит, в том числе в сростании с самородным золотом (см. рис. 50). В рудах месторождений золото-сульфидно-серебряного промышленного типа антимонитовая минерализация проявляется незначительно, уступая место серебросульфосольной, а в ряде месторождений золото-сульфидно-кварцевого промышленного типа она отсутствует.

Золото-сульфидная минерализация постоянно сопровождается жильно-прожилковой кварцевой (с примесью карбонатов) минерализацией, количественная роль и золотоносность которой в разных месторождениях сильно варьирует. Чаще всего кварцевая минерализация

слабо золотоносна, парагенетические связи ее с золотоносной сульфидной минерализацией не всегда устанавливаются. Однако в некоторых месторождениях (золото-сульфидно-кварцевый промышленный тип) продуктивность кварцевой минерализации становится сопоставимой с сульфидной или даже преобладающей (Нежданинское, Васильевское, Амантайгау).

Для месторождений золото-сульфидно-мышьяковистой субформации характерно отсутствие ясно выраженной вертикальной минеральной зональности собственно золоторудной сульфидной минерализации при большой глубине распространения оруденения (до 1,0–1,5 км). В участках выклинивания рудных тел и в поперечных сечениях по мере удаления от их осевых частей происходит быстрое уменьшение содержаний сульфидов, особенно арсенопирита, с одновременным снижением средних концентраций золота в сульфидах. При этом тонкоиглочатые формы кристаллов арсенопирита нередко сменяются короткостолбчатыми псевдодипирамидальными, а кристаллический габитус пиритовых вкрапленников периферических участков в наибольшей степени определяется доминирующим развитием граней куба. На месторождениях с интенсивно проявленной поздней, сурьмяной (ртутно-сурьмяной и реальгар-аурипигментной) минерализацией нередко наблюдается ее затухание с глубиной. Более отчетливо смена ранних и поздних минеральных комплексов прослеживается по направлению склонения рудных тел или в связи со сменой литологического состава рудовмещающих толщ (Олимпиадинское, Лухуми). Остальные элементы изменчивости минерального состава носят частный или скрытый характер. Например, на Даугызтаусском месторождении специальными весьма трудоемкими исследованиями, включающими многочисленные количественные определения состава рудных минералов на микрозонде, установлена скрытая минералого-геохимическая зональность, выраженная в закономерной изменчивости состава блеклых руд и сфалеритов (минералов позднесульфидной минеральной ассоциации) с удалением от обогащенных золотом участков («рудных столбов») [6]. На месторождении Бакырчик, наиболее типичном и крупном объекте золото-мышьяковисто-сульфидной субформации, на глубоких горизонтах наблюдается выклинивание кварцевых тел, сокращение штокверкового прожилкового окварцевания, относительное увеличение распространенности арсенопирита по сравнению с пиритом, появление в арсенопиритах верхних частей рудных зон примеси сурьмы (до 0,05 %) [122, 83].

Оруденение месторождений данной субформации за исключением ее золото-сульфидно-серебряного, весьма специфического типа имеет резко выраженную золото-мышьяковую и золото-мышьяк-сурьмяную геохимическую специализацию обычно с незначительным содержанием серебра в рудах. Из других рудогенных элементов можно отметить также вольфрам, встречающийся преимущественно в виде шеелита, и в более редких случаях ртуть (киноварь) и мышьяк (самородный мышьяк, реальгар и аурипигмент).

Оруденение другой, золото-пиритовой субформации, представленное единственным Кумторским месторождением, характеризуется существенно пиритовой безмышьяковистой минерализацией, что предопределяет экологически более благоприятные условия переработки этих руд. Другие основные особенности оруденения данной формации были даны при описании месторождения.

Обобщенные структурно-вещественные особенности всех пяти промышленных типов золото-сульфидных месторождений содержатся в табл. 13.

13. Признаковые модели основных промышленных типов золото-сульфидных месторождений

Признаки	Промышленные типы месторождений				Золото-пиритовый безмышьяковистый
	Золото-сульфидный лампрофиров	Золото-сульфидно-кварцевый	Золото-сульфидно-сурьмяный	Золото-сульфидно-серебряный	
Магматические проявления в пределах рудных полей	Дайки пестрого состава с андритомной направленностью развития с повсеместным участием лампрофиров				Единичные дайки кислого и среднего составов
Характер рудовмещающих структур	Зоны пластических деформаций, вязкие разломы, сопровождающиеся смятием, будионажем, развальцеванием и тектоническим разлинзованием	Зоны смятия и рассланцевания, вязкие разломы с вовлечением в пластические деформации ранних метаморфогенных кварцево-жильных тел, иногда также с жилами позднего рудоносного кварца	Зоны пластических деформаций в различных сочетаниях с хрупкими типами структур: трещинами отслоения, отрывами и сколами, зонами брекчий, приуроченных преимущественно к породам повышенной жесткости, в том числе, к ранним метаморфогенным кварцевым жилам	Зоны рассланцевания и дробления с жильно-прожилковой кварцевой минерализацией, в том числе со стержневыми жилами раннего кварца	Зоны рассланцевания, смятия и дробления со штокверковой прожилковой минерализацией
Морфоструктурный и вещественный типы оруденения	Зоны прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной минерализации	Сочетание прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной минерализации с золотосодержащими кварцевыми жилами	Зоны или залежи прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной минерализации в сочетании с поздней прожилковой и жильно-прожилковой сурьмяной (ртутно-сурьмяной) и вольфрамовой и мышьяковой минерализацией, перемно	Зоны прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной минерализации с кварцевыми жилами и жильно-прожилковым окварцеванием, с поздней штокверковой сульфидно-сульфосолевой серебряной минерализацией	Зоны с вкрапленной и прожилковой золотоносной полевощпат-карбонатно-пиритовой минерализацией в сочетании с минерализованными брекчиями и жиллоподобными пирит-карбонатными телами

Признаки	Промышленные типы месторождений				
	Золото-сульфидный	Золото-сульфидно-кварцевый	Золото-сульфидно-сурьмяный	Золото-сульфидно-серебряный	Золото-пиритовый безмышьяковистый
Окolorудные гидротермальные изменения	В осадочных породах: серицитизация, карбонатизация, окварцевание, пиритизация, реже калишпатизация и альбитизация. В дайках гранитоидов и лампрофиров-лиственит-березитовые, альбитизация	Изменения аналогичны золото-мышьяковисто-сульфидному типу	Дополнительно характерна аргиллизация, связанная с поздней минерализацией	Альбитизация, серицитизация, окварцевание, аргиллизация	Карбонатизация, полевошпатизация (альбитизация и более локально калишпатизация), серицитизация
Среднее содержание сульфидов в рудах, %	2—10	2—5	2—10	1—5	10
Содержание жильного (жильно-прожилкового) кварца в рудных телах, %	<20	>20—70	10—30	>20—70	<10
Золотоносность, г/т: кварца; сульфидов (наиболее распространенных)	Слабо золотоносен или незолотоносен В пирите* — <i>n</i> .10. В арсенопирите: тонкоигльчагом — <i>n</i> .10 ² , изометричном — <i>n</i> .1— <i>n</i> .10	Золотоносен В пирите — <i>n</i> .10. В арсенопирите — <i>n</i> .10— <i>n</i> .10 ²	Слабо золотоносен или незолотоносен В пирите — <i>n</i> .10. В арсенопирите — <i>n</i> .10— <i>n</i> .10 ² . В антимоните — 0, <i>n</i> — <i>n</i>	Незолотоносен	Незолотоносен В пирите — <i>n</i> .10— <i>n</i> .10 ²
Продуктивные минеральные ассоциации: основные	Золото-пирит-арсенопиритовая	Золото-пирит-арсенопиритовая, золото-сульфидно-полиметаллическая	Золото-пирит-арсенопиритовая	Золото-арсенопирит-пиритовая	Золото-карбонат-пиритовая, золото-доломит-пиритовая, золото-кальцитовая
второстепенные	Золото-сульфидно-полиметаллическая	—	Золото-сульфидно-полиметаллическая, бертьерит-антимонитовая (переменнопродуктивная на золото)	Золото-гесситовая (может отсутствовать)	Барит-сульфидно-полиметаллическая кальцитовая

* пирит раннего продуктивного комплекса

Типоморфные рудные минералы и их свойства	<p>1. Тонкоиглольчатый арсениопирит.</p> <p>2. Высокомышьяковистый (несколько процентов) тонкозональный пирит, преимущественно тонкокристаллический с преобладающим развитием вкрапленников сложной формы и пентагон-додекаэдров.</p> <p>3. Антимонит</p>	<p>Аналогичные предыдущему типу, антимонит нередко отсутствует.</p> <p>тонкоиглольчатый арсениопирит может заменяться другими тонкокристаллическими разновидностями.</p> <p>Наличие сульфидов полиметаллов и блеклой руды в жильном кварце</p>	<p>1. Мышьяковистый пирит.</p> <p>2. Тонкокристаллический, в т.ч. тонкоиглольчатый арсениопирит.</p> <p>3. Антимонит и бертьерит (широко распространён).</p> <p>4. Киноварь, реальгар, самородный мышьяк (на отдельных объектах)</p>	<p>1. Мышьяковистый пирит.</p> <p>2. Арсениопирит, мелкокристаллический изометрической и короткостолбчатой формы.</p> <p>3. Серебросодержащие и серебряные минералы(тетраэдрит, галенит, сфалерит, фрейбергит, акантит, сульфоантимониты серебра.</p> <p>4. Самородное серебро и кераргирит (в верхних, окисленных частях месторождений)</p>	<p>1. Золотоносный тонко и мелкокристаллический безмышьяковистый зональный пирит (содержание As на уровне первых сотых долей процента).</p> <p>2. Гематит.</p> <p>3. Шеелит.</p> <p>4. Теллуриды золота и серебра (в микропаратенезисах)</p>
Особенности нахождения золота в рудах	<p>Золото преимущественно (50—90%) тонкодисперсное, тесно ассоциированное с пиритом и арсениопиритом</p>	<p>В сопоставимых количествах золото в сульфиде и свободное золото в жильном кварце, нередко с последним</p>	<p>Обычно преобладает тонкодисперсное золото в сульфиде, часто со значительной частью более позднего относительно крупного золота, в том числе с бертьерит-антимонитовой минерализацией, иногда с ауриститом</p>	<p>Тонкодисперсное золото в пирите, арсениопирите, в сочетании с более крупным поздним золотом (иногда в паратенезисе с гэсси-том)</p>	<p>Доминирует весьма тонкое золото в пирите разных генераций со значительной (до 30%) долей субмикроскопического упорного золота</p>
Золото-серебряное отношение в рудах	1,5—10	> 2—3, иногда <1	> 3—5, иногда <1	<0,01	1—5
Характерные элементы спутники золота	As, Ag, Sb, W	As, Ag, Pb, Zn, Sb, W	As, Ag, Sb, W, Hg	As, Ag, Sb, W, Hg, Se, Te	W, Ag, Mo, Te
Корреляционные связи золота с другими элементами	As	As, иногда также Ag, Sb, Zn, Pb	As, иногда также Sb	As	—

Признаки	Промышленные типы месторождений			
	Золото-сульфидный	Золото-сульфидно-кварцевый	Золото-сульфидно-сурьмяный	Золото-сульфидно-серебряный
Наличие и типы минеральной зональности	В поперечном направлении и в участках выклинивания рудных тел снижается содержание сульфидов с быстрым возрастанием относительной роли пирита по сравнению с арсенопиритом; редко увеличение роли арсенопирита с глубиной	Характер зональности сходен с золото-мышьяковисто-сульфидным типом	Дополнительно к мышьяковисто-сульфидного типа характерно более интенсивное развитие поздней минерализации (бертьерит-антимонитовой, кинноварной, реальгар-аурипигментовой) на верхних горизонтах рудных тел в сочетании с избирательной приуроченностью сурьмяной минерализации к карбонатным породам	Ясно выраженная вертикальная зональность отсутствует, характерна телескопированная минерализация, а также приуроченность более поздней серебряной минерализации к участкам наиболее интенсивного жильно-прожилкового окварцевания
Уровень содержания золота в рудных телах, г/т	3—10	3—10 (в кварцевых рудах содержания часто более высокие)	3—10	1.6—4
Промышленно ценные компоненты руд	Au	Au, иногда также Ag	Au, Sb, иногда также W, Hg, As, (реальгар, аурипигмент), флюорит	Au, W, пирит
Технологические типы руд	Весьма упорные углеродистые золото-сульфидные мышьяковистые	Сочетание весьма упорных углеродистых золото-сульфидно-мышьяковистых и легко обогатимых золото-кварцевых с возможной селективной отработкой последних	Комплексные весьма упорные углеродисто-золото-сульфидно-мышьяковистые с вольфрамом	Упорные золото-пиритовые безмышьяковистые с вольфрамом
Россыпеобразующие возможности	Россыпей не образует	Образует россыпи	Возможны россыпи ограниченных размеров	Россыпей не образует, отмечаются ореолы тонкого шлихового золота

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Существующие представления о генезисе

Месторождения прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд формировались на протяжении всего неохрона. На территориях стран бывшего СССР они известны в разновозрастных провинциях, связанных со складчатыми областями миогеосинклинального типа рифейского (Енисейская область), герцинского (области Южного и Среднего Тянь-Шаня, Калба), мезозойского (Верхояно-Чукотская область), альпийского (Кавказ) возрастов. Указанные провинции отличаются типами разрезов и мощностью земной коры, интенсивностью метаморфических преобразований рудовмещающих осадочных толщ, характером и формами проявления магматизма. Подобные региональные различия, по-видимому, послужили причиной разнообразия генетических представлений о механизмах формирования, а также источниках рудного вещества золото-сульфидных месторождений, которые отражены в следующих основных моделях: осадочно-метаморфогенной, гидротермально-метаморфогенного фракционирования вещества, метаморфогенно-гидротермальной, интрателлурического углеродного метасоматоза, магматогенно-гидротермальной.

Осадочно-метаморфогенная модель предполагает генетическую связь золотого оруденения с рудовмещающими толщами, из которых первично рассеянное в них золото извлекается и многоступенчато концентрируется при развитии преимущественно метаморфических процессов. Эта модель находит много сторонников в связи с выявлением за последние десятилетия большого числа золоторудных месторождений среди осадочных толщ складчатых областей, возросшим интересом к проблемам стратиформного рудообразования в целом и золото-черносланцевого в частности.

Одним из первых авторов этой гипотезы являлся В.Г.Гарьковец, вместе с последователями разработавший сингенетично-эпигенетическую концепцию формирования золоторудных месторождений в Кызылкумской провинции. Суть ее заключается в образовании промышленного золотого оруденения, в т.ч. и золото-сульфидного, в результате сегрегации и переотложения рассеянного в докембрийских флишоидных толщах хемогенного и кластогенного золота, попавшего туда при размыве древних кор выветривания [32].

В наиболее полном виде данная модель рассмотрена Н.К.Курбановым с соавторами, изучавшими условия локализации золотого оруденения в углеродисто-терригенных комплексах Средней Азии. В соответствии с их представлениями, формирование золото-сульфидных месторождений протекало в три этапа. В течение первого, гидротермально-осадочного этапа на дне морских бассейнов в резко восстановительных условиях были образованы осадки с повышенной фоновой золотоносностью. Во второй, элизионно-катагенетический этап, вследствие погружения металлоносных осадков на значительные глубины образовывались элизионные минерализованные воды, способные к растворению и переносу тяжелых металлов в более верхние горизонты осадочных бассейнов. На этом этапе могли частично возникать промышленные рудные концентрации, приуроченные к менее дислоцированным участкам синформ и инверсионных структур. Основная же часть промышленных месторождений формировалась на самом позднем этапе в связи с процессами динамометаморфизма, а также контактового и регионального метаморфизма с образованием эпигенетического по отношению к вмещающим толщам золото-сульфидного оруденения с сопутствующими, характерными для гидротермального рудообразования окорудными изменениями вмещающих пород. Допускается, что на этом этапе могли принимать участие также флюиды магматического происхождения, осуществлявшие регенерацию и переотложение более ранних концентраций золота [72].

М.Т. Жаутиковым (1975) для формирования оруденения «бақырчыкского» типа в Западной

Калбе, А.Г. Жабиным [47] для месторождения Лухуми на Кавказе, У.Асаналиевым с соавторами (1985) для Кумторского месторождения Киргизии, исследователями карлинского типа оруденения в США [150, 151] и Китае [142, 146] разработаны гипотезы, различающиеся в деталях, но объединяемые признанием изначальной золотоносности вмещающей среды, как основного фактора образования месторождений в слоистых осадочных толщах.

Модель поэтапного фракционирования. Много общего в механизме и принципах образования промышленных скоплений золотоносных руд с рассмотренной выше концепцией содержится в генетической модели, предложенной Ю.Г.Щербаковым и И.Н.Росляковой. В ней предполагается образование разных типов месторождений при магматическом и метаморфогенном фракционировании вещества среди различных по составу пород. Выделяется четыре этапа формирования месторождений, в каждом из которых происходит перегруппировка вещества в контурах рудных полей с растворением, выносом и последующим отложением золота в обогащенных участках и рудных телах. Результатом метаморфизма первого и второго этапов является образование вкрапленных и прожилково-вкрапленных месторождений корневой фации, в т.ч. и золото-сульфидных [137].

При последующем метаморфизме продолжают фракционирование и вынос вещества в сокращающихся объемах пород, в т.ч. и из вкрапленных руд с последовательным увеличением концентраций золота. На третьем этапе образуются золоторудные кварцевые жильные тела в стволовой фации, а на четвертом — в близповерхностных условиях возникают наиболее богатые месторождения золота — кварц-халцедоновые золото-серебряной формации апикальной фации. Таким образом, в предложенной гипотезе золото-сульфидные месторождения рассматриваются как реликтовые, сохранившиеся от воздействия более поздних растворов.

Метаморфогенно-гидротермальная модель рассматривает образование руд с процессами метаморфизма, в первую очередь с проявлением высокоградиентного полифазияльного зонального метаморфизма, широко распространенного в ерогенно-складчатых областях. Как и в случае осадочно-метаморфогенной модели, в качестве основного источника золота и сопутствующих элементов рассматриваются осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы, но более глубоких по отношению к рудовмещающим толщам уровней метаморфизма. Из расположенных над очагами гранитизации толщ, рудное вещество извлекается метаморфическими растворами и переносится в верхние низкотемпературные зоны. Непосредственное рудоотложение происходит из гидротермальных растворов регрессивной стадии метаморфизма, возникающих вслед за диафоритовыми перерождениями рудовмещающих пород. Данная генетическая концепция наиболее полно разработана В.А.Буряком для золото-кварц-сульфидного оруденения «сухоложского» типа в Ленском районе [16], а применительно к золото-сульфидным Олимпиадинскому и Кумторскому месторождениям — А.М.Сазоновым (1985).

Модель интрателлурического углеродного метасоматоза предложена П.Ф.Иванкиным с соавторами для объяснения условий формирования золоторудных месторождений в черносланцевых толщах на материале наблюдений на ряде рудных полей западного Узбекистана. Выделяются два этапа их формирования, резко различающихся по физико-химическим условиям рудоотложения [55]. На первом, подготовительном этапе происходят метасоматические преобразования дислоцированных пород в форме углеродного метасоматоза под воздействием сильно восстановительных флюидов магматического происхождения с привносом золота и других металлов в количествах, превышающих кларковые на один-два порядка и более. На втором, собственно рудообразующем этапе, в результате двух-трехкратной переработки сульфидизированных углеродистых пород возникали промышленные концентрации золота.

Близких представлений о формировании прожилково-вкрапленных золото-сульфидных месторождений придерживаются А.А.Сидоров и И.Н.Томсон. Они полагают, что золото и другие рудообразующие компоненты превнесены из глубинных, по-видимому, магматических источников, негидротермальными углеродистыми флюидами, характеризовавшимися высоким восстановительным потенциалом [115]. Рассмотренные представления авторов базируются на реально наблюдающимся во многих золотоносных провинциях тяготении золото-сульфидных месторождений к зонам влияния глубинных, проникающих в мантию разломов. Тесная связь образования руд золото-сульфидных месторождений с углеродистым веществом предполагается также В.М.Яновским [140]. При этом в качестве наиболее реальных им рассматриваются мантийные и корово-мантийные источники золота.

Магматогенно-гидротермальная модель является одной из наиболее ранних и хорошо раз-

работанных. Она предполагает связь золотого оруденения с растворами магматического происхождения, источниками которых могли служить интрузии гранитоидов. Подобная связь предполагается В.В.Масленниковым, В.Я.Микитченко для месторождений Бакырчикского района (1990), Л.В.Ли [34] для золото-сульфидного оруденения Олимпиадинского месторождения с расположенным в 4 км на северо-западном фланге рудного поля Тырадинским массивом гранитоидов. Обоснованием для таких представлений являются данные о зональных соотношениях руд и метасоматитов с градационно снижающейся температурой образования последних по мере удаления от гранитоидных массивов. Однако как показали дальнейшие исследования, проведенные при разведке Олимпиадинского месторождения, слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты, сопровождающие руды, сохраняют свой состав при наложении на различные части зональной колонны независимо от расстояний до интрузии. Если привлечь материалы по другим золото-сульфидным месторождениям, то связь оруденения с конкретными магматическими телами окажется еще более проблематичной.

Следует отметить, что генетическая связь золото-сульфидных руд группы месторождений Невады, в т.ч. и Карлина, с удаленной на 4 км и более интрузией предполагается Р.Силлитом и Х.Бонхемом [153].

Представляется, что выдвигаемые генетические гипотезы, претендующие на универсальность и реальность предполагаемых механизмов формирования золотого оруденения, должны найти непротиворечивые объяснения совокупности следующих основных особенностей условий проявления и состава руд золото-сульфидных месторождений.

1. Удивительному постоянству минерального состава руд, типоморфизма рудообразующих сульфидов и золота, однотипной последовательности выделения основных минеральных комплексов и ассоциаций в золото-сульфидных месторождениях, расположенных в провинциях, отличающихся возрастом, строением и мощностью земной коры, литолого-петрографическим составом и характером метаморфизма рудовмещающих толщ.

2. Закономерному положению в зональном латеральном ряду среди других золоторудных формаций складчатых областей.

3. Образованию промышленного оруденения в орогенные и посторогенные стадии формирования складчатых областей значительно позже основных фаз метаморфизма.

4. Пространственной ассоциации с малыми интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации, дайками лампрофиров.

5. Приуроченности к долгоживущим магматогенным поднятиям и куполам.

6. Локализации однотипного золото-сульфидного оруденения на разных стратиграфических уровнях, нередко в соседстве с месторождениями других металлов.

7. Сохранению на разновозрастных месторождениях закономерной изменчивости характера деформаций, сопровождающих минеральные комплексы и ассоциации руд и тектонофизического режима их формирования.

8. Значительным, достигающим десятков-сотен миллионов лет временным интервалам, разделяющим образование разных стадийных минеральных комплексов и ассоциаций руд одного месторождения.

В вопросе о генезисе золото-сульфидных месторождений мы близки к позиции, выдвинутой Ю.А.Билибиным и А.Д.Щегловым о парагенетических связях золотого оруденения и магматизма и глубинности их общего очага [12, 135]. В качестве парагенных Ю.А.Билибин выделял малые интрузии диоритового состава. Действительно, диориты и разнообразные по составу комплексы магматических пород, относящихся к гранодиорит-габбро-диоритовой формации, а также дайки пестрого состава, особенно лампрофиры, рассматривающиеся в качестве продуктов особой гибридной магмы, являются наиболее близкими по времени образования к золото-сульфидному оруденению. Однако вследствие длительности функционирования магматического очага и значительной продолжительности формирования месторождений, на рудных полях и в рудных районах в качестве рудоконтролирующих должны выделяться не отдельные магматические тела, а парагенетические магматические ассоциации.

Парагенетическую связь золото-сульфидного оруденения с магматизмом подчеркивали в своих исследованиях Н.И.Бородаевский [15], В.И.Скаржинский и Ю.А.Кузнецов (1977), В.М.Яновский [140] и многие другие исследователи.

Сохранение постоянства состава руд, последовательности формирования рудообразующих минеральных комплексов и ассоциаций независимо от возраста и строения рудных про-

винций, от состава и формационной принадлежности рудовмещающих толщ дает основание предполагать, что рудно-магматический очаг занимает глубинное, скорее всего подкоровое, мантийное положение. Вследствие того, что мантия обладает весьма низкой пористостью и, по мнению ряда исследователей, имеет амфиболовый барьер, препятствующий просачиванию из нее водных растворов [108], рудоносные флюиды могли быть существенно газовыми, как это полагают П.Ф.Иванкин, И.Н.Томсон и А.А.Сидоров. Однако более вероятным представляется поступление рудного вещества в коровое пространство в составе базитов и ультрабазитов мантийных диапиров, содержащих повышенное количество золота. Как показали экспериментальные исследования последних лет, при взаимодействии базальтовых и кислых расплавов в коровом пространстве при $T = 1200^\circ \text{C}$ и $P = 100 \text{ МПа}$ в присутствии H_2O и NaCl происходит обогащение золотом гибридной зоны расплава за счет его перераспределения как из кислых, так и основных разностей [66]. Зоны гибридизма могли служить очагами истечения рудоносных флюидов, а при перемещении расплавов в верхние горизонты образовывать промежуточные очаги — источники рудоносных флюидов. Глубинное положение источников оруденения более предпочтительно, т.к. хорошо увязывается со значительной продолжительностью формирования оруденения. Таковой в общих чертах представляется нам проблема источников вещества золото-сульфидных месторождений, не противоречащая их ранее рассмотренным особенностям.

В последнее время широко обсуждается вопрос о полигенности месторождений. Полагая возможность формирования полигенных образований этих месторождений, мы в то же время разделяем позицию А.Д.Щеглова, заключающуюся в том, что источник главных рудных компонентов, определяющий основную промышленную ценность месторождений — всегда один. Для большинства месторождений золота, сурьмы, серебра, ртути и других обоснованно предполагается привнос вещества из подкоровых частей тектоносферы [136]. Ниже рассматриваются недостаточно освещенные в литературе особенности механизма образования золоторудных, в т.ч. и золото-сульфидных месторождений [96].

Онтогенез и динамика формирования золоторудных месторождений

При разработке моделей гидротермальных рудообразующих систем, как правило, принимается относительно стабильное, стационарное положение в пространстве участков отложения руд в течение всего периода рудообразования. По ряду обстоятельств подобные "пассивные" модели не могут быть признаны удовлетворительными [37]. Между тем, общеизвестно существование тесного сопряжения во времени рудных процессов с проявлением повышенной тектонической активности, связанной с восходящими движениями при орогенезе и тектоно-магматической активизации. Причины и следствия этой сопряженности, по нашему мнению, не получили достаточного обсуждения.

При исследованиях гидротермальных месторождений постоянно устанавливаются резкие различия в строении ранних и поздних рудовмещающих элементов структуры и сопровождающих их минерализации. Эти различия наиболее отчетливы на объектах, формировавшихся на больших и средних глубинах. Среди провинций миогеосинклинального типа примерами могут служить такие месторождения золото-кварцевой формации, как Ветренское (Колыма), Мурунтау (Кызылкумы), Советское (Енисейский кряж) и др., а среди золото-сульфидных месторождений — Олимпиадинское, Майское, Неждановское, Удережское и др. Значительно менее отчетливо проявлены эти различия на малоглубинных объектах с золото-серебряным оруденением.

Наиболее ранние рудовмещающие элементы структуры глубинных месторождений представлены вязкими типами разрывных нарушений, сопровождающимися интенсивными пластическими деформациями в виде зон смятия и расщепления, систем сколовых трещин. Трещины отрыва встречаются весьма редко и обычно относятся к элементам строения зон пластического течения. Для кварцево-жильных тел, контролируемых этими структурами, свойственны массивные теневидно-полосатые и т.п. текстуры, обусловленные метасоматическим замещением смятых и расщепленных пород, признаки отложения вещества в открытых трещинах отсутствуют. Типоморфной особенностью жильных тел является интенсивное раз-

витие пластических деформаций, которые выразились в дислокациях жильных агрегатов, в разлинзовании, будинаже жильных тел, смятии их в птигматитовые складки и т.п. [89, 102]

Структурные элементы поздних стадий рудообразования коренным образом отличаются от ранних, хотя и совмещены с ними пространственно. Среди них преобладают рассредоточенные системы трещин отрыва, сопровождаемые зонами брекчирования и трещиноватости, а трещины скола маркируются глинками трения и катаклазитами. Господствующим является хрупкий тип разрушений. В отличие от ранних разрывов — сдвигов, взбросов — поздние обыкновенно представляют собой обратные и нормальные сбросы. Минеральные комплексы этого времени в подавляющем большинстве случаев отлагаются в открытых полостях, для них обычны колломорфные, натечные, друзовые и крустификационные текстуры. Одновременное выполнение разноориентированных трещин и текстурно-структурные особенности минеральных агрегатов свидетельствуют о преобладающем режиме растяжения при их формировании в условиях невысокого всестороннего давления. Важно указать также на изменение золото-серебряного отношения в поздних минеральных ассоциациях по сравнению с ранними в область значений меньше единицы, характерную для близповерхностного оруденения.

Принимая во внимание известные схемы вертикальной зональности деформационных структур и минеральных агрегатов [76, 85, 102], можно видеть, что в пределах одного и того же горизонтального среза месторождения оказываются совмещенными геологические образования, связанные с развитием единого гидротермального процесса, наиболее ранним из которых свойственны признаки формирования на больших глубинах в условиях высоких всесторонних давлений (в пределах мезозоны, по Е.И.Паталахе), а поздним — признаки близповерхностного происхождения при низких всесторонних давлениях (структурно-вещественный парагенезис эпизоны). Последнее подтверждается термометрическими исследованиями на месторождениях типичного глубинного облика, которые показывают, что завершающие рудообразование карбонатные, кварц-карбонатные и кварц-адуляровые прожилки и жилы образованы при температурах 40–80° С [76]. При геотермических градиентах в эпоху рудообразования, составлявших 50–75° С/км [118], это означает, что отложение поздних минеральных ассоциаций руд происходило на глубинах не более 1,5 км. В этих условиях происходило сообщение рудоносных структур с поверхностью и обогащение минеральных новообразований воздушным аргоном [13].

Совместное нахождение разностадийных минеральных комплексов, образовавшихся в разных термодинамических условиях, можно удовлетворительно объяснить формированием их на разных глубинах от палеоповерхности на фоне воздыманий отдельных участков литосферы (блоков, колонн пород) и последующей денудации их палеоповерхности. Примером, указывающим на реальность подобных предположений, могут служить наблюдения Т.Касадевелла и Х.Омото на месторождении Саннисайд в Колорадо. Ими установлено, что гидростатическое давление в трещинах, сообщавшихся с поверхностью, за период от ранних до заключительных стадий рудоотложения резко упало на величину, эквивалентную снижению давления при эрозии перекрывающих толщ приблизительно на 1000 м [141].

В процессе воздымания рудолокализирующих блоков постоянно менялись условия деформаций и отложения вещества. Кинематическую схему их движений с долей условности можно представить из анализа особенностей межстадийных и внутростадийных деформаций, соотношений текстур и структур разностадийных минеральных агрегатов, термобарогеохимических данных, особенностей проявлений магматизма и т.п.

Если воздымающийся блок заключал какой-либо очаг рудоносных растворов, например, кристаллизующееся магматическое тело, то вследствие денудационных процессов, разрушения и сноса перекрывающих толщ происходило снижение давления на его затвердевшую, раскристаллизованную часть. В то же время давление магмы в камере и обособившейся в пористом пространстве магматических пород флюидной фазы оставалось прежним (рис. 51). Образовавшееся таким образом избыточное давление, пропорциональное массе эродированных пород, и являлось, по нашему мнению, причиной восходящего движения рудоносных флюидов в область разгрузки. Релаксация избыточного давления в магматическом очаге могла происходить также за счет инъекций расплава в виде даек, чему способствовало образование систем трещин и разломов, возникших при блоковых перемещениях. Неоднократность передислокаций блоков пород вместе с рудоносным очагом объясняет причины пульсационных поступлений рудоносных растворов, стадийного отложения минерализации, иногда предваряющейся

или перемежающейся во времени с инъекциями даек, а также причин тесной сопряженности минералообразования с деформациями. При этом отложение последовательных многостадийных минеральных комплексов в общем случае будет происходить в условиях снижающегося давления и уменьшения глубин от палеоповерхности. Резкие изменения внешних условий, сопровождавшиеся дестабилизацией pH и Eh растворов, несомненно способствовали отложению из них минерального вещества. По мере сокращения расстояния участков рудоотложения до палеоповерхности, возрастает вероятность сообщения рудовмещающих элементов структуры с палеоповерхностью и отложения минерализации в связи с резким падением давления. Характер деформаций в целом определяет ареалы распространения минеральных ассоциаций, а соотношения амплитуды и времени воздыманий и денудации обуславливают количественную сторону минерализации, вертикальный диапазон ее распространения и тип зональности. Продолжительность подъема и денудации блоков пород вполне сопоставима со временем, необходимым для формирования оруденения [70], определяемым в первую очередь длительностью перерывов в ходе процесса рудообразования и неоднократностью повторяемости развития минерализации в пределах одного и того же участка [111].

Получены изотопные данные о продолжительности временных перерывов между отложениями последовательных минеральных комплексов золотоносных руд в пределах одного месторождения, исчисляемые в объектах герцинского возраста (месторождение Мурунтау) десятками, а в рифейских (месторождение Олимпиадинское) — сотнями миллионов лет [94].

Рассматриваемая модель, естественно, является лишь некоторой приближающейся к реальным условиям схемой. Бесконечное множество вариантов кинематики движений и возможных перемещений рудовмещающих блоков относительно очага, генерирующего растворы (каковыми могут быть автохтонные и аллохтонные магматические тела, любое пористое пространство, содержащее рудоносные растворы), обуславливает то, что на конкретных рудных полях наряду с проявлением общих закономерностей, свойственных формированию абстрактного формационного типа месторождений, отмечается своеобразие и неповторимость картины локализации и состава минерализации, известное всем исследователям.

Выводы, полученные при изучении золоторудных и других месторождений, подтверждаются рядом следствий, вытекающих из предлагаемой модели рудообразования. Нетрудно видеть, что рассматриваемая модель может служить основой для новых подходов к оценке месторождений и их рудоформационной типизации, объяснению таких явлений, как прямая и обратная зональность оруденения, телескопирование руд, резкая смена планов деформации между стадиями рудообразования, и т.п. Естественно, что при определениях абсолютного возраста руд месторождений необходимо принимать во внимание относительное возрастное положение исследуемого минерала, его принадлежность к тому или другому минеральному комплексу.

Положение золото-сульфидных месторождений в эволюционном ряду золоторудных формаций

Наблюдения над соотношениями оруденения в месторождениях разных формаций с датированными геологическими образованиями, изотопные определения абсолютного возраста руд показывают, что золоторудные формации образуются в определенной последовательности, формируя единый эволюционный ряд, полностью или частично повторяющийся в складчатых областях различных возрастов [94].

Учитывая приведенные выше данные о значительных временных интервалах между отложением последовательных минеральных комплексов руд одних и тех же месторождений, а также различия в режимах и глубинности их формирования, при сопоставлениях и типизации месторождений в качестве репера принят ранний базисный минеральный комплекс руд, относительно которого происходят отсчет времени и определение условий рудоотложения.

Изотопные определения возраста руд и геологические наблюдения показывают, что наиболее ранней по времени образования в складчатых областях миогеосинклинального типа является золото-кварцевая формация, которая, по мнению большинства специалистов, является и наиболее глубинной [103]. Золотосодержащие кварцевые жилы образованы в течение коллизионной стадии развития складчатой области раннего орогена, сопряженно с проявлением регионального и регионально-контактового метаморфизма, а также орогенного магна-

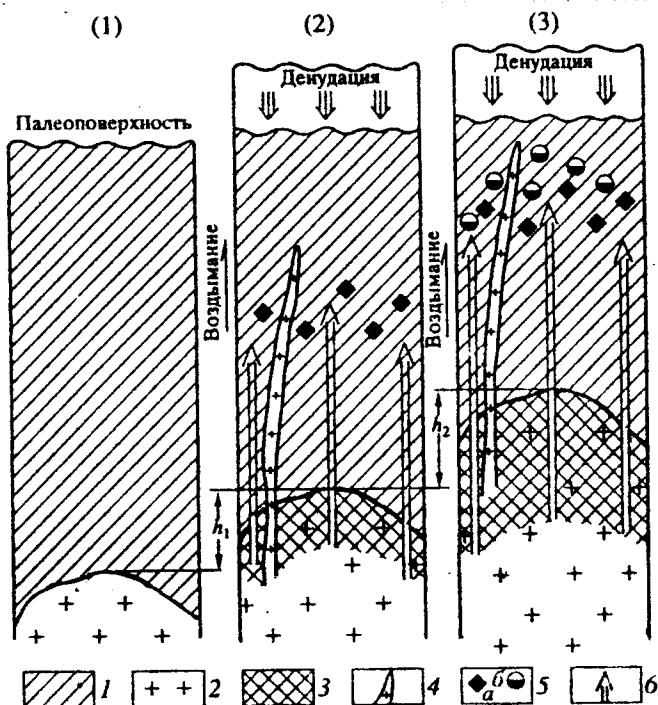


Рис. 51. Модель стадийного гидротермального рудообразования при воздымании и денудации литосферных блоков:

(1), (2), (3) — стадии развития рудного процесса; 1 — рудовмещающие толщи; 2 — магматический металлоносный очаг; 3 — раскристаллизованная часть магматического очага; 4 — инъекции даек; 5 — минерализация: а — ранней стадии, б — поздней стадии, б — направление потоков рудоносных флюидов

тизма на участках относительного растяжения в линейных зонах, сопровождающих глубинные разломы. Ю.А.Билибин на примере Пионерского рудного узла на Колыме предположил доба-толитовый возраст золотоносных кварцевых жил, метаморфизованных гранитоидами. Дальнейшие исследования показали, что метаморфизм охватывает лишь собственно кварцевое жильное выполнение и не отражается на распространенных в жилах золоторудных ассоциациях [14]. Это указывает на значительный временной перерыв между образованием кварцевых жил и поступлением в них золота, измеряемый, по крайней мере, временем формирования гранитоидного массива. Близкие соотношения описываются для золото-кварцевого оруденения в Верхоянье [87] и отмечались нами на месторождении Мурунтау [94].

Месторождения золото-сульфидной формации формируются позднее, в орогенную-позднеорогенную стадию развития складчатых областей, обычно в ассоциации с комплексами малых интрузий и даек пестрого состава (гранодиорит-габбро-диоритовая формация). Известные текстурно-структурные признаки руд и сопутствующих магматических тел позволяют относить оруденение к среднеглубинному классу [103], что подтверждается результатами термобарогеохимии и реконструкциями палеоповерхности при рудообразовании. Поздний возраст золото-сульфидного оруденения по сравнению с золото-кварцевым устанавливается не только по изотопным определениям, но и по непосредственным соотношениям между ними. На ряде золото-сульфидных месторождений широко распространены метаморфогенные кварцевые жилы, обычно слабо золотоносные. На Олимпиадинском месторождении интенсивно пластически деформированные жилы, сохраняющие реликтовые включения и оторочки высокотемпературных метаморфических минералов, залегают среди вкрапленных недеформированных золото-сульфидных руд, сопровождающихся средне-низкотемпературными березитоподобными метасоматитами. На Васильевском месторождении в Калбе метаморфогенный, в т.ч. золотосодержащий, кварц наблюдался в виде обломков брекчии, сцементированных тонкозернистым кварцем с обильной вкрапленностью золотоносного тонкоиглового арсенопирита.

Наиболее поздним возрастом и малыми глубинами характеризуются золото-серебряные месторождения, что устанавливается благодаря тесной сопряженности рудообразования с

отчетливо датированной вулкано-плутонической деятельностью, приуроченной к глубинным структурам. Несмотря на тесную связь оруденения с вулканидами андезитолипаритовой или последовательно дифференцированной андезитовой формаций, в ряде случаев устанавливается существенный временной разрыв между ними [63], а на части золото-серебряных месторождений, локализованных в терригенных толщах, синхронный магматизм вообще неизвестен.

Таким образом, в складчатых областях проявляется единый дискретный ряд последовательно образующихся золоторудных формаций с латеральной зональностью, вектор которой в общем случае направлен от консолидированных платформ в сторону глубинных разграничений континентальных и океанических структур, отражая фундаментальные особенности эволюционных преобразований геосинклинальных прогибов в складчатые сооружения и миграцию во времени очагов магматизма и оруденения.

Можно предположить, что рудо- и магмовыводящие структуры, зарождающиеся на больших глубинах, возможно, на разделе коры и мантии, на поздних стадиях развития складчатых областей постепенно разрастаясь, проникают в мантию и верхние горизонты коры и начинают сообщаться с поверхностью. Продолжительность развития рудообразующих систем сопоставима с длительностью развития магматических процессов в конкретных структурах земной коры. Вследствие этого на рудных полях нередко наблюдается совмещение магматических образований, характеризующих различные стадии эволюции магматизма, как это отмечено на примере Енисейского Кряжа или в Яно-Колымском поясе, где диапазон интрузивной деятельности на отдельных рудных полях фиксируется от поздней юры до начала палеогена [135].

В формационном ряду месторождения каждой последующей формации образуются в условиях уменьшающейся глубинности и возрастания роли хрупких деформаций по сравнению с пластическими (рис. 52). Можно предположить, что продолжительность формирования месторождений поздних формаций уменьшается по сравнению с ранними и в древних складчатых областях по сравнению с более молодыми. Последовательно возникающие стадийные минеральные комплексы, слагающие руды конкретных месторождений, отложены не только на разных глубинах, но и в различных геологических, геодинамических и тектонофизических обстановках (сжатия или растяжения), непосредственно отражающихся на структурно-вещественных особенностях минеральных агрегатов. Минеральные комплексы, относящиеся к месторождениям разных формаций, но сформированные в близких тектонофизических обстановках и сопоставимых глубинах, обладают чертами сходства, т.е. конвергентны. Следует отметить также закономерное возрастание роли серебра в поздних минеральных комплексах руд месторождений по сравнению с ранними, в месторождениях поздних формаций по сравнению с ранними, в провинциях более молодых складчатых областей по сравнению с древними.

В целом, при образовании золотого оруденения в складчатых областях миогеосинклинального типа обнаруживаются закономерности, отвечающие фундаментальному биогенетическому закону Р.Чемберса (1844), приложимость которого в геологии установлена работами Д.П.Григорьева и Д.В.Рундквиста, и заключающегося в том, что историческое развитие минеральных образований (филогенез) повторяет последовательность их индивидуального развития (онтогенеза) [110].

Близкая по смыслу временная смена формаций в процессе формирования складчатых областей свойственна, по-видимому, не только золоту, но и другим металлам, как это следует, например, из анализа оловянных месторождений Приморья [125].

Модель формирования золото-сульфидного оруденения

Сопоставление составов, последовательности выделения, закономерностей локализации минеральных комплексов и ассоциаций, сопровождающих их гидротермальных изменений пород; исследование тектонофизических режимов разных стадий рудообразований и типов возникающих при этом деформаций, физико-химических условий отложения минерализации, проведенных на примерах большого числа месторождений в разновозрастных геотектонических провинциях, позволили установить ряд устойчивых признаков, использованных в качестве основных элементов структурно-вещественной модели золото-сульфидного оруденения (рис. 53). Основными элементами предлагаемой модели являются: 1 — разностадийные минеральные комплексы и ассоциации, образующиеся в определенной последовательности и характеризующиеся своими особенностями развития и распространения; 2 — сопутствующие разно-

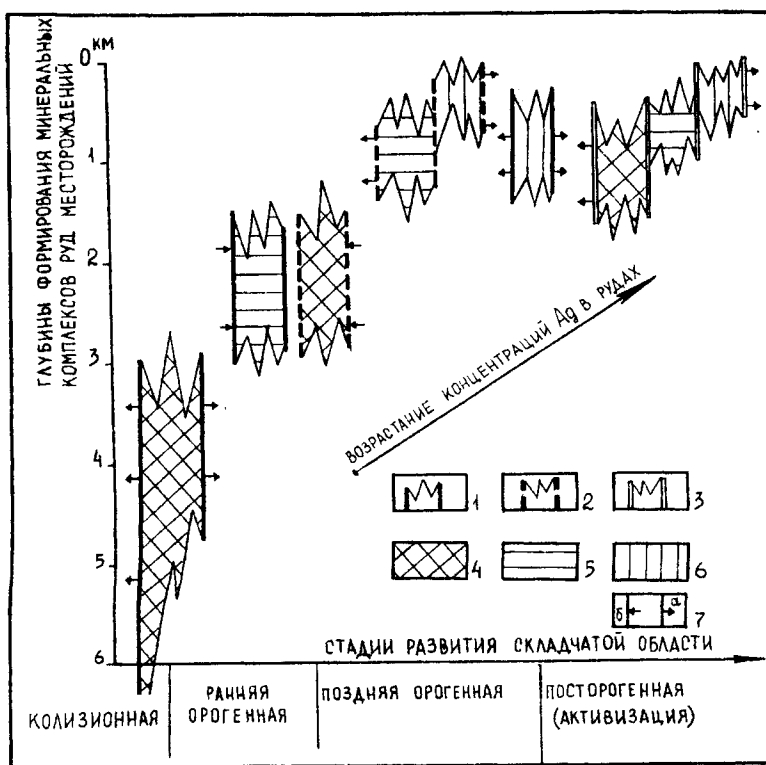


Рис. 52. Эволюционная модель формирования золотого оруденения в складчатых областях многоэпизодного типа.

Формационные типы оруденения: 1 — золото-кварцевый, 2 — золото-сульфидный, 3 — золото-серебряный; стадийные минеральные комплексы и ассоциации руд месторождений: 4 — ранние, 5 — средние, 6 — поздние, 7 — преобладающая тектонофизическая обстановка формирования руд (а — растяжения, б — сжатия)

временные гидротермальные изменения пород; 3 — наличие и значимость перерывов рудоотложения с точки зрения их влияния на особенности отложения минерализации последующих стадий; 4 — преобладающий для каждой стадии тип деформаций рудовмещающих пород: хрупких или пластических; 5 — доминирующий тектонофизический режим рудоотложения: сжатия или растяжения; 6 — относительные глубины образования разностадийных минеральных комплексов: средние, малые и близповерхностные. Среди основных перечисленных элементов модели в дополнительных пояснениях нуждается только первый, характеризующий разностадийные минеральные комплексы.

Парагенетический анализ руд месторождений золото-сульфидной формации позволяет выделить четыре минеральных комплекса, соответствующих стадиям минерализации: дорудный, ранний продуктивный, средний, переменнo-продуктивный на золото и поздний. Указанные минеральные комплексы характеризуются неодинаковым развитием на конкретных месторождениях разных промышленных типов, а некоторые в ряде случаев могут отсутствовать.

Ранний, дорудный минеральный комплекс представлен рассеянной пиритовой и халькопирит-пирротиновой минерализацией, распространение которой совпадает обычно с границами рудных полей. Несмотря на то, что рассеянная сульфидизация в рудоносных провинциях неоднократно попадала в поле зрения исследователей и описывалась в геологической литературе, вариации состава ее, морфология минерализованных объемов и контроль их со стороны разрывных и складчатых структур остаются недостаточно изученными. В качестве характерных примеров ее проявления можно привести месторождения Удерейское и Олимпиадинское, расположенные соответственно в южном и северном районах Енисейского Кряжа.

На Удерейском месторождении, согласно исследованиям В.М. Дадченко и его коллег [40, 41], устанавливается ранняя эпигенетическая пиритизация карбонатно-кремнистых осадочно-диагенетических конкреций, прослеживающихся в составе одного из маркирующих горизонтов рудовмещающей углеродисто-терригенной удерейской свиты на сотни километров. Пирит-

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ

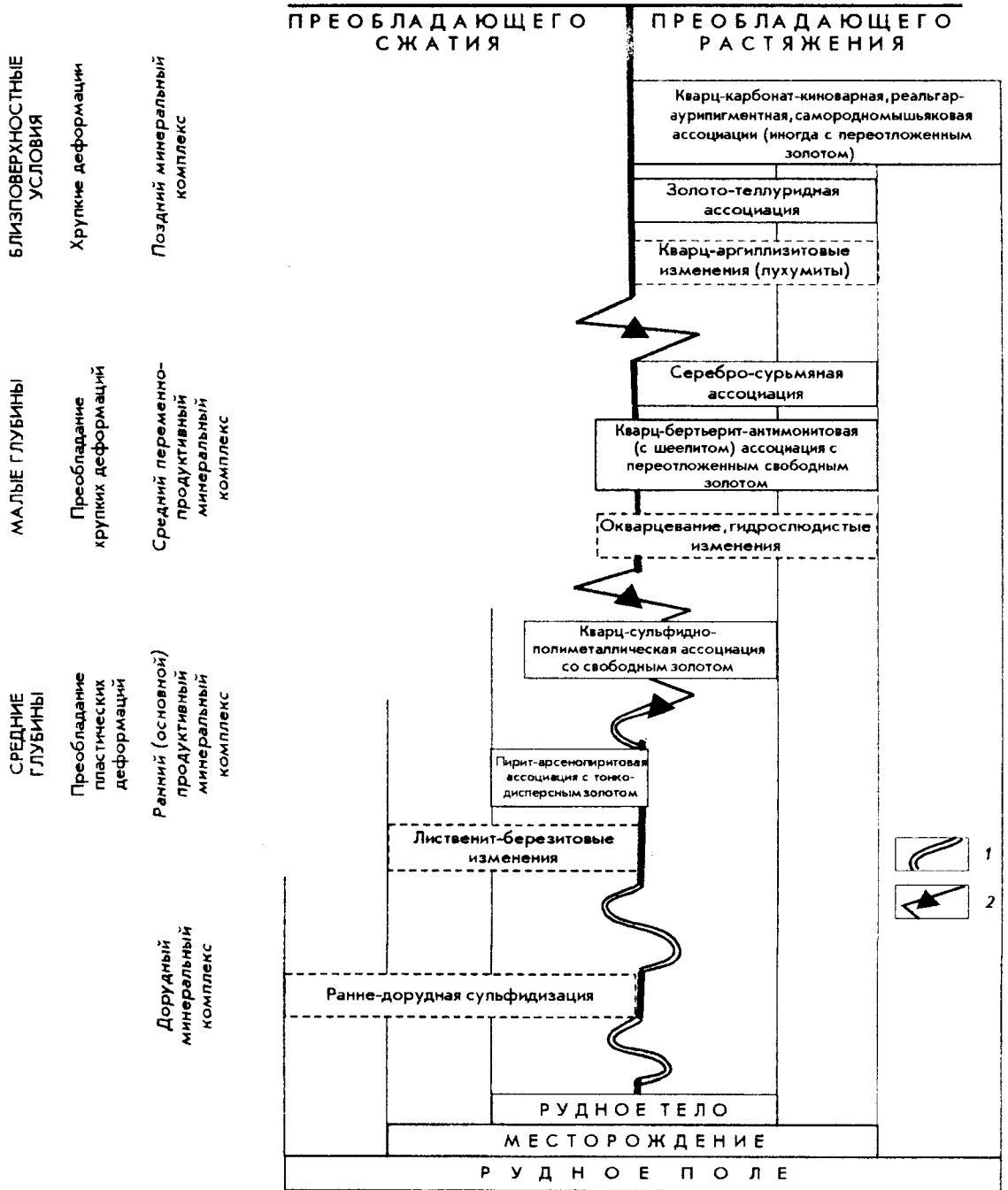


Рис. 53. Структурно-вещественная модель формирования оруденения месторождений золото-сульфидной формации:

резкая смена планов и типов деформаций: 1 — существенно пластических, 2 — существенно хрупких

тизация этого горизонта с частичным или полным замещением конкреций тонкозернистыми агрегатами пирита, имеющими часто метаколлоидное сложение, отмечается только на рудном поле. Пиритизированные конкреции, отобранные на его флангах, оказались весьма бедными золотом — 7–12 мг/т, при содержании золота непосредственно в пиритах 10–20 мг/т. Резкий скачок концентраций золота в этих пиритах отмечается лишь непосредственно в рудных телах,

где они возрастают на два-три и более порядков. Вместе с золотом скачкообразно повышаются также содержания мышьяка и серебра.

На Олимпиадинском рудном поле за пределами рудных тел ранняя незолотоносная халькопирит-пирротиновая минерализация (содержание золота в сульфидах составляет первые сотые грамма на тонну) распределена по всему продуктивному горизонту. Наиболее интенсивные ее проявления в виде тончайшей вкрапленности, линзовидных и прерывистых пунктирных сегрегаций отмечаются в углеродистых филонитизированных сланцах верхней пачки продуктивного горизонта, в которых скопления резко преобладающего пирротина отчетливо приурочены к отдельным слоям и плоскостям сланцеватости. В участках развития более поздней, золото-сульфидной минерализации ранний пирротин становится золотоносным.

Присутствие сульфидизированных включений, линз, прослоев в осадочных толщах известно на многих рудных полях, где постоянно отмечается пространственная связь их с золотым оруденением. Нередко эта минерализация априорно, часто без достаточных обоснований принимается за осадочно-диагенетическую. Локальные проявления халькопирит-пирротиновой минерализации отмечаются также в связи с ареалами роговиковой биотитизации, например, на месторождениях Майское, Кокпатас, Бакырчик и многих других. Имеются основания предполагать, что образование рассматриваемой минерализации связано с самыми ранними стадиями формирования рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, и, что отложение сульфидов на этом этапе, возможно, происходило под воздействием мощных тепловых потоков, предварявших появление продуктивных минеральных ассоциаций. Отсутствие сколько-нибудь ясно выраженной связи с существовавшими к тому времени разрывными нарушениями и метасоматический способ отложения ранней минерализации позволяет предполагать при ее образовании режим общего сжатия. Значительные площади распространения ранней сульфидизации, выходящие обычно за контуры месторождений, дают возможность использовать ее в качестве важнейшего поискового критерия при оценке перспективных площадей и выявлении золото-сульфидного и, возможно, других типов золотого оруденения.

Ранний, основной продуктивный минеральный комплекс, представленный прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной минерализацией при весьма ограниченном участии метасоматического кварца, является основным или одним из основных продуктивных на золото комплексом на месторождениях всех промышленных типов. В его составе выделяются две последовательно отложенные и пространственно тесно сопряженные минеральные ассоциации: пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным, связанным с сульфидами золотом, и сульфидно-полиметаллическая с относительно более крупным, преимущественно микроскопическим самородным золотом.

Ранняя продуктивная минеральная ассоциация, характеризующаяся метасоматическим способом отложения и особенно широким (в границах минерализованных зон) распространением в рудных телах, сформировалась в условиях преобладающего сжатия, исключаящих сколько-нибудь значительное отложение жильного кварца. Золотоносная сульфидная минерализация испытывает явное тяготение к рассланцованным и кливажированным слоистым мелкозернистым, особенно известковистым осадочным породам, испытавшим максимальные пластические деформации, и "избегает" массивные хрупкие породы — песчаники, мономинеральные известняки, а также жильный кварц. Зоны проявления интенсивных пластических деформаций, по-видимому, оказывались максимально проницаемыми для рудоносных флюидов. Метакристаллы золотоносных сульфидов — пирита и арсенопирита в интенсивно дислоцированных породах пересекают не только структуры кристаллизационной сланцеватости, но также и кливажа, таким образом фиксируя время своего образования сразу же после завершения наиболее поздних пластических деформаций. Отложение главной продуктивной ассоциации руд происходило скорее всего (существуют разные представления) из нейтральных-слабощелочных растворов при относительно высоких (440–320° С) температурах. По А.Б.Кольцову и Н.В.Котову [60], совместная кристаллизация золота и сульфидов осуществлялась в условиях устойчивого Т-рН режима, в котором система Fe-C-O-H-S буферировала параметры f_{H_2} и a_{H_2S} , создававшие умеренно восстановительные условия, необходимые для образования высоких концентраций золота в растворе в присутствии таких сильных комплексообразователей, как As и S. Проведенные этими авторами экспериментальные исследования по образованию золотосодержащих пиритов при P_{H_2O} 100 МПа и Т 300–400° С выявили прямую зависимость содержания золота в пирите от концентрации золота в растворе, находившегося в форме

гидросульфидных комплексов, и от степени пересыщения раствора относительно пирита. Последнее хорошо согласуется с обычно устанавливаемой зависимостью содержаний золота в сульфидах от тонкости сульфидных выделений и интенсивности развития сульфидной вкрапленности. Об этом же свидетельствует и максимальная золотоносность тонкоигольчатой, типоморфной для этих месторождений разновидности арсенипирита, образующейся, по-видимому, в условиях максимального пересыщения растворов.

Более поздняя, золото-сульфидно-полиметаллическая минеральная ассоциация, неравномерно рассредоточенная в контурах развития ранних золотоносных сульфидов и представленная тонкими кварц-карбонатными прожилками с вкрапленностью поздних сульфидов и свободного золота, образовалась при формировании мелкой трещиноватости в условиях ослабления режима сжатия. В некоторых случаях рассеянный характер развития данной ассоциации сменялся концентрированным ее отложением в отдельных обособленных участках. Этот вариант реализовался в зонах локального растяжения, особенно при распространении в них дорудных или внутрирудных кварцевых жил, с которыми преимущественно связана поздняя сульфидная минерализация с относительно крупным свободным золотом. В первом случае жильный кварц является только благоприятной средой, во втором — эта связь обусловлена кроме того близким временем отложения кварца и золото-сульфидно-полиметаллической ассоциации.

Выделение золото-сульфидно-полиметаллической прожилковой ассоциации фиксирует рубеж смены режима преобладающего сжатия, фиксирующегося при отложении ранней минерализации, на растяжение, характерного при отложении всех последующих минеральных комплексов. В некоторых случаях распространение рассматриваемой ассоциации выходит за пределы локализации золотоносных вкрапленных руд и на отдельных участках, в зонах растяжения, может приводить к образованию рудных тел с легкообогащаемыми рудами, как это отмечается на Малеевском участке на месторождении Итака в Забайкалье [104]. Отложение золото-сульфидно-полиметаллической ассоциации происходило при относительно низких (350–160° С) температурах из углекислотно-водных растворов. Устанавливаются признаки вскипания этих растворов, являвшегося, возможно, одной из основных причин отложения минералов и, в т.ч. самородного золота.

Существенно метасоматическое отложение раннего продуктивного комплекса предварялось и сопровождалось предрудными — околорудными изменениями вмещающих пород, относящихся к березит-лиственитового типу. Эти изменения не всегда отчетливо выражены визуально, особенно в тонкозернистых углеродсодержащих породах, что в значительной мере ограничивает поисково-оценочное значение данного признака. Более контрастно изменения проявляются в малоуглеродистых породах и дайках, в которых они легко фиксируются благодаря осветлению пород (месторождения Кокпатас, Олимпиадинское, Ведугинское, Чоре и др.).

Средний, переменнo-продуктивный минеральный комплекс представлен жильно-прожилковой (с подчиненной ролью гнездовидной и вкрапленной метасоматической) кварц-бертьерит-антимонитовой минерализацией, нередко с шеелитом, со спорадическими выделениями свободного высокопробного самородного золота, иногда в парагенезисе с аурустибитом. Непостоянная связь золота с антимонитом и бертьеритом, преимущественно высокая проба самородного золота (обычно более 950), а также некоторые особенности его проявления, позволяют с большой долей вероятности предполагать, что оно в составе сурьмяной минерализации является регенерированным, образовавшимся в результате переотложения раннего тонкодисперсного золота в сульфидах под воздействием сурьмяных растворов [57, 92]. Близкой по положению в возрастном ряду является вкрапленно-прожилковая сульфосольно-серебряная минерализация, отмечающаяся главным образом на месторождениях золото-сульфидно-серебряного типа. Минерализация среднего комплекса распределена относительно неравномерно и обычно накладывается с резким тектоническим перерывом на образования раннего комплекса, иногда с формированием внутрирудных брекчий, в которых обломки сульфидизированных пород цементируются кварц-антимонитовыми агрегатами. В этих случаях в связи с наложением относительно крупного высокопробного золота этого комплекса среди рассеянной сульфидной золотоносной минерализации нередко появляются богатые рудные столбы. Характерна тенденция к размещению минерализации среднего комплекса во фронтальных частях рудных тел. Пространственное положение сурьмяной минерализации нередко определяется ее избирательной приуроченностью к породам и минеральным образованиям определенного состава, в

качестве которых на месторождениях выступают обычно прослои карбонатных и песчанистых пород, жилы, линзы и будины метаморфогенного кварца. В ряде случаев она обособляется от основных золоторудных тел, образуя участки самостоятельной минерализации. В этом случае она, как правило, не золотоносна. Деформации, синхронные формированию минерального комплекса, отличаются резким преобладанием развития хрупких разрушений над пластическими. В условиях растяжения наряду с вкрапленно-прожилковыми выделениями происходит отложение вновь образованных минералов на стенках пустот, в жеодах и т.п.

Отложение жильно-прожилковой кварц-антимонитовой и вкрапленно-прожилковой сульфосеребряной минерализации сопровождается окварцеванием, гидрослюдистыми изменениями, серицитизацией, альбитизацией и аргиллизацией, носящих локальный, околотрещинный характер. Состав изменений свидетельствует о менее глубоких условиях их формирования по сравнению с изменениями раннего минерального комплекса, в результате воздействия более кислых растворов, возникавших, возможно, при смешивании глубинных рудоносных флюидов с вадозными водами. Отложение сурьмяной минерализации происходило из сернистых хлоридных растворов при температурах 220–120° С и солёности, достигавшей 20–40 %.

Поздний минеральный комплекс представлен прожилковой кварц-карбонатной минерализацией с проявлениями киновари, реальгара, аурипигмента, самородного мышьяка. Количество этих минералов на конкретных месторождениях существенно меняется. В некоторых случаях с этой минерализацией связано выделение самого позднего, по-видимому, перетотложенного золота, как например, в золото-гесситовой минеральной ассоциации. В рудах Высоковольтного месторождения эта ассоциация выделялась позднее сульфосольно-серебряной. Минеральные образования позднего комплекса распространены в виде прожилков и штокверков, цементируют обломки брекчии, реже выполняют пустоты, имея много общих черт с выделениями сурьмяной минерализации, нередко приурочиваются к одним и тем же рудолокализирующим структурам. Они сопровождаются слабо проявленными околотрещинными кварц-аргиллизитовыми изменениями пород. Отложение поздней минерализации происходило при низких температурах в условиях более высокого окислительного потенциала. Анализ состава, структурно-текстурных особенностей и характера размещения золото-ртутно-мышьяковой минерализации свидетельствует о формировании ее в условиях растяжения и возросшей открытости гидротермальной системы, в связи с продолжением вертикальных перемещений рудолокализирующих блоков и прогрессирующим развитием трещиноватости. По А.Б.Кольцову и Н.В.Котову, на заключительных этапах термической и гидротермальной активности возникала высокоградиентная циркуляция растворов, в которую интенсивно вовлекались и метеорные воды. Это приводило к прекращению воздействия углеродного буфера, резкому падению fH_2 , окислению H_2S до HSO_4 , распаду гидросульфидных комплексов золота и его отложению в самородной форме.

Ртутно-мышьяковая поздняя минерализация характерна обычно для самых верхних частей золото-сульфидных месторождений и фронтальных частей золоторудных тел. Поэтому ее присутствие может свидетельствовать о возможности обнаружения на глубине по склонению или в пределах соседних более эродированных блоков золото-сульфидных руд.

Совместное полное проявление всех минеральных комплексов золото-сульфидного оруденения отмечается лишь на немногих месторождениях (Олимпиадинское, Кючус, Лухуми, Канчоч). Более распространены месторождения, на которых наряду с ранним продуктивным комплексом в той или иной степени отмечается только сурьмяно-вольфрамовая минерализация среднего комплекса. Необходимо подчеркнуть, что относительная легкость обнаружения сурьмяной (а также ртутной и мышьяковой) минерализации при поисках и разведке месторождений позволяет использовать ее в качестве надежного минералогического критерия при прогнозировании и оценке месторождений.

Рассматривая формирование золото-сульфидного оруденения в целом, необходимо отметить следующие наиболее важные его особенности. Образование ранних минеральных комплексов, включая основную продуктивную, пирит-арсенопиритовую ассоциацию с тонкодисперсным субмикроскопическим золотом, происходило главным образом метасоматическим путем в условиях господствующего сжатия на средних глубинах при отсутствии сообщения рудолокализирующих структур с поверхностью на фоне завершающихся пластических деформаций рудовмещающих пород в начальные — средние стадии орогенного этапа развития складчатых областей. Еще раньше образована дорудная сульфидная минерализация, появление

которой, по-видимому, следует связывать с началом формирования суперпозиционных структур. Все последующие минеральные комплексы с сурьмяной, вольфрамовой, ртутной, серебряной, мышьяковой минерализацией формировались на малых или близповерхностных глубинах при преобладании режима растяжения и преимущественном проявлении хрупких деформаций в конечные стадии развития орогена и начальные стадии посторогенной активизации складчатых областей.

Тектонофизический и структурно-минералогический анализ показывают, что отложение основных рудообразующих минералов происходило в периоды относительного покоя после интенсивных дислокационных преобразований, сопровождавшихся сменой планов деформаций. Следует обратить внимание также на то, что основное в количественном отношении золото месторождений отложено на ранних стадиях рудообразования на рубеже смены режима сжатия и проявления пластических деформаций кливажного течения на режим растяжения и преобладающих хрупких деформаций. Золото средних и поздних стадий рудообразования с выделениями размерностью от микроскопического до крупного образовано в режиме растяжения на относительно небольших глубинах, когда рудолокализирующие структуры сообщались с поверхностью (высокий окислительный потенциал и снижение давления в растворах до гидростатического). В публикациях приводилось множество наблюдений, указывающих на образование позднего свободного золота при переотложении раннего тонкодисперсного вследствие резкого изменения условий рудообразования. Однако решение вопроса, все ли позднее золото является переотложенным или часть его поступила с поздними порциями рудоносных растворов, остается предметом дальнейших исследований.

Заключение

Настоящая работа является итогом наших многолетних исследований весьма перспективных в промышленном отношении золото-сульфидных месторождений с упорным, сингенетичным сульфидам золотом, распространенных среди терригенных и терригенно-карбонатных толщ в складчатых областях миеогеосинклинального типа. Несмотря на достаточно продолжительное время изучения, эти месторождения находятся только в начальной стадии промышленного освоения из-за неблагоприятных технологических свойств первичных руд, обусловленных в первую очередь тонкодисперсным, тесно ассоциированным с сульфидами золотом, а также экологическими проблемами, возникающими в связи с необходимостью утилизации токсичных соединений мышьяка, присутствующего в рудах большинства этих месторождений. В настоящее время указанные проблемы находятся в процессе разрешения и рассматриваемые месторождения, благодаря крупным масштабам выявленных запасов и значительному потенциалу обнаружения новых объектов, выдвигаются в качестве одного из важнейших новых сырьевых источников отечественной и мировой золотодобывающей промышленности наступающего века. Значительные перспективы их освоения связываются также с возможностью выявления легкообогатимых окисленных руд кор выветривания, распространяющихся иногда на значительные глубины. Именно золотоносные коры выветривания являются объектами добычи на крупнейших месторождениях группы Карлин в США и Олимпиадинском в России.

Золото-сульфидные месторождения занимают закономерное положение в ряду золоторудных формаций складчатых областей миеогеосинклинального типа. В перикратонных провинциях месторождения золото-кварцевого, золото-сульфидного и золото-серебряного семейств формаций последовательно сменяют друг друга в пространстве и времени в направлении от границ кратона к океаническим структурам и жестким срединным массивам. Подобная смена, по-видимому, связана с глобальными особенностями развития тектоносферы, обуславливающими миграцию глубинных, скорее всего подкоровых очагов рудно-магматических систем.

Разработанная промышленная типизация золото-сульфидных месторождений отражает их формационную принадлежность и основные особенности вещественного состава руд, определяющие специфические для каждого типа технологические и промышленные свойства. Из выделенных пяти промышленных типов месторождений, четыре принадлежат к золото-сульфидно-мышьяковистой субформации, с весьма упорными в технологическом отношении прожилково-вкрапленными пирит-арсенопиритовыми рудами с участием жильного золото-кварцевого, а также сурьмяного, серебряного, ртутного и мышьякового оруденения. В золото-пиритовой субформации выделяется золото-пиритовый (безмышьяковистый) протип с единственным Кумторским месторождением. Каждый промышленный тип проиллюстрирован описанием наиболее представительных, эталонных месторождений, как правило, крупных и хорошо изученных. Проведена структурно-морфологическая типизация рудных полей и месторождений, позволяющая более обоснованно подходить к их прогнозной оценке, определению направлений и методики проведения поисково-разведочных работ.

В наиболее распространенных золото-сульфидных месторождениях с мышьяковистыми рудами отмечается удивительно постоянная повторяемость состава минеральных комплексов и ассоциаций, структурно-морфологических особенностей проявления золоторудной минерализации и типоморфизма рудных минералов не зависимо от возраста оруденения, литологических особенностей и формационной принадлежности рудовмещающих пород. Устойчивость состава оруденения отражена, прежде всего, в стабильности минерализации основного раннего золото-сульфидного комплекса руд, что позволяет уверенно использовать эту особенность для формационной идентификации и прогнозирования оруденения уже на самых ранних стадиях геологоразведочного процесса.

В целом, установленные в результате проведенных исследований устойчивые особенности золото-сульфидного оруденения, повторяющиеся в золотоносных провинциях разного строения и возрастов, отражают одну из сторон, подчеркнутой в свое время В.И.Смирновым закономерности, которая заключается в отсутствии изменений набора генетических групп эндогенных месторождений от самых ранних и вплоть до самых поздних этапов геологической истории Земли. На примере золото-сульфидных месторождений можно видеть, что на каждом этапе исторического развития геологических структур возобновляется не только состав минерализации, но в неизменной последовательности повторяются также типоморфизм основных

рудобразующих минералов, механизм их отложения, текстуры и структуры разновременных минеральных комплексов руд и генетические типы дорудных, внутрирудных и послерудных рудоконтролирующих структур, т.е., наблюдается закономерная циклическая повторяемость (воспроизводство) тектонофизических условий рудоотложения. Нам представляется, что эта особенность, помимо важного значения при исследованиях золоторудных месторождений и в целом металлогении складчатых областей, должна учитываться и при оценке реальности тех или иных моделей глобальной тектоники и условий формирования складчатых сооружений.

Следствием анализа материалов по большому числу месторождений явилась разработка единой для всех промышленных типов модели формирования золото-сульфидного оруденения, отражающей особенности образования разностадийных минеральных комплексов на фоне воздымания и денудации рудолокализирующих блоков земной коры, и объясняющая, в частности, характерные для рассматриваемых месторождений факты совмещения на одних и тех же гипсометрических уровнях минерализации, образовавшейся на разных глубинах, в разных тектоно-физических и термодинамических условиях. На основе этой модели органично объясняются значительные временные разрывы (до сотен миллионов лет), устанавливаемые между отложением разных стадийных минеральных комплексов в пределах одного месторождения.

Следует отметить, что данная работа не претендует на полноту освещения всех вопросов, связанных с золото-сульфидными месторождениями, представляя собой лишь попытку обобщения разнообразной информации, накопленной на стадии их разведки. Одной из проблем, не затронутых в настоящей работе, являются пространственно-временные и генетические связи золото-сульфидных месторождений с месторождениями других рудных формаций: редкометалльной, сурьмяной, ртутной и др. Требуют более тщательного изучения вопросы соотношений золото-сульфидного оруденения с магматизмом. Сейчас становится совершенно очевидным, что весьма важное значение приобретает анализ связей золото-сульфидного оруденения не с конкретными типами магматических пород, а с ассоциациями разновозрастных магматитов, состав и количественные соотношения которых могут быть использованы для оценки конкретных рудных районов и прогнозирования возможности выявления тех или иных типов оруденения. Остаются неясными причины неравномерного распространения этих месторождений в различных золотоносных провинциях мира, в т.ч. например, отсутствия месторождений с упорным золотом в Ленской золотоносной провинции Восточной Сибири, где широко известен суходожский тип оруденения с относительно более крупным, легко извлекаемым золотом в сульфидах. Не находит аргументированного объяснения малая распространенность золото-сульфидного оруденения в миогеосинклиналях зарубежных стран. Только в самом общем виде затронуты вопросы генезиса золото-сульфидных руд, для дальнейшего выяснения которого необходимо привлечение новых данных, особенно в области изотопной и общей геохимии. Не изучены другие (кроме ультратонких частиц) возможные формы нахождения субмикроскопического, невидимого в обычном микроскопе золота в сульфидах, что имеет не только теоретическое, но и важное практическое значение для создания рациональных схем переработки упорных мышьяковистых концентратов с использованием различных технологий. Решению этих и многих других вопросов геологии, минералогии и геохимии золото-сульфидных месторождений несомненно будет способствовать скорейшее вовлечение их в эксплуатацию, которое создаст новый импульс для проведения дальнейших углубленных исследований этих весьма перспективных объектов.

Выражаем надежду, что приведенные в работе сведения будут полезны геологам на разных этапах выявления и изучения золото-сульфидных месторождений. Присутствие в этих месторождениях сурьмяной, ртутной и вольфрамовой минерализации создает предпосылки для разведки и переоценки известных сурьмяных, ртутных и вольфрамовых проявлений на предмет обнаружения в них золота.

Список литературы

1. *Алекторова Е.А.* Геодинамические условия образования главных типов золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 236. 1991. С. 115–121.
2. *Амосов Р.А., Васин С.Л.* Онтогенез самородного золота России — Москва, ЦНИГРИ, 1995.
3. *Андреев Б.С., Савва Н.Е.* Самородный мышьяк золоторудного месторождения Чукотки // ДАН СССР. 1978. Т. 238. № 5. С. 1207–1209.
4. *Антонов А.Е.* Типы месторождений золото-серебряной формации // Сов. геол. 1984. № 2. С. 27–32.
5. *Антонов А.Е., Вельдяев Е.Ф., Кабо А.Е.* Важнейшие факторы контроля золото-серебряного и серебряного оруденения в терригенных комплексах мезогеосинклиналей // Факторы и критерии прогнозирования месторождений благородных и редких металлов Средней Азии, Ташкент, 1990. С. 4–9.
6. *Ариффулов Ч.Х.* Зональность золото-серебряной минерализации на рудном поле в терригенной углеродистой толще // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 149. С. 59–65.
7. *Ариффулов Ч.Х.* Минералогическое картирование ореолов золото-серебряной минерализации в терригенных толщах, как основа прогнозирования рудных столбов // Тр. ЦНИГРИ. 1989. Вып. 232. С. 64–70.
8. *Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлов И.А.* Состав и строение палеозойского фундамента Узбекистана. Т. 1. Ташкент, 1967.
9. *Бергер В.И.* Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978.
10. *Берзон Р.О., Степанов В.А.* Золото-ртутная формация эндогенных месторождений. Экспресс-информация // ВИЭМС. Сер. геология и методы поисков и разведки металлических полезных ископаемых. 1986. Вып. 2. С. 1–9.
11. *Беренгилова В.В., Беренгилов В.И.* Группировка сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений по их золотоносности // Тр. ЦНИГРИ. 1960. Вып. 35.
12. *Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
13. *Боголепов В.Г., Найденов Б.М., Полювянный Э.Я.* Изотопный состав аргона в газовой-жидких включениях кварца некоторых месторождений Казахстана и его генетическое значение // Тр. ВИИСИМС. Александров, 1971. Т. 15. С. 23–31.
14. *Болотова Н.Я., Николаева Л.А., Филиппов В.П.* Контактный метаморфизм золото-кварцевых жил // Сов. геол. 1982. № 9. С. 70–74.
15. *Бородаевский Н.И.* Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 1960. 35. С. 407–414.
16. *Буряк В.А.* Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982. С. 255.
17. *Варгушина Н.П., Полякова Т.П.* Околорудные метасоматические критерии поисков и оценки вольфрам-золотого оруденения в углеродисто-терригенной толще // Тр. ЦНИГРИ. 1989. Вып. 232. С. 53–57.
18. *Вихтер Б.Я.* О генетической модели золоторудных месторождений с позиции соотношения золото-сульфидных и золото-кварцевых руд. В кн. Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Новосибирск. 1985. С. 108–109.
19. *Вихтер Б.Я., Рубанов А.А., Аристов А.С., Паздзерский В.А.* Месторождение Окжетпес. Кн. Геол. золоторудн. м-ний Казахстана и Ср. Азии. М., 1986.
20. *Вихтер Б.Я., Хазан К.Е.* Месторождение Чоре // Геология золоторудных месторождений Казахстана и Ср. Азии. М., 1988. С. 199–206.
21. *Вихтер Б.Я.* Закономерное размещение куполовидных поднятий палеозойских толщ в Центральных Кызылкумах // Тр. ЦНИГРИ. 1990. Вып. 244. С. 125–129.
22. *Вихтер Б.Я.* Главные факторы локализации основных геолого-промышленных типов месторождений благородных металлов в западной части Южного Тянь-Шаня // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 236. С. 110–115.
23. *Владимиров В.Г., Прушинская Э.Я.* Комплексные поисковые признаки золото-сурьмяного оруденения в Адыча-Торинской зоне // Новости геологии Якутии. 1978. Вып. 4. С. 104–108.
24. *Власов В.С., Смирнов М.С.* О влиянии химического состава вмещающих пород на

формирование золоторудной минерализации (на примере золото-сурьмяных месторождений Енисейского Кряжа) // Геохимия и петрология рудных районов Красноярского края. Новосибирск, 1985. С. 39–43.

25. Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Енисейский кряж // Геохронология СССР. Л.: Недра, 1973. Т. 1. С. 189–202.

26. Гаврилов А.М. О сингенетичном с сульфидами характере тонкодисперсного золота на золоторудном меторождении Бакырчик // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96. Ч. 1. С. 159–166.

27. Гаврилов А.М., Плешаков А.П., Бернштейн П.С. Исследование субмикроскопического золота в арсенопирите методами растровой электронной микроскопии и микрорентгеноспектрального анализа // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 142. С. 28–31.

28. Гаврилов А.М., Камышев Ю.И. О распределении золота и мышьяка в кристаллах пирита, как показателе совместного их переноса в гидротермальных растворах // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 1981. 159. С. 58–63.

29. Гаврилов А.М., Плешаков А.П., Бернштейн П.С., Сандомирская С.М. Субмикроскопическое золото в сульфидах некоторых месторождений вкрапленных руд // Сов. геол. 1982. № 8. С. 81–86.

30. Гаврилов А.М., Новожилов Ю.И., Сидоров А.А. О принадлежности золото-мышьяк-сурьмяной минерализации к формации вкрапленных сульфидных руд с тонкодисперсным золотом // Тихоок. геол., 1986. № 3. С. 108–110.

31. Гамянин Г.Н., Силчев М.К., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В. Полиформационное золоторудное месторождение // Геол. рудн. месторожд. 1985. № 5. С. 86–89.

32. Гарьковец В.Г. О выделении Кызылкумского типа сингенетично-эпигенетичных месторождений // ДАН СССР. 1973. Т. 208. № 1. С. 163–165.

33. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Восток СССР. — Л.: Недра. Лен. отд-ние. 1984. Т. 8. С. 560.

34. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса. Красноярск, 1985.

35. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. Москва: Наука, 1979.

36. Гринберг Г.А. Гранитоиды западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1969. С. 153–175.

37. Громов В.К., Карус Е.В., Кузнецов О.Л., Старостин В.И. и др. Динамика формирования месторождений полезных ископаемых // ДАН СССР. Т. 256. 1981. № 5. С. 1197–1200.

38. Гурейкин Н.Я., Арифюлов Ч.Х. Зональность золото-сульфидного оруденения, локализуемого в терригенной толще и выбор наиболее эффективного направления геологоразведочных работ // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 212. С. 92–98.

39. Гурейкин Н.Я., Дзялошинский В.Г., Велдяев Е.Ф. Особенности строения и критерии детального прогноза нового типа золото-серебряных меторождений в терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 40–46.

40. Даценко В.М. Материалы к построению генетической модели Удерейского месторождения // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука. 1983. С. 169–175.

41. Даценко В.М., Лопатин А.П., Прохоров В.Г. Конкреционный комплекс сухопитской серии Енисейского Кряжа: корреляционная и рудо локализирующая роль // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края, Новосибирск, 1983. С. 67–75.

42. Демчук А. Геологический очерк Лухумского реальгар-аурипигментного месторождения в Верхней Раче в Западной Грузии // Зап.Всерос. мин. обва. Вторая серия. 1935. Часть 4. С. 166–201.

43. Дзялошинский В.Г. Критерии локального прогноза и поисков золото-сульфидных месторождений в терригенных углеродистых комплексах Южного и Среднего Тянь-Шаня // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 1991. 236. С. 36–41.

44. Дистанов Э.Г., Стеблова А.Т., Оболенский А.А. и др. Генезис Удерейского золото-сурьмяного месторождения в Енисейском кряже // Геол. и геоф. 1975. № 8. С. 19–28.

45. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Метаморфогенное редкометальное и золотое рудообразование в черных сланцах // Процессы и закономерности метаморфоген. рудообразов. Киев, 1988. С. 153–157.

46. *Ермолаев Н.П., Чиненов В.А., Хорошилов В.Л. и др.* Платиноиды в черных сланцах Средней Азии // *Отеч. геология.* 1994. № 4. С. 3–11.
47. *Жабин А.Г.* Два гетерогенных этапа рудообразования на мышьяковом месторождении Лухуми, Центральный Кавказ // *ДАН СССР.* 1986. 288. № 1. С. 193–196.
48. *Жабин А.Г., Самсонова Н.С.* Лухумиты — новый вид апоизвестняковых околорудных метасоматитов. *ДАН СССР.* 1992. Т. 323. № 5. С. 915–918.
49. *Заири Н.М., Глухов А.П., Палкин И.И., Звягина Е.А.* Изотопно-геохимические характеристики зон золоторудной минерализации вкрапленного типа в карбонатных породах // *ДАН СССР.* 1986. Т. 290. № 4. С. 956–960.
50. *Загружина И.А.* Возраст золотого оруденения Северо-Востока СССР // *Геол. рудн. мест.* 1970. № 1. С. 79–83.
51. *Зарембо Ю.Г.* Минералого-геохимические критерии поисков золото-сульфидного оруденения с колчеданными телами // *Тр. ЦНИГРИ.* 1989. Вып. 232. С. 37–44.
52. *Злобин В.А.* Условия формирования золоторудной минерализации в терригенных толщах // *Геохимия золота, редких и радиоактивных элементов, Новосибирск,* 1981. С. 32–39.
53. *Злобин В.А., Пономарева А.П.* Особенности проявления магматической деятельности в золотоносных районах Енисейского Кряжа // *Геол. и геоф.* 1984. № 10 С. 36–46.
54. *Золотые руды Олимпиады (Енисейский кряж Сибири) / А.Д.Генкин, В.А.Лопатин, Р.А.Савельев и др.* // *Геология рудных месторождений.* 1994. Т. 36. № 36.
55. *Иванкин П.Ф., Инишин П.В., Назарова Н.И.* Особенности отложения золота в черносланцевых зонах. // *Сов. геол.* 1985. № 11. С. 52–60.
56. *Ивсенен Ю.П., Амузинский Р.А., Невойса Г.Г.* Строение и история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука. 1975.
57. *Индолев Л.Н., Жданов Ю.А., Суплецов В.М.* Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука. 1980.
58. *Каймирасова А.Г.* Об электронно-микроскопическом изучении золотоносных пиритов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 3. 1968.
59. *Карпова Л.А.* Некоторые черты зональности золото-сульфидного проявления в Таджикистане // *Узб. геол. журн.* 1984. № 1. С. 7–13.
60. *Кольцов А.Б., Котов Н.В.* Термодинамическая модель формирования месторождений золота в терригенных толщах // *Генетические модели эндогенных рудных формаций.* Т. II. Новосибирск, 1985. С. 142–143.
61. *Колов И.Л.* Новый тип золотого оруденения в Енисейском Кряже. // *Сов. геол.* 1968. № 4.
62. *Константинов Р.М.* Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука. 1973.
63. *Константинов М.М.* Провинции благородных металлов. М.: Недра, 1991.
64. *Коньшев В.О.* Модель рудного поля в структурах тектоно-магматической активизации, месторождение Кючус // *Руды и металлы.* 1995. № 4. С. 52–65.
65. *Коробейников А.Ф.* Новый тип золото-платиноидных месторождений в черносланцевых толщах офиолитового пояса Северо-Восточного Казахстана. — Томск. 1991. 90 с.
66. *Коробейников А.Ф., Миронов А.Г.* Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. Новосибирск, 1992.
67. *Коробейников А.Ф., Пишеничкин А.Я., Зыков Ю.И.* Платиноносность отвалов, убогих золотых руд, хвостов обогащения Боко-Васильевского, Акжальского и Бакырчикского золоторудных полей Западной Калбы // *Руды и металлы.* 1995. № 3. С. 104–109.
68. *Костицын Ю.А., Русинова О.В.* Исследования Rb-Sr методом рудного процесса на месторождении Мурунтау // *Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл.* Киев, 1990. С. 232–234.
69. *Кузнецов В.А.* Рудные формации: применение формационного анализа в изучении рудных месторождений // *Геол. и геоф.* 1972. № 6. С. 3–14.
70. *Кукал З.* Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987.
71. *Курбанов Н.К., Дзялошинский В.Г.* Особенности условий локализации золотого оруденения в терригенных комплексах Среднего Тянь-Шаня // *Тр. ЦНИГРИ.* 1986. Вып. 212. С. 3–15.
72. *Курбанов Н.К.* Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторождений бла-

городных металлов в углеродисто-терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 3–14.

73. Курбанов Н.К. Геолого-генетические модели формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Рудоносность осадочных комплексов. Л., 1988. С. 138–147.

74. Ли Л.В. О связи эндогенного оруденения с процессами тектоно-магматической активизации в Ангаро-Канской глыбе // ДАН СССР. 1982. Т. 263. № 3. С. 676–679.

75. Ли Л.В., Круглов Г.П., Шохина О.И., Вербицкий Б.П. Роль литологических и структурных факторов в локализации прожилково-вкрапленного оруденения в надинтрузивной зоне // Геол. рудн. мест. 1984. № 1. С. 83–88.

76. Ляхов Ю.В. Термобарогеохимия разноглубинных золоторудных формаций // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев: Наукова Думка. 1988. С. 104–122.

77. Малахов В.В., Молчанов В.П. Геолого-геохимические критерии рудообразования в углеродсодержащих толщах Верхоянского комплекса // Тихоок, геол. 1982. № 6. С. 112–115.

78. Методика поисков золоторудных месторождений. М., 1990. С. 245.

79. Мигачев И.Ф., Беневольский Б.И. Золото России: современность и будущее // Отеч. геол. 1997. № 3. С. 7–11.

80. Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданнинского месторождения золота (Саха — Якутия, Россия) / Н.С.Бортников, Г.Н.Гамянин, В.А.Алпатов и др. // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 137–156.

81. Миронов Е.П. О систематике месторождений золото-кварц-сульфидной формации в Западной Калбе // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 1981. 165. С. 31–35.

82. Мусатов Д.И. Развитие Енисейско-Туруханского подвижного пояса и его металлогения как результат взаимодействия литосферных плит // Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973. С. 89–93.

83. Нарсеев В.А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС. 1973.

84. Нарсеев В.А., Фогельман Н.А., Яновский В.М., Старова М.М. Бакырчикское рудное поле // Геология золоторудных месторождений Казахстана и Ср. Азии. М., 1988. С. 96–116.

85. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования // Геол. рудн. м-ний. 1977. № 1. С. 13–23.

86. Невский В.А. Некоторые данные о зональности в распределении трещин в рудных районах, рудных полях и месторождениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 10. С. 70–77.

87. Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск, 1979.

88. Никитин В.Д., Рундквист Д.В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования // Зап. Всес. мин. об-ва. 1967. 96. Вып. № 5. С. 597–607.

89. Новожилов Ю.И. Происхождение пегматитовых форм кварцевых жил некоторых районов Колымы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 7. С. 98–107.

90. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М., Сидоров А.А. Серебро в месторождении вкрапленных сульфидных руд с тонкодисперсным золотом // Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 167. С. 60–67.

91. Новожилов Ю.И., Сидоров А.А., Гаврилов А.М. и др. Майское месторождение // Геол. золоторудн. месторожд. Востока СССР. М., 1988. С. 167–189.

92. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Внутриминерализационное переотложение вещества в месторождениях вкрапленных руд // ДАН СССР. 1989. Т. 305. № 6. С. 1450–1454.

93. Новожилов Ю.И. Динамика формирования даек и вкрапленного оруденения в длительно развивавшихся блоковых структурах. ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 5. С. 1204–1206.

94. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Эволюция и динамика развития золоторудных формаций в складчатых областях многоэосинклинального типа // ДАН. 1994. Т. 338. № 1. С. 74–77.

95. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Типизация золоторудных месторождений складчатых областей многоэосинклинального типа // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 54–71.

96. Новожилов Ю.И. К вопросу о динамике формирования гидротермальных месторождений // ДАН. 1997. Т. 354. № 5. С. 657–659.

97. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы прогнозирования и развития. М.: Мир. 1967.

98. *Олимпиадинское* месторождение / Ю.И.Новожилов, А.А.Стороженко, А.М.Гаврилов и др. // Золоторудн. м-ния СССР. Т. 3. М., 1986. С. 126–146.
99. *Основы* прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. М.: ЦНИГРИ, 1986.
100. *Орогенный* магматизм офиолитовых полей. Наука, 1983.
101. *Палей Л.З., Шер С.Д.* Об абсолютном возрасте золотого оруденения Узбекистана // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М.: Наука, 1970.
102. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Недра, 1978. С. 347.
103. *Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д.* Формации золоторудных месторождений // В кн. Формации эндогенных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1976. С. 3–110.
104. *Поисково-оценочные* критерии новых типов золоторудных месторождений на Северо-Востоке СССР (методические рекомендации), Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР. 1987.
105. *Поспелов Г.Л.* Статистические и динамические факторы локализации рудных столбов месторождений // Проблемы образования рудных столбов. — Новосибирск: Наука, 1972. С. 12–22.
106. *Пятков К.К., Пьяновский И.А., Бухарин А.К., Быковский Ю.К.* Геологическое строение Центральных Кызылкумов. — Ташкент, 1967.
107. *Раст Н.* Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов // Природа метаморфизма. М., 1967.
108. *Рехарский В.И., Коваленко В.И., Петровская Н.В. и др.* Источники и условия мобилизации рудного вещества // Металлогения и рудные месторождения. Докл. межд. геол. конгресса. Т. 12. 1984. С. 20–28.
109. *Рогальский В.В.* Золото в сурьмяно-ртутных рудах и вмещающих породах джаспероидных месторождений (Южно-Ферганский рудный пояс) // Разв. и охр. недр. 1992. № 2. С. 22–24.
110. *Рундквист Д.В.* Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых // Зап. Всес. мин. общ-ва. 1968. Ч. 97. Вып. 2.
111. *Рундквист Д.В.* Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. 1983. С. 14–26.
112. *Седельникова Г.В.* Проблема освоения крупных месторождений золота: технологический аспект // Минеральные ресурсы России. 1996. № 5. С. 21–25.
113. *Середин В.В.* Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М.: Недра, 1987.
114. *Сидоров А.А., Еремин Р.А., Василенко В.П. и др.* Геолого-структурные и минералогические особенности проявлений золото-мышьяк-сурьмяной формации // Материалы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР. Вып. 24. Магадан, 1978. С. 98–111.
115. *Сидоров А.А.* Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан, 1987.
116. *Силчев М.К., Белозерцева Н.В.* Температурные условия формирования многостадийного золоторудного месторождения // ДАН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 705–707.
117. *Скаржинский В.Л., Кузнецов Ю.А.* О золоторудной формации «черных сланцев» // Геол. журн. Т. 37. № 1. 1977. С. 37–45.
118. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра. 1982.
119. *Сорокин В.Н.* Об одной из возможных форм переноса золота в гидротермальных растворах // Геохимия. 1973. № 12.
120. *Сорокин В.Н.* Минерально-геохимические и генетические особенности вкрапленного золото-сульфидного оруденения // Сов. геол. 1980. № 8. С. 82–86.
121. *Сорокин В.Н.* Систематика и генезис золото-сульфидных месторождений // Отеч. геол. 1993. № 10. С. 22–28.
122. *Старова М.М.* Золото в рудах месторождения Бакырчик // Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1971. С. 48–54.
123. *Стеблева А.Т.* Удережское месторождение сурьмы // Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971. С. 81–83.
124. *Технологическая* оценка упорных золото-мышьяковых руд и концентратов // Методические рекомендации. № 31. М., 1984. С. 73.
125. *Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П.* Глубинное строение оловорудных полей и

ярусность оруденения в Приморье // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 258–263.

126. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964. Вып. 2. С. 9–196.

127. Фельдман А.А., Ишутин В.В., Суслик А.М. Геофизические исследования закономерностей размещения золоторудных полей с оруденением прожилково-вкрапленного типа в терригенных толщах герцинских многоэосинклиналей // ЦНИГРИ. 1983. Вып. 179. М. С. 3–9.

128. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. — Новосибирск: Наука, 1976.

129. Фогельман Н.А., Павлова В.Е. Новые данные по геологии одного месторождения в терригенных толщах и основанные на них критерии прогноза вкрапленного золото-сульфидного оруденения // Тр. ЦНИГРИ. 1983. Вып. 173. С. 50–56.

130. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада Рудные месторождения США. Т. II. М. 1973. С. 590–624,

131. Чекваидзе В.Б. Направления совершенствования минералого-геохимических моделей золоторудных месторождений // ЦНИГРИ. 1992. Вып. 232. С. 3–7.

132. Шер С.Д. Металлогения золота, 1. М.: Недра. 1972. С. 295.

133. Шер С.Д. О геотектонической позиции и некоторых особенностях строения золотоносных территорий западного Тянь-Шаня // Региональные рудоконтролирующие структуры, магматизм и закономерности размещения месторождений золота: Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 110.

134. Шило Н.А., Сидоров А.А., Загрузина И.А. Возраст золоторудных формаций Северо-Востока СССР и их связь с магматизмом // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 1. С. 189–191.

135. Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Варцетнев В.В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. С. 182.

136. Щеглов А.Д. Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации // Источники рудного вещества эндогенных месторожд. М.: Наука. 1976. С. 58–65.

137. Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В. Генетическая модель гидротермального рудообразования на примере золоторудных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. II. Новосибирск, 1983. С. 132–138.

138. Яблокова С.В., Коновалова М.С., Сандомирская С.М. Минералогия золотоносной коры выветривания на месторождении прожилково-вкрапленных руд в терригенно-карбонатных толщах докембрия // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 208. С. 10–19.

139. Яновский В.М., Сорокин В.Н. Структурный контроль оруденения и морфология рудных тел на прожилково-вкрапленных месторождениях золота // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 7. С. 78–88.

140. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных многоэосинклиналей. — М.: Недра, 1990.

141. Casadevall N., Ohmoto H. Sunnysidegold mine district, San Guan Counry, Colorado; Geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment «Econ Geol» Vol. 72 1977. P. 1285–1320.

142. Cunningham Charles G., Ashley Roger P., Chou I-Ming, Huang Zushu, Wan Chaoyan, Li Wenkang. Newly discovered sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in the People's Republic of China, «Econ. Geol.», 1988, 83 № 7. P. 1462–1467.

143. Duller P.R., Harvey P.K. Lithochemical exploration for stratabound arsenopyrite-gold mineralization in the Southern Uplands, Scotland. «J. Geochem. Explor.», 1987, 29, № 1–3. P. 395.

144. Foose Michael. Research advances in the indentification of disseminated gold deposits, «Geol. Survey Yearb», Fical Year 1988, Denver (Colo), 1989. P. 57–58.

145. Joralemon P. Occurence of gold at the Getchell Mine, Newada. Econ. Geol., 1951. Vol. 46. № 3. P. 267–309.

146. Liu Dongshend, Gend Wenhui. «Дццо хуасюз, Geochemica», 1985, № 3. P. 277–282 (кит.; рез. англ.).

147. Locke A. The formation of certain ore bodies by mineralization stopin. «Econ. Geol.», № 21. P. 1926.

148. Morgan W.J. Plate motions and deep mantle convection in studies in Earth and Spaiences. (Hess Volume). «Mem. Geol. Soc.», № 132, 1972. P. 7–22.

149. *Novozhilov Yr.I., Gavrilov A.M.* Gold-sulfide deposits-the main new material source for the 21-st century gold industry. Yntern. geol. Congr. Beying China, 1996. Vol. 2. P. 756.

150. *Percival Timothy J., Radtke A.S.* Carlin type gold mineralisation in the Alsar district, Macedonia, Jugoslavia. 8th JAJOD Symp.conjunct with Junt Conf.Min.Deposit Model, Ottawa, Aug. 12-18, 1990. Program with Abstr. (Ottawa), 1990. P. 107-108.

151. *Radtke A.S.* et al. Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposits, Nevada.«Econ.Geol.». Vol. 75. № 5.1980. P.641-672.

152. *Roberts R.J. et al.* Gold-bearing deposits North-central Nevada and South-Western Idaho.«Econ. Geol.». Vol. 66. № 1. 1971. P. 14-33.

153. *Sillitoe R.H., Bonham H.F.* Sediment hosted gold deposits: Distal products of magmatic — hydrothermal systems. Geology. Vol. 18. 1990. P. 157-161.

154. *Tocker Edwin W.* Discassion of the disseminated gold accurrence model. «US Geol. Surv. Bull.», 1985. P. 107-150.

155. *Wilson J.T., Barke K.* Two types mountain building. «Nature». 1972. Vol. 239. P. 448-449.

156. *White W.S.* The mechanism and environment of gold deposition in veina.«Econ. Geol.». № 6. 1943. P. 512-532.