

*М.М. Константинов, Е.М. Некрасов,
А.А. Сидоров, С.Ф. Стружков*

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ГИГАНТЫ РОССИИ И МИРА



НАУЧНЫЙ МИР

УДК 553.411(100)

К 65

ББК 26.341

ISBN 5-89176-087-8

М.М. Константинов, Е.М. Некрасов, А.А. Сидоров, С.Ф. Стружков

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ГИГАНТЫ РОССИИ И МИРА. - М.: Научный мир, 2000. – 272 с.

Предложена рудно-формационная типизация крупных золоторудных месторождений. Месторождения описаны на представительных примерах: золото-(мышьяковисто)-сульфидная формация – Сухой Лог, Майское, Олимпиадинское (Россия), месторождения тренда Карлин (США), Кумтор (Киргизия), золото-кварцевая формация – Наталка, Нежданинское (Россия), Мурунтау, Чармитан (Узбекистан), Ашанти (Гана), Бендиго (Австралия), золото-полисульфидно-кварцевая формация - Васильковское (Казахстан), золото-серебряная формация – Кубака, Куранах (Россия), Хисикари (Япония), Зодское (Армения), Пуэбло-Вьехо (Доминиканская Республика), Раунд Маунтин (США), Поргера (Папуа-Новая Гвинея), золото-сульфидно-кварцевая формация – Хемло (Канада), золото-железисто-кварцитовая – Хоумстейк (США), золото-урановая – Витватерсранд (ЮАР). Показано распределение крупных золоторудных месторождений в глобальном масштабе и в геологической истории. Золоторудные гиганты рассматриваются как огромные историко-геологические аномалии, формирующиеся на протяжении длительных временных периодов. Продемонстрированы региональные тектонические и металлогенические закономерности размещения месторождений. Прослежена связь крупных месторождений с базовыми рудными формациями. Дана структурная классификация месторождений. Приведены рудно-формационные и минералого-геохимические критерии локализации месторождений. Обсуждаются различия в физико-химических условиях формирования крупных и мелких месторождений.

Ответственные редакторы:

М.З. Зиннатуллин, Ю.В. Прусс

M.M. Konstantinov, E.M. Nekrasov, A.A. Sidorov and S.F. Strujkov

GOLD GIANTS OF RUSSIA AND WORLD. – Moscow: Scientific World, 2000. – 272 p.

Gold deposits are classified into seven types, basing on the ore compositions and geological settings, and described at the following main examples: gold-(arsenic)-sulfide type (Sukhoy Log, Mayskoye, Olimpiada (Russia), deposits of the Carlin trend (USA), Kumtor (Kirgizia)), gold-quartz (Natalka, Nezhdaninskoye (Russia), Muruntau, Charmitan (Uzbekistan), Ashanti (Gana), Bendigo (Australia)), gold-polysulfide-quartz (Vasilkovskoye (Kazakhstan)), gold-silver (Kubaka, Kuranakh (Russia), Hishikari (Japan), Zodskoe (Armenia), Pueblo Vieho (Dominican Republic), Round Mountain (USA), Porgera (Papua New Guinea)), gold-sulfide-quartz (Hemlo (Canada)), gold-iron quartzite (Homestake (USA)), gold-uranium (Witwatersrand (South Africa)). The distribution of the gold giants in the global scale and in the geological history is demonstrated. Giant gold deposits are explained as the large historical-geological anomalies, forming during the long temporal periods. Regional tectonic and metallogenic regulations of the deposit setting are shown. The association between the gold giants and the basic ore formations is traced. Structural classification of the deposits is represented. Mineralogical and geochemical criteria of the deposit localization are described. Differences in the physical-chemical factors of the deposit forming between the giants and the smaller deposits are discussed.

ББК 26.341

© Коллектив авторов, 2000 г.

© Научный мир, 2000 г.

ISBN 5-89176-087-8

На обложке – самородное золото в кварцевой друзе, месторождение Каральвеем, Чукотка.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| ВВЕДЕНИЕ | 5 |
| <i>Глава 1. ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i> | 7 |
| <i>Глава 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i> | 17 |
| <i>Глава 3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i> | 157 |
| <i>Глава 4. РУДНОФОРМАЦИОННЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i> | 174 |
| <i>Глава 5. СТРУКТУРНЫЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i> | 200 |
| <i>Глава 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</i> | 234 |
| <i>Глава 7. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ</i> | 247 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 251 |
| АБСТРАКТ | 253 |
| ЛИТЕРАТУРА | 255 |
| Указатель месторождений | 267 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| INTRODUCTION | 5 |
| <i>Chapter 1.</i> CLASSIFICATION OF THE DEPOSITS | 7 |
| <i>Chapter 2.</i> DESCRIPTION OF THE MAIN DEPOSITS | 17 |
| <i>Chapter 3.</i> REGIONAL TECTONIC AND METALLOGENIC REGULATIONS OF THE DEPOSIT SETTING | 157 |
| <i>Chapter 4.</i> MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CRITERIA OF THE DEPOSIT LOCALIZATION | 174 |
| <i>Chapter 5.</i> STRUCTURAL CRITERIA OF THE DEPOSIT SETTING | 200 |
| <i>Chapter 6.</i> PHYSICAL-CHEMICAL FACTORS OF THE DEPOSIT FORMING | 234 |
| <i>Chapter 7.</i> PROGNOSTIC-PROSPECTING CRITERIA | 247 |
| CONCLUSIONS | 251 |
| ABSTRACT | 253 |
| REFERENCES | 255 |
| Index of deposits | 267 |

ВВЕДЕНИЕ

История геологии золота самым тесным образом связана с историей нашей цивилизации. Бурный рост научно-технического прогресса в послевоенные годы во второй половине XX века не мог не отразиться на геологии золота. И он отразился по многим направлениям. Одно из самых значительных состоит в том, что практически только на протяжении жизнедеятельности одного поколения геологов произошел фейерверк открытий крупнейших золоторудных месторождений, кардинально изменивший всю структуру мировой добычи этого металла. При этом, если гигантское месторождение Мурунтау было открыто в пустыне Кызылкумов, а месторождение Сухой Лог – в труднодоступном районе Иркутской области, то крупнейшее месторождение Хемло в Канаде обнаружено рядом с трассой, соединяющей Торонто с Монреалем, а месторождение Васильковское в Казахстане – вблизи города Кокчетав. Наиболее “благодарной” для новых открытий оказалась территория бывшего Советского Союза – помимо уже упомянутых выше месторождений открыто крупное месторождение Майское на Чукотке, Олимпиадинское в Красноярском крае, Нежданнинское в Якутии, Кубакинское в Магаданской области и многие другие.

За последние десятилетия проблема формирования крупных и сверхкрупных золоторудных месторождений стала сквозной для ряда отечественных и международных геологических конференций и симпозиумов, что обусловлено ее прежде всего практической значимостью: выявление и освоение даже одного крупного месторождения может стать основой экономического благосостояния целого государства. Отсюда и устойчивый интерес к этой проблеме геологов-рудников.

Среди работ, отражающих пристальное внимание к этой проблеме, отметим прежде всего монографические исследования: книгу под редакцией М.А.Фаворской и И.Н.Томсона “Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений”, вышедшую в 1974 году, изданную двумя тиражами в 1993 и 1995 гг. книгу общества экономических геологов США “Рудные гиганты”, где золоту посвящены две специальные публикации, коллективную монографию ЦНИГРИ под редакцией Д.И.Горжевского и М.М.Константинова “Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений”, изданную в 1998 году. В той или иной степени проблема формирования крупных месторождений золота затрагивалась И.Н.Томсоном и О.П.Поляковой [1984], М.Б.Бородаевской с сотрудниками [1987], Е.М.Некрасовым [1996], Ю.Г.Сафоновым [1997], Д.В.Рундквистом [1997], А.Д.Щегловым [1994], М.М.Константиновым [1993] и многими другими.

Однако возникла потребность в специальном исследовании, которое представило бы обобщенное описание наиболее крупных отечественных и зарубежных месторождений золота и тем самым как бы надстроило недостающий фундамент для полноценного представления всей этой проблемы. Авторы не стремились описать все крупнейшие золоторудные месторождения мира – это вряд ли возможно в пределах одного исследования, свою задачу мы видели в том, чтобы максимально отобразить все разнообразие геологических обстановок, в которых происходило формирование крупных и сверхкрупных месторождений золота. Участие в разработке этой проблемы специалистов различных творческих стилей и взглядов на проблему, как нам кажется, способствовало ее более “объемному” отражению.

Главы 1-3, 7, введение и заключение написаны М.М.Константиновым, глава 4 – А.А.Сидоровым, глава 5 – Е.М.Некрасовым, глава 6 – С.Ф.Стружковым.

Разумным и правильным было посвятить наше исследование трехсотлетию геологической

службы России – ведь наша страна на протяжении столетий входила в число крупнейших золотодобывающих стран мира.

Исторический оптимизм авторов состоит в том, что эта достойная традиция сохранится и в XXI веке.

Глава I

ГРУППИРОВКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В отечественной литературе основным является рудно-формационный подход к систематике золоторудных месторождений. Основной принцип рудноформационного анализа, созданного Р.М.Константиновым, В.А.Кузнецовым и многими другими российскими геологами, – выявление корреляционных связей между вещественным составом руд и геологическими обстановками, в которых формируются месторождения, – заложен в общепринятом определении рудной формации. Под рудной формацией понимается группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, формирующимися в близких геологических условиях независимо от времени образования.

В последние десятилетия предложен целый ряд рудноформационных классификаций месторождений золота: И.С.Рожкова (1970 г.), М.Б.Бородавской и И.С.Рожкова (1973 г.), Н.В.Петровской, Ю.Г.Сафонова, С.Д.Шера (1973 г.), А.А.Сидорова (1978 г.), Н.А.Фогельман, М.М.Константинова, Н.И.Курбанова (1996 г.). Трудности классификации обусловлены сложностью самого предмета исследования (золоторудных месторождений) и различием подхода авторов.

За рубежом в значительной степени сохранилась приверженность классификации В.Линдгрена (эпитермальные месторождения, мезотермальные месторождения) либо выделяются определенные “типы” (например, тип Карлин), которые по объему соответствуют части выделяемой нами рудной формации, т.е. соответствуют, в нашем понимании, субформации.

Исходя из этого предлагается следующая формационная группировка золоторудных месторождений (табл.1).

Золото(мышьяковисто)-сульфидная формация характеризуется прожилково-вкрапленными рудами существенно пиритового либо пирит-арсено-

пиритового состава с мелким или тонкодисперсным золотом.

Металлогенические провинции, заключающие эту формацию, представлены внутриконтинентальными складчатыми областями фемическо-сиалической специализации “переходного” типа, либо областями активизации, сформировавшимися вблизи границы фемического (эвгеосинклинального) и сиалического (миогеосинклинального) субстрата. Для золотоносных провинций типично сочетание углисто-терригенных и карбонатных формаций различных степеней метаморфизма и отсутствие гранитоидного магматизма. Характерно развитие в пределах рудных полей дайковых серий преимущественно базитового (лампрофиры-габбро-диабазы), умеренно-кислого (адамеллитовые и гранодиоритовые порфиры), реже кислого (гранит-порфиры) состава.

Рудные районы с описываемым типом оруденения тяготеют к синклинорным структурно-формационным зонам и представляют собой первичные синклинальные или грабен-синклинальные прогибы, в той или иной степени обращенные более поздними гранитоидными интрузиями, в основном скрытыми на глубине.

Рудные поля, как правило, линейного типа приурочены к мощным зонам смятия, расщепления и будинирования пород, фиксирующих региональные взбросы и надвиги в узлах пересечения их со скрытыми разломами фундамента, поперечными или диагональными общему простиранию структур. Они могут быть представлены системами крутопадающих зон смятия и брекчирования, сопряженных с небольшими, сравнительно пологими антиклинальными складками; наиболее пологими зонами смятия в осевых частях сжатых опрокинутых антиклиналей; серий стратифицированных зон минерализации в лежачем боку регионального надвига, серий

Таблица I

Систематика месторождений золота

| Характеристика формаций | Формация | | | | | | Золото-урановая урановая |
|--|--|---|---|---|--|--|---|
| | Золото (мышьяковисто)*-сульфидная | Золото-кварцевая | Золото-полисульфидно-кварцевая | Золото-серебряная | Золото-сульфидно-кварцевая | Золото-железисто-кварцевая | |
| Основные минеральные ассоциации | Кварц-молибденит-арсенопиритовая, касситерит-висмутинговая, золото-арсенопиритовая, сульфидно-арсенопиритовая, арсениковая, кварц-реальгар-зурицитментовая, киноварь-баритовая, самородно-мышьяк-антимонитовая | Кварц-шеслит-пирит-арсенопиритовая, золото-кварцевая, кварц-фалерит-халькопирит-галенит-золото-висмут-тетрадимитовая, золото-сульфоантимонит-теллуридидная, кварц-барит-кварцевая, киноварь-баритовая, самородно-мышьяк-антимонитовая | Кварцево-хлорит-турмалиновая, кварц-шеслит-пирит-арсенопиритовая (с дисперсным золотом), полиметаллически-сульфидная (галенит-сфалерит-халькопирит), блеклорудно-халькопирит-висмутин-теллуридидная со свободным золотом, кварц-барит-сульфидная (галенит-тентацит, халькопирит), кварц-карбонатная | Кварцево-пиритовая, кварц-адуляр-гидрослюдистая, золото-хальцедоновоидно-кварцевая, золото-теллуридидная, золото-халькопирит-блеклорудная, кварцево-пиритовая, кварц-цезлит-кальцитовая | Кварц-анкерит-турмалиновая, золото-пиритовая, золото-кварц-халькопиритовая (с теллуридами), кварцево-кальцитовая | Кварц-плаглоклаз-хлорит-карбонат-магнетитовая, кварц-карбонат-пиритовая (с галенитом сфалеритом, халькопиритом), золото-пирит-пирротин-арсенопиритовая | Кварц-серцит-хлорит-мусковит-пиррофиллитовая с рутилом, ширконом и монацитом, пирит-марказит-пентландит-пирротиновая с шльменитом, уранинит-настуран-тухолитовая, золото-кварц-пирротин-тухолитовая |
| | Позиция металлогенических зон | Орогенные системы многоосинклиналией | Вулкано-плутонические пояса | Зеленокаменные пояса древних шитов ("зеленокаменные тропи") | Зеленокаменные пояса древних шитов | Наложённые орогенные прогибы древних шитов | |
| Геодинамические комплексы | Шельфов пассивных континентальных окраин | Поясов гранитных батолитов и покровно-складчатых сооружений | Глубоководных вулканических островных дуг | Вулкано-плутонических поясов, малоамплитудных сводово-купольных структур континентов | Зеленокаменных поясов | Зеленокаменных поясов | |
| | Потенциально-рудносные магматические формации | Комплекс малых интрузий пестрого состава, кварцевые диориты, диабазы | ранодиоритовых батолитов | Габбро-диорит-гранодиоритовая | Базальтовые, пикритовые, лацитовые | - | |
| Типовая геологическая обстановка нахождения рудных тел | Горст-антиклинали, зоны изоклиальной складчатости, зоны надвигов | Интрузивно-купольные изгибы и ветвления региональных разломов | Блоковые структуры на пересечениях продольных и поперечных зон разломов | Кальдеры, вулканические депрессии, корневые части вулканических аппаратов, купола, околосерповые зоны и склоны палеовулканов | Системы разрывов, оперяющихся региональные разломы | "Рудносные рифы" - рудосыевые фации палеорек | |

* - элементы и минералы, встречающиеся непостоянно

таблица 1 (окончание)

| | | | | | | | |
|----------------------------------|--|--|--|--|--|---|---------------------------------------|
| Характерные рудовмещающие породы | Углисто-алевроитовые, углисто-алевропесчанистые, сланцево-доломито-мергельские, гнейсы и мраморы | Глинисто-алевролитовые, алевропесчанистые, гранодиориты | Гранодиориты, гнейсы, диориты, сланцы | | Базальты, андезиты, базальты зеленосланцевой стадии метаморфизма | Карбонатно-кремнистые и аргиллитокремнистые фации кварцитов зоны смены фаций | Конгломераты, гравелиты |
| Морфологический тип рудных тел | Линейные и штокервовые зоны прожилково-вкрапленного минерализации | Жилы, жильные зоны, штокерки, залежи | Жилы, минерализованные зоны дробления, линейные штокервовые зоны | Жилы, жильные зоны, трубки | Жилы, линейные зоны прожилковой минерализации | Залежи вкрапленного, густовкрапленного оруденения, иногда переходящие в сплошные руды | Залежи, линзовидные, четковидные тела |
| Примеры месторождений | Сухой Лог, Майское, Олимпиадинское, Карлин, Кумтор | Наталикинское, Мурунтау, Чарминган, Ашанги, Нежданкинское, Бендиго | Васильковское | Кубака, Хасикари, Золское, Пуэбло Вьехо, Раунд Маунтин, Куранах, Поргера | Хемло | Хюмштейн | Витватерсранд |

пологих стратиформных линзовидных тел на контактах свит контрастного состава, осложненных послынными срывами и купольными поднятиями. Можно, таким образом, найти все переходы от крутопадающих разрывных рудоконтролирующих и рудовмещающих структур без видимой роли складчатости до пологих субгоризонтальных стратифицированных тел, контролируемых пологими складчатыми структурами. Общим элементом структуры таких рудных полей, единодушно отмечаемым многими исследователями, является формирование рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, как и самого оруденения, в обстановке тектонического сжатия и нагнетания пластического глинисто-сланцевого материала рудовмещающих толщ. Это обстоятельство предопределило, вероятно, многие вещественные и структурно-морфологические особенности оруденения.

Вмещающими породами месторождений являются песчаниково-аргиллито-алевролитовые либо глинисто-мергелисто-доломитовые толщи. Внутри первых оруденение локализуется в пачках тонкопереслаивающихся пород со значительным участием в их составе углистых алевролитов и аргиллитов. Последние в рудовмещающих зонах подвергаются интенсивному смятию и рассланцеванию, превращаясь в углистые и графитистые динамосланцы.

Позиция рудных полей определяется во многих случаях приуроченностью к резкому изменению литологического состава пород: от терригенных к карбонатным, от тонко-ритмично-слоистых к монотонным и т.п.

Выделяются следующие вещественно-фациальные признаки рудоносной терригенной рудовмещающей формации: грубая и неравномерная ритмичность толщ; рассеяные и линзовидно-слоистые агрегаты сульфидов, конкреции сидеритов и фосфоритов; повышенная известковистость фаций; наличие первично-слоистого и переотложенного в трещинах углеродистого вещества (в том числе линз углей); признаки седиментационного перемыва и переотложений осадков подводными потоками; повышенные (на 1–2 порядка выше кларка) концентрации золота и серебра.

В пределах части разреза терригенного яруса, характеризующейся резким изменением состава, развиваются разнообразные по типу складчато-разрывные деформации: зоны опрокинутой изоклиальной складчатости с развитием зон смятия в их осевых частях, надвиговые зоны, тектонические срывы на контактах алевролитов

и известняков, складчато-блоковые деформации на сопряжении региональных разломов.

При всем разнообразии тектонических обстановок рудных полей намечаются две взаимосвязанные их особенности: отчетливо выраженная асимметрия складчато-разрывных структур, с одной стороны, и признаки тектонического нагнетания пластичного глинисто-сланцевого материала – с другой. В.М.Яновский, подчеркивая сложное складчато-разрывно-блоковое строение региональных контролирующих и вмещающих прожилково-вкрапленные руды структур, предлагает выделить их в особый тип “зон рудовмещающих дислокаций”. Соответственно, структуры рудных полей предлагается различать по преобладающей роли в формировании зон рудовмещающих дислокаций складчатых, блоковых или разрывных структур. Кроме того, выделяется вертикальный ряд слагающих рудные поля структур в интервале их формирования на глубинах 3–8 км; верхний уровень – структуры с участием складчатых дислокаций; средний – структуры блокового и разрывного каркасного типов; нижний – сосредоточенные разрывы, зоны пластического течения. Рудные поля оконтуриваются по наличию зон смятия и изоклинальной складчатости, осложненных поперечными либо диагональными деформациями; зон пологих надвиговых дислокаций, межпластовых срывов; интрузий и даек габбро-диорит-гранодиоритового состава; скрытых интрузивных тел; полей роговиков и зон графитизации.

Околорудные изменения обусловлены среднеглубинными процессами березитизации и лиственитизации, однако эти процессы в зонах интенсивного рассланцевания устанавливаются с трудом. Чаще отмечаются серцитизация, хлоритизация и особенно графитизация. Только по присутствующим в рудных полях дайкам развиваются типичные березиты и листвениты.

Слюды преимущественно калиевые (политипы 2М и 1М), нередко с примесью натровой компоненты, или парагониты; карбонаты в центральных частях рудных зон характеризуются разнообразием состава (кальцит, доломит, анкерит, сидерит), в целом повышенной железистостью.

Оруднение представлено в основном золотоносными зонами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. Основная масса золота выделяется в начальные стадии рудообразования в связи с ранней сульфидной (пирит-арсенопиритовой) ассоциацией. Золото выделяется преимущественно в тонкодисперсной форме и характеризуется сравнительно равномерным

распределением на всю мощность минерализованных зон, достигающих десятков метров.

Пирит образуется в ареале рудных полей многократно – от осадочно-диагенетического до последних стадий гидротермального процесса. Пирит осадочно-диагенетический чрезвычайно мелкий (сотые и тысячные доли миллиметров), глобулы его образуют послойную вкрапленность, часто объединяются в линзы и относительно крупные сферолиты с микроглобулярной текстурой. Он характеризуется высоким никель-кобальтовым отношением и низкой примесью мышьяка, не золотоносен.

Следующая генерация пирита – результат укрупнения и собирательной перскристаллизации осадочно-диагенетического. Он образуется во внешней зоне линз первого, образуя вкрапленность, обычно послойную, кубических и уплощенных метакристаллов и их сростков со ступенчатыми очертаниями и ажурными каймами. Характеризуется высокими концентрациями кобальта и никеля и повышенной золотоносностью. Для этой генерации типично послойное размещение, отсутствие связи с трещинными структурами. Более поздний пирит, слагающий рудные тела, образует тонкую и мелкую вкрапленность, гнезда, линзы, прожилки, как послойные, так и секущие. Среди кристаллов пирита преобладают пентагондодкаэдры, меньше развиты кубические и сложные формы. Для них характерны высокие содержания золота и мышьяка с положительной корреляцией этих элементов.

Для этого типа месторождений характерен арсенопирит игольчатого габитуса, образующий равномерную вкрапленность во вмещающих породах, как в ассоциации с кварцем, так и без него. Для состава золотоносного арсенопирита характерен избыток серы, наличие платиноидов.

На некоторых месторождениях развиты прожилки баритового и кварц-антимонитового состава. Антимонит обладает несколько повышенной золотоносностью.

Рудные месторождения представлены единичными крупными минерализованными зонами смятия либо их сближенными группами, в пределах которых по промышленным кондициям оконтуриваются рудные тела. Рудные тела представлены зонами прожилково-вкрапленных руд, нередко – линейных штокверков, пригодных для открытой отработки.

Протяженность зон – первые километры, мощность – десятки-сотни метров, установленный вертикальный интервал – 1,5–2 км.

Выделяется группа существенно пиритных месторождений безмышьяковистых или слабомышьяковистых руд преимущественно с мелким золотом, сравнительно легкообогащаемых (типа Сухого Лога), и группа существенно арсенопиритовых месторождений с дисперсным выделением золота в арсенопирите – труднообогащаемых.

Промышленную значимость оруденения определяют масштабы, интенсивность и минеральный состав тонкой продуктивной вкрапленности пирита и арсенопирита с тонкодисперсным золотом. Позднепродуктивные кварцевые и карбонат-кварцевые прожилки с убогой полисульфидно-сульфосолевой минерализацией и свободным золотом не оказывают заметного влияния на суммарный баланс металла.

Месторождения “типа Карлин”, которые подробно будут охарактеризованы ниже, представляют собой по отношению ко всей золотомышьяковисто-сульфидной формации рудную субформацию, или рудную “фацию”, особенности которой, видимо, в значительной степени обусловлены повышенной известковистостью рудовмещающего разреза.

Месторождения, сходные с Карлинским, характеризуются:

- известково-глинистым составом разреза рудовмещающих пород;
- стратифицированным характером рудного тела;
- прожилково-вкрапленным оруденением;
- сульфидным (преимущественно пирит-арсенопиритовым) составом руд с тонкодисперсными (микронными) выделениями золота в сульфидах;
- наличием низкотемпературной сурьмяномышьяково-ртутной минерализации в ассоциации с аргиллизитами.

Золото-кварцевая формация проявлена преимущественно в орогенных областях мегасинклиналей, обладающих сиалической металло-генической специализацией. Рудные районы приурочены к блокам синклинорий, сложенных терригенными породами мощностью 8-10 км и ограниченных разломами. Общим для всех районов является широкое развитие гранитоидного магматизма (формации гранодиоритовых батолитов, реже габбро-диорит-гранодиоритовая) и как следствие – интенсивное ороговикование вмещающих пород. Поля ороговикованных пород, к которым приурочено оруденение, слагают обширные ореолы над невоскрытыми интрузиями гранитоидов, суще-

ствование которых предполагается по геофизическим данным.

Однако прямых связей золотого оруденения с гранитоидным магматизмом, как правило, не отмечается, что приводит к различной трактовке исследователями генезиса рассматриваемых месторождений и допускает возможность внемагматических источников золота, экстрагируемого из вмещающих пород в процессе их метаморфизма и гранитизации.

Рудные поля приурочены к зонам напряженной линейной складчатости, реже – к штамповым антиклиналям, формирование которых связывается со становлением интрузивов, и обычно расположены в изгибах осей и шарниров складок. Во многих случаях отмечается наличие дополнительной – поперечной системы складчатых и разрывных деформаций.

Минеральный состав руд простой, преобладает жильный кварц с подчиненным количеством карбоната, серицита, альбита, рутила. В числе ранних рудных минералов в кварцевых жилах присутствуют шеелит и молибденит.

Золото в рудах свободное, сравнительно крупное, тесно связано с поздними рудными минеральными ассоциациями, образуя изолированные вкрапления, прожилки, цементируя рудную брекчию.

Важно отметить характерное для этого типа развитие мегаштокверковых руд. В контуры рудных зон, определяемые по данным опробования, входят мощные кварцевые жилы, свиты маломощных жил, как крутопадающих секущих, так и пологих, согласных с напластованием пород, и штокверковые зоны.

Характерная особенность вмещающей среды – повышенный метаморфизм осадочных пород рудного поля, связанный с контактовым воздействием скрытого на глубине гранитоидного plutона.

Общими чертами геологии данного типа оруденения являются:

- 1) широкий интервал глубин формирования месторождений (до 6 км);
- 2) относительная “жесткость” вмещающей среды, обусловленная общей консолидацией субстрата и наложением оруденения на надинтрузивные зоны контактового метаморфизма;
- 3) приуроченность оруденения к породам зеленосланцевой фации метаморфизма;
- 4) наблюдающийся в ряде случаев стратиграфический контроль оруденения и наличие перекрывающей безрудной толщи, которая одними исследователями трактуется как струк-

турный экран, а другими – как послерудное образование.

Выделяется два морфологических типа рудных тел:

1) жильных зон и штокверков. Для этого типа характерно большое количество кварца, слагающего мощные жилы, их свиты, штокверки, включающие свиты жил и насыщенные прожилками породы;

2) минерализованные зоны с прожилково-вкрапленным оруденением.

Золото-полисульфидно-кварцевая формация объединяет месторождения орогенных эвгеосинклинальных систем и областей тектоно-магматической активизации областей завершённой складчатости и древних щитов.

Рудные районы располагаются в пределах мегантиклинорий, которые характеризуются сравнительно высокой мощностью земной коры (до 40 км) с примерно равным соотношением “гранитного” и “базальтового” слоев. Они приурочены к орогенным прогибам вблизи их границ с поднятиями (антиклинориями). Границами рудных районов являются продольные по отношению к общему простиранию структур глубинные разломы и поперечные скрытые разломы фундамента, фиксируемые в верхнем структурном этаже отдельными разрывами, зонами повышенной трещиноватости, конфигурацией интрузивных массивов, свитами даек. Система нарушающей ограничивает блоки с однотипным строением, представляющие собой рудные районы.

Рудные поля размещаются в тех участках рудных районов, где продуктивные на золото интрузии прорывают колчеданосные базальтоидные вулканы и приурочены к узлам пересечения продольных и поперечных нарушений.

В областях активизации рудные районы с аналогичным типом оруденения приурочены к умеренно эродированным блокам на крыльях сводовых поднятий. Рудные поля размещаются в узлах пересечения разломов.

В эту группу объединяются “классические” жильные гидротермальные месторождения золота (Березовское, Кочкарское, Дарасунское), для которых характерны березит-лиственитовый комплекс гидротермально-метасоматических пород, широкое участие различных металлов в составе руд – меди, теллура, висмута, мышьяка, сурьмы и др. и, соответственно, многообразие парагенезисов: золото-теллуридов, золото-мышьяковистых, золото-висмутовых и др. Характерны высокие концентрации полезного компонента в рудных телах и значительный вертикальный

интервал промышленного оруденения – глубины освоения месторождений достигают 1,5–2 км, а их “корневые” части еще не установлены.

Геолого-промышленные типы месторождений представлены жилами и штокверками золото-сульфидно-кварцевых (умеренносульфидных) руд в интрузивах и осадочно-вулканогенных комплексах, залежами и линзами сульфидных золото-скарновых руд в карбонатных вулканогенных комплексах, зонами прожилково-вкрапленных золото-порфирировых руд в гранитоидах.

Месторождения этих типов наиболее широко распространены в складчатых системах эвгеосинклинального типа развития, где они составляют главный объект отработки, будучи представлены рядом крупных месторождений жильного типа (Кочкарь, Березовское и др.). Основные золото-сульфидно-кварцевые месторождения орогенных складчатых областей приурочены к консолидированным участкам с хорошо развитой континентальной корой (микроконтиненты, по Л.П.Зоненшайну, мегантиклинории, по Н.П.Хераскову), вовлеченным в геосинклинальный процесс. Отсюда и сходство этих месторождений с месторождениями, сформировавшимися в областях активизации областей завершённой складчатости и древних щитов (Дарасун, Ключевское и др.). На этом этапе они представляли собой сочетание эвгеосинклинальных поднятий с преобладанием терригенных пород и разделяющих последние рифтогенных прогибов (эвгеосинклинальных зон), выполненных терригенно-вулканогенными образованиями с колчеданосными базальтоидами. На орогенном этапе здесь образуются наложенные прогибы, выполненные сероцветной молассой, и широкое развитие приобретают гранитоидные интрузии амаеллит-плагιοгранитной формации на раннеорогенной стадии и гранитной – на позднеорогенной стадии.

Золото-сульфидно-кварцевое оруденение связано с амаеллит-плагιοгранитными интрузиями. Жилы обычно залегают внутри продуктивных гранитоидных интрузий, иногда с выходом во вмещающие породы в приапикальных и экзоконтактовых частях массивов. Количество сульфидов в жилах не превышает 3–10%. Золото обычно средней крупности и крупное, ассоциирует с кварцем, сульфидами, теллуридами, сульфосолями. Распределение золота неравномерное, столбовое, содержание высокое.

Рудные тела штокверкового типа представлены сериями кварцевых жил и прожилков, образующих лестничные системы преимущественно внутри даек или реже – вблизи их контактов в над-

апикальных частях продуктивных интрузий. Объемом добычи служат дайковые тела, поэтому рудная масса резко разубожена и характеризуется весьма низкими содержаниями золота. Количество сульфидов в руде 7–15%. Золото мелкое и среднее, ассоциирует главным образом с сульфидами.

Прожилково-вкрапленный тип руд характеризуется комбинацией кварцевых прожилков и сульфидной вкрапленности. Рудные тела залегают в продуктивных пластах вулканогенно-терригенных молассоидных пород вне видимой связи с интрузиями. Количество сульфидов в рудах 10–20%; золото тонкое и мелкое, в основной своей массе связано с сульфидами.

На месторождениях развит березит-лиственитовый комплекс гидротермально-метасоматических пород в сочетании с грейзенизированными и ороговикowanными образованиями. Руды всех типов отличаются широким набором металлических компонентов – меди, теллура, висмута, мышьяка, сурьмы и, соответственно, многообразием парагенезисов: золото-теллурических, золото-мышьяковистых, золото-висмутовых и др. Характерны высокие концентрации полезного компонента в рудных телах и значительный вертикальный интервал промышленного оруденения (при освоении месторождений до глубины 1,5–2 км не достигаются “корневые” части).

Крупные рудоносные массивы адалелит-плаггиоидранитной продуктивной формации, имеющие, по геофизическим данным, значительную вертикальную мощность, обладают специфическими чертами, отличающими их от производных других интрузивных формаций. Для них характерны: однородный умеренно-кислый состав, наличие зон мигматизации, куполовидное строение, однофазность в перемещенных массивах, идентичность состава фаз в перемещенных многофазных плутонах. Петрохимически они характеризуются нормальной щелочностью при преобладании натрия над калием, низкими содержаниями титана, железа и повышенными – калия, алюминия. Породы бедны аксессуарными минералами, преобладают апатит и сфен. Содержание золота в магнетитах и биотитах повышенное: десятки–сотни миллиграмм на тонну.

В дайковых сериях, сопровождающих адалелит-плаггиогранитные интрузии, развиты контрастные по составу и разные по генезису группы пород: гранитоидные порфиры – коагматы главных интрузивных фаз и лампрофиры ряда керсантит–спессартит–малхит – продукты взаимодействия базальтоидной и гранитоидной магм. Характерны сложное чередование во времени даек

разного состава, обилие их возрастных групп, сложные взаимоотношения с гранитоидами главных интрузивных фаз. Рудные поля преимущественно связаны непосредственно с отдельными интрузивными штоками, порфиристыми дайками, залегающими на склонах купольных воздыманий плутонов, с каркасами базитовых даек, отделенных от формирования интрузивных массивов этапом трещинных деформаций.

На месторождениях рассматриваемого типа оруденение локализуется в виде жил выполнения в каркасах сложно сопряженных разрывов, в склоновых трещинах, в том числе часто в трещинах оперения рудоконтролирующих разломов. В интрузивных массивах к указанным типам трещиноватости, заключающей рудную минерализацию, добавляются и контракционные трещины. Количество жил на рудных полях иногда достигает 300 и даже 400. Из них рудными телами являются 20–50. Протяженность жил – 300–500 м до 1–2 км при мощности до 1–3 м. Содержания золота в рудах крайне неравномерные и достаточно высокие: 8–12 и даже 20–30 г/т. Руды в большинстве своем относятся к собственно золотому промышленному типу, легко обогащаемому, со свободным золотом.

Золото-серебряная формация. Диапазон условий формирования золото-серебряных провинций достаточно широк – от вулканических поясов системы островных дуг, сформированных на континентальной коре с утоненным гранитным слоем, до эпикратонных вулканических областей, сформированных на мощных блоках континентальной коры. Вулканические пояса окраинно-континентального типа, подстилаемые корой с мощным гранитным слоем, продуктивны преимущественно на высокосеребристые руды, тогда как вулcano-плутонические пояса и области, сформировавшиеся на базитовом основании, сопровождаются существенно золотыми месторождениями.

Рудоносные вулcano-тектонические сооружения характеризуются:

1. Многоэтапностью формирования, наличием двух-трех разновозрастных вулcano-тектонических структур, симметрично или асимметрично совмещенных друг с другом.

2. Пересекающие эти сооружения долгоживущие региональные разломы глубокого заложения определяют сложное блоковое строение вулcano-тектонических сооружений.

3. В их пределах присутствуют блоки с автономным режимом развития – купольных поднятий на фоне вулканических депрессий или кальдер

и вулcano-тектонических грабенов на фоне региональных купольных структур.

4. Наличием (по совокупности геологических и геофизических признаков) грибообразных или силлообразных плутонов в нижнем ярусе вулcano-тектонических сооружений.

5. Металлогеническая специализация вулканических областей (потенциальных рудных районов) определяется особенностями строения земной коры, преобладающим развитием определенной вулканической формации и соответствующим ей геохимическим типом руд (табл.2). Как правило, промышленную значимость в районах имеет оруденение одного из выделенных типов, тогда как проявления других незначительны по масштабам.

При многоэтапности формирования вулcano-плутонических поясов и многофазности вулканических продуктивных являются наиболее интенсивно проявленные вулканические формации в пределах вулканического пояса. В зависимости от особенностей развития и строения фундамента они могут быть представлены базальтовыми, андезитовыми или риолитовыми формациями.

В целом золото-серебряные месторождения, несмотря на различия в возрасте (от позднедевонских до плиоценовых), обнаруживают многие общие черты геологической обстановки, условий рудоотложения и минерального состава. Из них наиболее характерными являются: связь во времени и пространстве с вулcano-плутоническими образованиями; локализация в вулканических и вулcano-тектонических структурах; близповерхностные условия минералообразования (от 50 - 200 м до 1,5-2 км); предрудная пропилитизация и аргиллизация; рудные тела представлены в основном кварц-сульфид-карбонатными жилами и

жильными зонами, количество сульфидов в которых обычно не превышает одного процента; преобладание в составе руд минералов с весьма неустойчивыми, неравновесными условиями рудоотложения (халцедон и халцедоновидный кварц, гидрослюда); сложные сочетания ассоциаций разнообразных сульфосолей с сульфидами, теллуридами, селенидами и самородными металлами; развитие метаколлоидных, полосчатых, крустификационных и брекчиевых текстур; крайне неравномерное распределение золота, характерны бананцы и контрастные рудные столбы; для обогащения руд используется гравитационно-цианистая схема или прямое цианирование, осложнение технологии обусловлено присутствием в рудах окислов марганца и теллуридов. Золото в рудах преимущественно свободное, низкопробное, с широкой дисперсией размерности и пробы золотин. Типоморфные особенности золота: тонкоячеистые интерстициальные: плоские дендриты, волосовидные формы выделений, примеси ртути, селена, теллура, мозаично-неоднородное субмикроскопическое строение зерен с межблоковыми обособлениями серебра, зональность.

Генетическая группировка месторождений представлена в таблице (табл.3). За рубежом принято выделять низкосульфидизированную и высокосульфидизированную группы. Последняя соответствует выделяемой нами кислотно-сульфатарной группе, формирующейся в приповерхностных условиях при высоком потенциале кислорода.

Золото-сульфидно-кварцевая формация зеленокаменных поясов представлена жильными зонами кварц-карбонатного состава с небольшим количеством сульфидов и свободным золотом обычно высокой пробы, выделяющимся в жильных минералах и сульфидах.

Металлогеническая специализация рудных районов с золото-серебряным оруденением

Таблица 2

| Тип коры | Океанический или переходный | Переходный или континентальный | Континентальный |
|---|---|---|--|
| Вулканические пояса | Островных дуг и рифтовых зон | Внутриконтинентальные, окраинно-континентальные | Окраинно-континентальные |
| Рудно-магматические ассоциации в рудных районах | | | |
| Вулканические формации | Трахибазальтовая, андезито-базальтовая | Андезитовая, андезито-лапильная | Андезито-липаритовая, липаритовая |
| Ведущий геохимический тип руд | Золото-теллуридный Au:Ag=1:10-1:1 | Золотой Au:Ag=1:1-1:20 | Золото-серебряный Au:Ag≤1:20 |
| Устойчивые геохимические ассоциации элементов-спутников | Hg, Bi, Sb, As | Cu, Mo (As, Sb, Sn, W) | Pb, Zn, Sn, Mn |
| Примеры металлогенических провинций и областей | Камчатка, Севано-Акеринская зона (Армения), Филиппины, о-ва Фиджи, Скалистые горы (США) | Охотско-Чукотский пояс, Нижне-Амурская область, Трансильвания, Невада (США) | Охотско-Чукотский пояс, западные штаты США и Мексики |

Таблица 3

Типизация рудодносных вулcano-тектонических сооружений и сопряженных генетических типов золото-серебряного оруденения

| Генетический тип месторождения | Типы рудодносных вулcanoструктур | Рудоконтролирующие структуры | Особенности | | Примеры месторождений |
|--|--|--|---|--|--|
| | | | гидротермально-метасоматических образований | рудообразования | |
| Субвулканический | Сложно построенные вулcano-тектонические депрессии. Резургентные с центральным интрузивом. С периферическими кольцевыми интрузивами. | Радиальные и кольцевые системы разломов в центральных частях депрессий. В обрамлении депрессий крупные разломы и сопряженные с ними разрывы. | Площадная пропилитизация, околотрещинная, аргиллизация и кварц-адуляровые метасоматиты. | Многостадийное с контрастной по вертикали метасоматической рудно-геохимической зональностью. | Карамкен, Хаканджа (ОЧВП), Бая Марэ (Румыния) |
| Вулcano-плутонический (глубинно-вулканический) | Вулcano-интрузивные купола длительного развития. | Крупные сбросы с индукцией чешского заложения и сопряженные с ними сколы и отрывы. | Совмещение в надрудном уровне аргиллизатов, низкотемпературных пропилитов и скварново-грейзеновых ассоциаций. | Многостадийное с послерудным дайковым комплексом. | Дукат (ОЧВП), Многовершинное (Дальний Восток), Чадак (Узбекистан), Зодское (Армения) |
| Кислотно-сульфатарный (приповерхностный) | Стратовулканы, кальдеры оседания. | Структура "битой тарелки" - разноориентированные разломы; экранирующие потоки лав. | Площадные адулнитизация, аргиллизация, сульфидизация. | Многостадийное с приповерхностное с развитием опалитов, самородной серы, киноварн. | Раунд Маунтин, С амсрувилл, Парадайз Пик (США) |
| Регенерационный | Пологие вулканические прогибы и купола. | Межформационные срывы, протяженные наложенные разломы, оперяющие их трещины. | Площадная высокотемпературная пропилитизация, околотрещинная карбонатизация. | Многостадийное с существенной долей сульфидов цветных металлов вплоть до массивных сульфидных руд. | Юровское, Мечта, Лунное (ОЧВП) |
| Вулcanoгенно-осадочный | Экструзивные купола. | Пологие прогибы на склонах куполов. | Сульфидизация, пропилитизация. | Существенно пиритовые залежи прожилково-вкрапленных руд. | Пуэбло Вьехо (Доминиканская Республика) |

ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс

Металлогенические провинции – зеленокаменные пояса или их системы в ядрах архейских щитов, слагающие, по современным понятиям, древние троговые структуры в гранито-гнейсовых комплексах, выполненные вулканитами преимущественно основного состава, метаморфизованными до зеленокаменных ступеней.

Рудные районы представляют собой отдельные линейные зоны развития зеленокаменных пород, ограниченные по бортам региональными разломами. Состав и строение отдельных зеленокаменных поясов разнообразны: они бывают сложены единым однопорядковым комплексом основного состава, в их строении участвуют железисто-кремнистые образования типа джеспиллитов, иногда довольно широко представлены и кислые вулканиты. Обычно они сложены дислоцированными зеленокаменными толщами, подчиненными линейной разрывной тектонике, но в отдельных случаях выявляются довольно крупные структуры центрального типа, сформированные древними вулканическими аппаратами.

Рудные поля контролируются отдельными региональными разломами и представлены группами месторождений, контролируемых этими структурами. Вещающими породами рудных зон являются преимущественно основные вулканиты, иногда – их контакты с дайками и штоками порфиров. Широко проявлена околорудная карбонатизация и пиритизация. Зоны сульфидной пирит-арсенопиритовой вкрапленности характеризуются повышенной золотоносностью и в ряде случаев представляют практический интерес.

Согласно С.Д.Шеру, наиболее крупное золото встречается в кварцевых жилах с ограниченным развитием сульфидов. Кроме того, для кварцевожильных зон, сопровождаемых сульфидизированными породами, или кварцево-сульфидных рудных тел характерно присутствие мелкого трудноизвлекаемого золота. Наиболее распространенные минералы-концентраторы золота – кварц и пирит, золото при этом является более поздним по времени выделения.

Чрезвычайно устойчивая для всех архейских щитов мира приуроченность месторождений к зеленокаменным поясам и их почти полное отсутствие в гранито-гнейсовых комплексах побуждает многих исследователей, среди которых особенно выделяется Р.У.Бойл, высказать предположение о том, что вулканиты являются первичным источником золота, из которых оно экстрагируется процессами метаморфизма. Однако несмотря на значительные, предпринятые для обоснования

этой идеи усилия не удалось доказать реальное существование подобного процесса в природе: подобные “зоны выноса” пока не обнаружены, напротив, ореолы сульфидизации вокруг месторождений обычно слабо золотоносны.

Золото-железисто-кварцитовая формация приурочена к древним зеленокаменным поясам, где она как бы “подменяет” золото-сульфидно-кварцевую в тех рудных районах, где затухает разрывная тектоника и преобладают крупные изометричные вулканические сооружения, к периферическим частям которых приурочено оруденение. Рудные поля представлены обычно областью развития рудоносной вулканогенно-осадочной железисто-кремнистой формации, формирующейся в палеовулканических депрессиях в периоды затухания вулканической активности. За рубежом эта формация обозначается как BIF – пластовая железная формация – редкий случай использования формационного подхода. Отдельные месторождения представлены горизонтами железистых кварцитов, обогащенных вулканомиктовым материалом. В пределах этих горизонтов зоны сгущения прожилков и вкрапленной минерализации – преимущественно пирита, пирротина и арсенопирита, содержащей промышленные концентрации золота, представляют собой рудные тела. Основными минералами-концентраторами золота являются арсенопирит и пирит. Золото в рудах свободное, высокопробное, руды легко поддаются обогащению.

Наиболее широко распространенная гипотеза образования руд – вулканогенно-осадочная. Предполагается, что просачивание золотоносных кремнистых растворов на дно вулканических озер способствовало образованию золотоносных залежей, которые в процессе метаморфизма обрели современный облик. В то же время отчетливо эпигенетический характер золотоносных сульфидных прожилков приводит к традиционной интерпретации рудовещающего железисто-кремнистого горизонта как благоприятного по физико-механическим свойствам для локализации наложенного гидротермального оруденения.

Золото-урановая формация представлена почти исключительно месторождениями Африки, а среди них – гигантом мировой добычи – рудным районом Витватерсранд. Следует отметить своеобразие рудного района. Он приурочен к крупной пологой депрессии, заполненной грубообломочными континентальными осадками руслового типа.

Сущность этой формации раскрывается ниже, при описании месторождения Витватерсранд.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Золото-мышьяковисто-сульфидная формация

Месторождение Сухой Лог

Месторождение расположено в Ленском золотоносном районе, широко известном уникальными золотоносными россыпями, разрабатывавшимися с середины прошлого века.

Зона сульфидно-вкрапленного оруденения Сухой Лог была выявлена при разведке кварцевых жил в 1961 г.

В открытие и изучение месторождения большой вклад внесли С.Д.Шер, В.Б.Аминев, Д.А.Дорофеев, В.А.Лисий и особенно В.А.Буряк, по материалам которого в основном это месторождение нами и охарактеризовано.

Месторождение изучено большей частью с помощью буровых скважин, которых пройдено более 800 объемом более 200 тыс. м, и заверочными горизонтальными выработками длиной более 2 тыс. м. Проведены также геологосъемочные, геофизические, гидрогеологические работы и технологические исследования руд. Запасы месторождения составляют 1100 т Au при содержании 2,7 г/т.

Месторождение расположено в центральной части Ленского золотоносного района, который сложен мощной (до 15000 м) верхнепротерозойской толщей осадочных пород – чередующихся песчаников, алевролитов, сланцев, известняков.

Верхнепротерозойские породы слагают крупную складчатую структуру – Бодайбинский синклиниорий, осложненный серией дополнительных антиклинальных складок различных порядков. Породы принадлежат к хлорит-серицитово-метаморфизма; на северо-западе и юго-востоке (в Мамской и Жуинской кристал-

лических полосах) они сменяются кристаллическими сланцами и затем гнейсо-гранитами и палингенными пегматитами и гранитами (мамско-орогонский комплекс, рис.1).

Интрузивные гранитоиды (тельмамского и конкудер-мамаканского комплексов) обнажены в

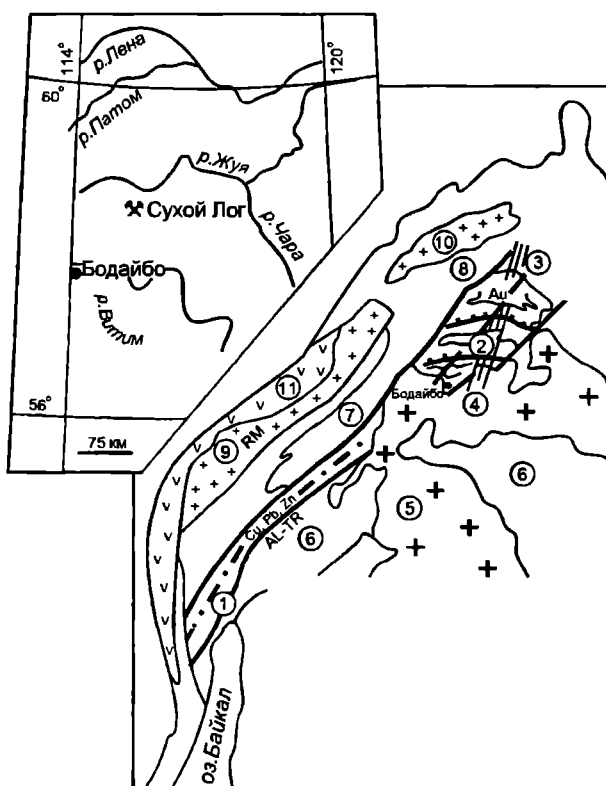


Рис. 1. Положение Бодайбинского прогиба в пределах Байкальской складчатой системы [Рундквист и др., 1992]

1 – Олокицкий трог; 2 – Бодайбинский эпикратонный прогиб; 3 – осевая зона Олокицко-Бодайбинского палеорифта; 4 – дайковый пояс (лампрофиры, PZ); 5 – граниты, PZ; 6 – Байкало-Муинский пояс; зоны: 7 – Мамская, 8 – Патомская, 9 – Чуйская, 10 – Тонодская; 11 – Ачитканский вулканогенный пояс

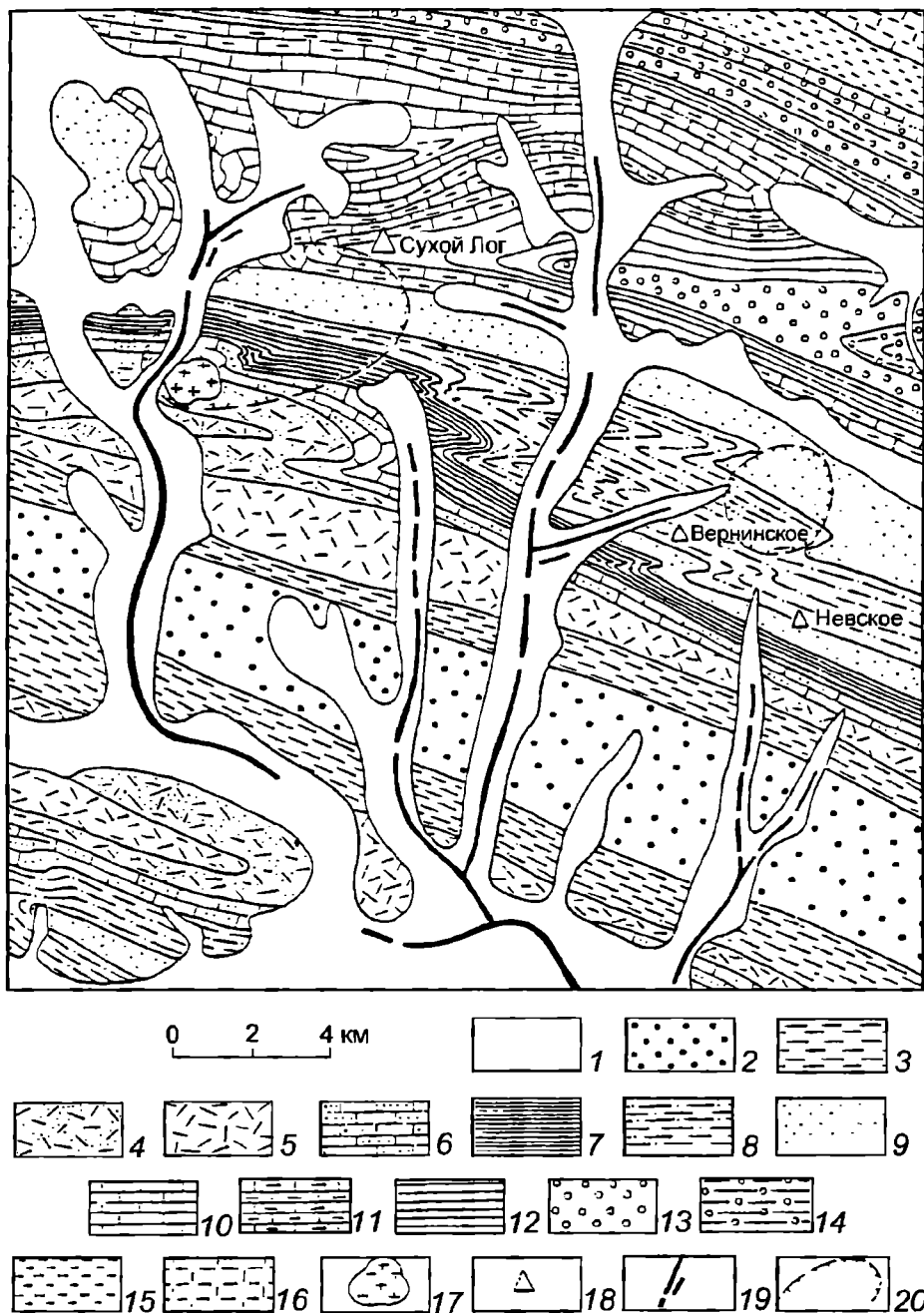


Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части Ленского золоторудного района

1 – четвертичные отложения; 2, 3 – илигирская свита: 2 – верхняя подсвита (известковистые песчаники, реже гравелиты с прослоями сланцев), 3 – нижняя подсвита (углеродистые филлиты с прослоями известковистых песчаников); 4, 5 – догадынская свита: 4 – верхняя подсвита (полимиктовые, иногда известковистые песчаники, гравелиты), 5 – нижняя подсвита (полимиктовые песчаники, алевролиты, филлиты); 6 – анангская свита (полимиктовые песчаники, прослой алевролитов, филлитов); 7 – вачская свита (углеродистые филлиты, алевролиты с прослоями кварцевых песчаников); 8, 9 – аунакитская свита: 8 – верхняя подсвита (кварцевые, иногда известковистые песчаники, прослой алевролитов, углеродистые филлиты); 9 – нижняя подсвита (кварцевые, часто известковистые песчаники, алевролиты, углеродистые филлиты); 10, 11 – ниньяхская свита: 10 – верхняя подсвита (светлоокрашенные известняки с прослоями известковистых филлитовидных сланцев); 11 – нижняя подсвита (известковистые филлиты с прослоями известняков); 12–14 – хомолхинская свита: 12 – верхняя подсвита (углеродистые филлиты, алевролиты с прослоями кварцевых песчаников), 13 – средняя подсвита (кварцевые песчаники, прослой алевролитов, углеродистых филлитов); 14 – нижняя подсвита (углеродистые известняки, филлиты); 15 – джемкуканская свита (углеродистые филлиты, прослой песчаников); 16 – маринская свита (полосчатые известняки); 17 – бптитовые граниты; 18 – золоторудные месторождения и рудопроявления; 19 – золотые россыпи; 20 – контуры скрытых гранитоидных массивов по геофизическим данным

основном по южной периферии района. В его центральной золотоносной части геофизическими исследованиями установлены слепые гранитоидные тела, к которым пространственно тяготеют золоторудные проявления (рис.2).

По данным И.К.Рундквиста с соавторами [1992], основной этап формирования золоторудной минерализации Бодайбинского (Ленского) золотоносного района связан со сводо- и гранитообразованием и гидротермальной деятельностью в среднем- позднем палеозое. Однако этому предшествовало формирование эпикратонного прогиба в позднем рифее – венде с первичным накоплением золота в черных сланцах. Золото-сульфидное оруденение сухоложского типа приурочено к наиболее обогащенным углеродом горизонтам переслаивания тонкообломочных карбонатных и терригенных пород. Далее, в венд-кембрийское время толщи эпикратонного прогиба были подвергнуты покровно-складчатой деформациям, региональному метаморфизму, в процессе которых происходило перераспределение золота и накопление его во фронтальных частях надвиговых

пластин в зонах метаморфизма зеленосланцевой фации.

В.А.Буряк и Н.М.Хмельская [1997] на основании палеофациального анализа рудовмещающей толщи установили, что непосредственно рудное поле связано с локальным прогибом, где формировались осадки повышенной мощности и угленосности.

Месторождение Сухой Лог приурочено к западной части антиклинали третьего порядка, осложняющей северное крыло синклинали. Антиклиналь опрокинута на юг и имеет узкий замок (рис.3).

Рудовмещающими являются отложения хомолхинской свиты, слагающие ядерную часть Сухоложской антиклинали. Свита расчленяется на три подсвиты: нижнюю, представленную углеродсодержащими сланцами и алевролитами с редкими прослоями углеродсодержащих известняков в низах разреза; среднюю – серые песчаники с прослоями алевролитов и углеродсодержащих сланцев; верхнюю – углеродсодержащие алевролиты и сланцы. Нижняя и верхняя подсвиты

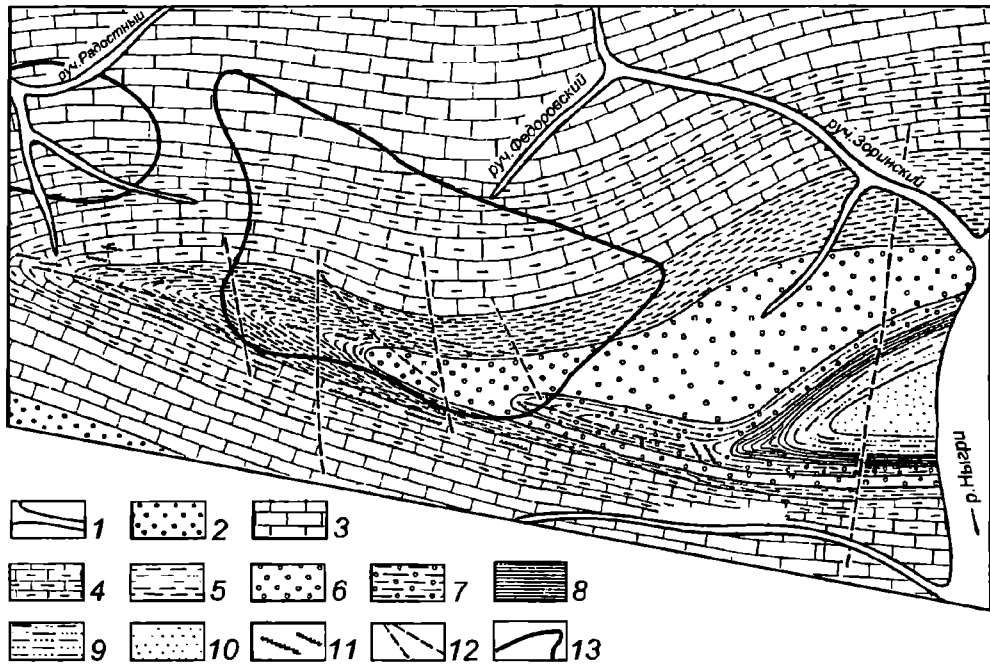


Рис. 3. Схематическая геологическая карта месторождения Сухой Лог

1 – четвертичные отложения; 2 – аунакитская свита (кварцитовидные, иногда известковистые песчаники); 3, 4 – имняхская свита: 3 – верхняя подсвита (известняки, сланцы, известковистые песчаники), 4 – нижняя подсвита (известково-сланцевые сланцы, известковистые алевролиты); 5–10 – хомолхинская свита, верхняя подсвита: 5 – пятая пачка (алевролиты и филлитовидные сланцы, прослой мелкозернистых песчаников), 6 – четвертая пачка (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов); 7 – третья пачка (алевролиты, прослой известковистых песчаников и алевролитов), 8 – вторая пачка (тонкослоистые филлиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов), 9 – первая пачка (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов); 10 – хомолхинская свита, средняя подсвита (кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев); 11 – кварцевые жилы; 12 – тектонические нарушения; 13 – рудная зона

характеризуются более интенсивной, чем средняя, вкрапленностью пирита, повышенным (на порядок) содержанием рассеянного золота; они наиболее интересны как локализаторы золото-сульфидного оруденения. Мощность подвита: нижней – 350–500 м, средней – 200–250 м и верхней – 400–450 м.

В 6 км к юго-западу от месторождения Сухой Лог расположен небольшой гранитоидный массив, известный под названием “Константиновского штока”. Гранитоиды относятся к нижнепалеозойскому конкудеро-намаканскому комплексу. Массив на поверхности представлен двумя близко расположенными телами общей площадью около 0,5 км², приуроченными к единой отрицательной аномалии силы тяжести. По геофизическим данным, массив имеет крутой южный контакт и полого падающий северо-восточный, обращенный в сторону месторождения Сухой Лог. Граниты в центре массива биотитовые порфирированные, в зоне эндоконтакта – мелкозернистые. Вокруг массива расположен ореол контактового метаморфизма шириной 100–250 м, в северной части шире, чем в южной. Около гранитного массива находятся несколько субширотных даек гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Главной рудоконтролирующей структурой месторождения является Сухоложская антиклинальная складка, осевая поверхность которой имеет субширотное простирание с падением на юг. Шарнир складки в целом полого (0–13°) погружается на запад (рис.4). По морфологическим особенностям в антиклинали выделяются три участка. На западном, протяженностью около 3 км, простирание осевой поверхности 293–295°, падение на северо-восток под углом 25°, шарнир довольно круто (10–13°) погружается на запад. Центральный участок антиклинали протяженностью 2,8 км является наиболее тектонически напряженным, и он собственно вмещает месторождение. Участок характеризуется плавным изгибом (в плане) простирания осевой поверхности складки, увеличением его угла падения в среднем до 30–35° и уменьшением сжатости. Шарнир складки имеет преимущественно горизонтальное залегание. Характерным для центрального участка является волнообразное изгибание осевой поверхности по падению, что удается наблюдать на границах различных пачек. Повышенные содержания золота и раздувы мощности рудного тела тяготеют в основном к пологим участкам осевой поверхности складки; бедные интервалы и

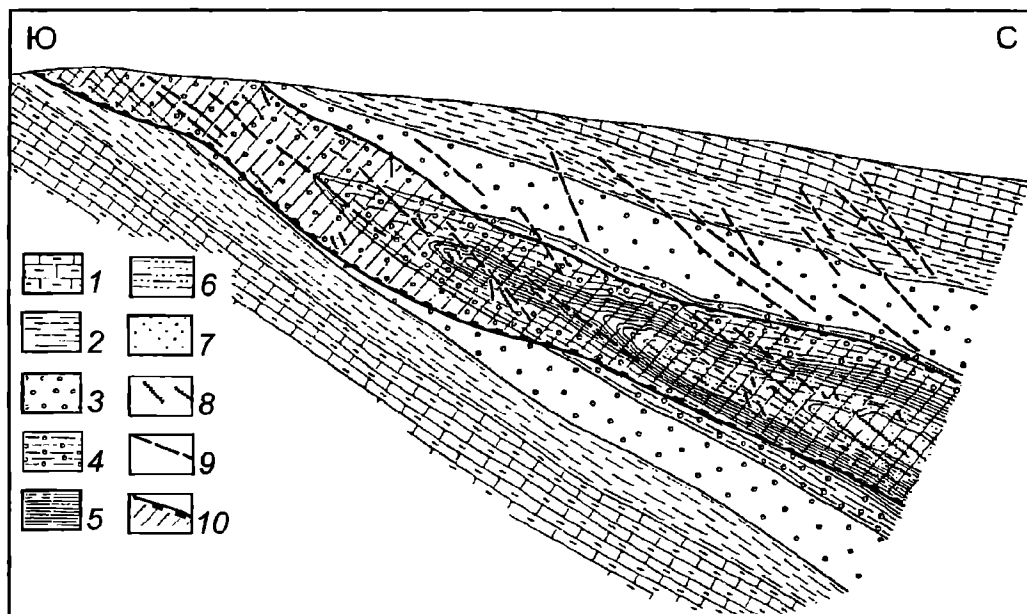


Рис. 4. Геологический разрез через центральную часть месторождения Сухой Лог

1 – имняхская свита, нижняя подвита (сланцы, алевролиты, известково-слоистые песчаники, прослой углеродистых сланцев); 2–6 – хомолжинская свита, верхняя подвита: 2 – пятая пачка (алеврیتیєстєє и филлитовидные сланцы, прослой мелкозернистых песчаников), 3 – четвертая пачка (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов); 4 – третья пачка (алеврیتیєстєє сланцы, прослой известковистых песчаников и алевролитов), 5 – вторая пачка (тонкослонистые филлиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов), 6 – первая пачка (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов); 7 – хомолжинская свита, средняя подвита (кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев); 8 – кварцевые жєлы; 9 – тектонические нарушения; 10 – рудная зона

пережимы мощности – к крутым. На восточном участке протяженностью 3 км отчетливо выражено более крутое падение осевой поверхности. Шарнир складки весьма полого ($2-3^\circ$) погружается на запад. Промышленного оруденения в этой части структуры не установлено.

Для Сухоложской антиклинали, особенно ее центрального участка, характерно проявление мелкой многопорядковой складчатости волочения, кливажа, гофрировки слоев, микроразрывов и т.д., что особенно характерно для существенно сланцевых пачек разреза.

Наиболее интенсивное проявление дислокаций в пределах Сухоложской антиклинали наблюдается в близядерной ее части, где выделяется полоса, ориентированная согласно с основным простиранием оси складки. Эта полоса представляет собой тектоническую зону смятия, образовавшуюся на заключительном этапе складчатых деформаций. Мощность зоны смятия на центральном участке рудного поля, приуроченном к изгибу Сухоложской антиклинали, составляет 200–250 м, зона падает на северо-восток (азимут $15-20^\circ$) под углом $20-30^\circ$. К западу и востоку от центрального участка мощность зоны постепенно уменьшается до 50–100 м, а интенсивность проявления слагающих ее структурных элементов существенно снижается. Границы ее нечеткие.

Рудная зона, вмещающая промышленное оруденение, в основных контурах совпадает с тектонической зоной смятия и представлена преимущественно прожилково-линзовидно-гнездовыми выделениями пирита и кварца.

Рудная зона простирается в субширотном направлении, следуя осевой антиклинали, и погружается к северо-северо-востоку под углами $15-35^\circ$. Она прослежена по простиранию на 5 км и по падению более чем на 15 км. По восстанию вблизи дневной поверхности интенсивность кварц-пиритовой минерализации убывает. По падению, при переходе в неблагоприятную литологическую среду, рудная минерализация быстро затухает. Выклинивание рудной зоны на восточном и западном флангах объясняется затуханием зоны смятия. Мощность зоны в целом возрастает по мере погружения от 20–25 м на южном фланге до 150–250 м на северном, синхронно с наращиванием мощности благоприятных для оруденения пород – первой, второй и третьей пачек верхней подсвиты хомолхинской свиты – от крыльев к ядру складки (рис.5). С глубиной наблюдается чередование пережимов и раздувов мощности; пережимы контролируются пачками песчаникового и

алевролитового состава, в которых чаще встречаются участки (“блок-пластины”) тектонически менее нарушенных слабо проницаемых грубозернистых пород. Участки повышенной мощности тяготеют к шарнирным перегибам существенно сланцевых пачек. Наибольшая мощность и выдержанность рудной зоны типичны для северного и восточного флангов месторождения, где в ядре антиклинали оказываются породы второй и первой пачек верхней подсвиты хомолхинской свиты, благоприятные для локализации оруденения.

Распределение сульфидной минерализации, особенно кварц-пиритовых прожилков, в пределах рудной зоны неравномерно. На фоне бедной более или менее равномерной сульфидной минерализации ($0,4-1,0\%$) наблюдаются обогащенные участки, где сульфиды составляют $1,5-2,0\%$ и более.

Рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию 1 г/т, целиком располагается внутри рудной зоны, занимая преимущественно ее центральные части. Оно представляет собой плитообразную залежь, погружающуюся к северо-северо-востоку ($8-12^\circ$) под углами $15-30^\circ$. Как и у рудной зоны, подошва его более ровная, чем кровля. По простиранию рудное тело непрерывно прослежено на расстояние 3 км, протяженность по падению возрастает от 1100 м на востоке до 1500 м на западе (рис.6).

По восстанию рудное тело постепенно выклинивается как по мощности, так и по содержанию золота. На дневной поверхности след рудного тела трассируется разобщенными участками с невысокими содержаниями золота. Резкое выклинивание рудного тела по падению объясняется выходом в ядре антиклинали непродуктивных песчаников средней подсвиты хомолхинской свиты.

Мощность рудного тела колеблется от 15 м на флангах месторождения до 140 м в его центральной части. На фоне относительно устойчивых мощностей отмечаются участки с аномально большими мощностями, превышающими 100 м, они приурочены к местам перегибов шарниров антиклинали.

Распределение содержания золота характеризуется умеренной изменчивостью при коэффициенте вариации $20-40\%$. В целом для рудного тела обычны содержания $2,0-3,5$ г/т, на фоне которых по отдельным пересечениям скважинами отмечаются как низкие ($1,1$ г/т), так и высокие (до $9,6$ г/т, рис.7). В центральной части залежи выделяются два участка субширотного прости-

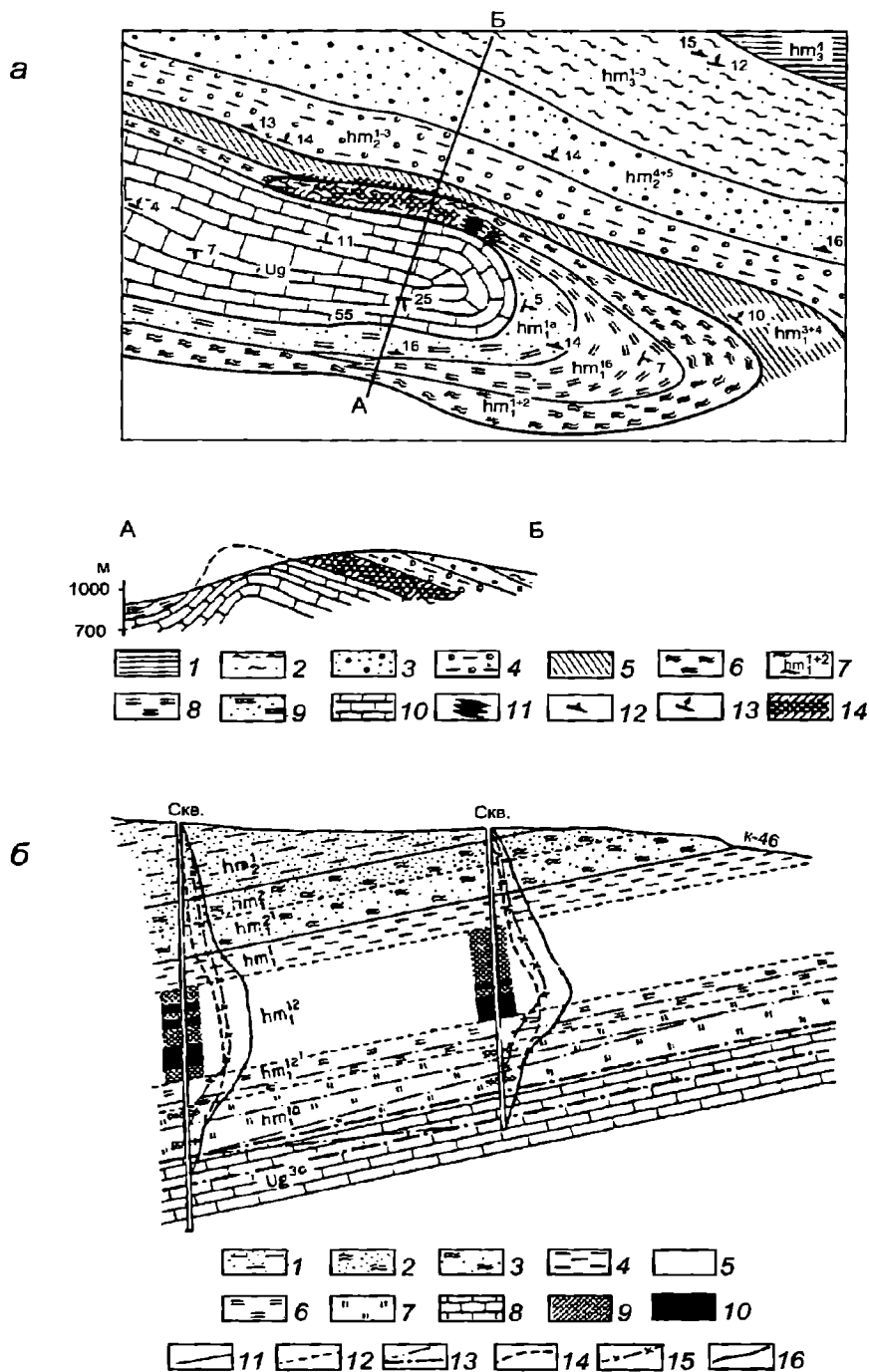


Рис. 5. Литолого-стратиграфический контроль в локализации прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения месторождения Сухой Лог

Избирательная приуроченность к пачке умеренноуглистых ($C_{\text{орп}} = 0,5-5\%$) низкокремневых ($\text{SiO}_2 = 46-61\%$) филлитов. В высокоуглистых ($C_{\text{орп}}$ более 6%) и в более грубозернистых и высококремнистых (SiO_2 более 62%) породах (алевролитах и песчаниках) оруденение не развито.

а — геологический план. Рудовмещающая пачка (7), представленная умеренноуглистыми филлитами, по простиранию фациально выклинивается и сменяется на флангах месторождения высокоуглистыми сланцами (9), умеренноуглистыми филлитовидными алевролитами (8) и алевролитами (6). Перекрывающие безрудные породы представлены алевролитами с маломощными прослоями филлитов (1), алевролитами, пересланяющимися с песчаниками и маломощными прослоями сланцев (2), песчаниками с прослоями филлитов (3), кварцитовидными песчаниками (4) и песчаниками с прослоями алевролитов (5). Подстилающие породы — известковистые высокоуглеродистые сланцы и известняки (10), обогащенный золотом участок (11) располагается в местах фациального выклинивания пачек пород; кливаж осевой поверхности складки (12); элементы залегания слоистости пород (13); сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация (14): частая штриховка — с повышенным содержанием сульфидов (3–6%), редкая — с низким (менее 3%)

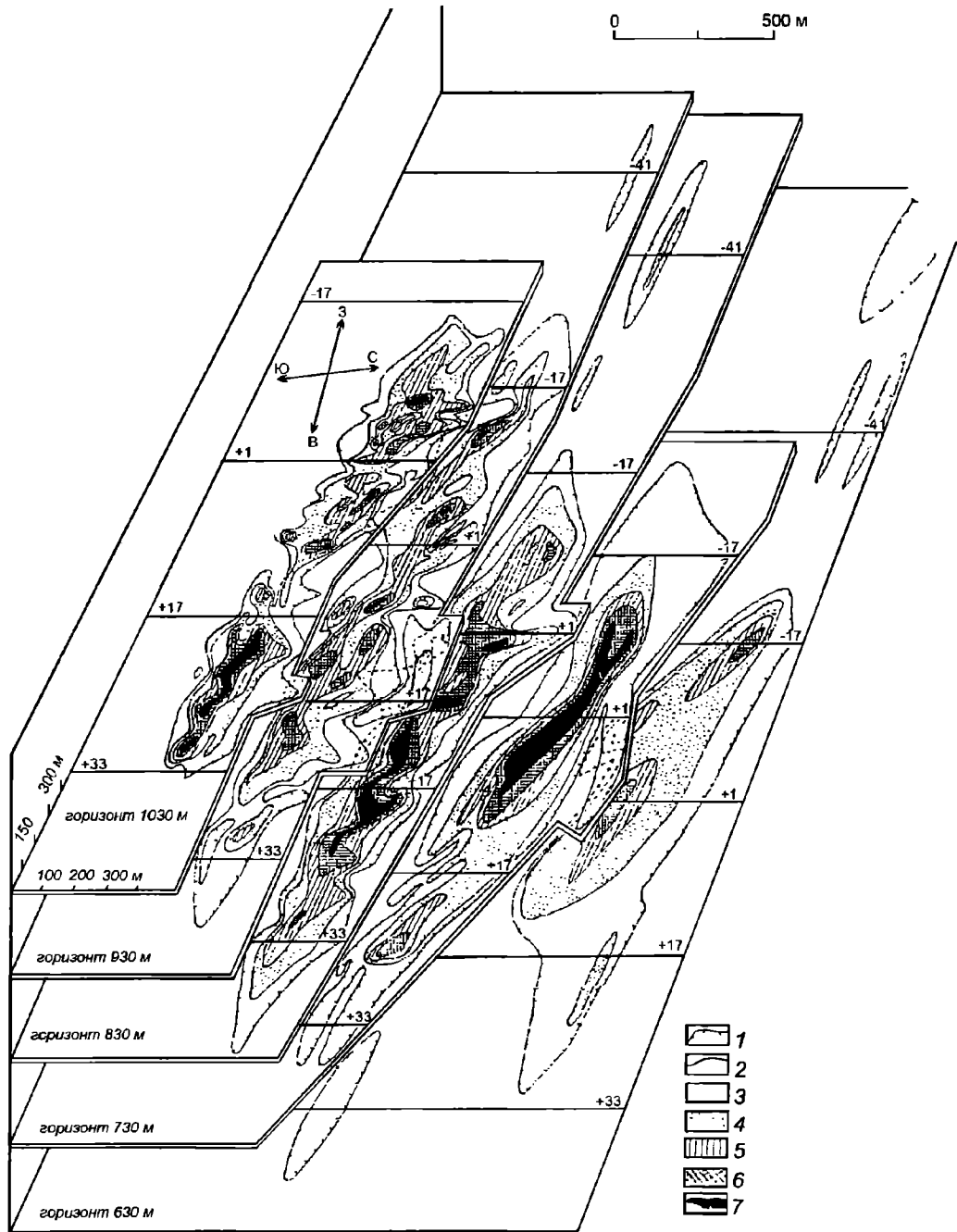


Рис. 6. Блок-диаграмма рудной зоны

1, 2 – изолинии содержания золота: 1 – 0,5 г/т, 2 – более 0,5 г/т; 3–7 – содержания золота в г/т: 3 – 0,5–1, 4 – 1–2, 5 – 2–3, 6 – 3–4, 7 – >4

б – поперечный разрез через минерализованную зону. Перекрывающие породы, не содержащие примеси углеродистого вещества: 1–3 – существенно песчанистые разности пород, 4 – песчанистые филлиты с прослоями алевролитов; 5 – умеренноуглистые филлиты; 6 – сажистые с повышенным содержанием $C_{орг}$ слабоизвестковистые алевросланцы и филлиты; 7 – известковистые высокоуглистые ($C_{орг} = 5-7\%$ и более) алевросланцы и филлиты; 8 – углистые известняки; 9–10 – золото-сульфидная минерализация: 9 – слабозолотоносная, 10 – умереннозолотоносная; 11 – стратиграфические контакты; 12 – литологические контакты; 13 – межслоевые и внутрипластовые разрывы; 14 – кривая изменения содержания пирита; 15 – кривая изменения содержания пирротина; 16 – суммарная кривая содержания сульфидов

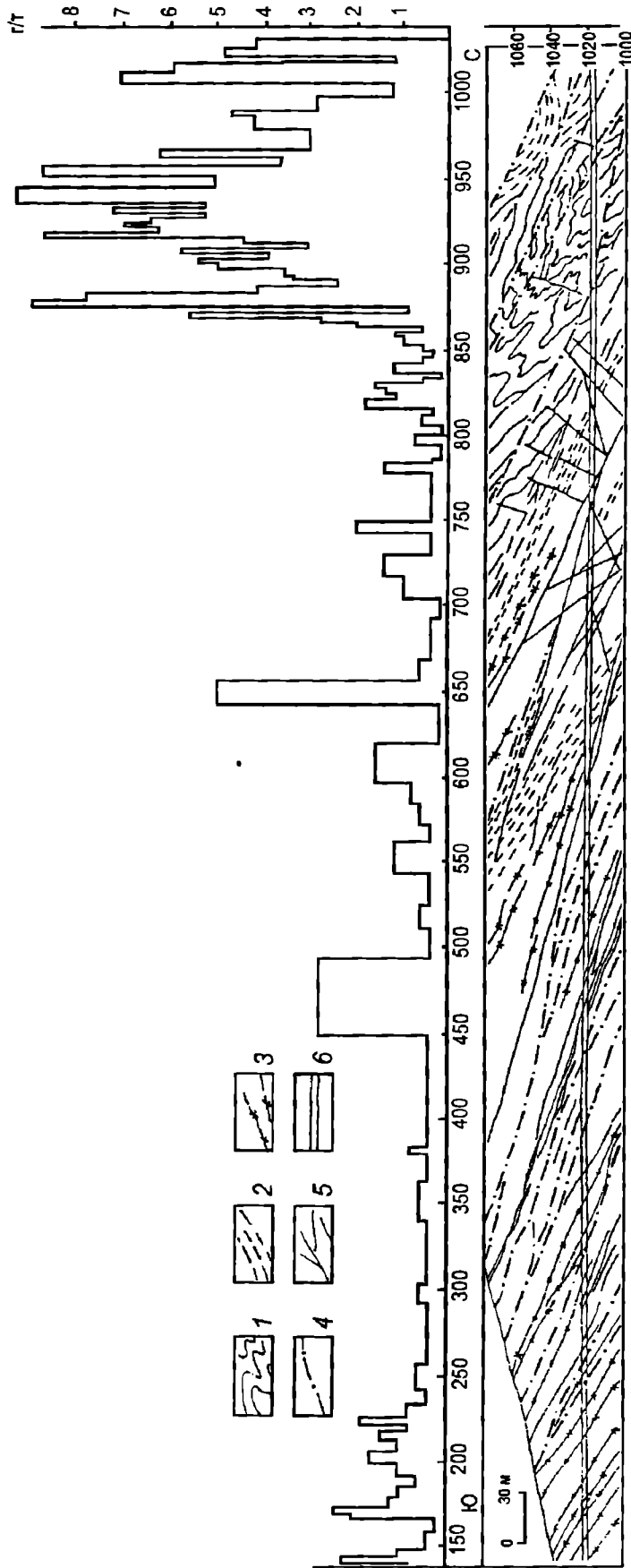


Рис. 7. Детальный разрез и гистограмма распределения золота в поперечном сечении рудной залежи, штольня 2 (по Ю.И.Новожилову)

1 - зоны приразломной складчатости; 2 - зоны рассланцевания; 3 - золотоносные жилы и прожилки; 4 - разрывы; 5 - минерализованные трещины; 6 - положение шгольневой выработки

рания типа пологопадающих рудных столбов с повышенным содержанием золота (3–5 г/т).

Породы, вмещающие оруденение на месторождении Сухой Лог, изменены процессами регионального метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации. На эти изменения, преимущественно в приосевых зонах антиклинальных складок, наложены дополнительные метасоматические преобразования пород – карбонатизация, сульфидная минерализация, сопровождающиеся перекристаллизацией и переотложением исходных минералов.

Карбонатная минерализация представлена сидеритом, анкеритом, манганосидеритом, реже доломитом, образующими вкрапленники, гнездово-линзовидные выделения. Наиболее интенсивная карбонатизация тяготеет к приосевой части антиклинали, а в ее пределах – к породам четвертой пачки верхней подсвиты хомолхинской свиты. Породы, минерализованные карбонатами и не несущие других типов наложенной минерализации, слабо золотосны. Интенсивность карбонатизации на рудном поле не коррелирует с сульфидной минерализацией и тем более с содержанием золота. Вместе с тем рудная зона месторождения Сухой Лог тяготеет к полосе карбонатизированных пород, что, очевидно, объясняется единым структурным контролем разновозрастных процессов. Значительная часть пирита рудной зоны формируется путем метасоматического замещения магнезиально-железистых карбонатов. Таким образом, предшествовавшая оруденению интенсивная карбонатизация создавала благоприятные условия для отложения пирита, в том числе золотосного.

Сульфидная, почти исключительно пиритовая, минерализация представляет на месторождении наибольший интерес, так как с ней связана промышленная золотосность. Помимо пирита в

виде самостоятельных выделений встречаются в небольших количествах пирротин и на отдельных участках – арсенопирит. Они распространены в основном на глубоких горизонтах и флангах за пределами рудной залежи. В виде микроскопических выделений в пирите преимущественно в пределах рудной зоны присутствуют (в порядке убывания): халькопирит, сфалерит, галенит, пентландит, миллерит.

При значительной монотонности минерального состава пиритовая минерализация на месторождении характеризуется разнообразием морфологических разновидностей: пылевидная вкрапленность и тонколинзовидные выделения, вкрапленность разобщенных кубических метакристаллов; прожилковые гнездово-линзовидные и желвакоподобные обособления пирита, сопровождаемые кварцем (рис.8–10).

Во внешнем ореоле рудной зоны на крыльях антиклинали распространены выделения пирита первой и второй групп. Общее содержание пирита не превышает 0,5%. Рассеянный “фоновый” пирит внешнего ореола рудной зоны характеризуется повышенным содержанием никеля и кобальта, весьма малым содержанием мышьяка и преимущественно отрицательным знаком термоЭДС. Изотопный состав серы этого пирита имеет широкую диспсию значений δS (от -6,5 до +20‰), что свойственно сере, прошедшей цикл бактериальной сульфат-редукции. Золотосность этих пиритов незначительна, редко превышает 1 г/т. В рудной зоне, где рассеянные вкрапленники пирита часто сопровождаются кварцем, она незначительно повышается и в редких случаях достигает десятков грамм на тонну.

В пределах зоны смятия при общем усилении интенсивности пиритовой минерализации (в среднем до 2–2,5 редко до 5%) преимущественное распространение получают пириты третьей группы.

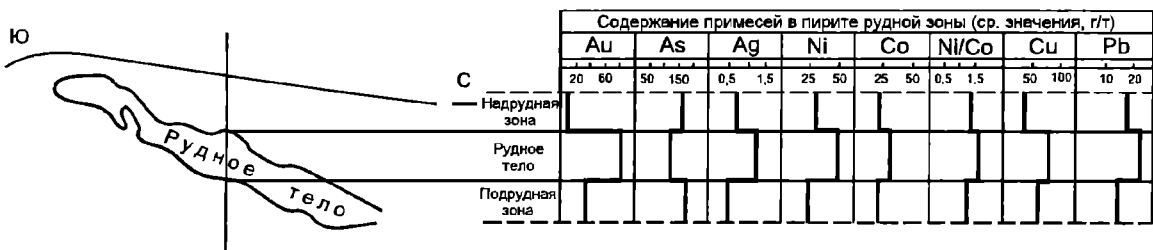


Рис. 8. Особенности распределения золота и других элементов-примесей в пиритах в поперечном сечении рудной залежи (по А.М.Гаврилову)

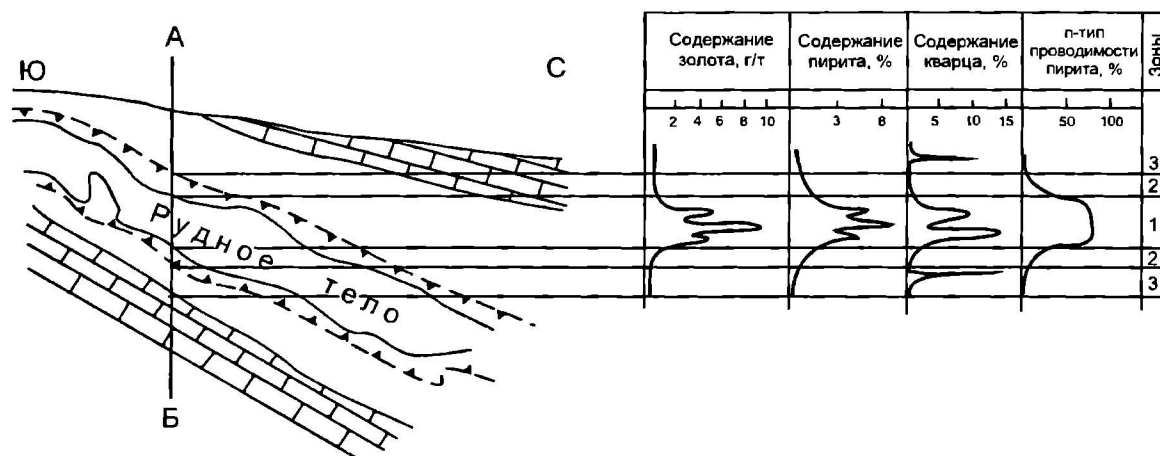


Рис. 9. Параметры изменчивости золоторудной кварцево-пиритной минерализации по линии А-Б (по А.М.Гаврилову)

Зоны в вертикальном сечении через рудное тело и особенности их минерализации: 1 – рудное тело – вкрапленность мелкокристаллического мышьяксодержащего пирита в сочетании с кварц-пиритовыми прожилками, пиритизированными “будинами” и кварцевыми жилами; 2 – краевая часть рудной зоны – вкрапленность линзовидные обособления и прожилки однородно-зонального мышьяксодержащего пирита с кварцевыми оторочками; 3 – слабоизмененные породы рудовмещающей терригенной толщи – рассредоточенная вкрапленность, в том числе крупных метакристаллов безмышьяковистого пирита с редкими кварцевыми жилами

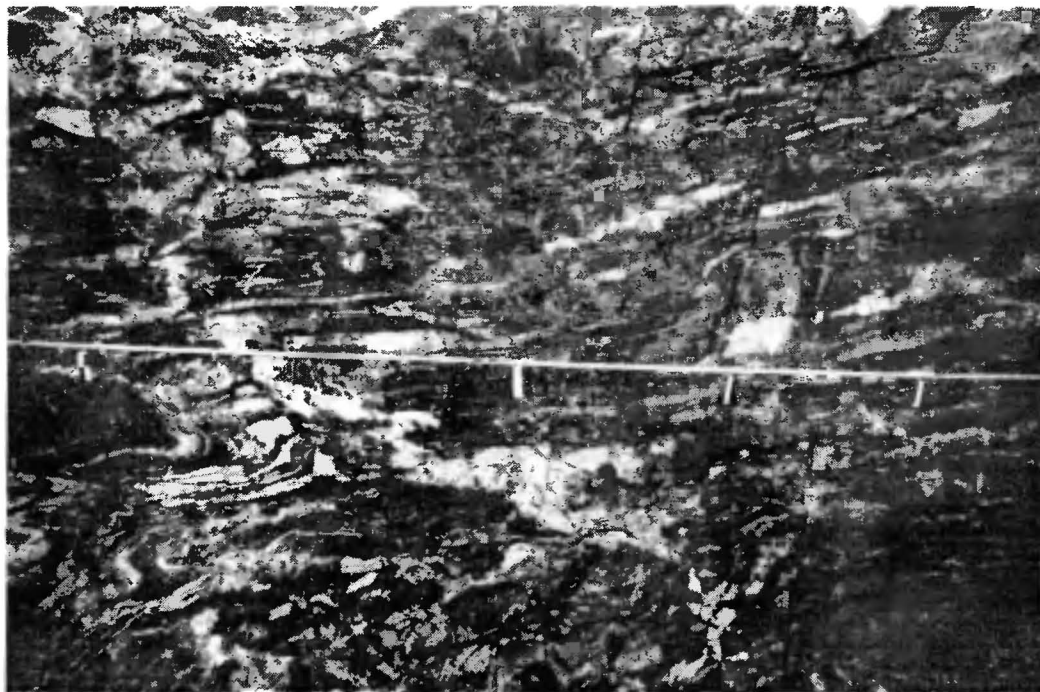


Рис. 10. Детали строения рудной зоны и морфологии золотоносных кварцево-пиритных агрегатов (фото А.Г.Воларович)

Пирит, слагающий прожилки, помимо морфологии выделения отличается от вкрапленного комплексом признаков: повышенным содержанием мышьяка, положительным знаком термоЭДС, более однородным составом изотопов (δ от +6,5

до +11,5‰), что указывает на привнос серы из высокотемпературного гомогенизированного источника. Золотоносность этого пирита составляет десятки, иногда первые сотни грамм на тонну (в среднем 40–50, максимально – 316 г/т).

Присутствием кварц-пиритовых прожилков определяется промышленная золотоносность месторождения.

Помимо вкрапленности и прожилков в пределах рудной зоны отмечаются желвакоподобные обособления, насыщенные вкрапленным кристаллическим пиритом разного размера. Они представляют собой будины алевролитов и песчаников среди филлитовидных сланцев. Пиритизированные будины являются одной из наиболее золотоносных морфологических разновидностей сульфидной минерализации в рудной зоне – среднее содержание золота в них составляет 57 г/т при колебаниях 21,6–112,8 г/т.

Кварцевые жилы широко распространены на месторождении и образуют жильное поле, прослеженное на поверхности на расстояние около 10 км при ширине 100–250 м. Кварцевые жилы отличаются разнообразной морфологией (от простых прямолинейных до чрезвычайно сложных извилистых), мощности их колеблются от нескольких сантиметров до первых метров. Выделяются два уровня концентрации кварцевых жил: вблизи поверхности (в пределах верхней части разреза хомолхинской свиты) и на глубине 300–400 м (в пределах средней подсвиты хомолхинской свиты). В промежутке между ними жилы менее развиты и, как правило, маломощны. По минеральному составу жилы разделяются на кварцевые (96–98% кварца) и карбонатно-кварцевые (70–80% кварца, 20–30% карбонатов). Из нерудных минералов в жилах присутствуют кальцит, анкерит, альбит, серицит, из рудных – пирит (до 1%), галенит, халькопирит, сфалерит, редко – самородное золото. По содержаниям сульфидов кварцевые жилы относятся к убогосульфидным.

Возрастные соотношения жил с прожилково-вкрапленной пиритовой минерализацией устанавливаются отчетливо по пересечениям и свидетельствуют о более молодом возрасте жил. Вместе с тем на месторождении наблюдаются не всегда достаточно четкие обратные взаимоотношения, что позволяет предполагать наличие и более ранних жил. Золото в кварцевых жилах распределено крайне неравномерно. Средний уровень содержания, по данным большого количества проб, составляет около 2 г/т, максимальное содержание – до 226 г/т. Отдельные детально изученные жилы имеют содержания до 10 г/т при мощности не более 0,5 м и протяженности по простиранию 200–250 м и на глубину до 100 м. В связи со слабой золотоносностью и ограниченными запасами кварцевые жилы самостоятельного промышленного значения не имеют.

Золото в рудах самородное и связано с кварц-пиритовыми агрегатами. Около 65% выделений золота ассоциировано с пиритом, 15–20% – с другими сульфидами (сфалеритом, галенитом, халькопиритом, образующими включения в пирите) и 15–20% находится в кварце и на контактах кварцевых выделений с минералами вмещающих пород. Коэффициент корреляции между содержаниями золота и серы +0,7. Золото в основном наложено на пирит, а также на другие минералы; связанного трудноизвлекаемого золота, по данным рациональных анализов, 3,7–12,0%.

Основная масса золотин в отпрепарированном от вмещающих минералов виде имеет неправильную комковидную форму, реже – проволочковидную и дендритовидную. Облик зерен золота как в пирите, так и в кварце, одинаков, но в пирите преобладает более мелкое золото (0,001–0,05 мм), а в кварце часто встречаются золотины размером в десятые доли миллиметра и крупнее.

На месторождении четко выделяются две генетические группы самородного золота, различающиеся по пробе (840–880 и 900–920). Для более высокопробного золота характерны мелкие каплевидные выделения внутри кристаллов пирита часто вне связи с кварцем или другими сульфидами. Это золото, сингенетичное с метаморфогенным пиритом, образовалось преимущественно за счет укрупнения тонкодисперсного золота, присутствовавшего в осадочно-диагенетическом пирите. Самородное золото более низкой пробы является поздним, наложенным и отличается несколько более крупными размерами и преимущественно прожилковыми формами выделений.

Серебро является единственным полезным компонентом, сопутствующим золоту. Содержание его в 2–3 раза ниже, чем золота. Серебро в руде находится в виде лигатуры в золоте (10–15%), примеси в галените (40–50%), сфалерите и халькопирите (25–40%).

Согласно одной из двух точек зрения – метаморфогенно-гидротермальной, растворы генерировались в основном при региональном метаморфизме, предшествовавшем внедрению гранитов. Основной источник золота – рудовмещающие толщи, сульфиды являются главными концентратами, золото в сульфидах и во вмещающих их толщах первоначально было тонкодисперсным, рассеянным. Многократное переотложение его, укрупнение и перераспределение с образованием промышленных концентраций в благоприятных участках – следствие длительно и многоэтапно развивающихся после-

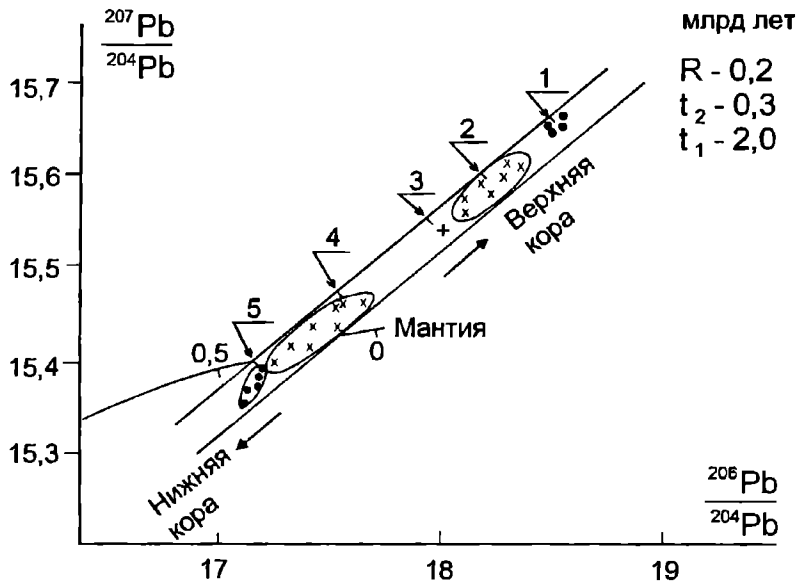


Рис. 11. Диаграмма изотопных отношений Pb ряда магматических комплексов и Au-руд Байкальской складчатой области [Неймарк и др., 1993]

1 – полевые шпаты гранитов Мамско-Оронского комплекса; 2 – золотоносные пириты месторождения Сухой Лог; 3 – самородное золото месторождения Сухой Лог; 4 – галениты Au-месторождений Катэро-Баргузинской зоны; 5 – полевые шпаты гранитов Баргузинского батолита

дующих процессов эпигенеза, метаморфизма и гранитизации. Интрузивные гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, завершившие развитие процессов гранитизации, оказали лишь дополнительное стимулирующее влияние на развитие процессов перераспределения и локализации оруденения.

Согласно постмагматически-гидротермальной концепции, высказанной С.Д.Шером и рядом других исследователей, основной этап концентрации золота в рудах отвечает становлению интрузивных гранитоидов орогенного конкудеро-мамаканского комплекса. Изотопные отношения свинца (рис.11) свидетельствуют о значительной роли коровых процессов в образовании месторождения при участии мантийных.

Особенности месторождения Сухой Лог как крупного объекта независимо от альтернативных генетических моделей включают:

- приуроченность к палеодепрессии, “вложенной” в более крупный прогиб, определяющий позицию рудного района;
- приуроченность к протяженному поясу рифтогенеза длительного развития;
- приуроченность к асимметричному складчато-разрывным дислокациям, сформировавшимся в обстановке тектонического сжатия;
- наличие на глубине крупного скрытого гранитоидного плутона;

- “аномальный” стиль последовательности рудообразования – смена сульфидных ассоциаций существенно кварцевыми или их переплетение;
- необычная геохимическая ассоциация золота и никеля в продуктивной минерализации;
- проявление процессов корово-мантийного взаимодействия при формировании месторождения.

Месторождение Майское

Месторождение расположено на территории Чаунского района Чукотского автономного округа, в 200 км от входной базы – г. Певека.

Месторождение было открыто в 1972 г. в результате геохимической съемки м-ба 1:50000 отрядом под руководством С.А.Григорова.

Разведка месторождения завершена в 1981 г., установлено 280 т золота при среднем содержании 12 г/т.

Описание месторождения основывается на публикациях А.А.Сидорова и др. [1984], Ю.И.Новожилова, А.А.Сидорова, А.М.Гаврилова и др. [1988], А.В.Волкова [1994], Б.И.Беневольского, М.М.Константинова, И.Б.Флерова и др. [1993], Ю.И.Новожилова и А.М.Гаврилова [1999].

Месторождение приурочено к Центрально-Чукотской металлогенической провинции, имею-

щей двухэтажное строение: нижний структурный этаж представлен мезозойскими терригенными толщами верхоянского комплекса, верхний – меловыми континентальными вулканитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Тектонику региона определяет ортогональная сеть глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, причем первые контролируют размещение вулканических покровов, вторые – складчатого основания.

По представлениям С.Ф.Лугова [1962], в пределах Центрально-Чукотской провинции выделяется три рудных пояса северо-западного простирания: северный – преимущественно с оловянно-вольфрамовым оруденением, центральный – в основном с золото-молибденовым оруденением и южный – с золото-ртутным оруденением эпитеpmального типа. Майское месторождение расположено в западной части золото-молибденового пояса. По А.А.Сидорову [1966], основное золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки, в том числе Сопка Рудная, контролируется зоной разломов северо-западного направления, пересекающих Охотско-Чукотский пояс и совпадающих с золото-молибденовым поясом, выделенным ранее С.Ф.Луговым.

Майский рудный район находится в западной периферии Охотско-Чукотского пояса и определяется тектоническим блоком на пересечении ортогональной системы разломов. Определяющим элементом строения рудоносного блока, по представлениям А.В.Волкова [1994], является интрузивно-купольная структура (рис.12). Слагающий ее центральную часть гранитоидный массив имеет асимметричное строение с крутым падением северо-западного контакта на запад и пологим на восток – юго-восточного. Центральную часть массива слагают аляскитовые граниты, периферические части – гранит-порфиры. Интрузив обрамляет ореол контактово-метаморфизованных пород шириной более 2 км. В ореоле представлены биотит-кордиеритовые роговики (внутренняя зона) и узловатые сланцы и филлиты (внешняя зона).

Анализ регионального положения золоторудных месторождений в пределах Кукенейской структуры показывает, что они структурно и генетически тесно связаны друг с другом. Месторождения Промежуточное, Сопка Рудная, Майское расположены в пределах одной зоны повышенной тектонической активности в виде подковы, охватывающей с юго-запада Кукенейскую интрузию. Эта зона фиксируется отрицательной гравитационной аномалией и геохимическим полем

повышенных концентраций рудных элементов. Практически все разрывные нарушения в пределах зоны содержат арсенопирит-пиритовую вкрапленность, в которой отмечается от 0,5 до 5 г/т золота. Для зоны характерны локальные рудовмещающие купола, положение которых определяется узлами пересечения крупных разломов, экструзивные тела риолитов, некки андезитов, поля даек различного состава, контролирующиеся северо-восточными, субмеридиональными, субширотными и северо-западными разломами, зона фиксируется гравитационными ступенями в поле силы тяжести и магнитными и геохимическими аномалиями (рис.13). Формирование зоны релаксации, по-видимому, связано со штамповым воздействием внедряющейся интрузии на вмещающие породы, приводящим к складчатым дислокациям последних, тектоническому оживлению древних и образованию новых разломов.

К центральному куполу ИКП также приурочены несколько месторождений и рудопроявлений золото-сульфидной вкрапленной и касситерит-сульфидной формаций. Оруденение локализуется в радиальных разломах различных направлений по отношению к юго-западной и западной границам интрузии.

Сравнительное изучение различных проявлений оруденения в Кукенейской структуре показывает, что для них характерно развитие сходных минералого-геохимических ассоциаций. Установлена своеобразная рудная зональность: по мере приближения к интрузиву с юго-запада на северо-восток зона эпитеpmального золото-серебряного оруденения сменяется зоной золото-сульфидного вкрапленного оруденения, а в непосредственной близости от массива располагаются касситерит-сульфидные месторождения.

В ядре интрузивно-купольной структуры породы характеризуются повышенной электрохимической активностью и пониженным электросопротивлением. Аномалия пониженных значений $R_{\text{эф}}$ (100–200 Ом·м) пространственно совмещена с областью проявления продуктивной сульфидной вкрапленности. Локальные аномалии ΔZ и Δg приурочены к периферии всячего бока купольной структуры, где породы, характеризующиеся намагниченностью, сменяются более плотными образованиями к границам месторождения. Асимметричная надинтрузивная область сложена сериями зон расщепления и пронизана веерообразно расходящимся к поверхности роом субвулканических тел кислого субщелочного состава. К ядру структуры приурочено клиновидное тело эксплозивных брекчий. Факелообразный эндо-

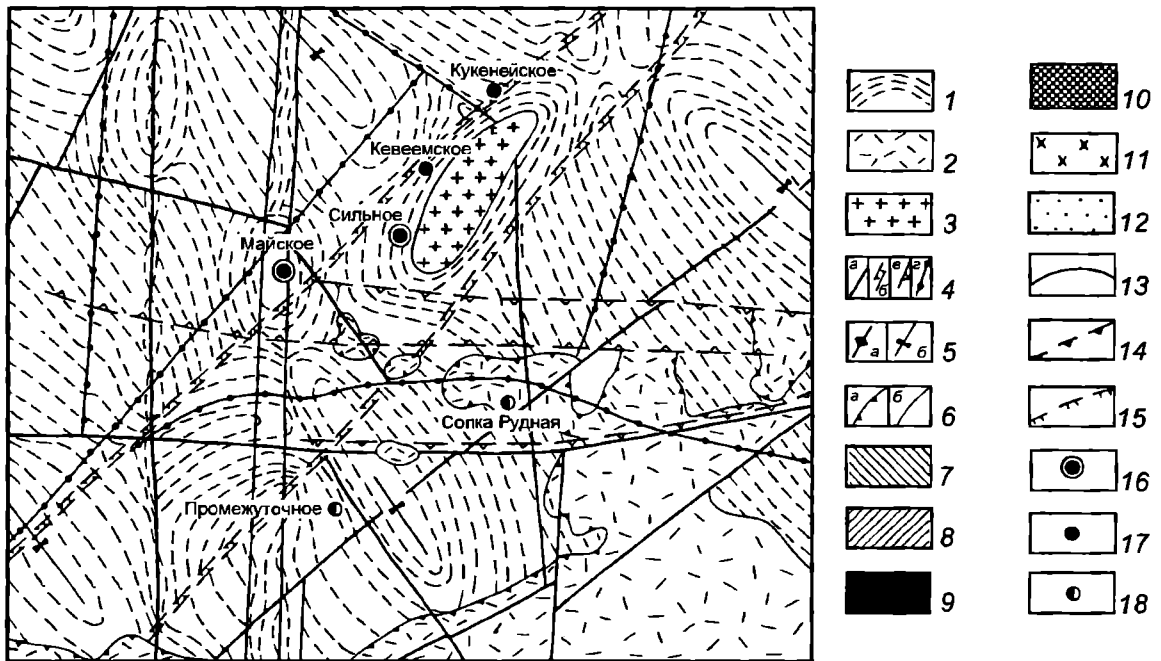


Рис. 12. Схема геологического строения Кукенейской интрузивно-купольной структуры [Волков, 1998]

1 – терригенные флишевые толщи среднего-верхнего триаса; 2 – эффузивы верхнего мела; 3 – ранне-позднемереловые границы; 4 – тектонические нарушения: а – разломы, б – синвулканические северо-восточные разломы, в – неотектонические разломы, г – разломы, установленные по геофизическим данным; 5 – оси складок: а – антиклинальных, б – синклинальных; 6 – границы: а – вулканитов ОЧВП, б – геологические; 7–11 – геохимические ассоциации: 7 – серебро-полиметаллическая (Ag, Pb, Zn, Cu, Bi), 8 – олово-серебряная (Sn, Ag, As, Pb, Zn, Au, Sb), 9 – золото-кварцевая (Au, As, Sb, Ag, Pb), 10 – золото-сульфидная вкрапленная (Au, As, Sb, Ag, Pb), 11 – золото-серебряная (Ag, Au, As, Sb, Pb, Zn, Cu); 12 – зона выноса элементов; 13 – границы Майского рудного узла по геохимическим данным; 14 – границы оловорудных полей; 15 – границы золоторудных полей; 16–18 – месторождения разных формаций; 16 – золото-мышьяковисто-сульфидной, 17 – касситерит-сульфидной, 18 – золото-серебряной

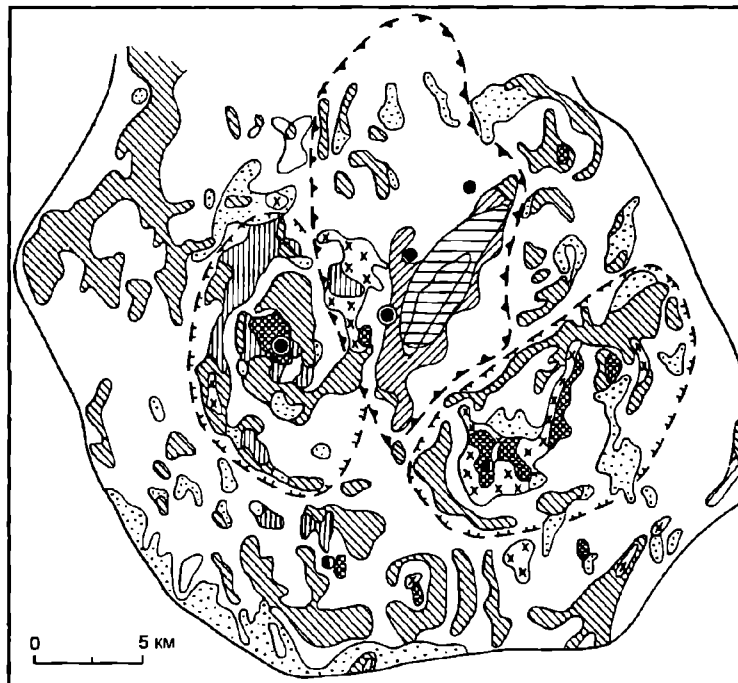


Рис. 13. Геохимические поля Кукенейской интрузивно-купольной структуры (по А.П.Куклину и С.А.Григорову)
Условные обозначения на рисунке 12

генный ореол образует асимметричный увеличенный в сторону висячего бока чехол, окружающий область проявления продуктивной ассоциации и представленный Hg-Ag-Pb во фронтальной и Bi-Sn-W в тыловой зонах.

Рудное поле характеризуется аномально высокой насыщенностью магматическими породами, которые слагают дайкообразные тела преимущественно меридионального простирания на площади, составляющей около 3 км².

Выделяются две группы даек, последовательно сменяющих друг друга во времени: к первой относятся гранит-гранодиорит-порфиры, аплиты и лампрофиры, ко второй – более поздние субвулканические риолит-порфиры. Гранит-гранодиорит-порфиры слагают крупные дайкообразные прерывистые тела северо-восточного простирания, не свойственного другим магматическим образованиям месторождения. Мощность тел варьирует от первых метров до 50–60 м; преобладающее падение юго-восточное под углами 50–70°.

Аплиты слагают крупное тело уплощенной линзообразной формы в зоне западного тектонического контакта горстообразного выступа, где оно прослеживается в субмеридиональном направлении и падает к востоку под углами 60–70°. Наибольшая мощность дайки (более 100 м) отмечается вблизи поверхности, на глубине (на горизонте 300 м) она постепенно выклинивается. Кроме этого участка, маломощные дайки аплитов прослежены вдоль разломов северо-западного простирания в зоне рудного тела 1.

Лампрофиры не образуют крупных тел, они обычно прослеживаются в виде протяженных тонких даек мощностью 0,23–3 м, имея преимущественно субмеридиональное простирание и крутое (50–80 м) восточное падение. Наиболее ранний возраст внедрения гранодиорит-порфиров установлен по пересечениям их всеми остальными дайками месторождения. Положение аплитов определяется пересечением их риолит-порфирами и лампрофирами. Установлено, что лампрофиры пересекают дайку гранодиорит-порфиров и содержат обломки аплитов. Вместе с тем постоянно отмечается пересечение их субвулканическими дайками риолит-порфиров. Таким образом, лампрофиры внедрились в конце формирования пород плутоногенной группы.

Основную массу магматических пород месторождения составляют субвулканические дайки риолит-порфиров. Протяженность отдельных крупных тел достигает 1–3 км, мощность широко варьирует от долей метра до 60 м, господствующее

простирание близмеридиональное, падение преимущественно восточное под углами 50–70°.

Субвулканически дайки группируются в свиты сближенных тел, мощность которых постепенно убывает от центра к северу и югу. Время внедрения (97–118 млн лет) как интрузивных пород, так и дайковых относится к рубежу раннего и позднего мела и связано с тектоно-магматической активизацией района, синхронной образованию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Золото-сульфидное оруденение накладывается на все охарактеризованные типы магматических пород, однако установлено, что наиболее ранние, дозолоторудные прожилки кварц-молибденового состава, залегающие в дайках гранодиорит-порфиров, пересекаются дайками лампрофиров и риолит-порфиров.

Майское месторождение расположено в узле пересечения крупных разломов северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального направлений (рис. 14). Многоэтапные дислокации в зоне пересечений привели к образованию сложной блоковой структуры с клиновидным горстообразным выступом в ее центре, к этому выступу приурочены основные рудные тела месторождения.

Среди интенсивно дислоцированных толщ выступа преобладают субмеридиональные ориентировки пликативных структур высоких порядков. В восточной и северной частях месторождения выделяются небольшие по размерам брахисинклинальные и брахиантиклинальные структуры.

Характерной особенностью структуры центральной части месторождения является развитие складчатости высоких порядков, пространственно ассоциированной с субмеридиональными зонами пластического течения. Наибольшей интенсивности дислокационные преобразования достигают в толщах алевропелитового состава с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Размах складчатых структур здесь измеряется первыми метрами, преобладают изоклинные формы.

Определяющее значение для структур месторождения и пространственного размещения рудных тел имеют разломы субмеридионального направления, которые являются одновременно рудоконтролирующими и рудолокализирующими. Они сосредоточены в широкой (до 2–3 км) ослабленной зоне, в которой на зоне повышенного расланцевания и трещиноватости выделяются отдельные крупные ветви интенсивно дислоцированных пород. В центральной и западной частях

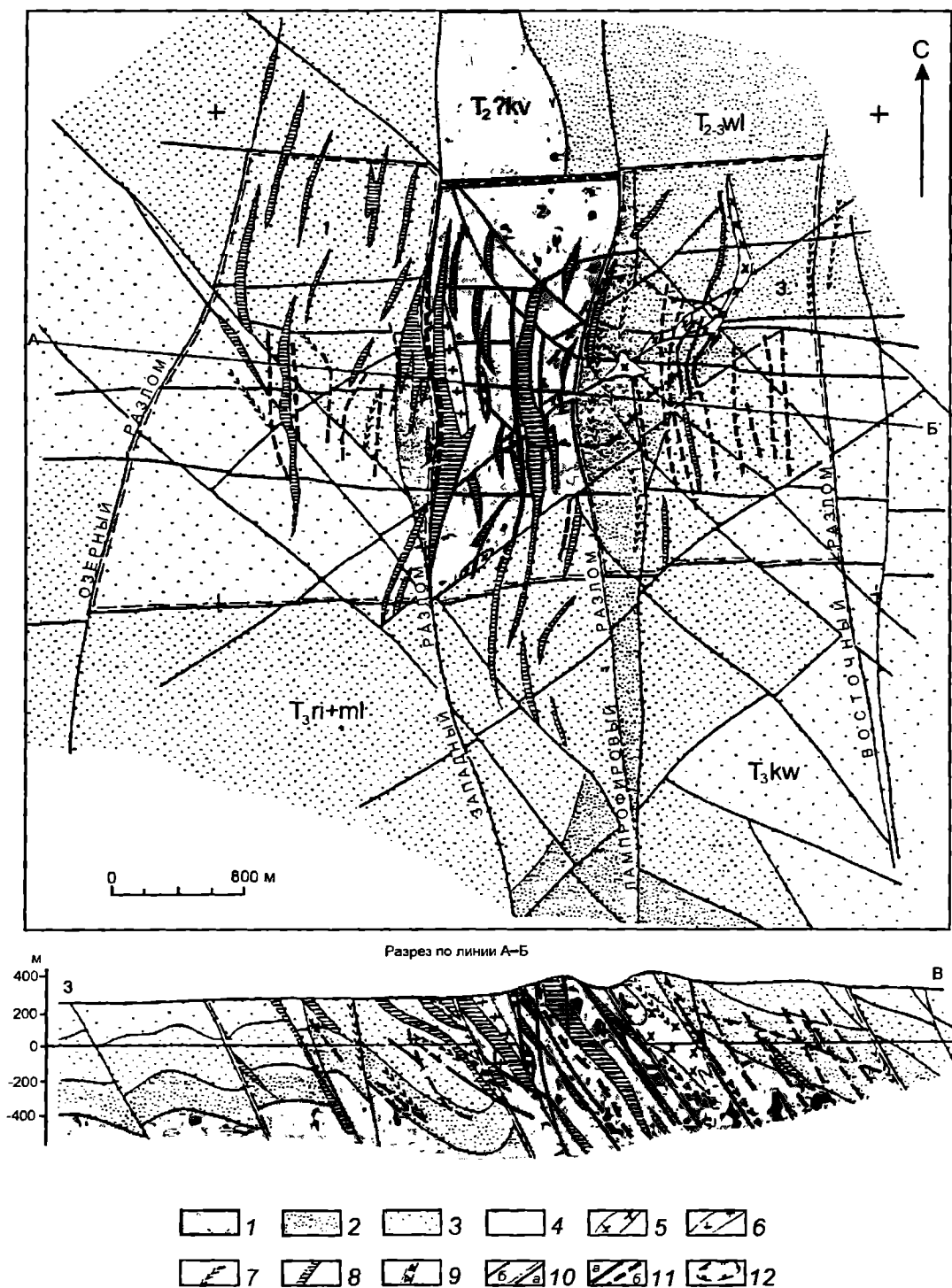


Рис. 14. Схематическая геолого-структурная карта и разрез Майского месторождения (составлена Ю.И.Новожиловым и А.М.Гавриловым с использованием материалов Майской ГРЭ)

1 - кеуемская свита (T_2 kv): переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты, алевро-глинистые сланцы; 2 - ватагваамская свита (T_2 , wt): переслаивающиеся разнозернистые песчаники, песчаные алевролиты, алевролиты; 3 - релкувеемская и мелювеемская свиты нерасчлененные (T_3 ri+ml): переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты; 4 - куеемская свита (T_3 kw): песчаные алевролиты, песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты, редкие прослои известняков; 5-8 - дайки: 5 - гранодиоритов и гранит-порфиров, 6 - аплитов, 7 - лампрофиров, 8 - риолит-порфиров, 9 - взрывные брекчии; 10 - разрывные нарушения: а - блокоразграничивающие, б - прочие; 11 - рудные тела: а - выходящие на поверхность, б - "слепые"; 12 - контур повышенного термального и гидротермального изменения пород

месторождения они проявлены в виде широких зон пластических деформаций, на восточном фланге пластические деформации в нарушениях сочетаются с хрупкими и последние нередко преобладают. Наиболее выдержанные и промышленноценные рудные тела преимущественно связаны с зонами пластического течения. Мощность интенсивно дислоцированных пород в них достигает десятков метров, контакты с окружающими породами обычно постепенные и вследствие этого границы зон определяются условно.

Рудные тела Майского месторождения представляют собой импреньированные сульфидами линейные зоны субмеридиональных разломов. Они размещены в виде системы эпелонированных близпараллельных тел (рис. 15).

Промышленная золотоносность на месторождении прослеживается непрерывно по простиранию примерно на 1,5 км и по вертикали на 1000 м, а отдельные более глубокие подсечения указывают на возможность ее распространения до значительно больших глубин. Особый интерес в этом отношении представляет западный фланг, еще недостаточно разведанный.

Контурные рудных тел определяются как геологическими границами, выделяющими зоны наиболее динамометаморфически переработанных сульфидизированных пород, так и по данным опробования.

В центральной части месторождения распространены осветленные породы кварц-серпичитового (часто с карбонатом) состава, образовавшиеся при метасоматическом замещении осадочных толщ. Контур изменения имеет форму расширяющегося книзу овала, вытянутого в северо-восточном направлении. Химико-минералогические особенности изменений указывают на близость их метасоматитам лиственин-березитовой формации. Процесс изменений сопровождается незначительным выносом кремнекислоты, фосфора, а также органического углерода, в результате чего темно-серые, почти черные осадочные породы приобретают светло-серую окраску. Привносятся окислы железа, магния, кальция, уголекислота и сульфидная сера, K_2O и Na_2O практически не меняют первоначальных концентраций. Березитовые изменения накладываются на более раннее ороговывание, в реликтовых, не затронутых интенсивной березитизацией участках сохраняются узловатые и пятнистые текстуры пород, содержащие зародыши кордиерита. Закономерное расположение редкометальной минерализации относительно границ метасоматических пород кварц-серпичит-карбонатного состава позволяет

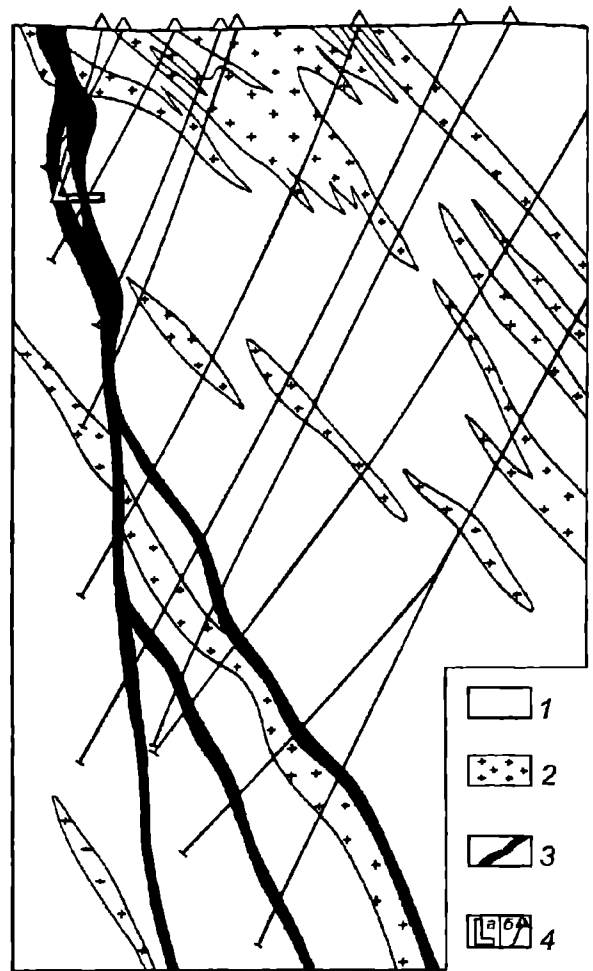


Рис. 15. Разрез центральной части Майского месторождения (по данным Майской ГРЭ)

1 - триасовая алевролитово-сланцевая толща; 2 - дайки гранит-порфиров; 3 - рудные зоны; 4 - горные выработки (а) и буровые скважины (б)

предполагать парагенетические связи метасоматических преобразований и редкометального оруденения.

Золоторудные тела, являясь наложенными, располагаются вне или на периферии березитоподобных измененных пород, которые в последующей истории развития месторождения выступали как жесткое метасоматическое ядро, неблагоприятное для отложения вкрапленной золоторудной минерализации. В целом околорудный метасоматоз характеризуется слабой интенсивностью преобразований и приуроченностью непосредственно к линейным зонам динамометаморфизма, в которых сосредоточена руд-

ная минерализация. Среди рассланцованных пород отмечается тонкозернистое метасоматическое и тонкопрожилковое окварцевание, серицитизация и каолинизация. При изменениях в рудных зонах происходит незначительный привнос кремнекислоты, K_2O , сульфидной серы, P_2O_5 . Постоянно отмечается вынос CaO , MgO .

Промышленная золоторудная минерализация представлена зонами прожилково-вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации с тонкодисперсным, преимущественно субмикроскопическим золотом и с неравномерно распространенной более поздней жильно-прожилковой кварц-антимонитовой минерализацией (иногда с более крупным золотом) в измененных, главным образом осадочных углесодержащих породах (рис. 16). Реже аналогичная по составу минерализация отмечается в дайках. Количественные соотношения пирита и арсенопирита в рудах сильно варьируют, суммарное содержание этих наиболее распространенных сульфидов составляет 6–8% при значительном (в 2–3 раза) преобладании пирита. В богатых рудах возрастает роль арсенопирита, который местами становится доминирующим. Содержание непостоянно присутствующего в рудах антимонита обычно не превышает 0,4–0,55%, но на отдельных участках увеличивается до нескольких процентов. С антимонитом нередко ассоциирует более поздний самородный мышьяк. Остальные рудные минералы присутствуют во вкрапленных рудах в незначительных количествах. Среди них установлены халькопирит, марказит, сфалерит, тетраэдрит, галенит, бурнонит, халькостибит, гипогенный халькозин, самородное золото и некоторые другие редко встречающиеся минералы. Весьма редки минералы серебра: электрум, самородное серебро, пираргирит, миаргирит, аргентит. В зоне окисления вкрапленных сульфидов широко распространены гидроокислы железа, ярозит, скородит, гидрослюда.

Наряду с золото-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализацией сравнительно широко, особенно в восточной и центральной частях месторождения, распространена слабозолотоносная (непромышленная) прожилково-жильная с повышенными содержаниями серебра кварц- и кварц-карбонат-полисульфидная минерализация с крупно- и мелкозернистым арсенопиритом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, стanniном, сульфоантимонитами свинца, бурнонитом, шеелитом, касситеритом, висмутином, сульфосолями висмута и другими более редкими рудными минералами.

Минерализация месторождения сформировалась в два этапа: ранний, редкометальный, и поздний, золоторудный.

Минерализация раннего этапа представлена четырьмя стадиями: серицитолитовой, молибденит-кварцевой, вольфрамит-кварцевой, кварц-карбонат-полисульфидной (сереброносной). Продуктивная минерализация золоторудного этапа образовалась в две стадии: золото-сульфидную и кварц-антимонитовую с самородным мышьяком. В составе минеральных образований отдельных стадий (минеральных комплексов) выделено от двух до четырех парагенетических минеральных ассоциаций, соответствующих ступеням минерального равновесия. Наибольший интерес представляет минерализация золоторудного этапа, определяющая главные особенности оруденения данного месторождения. В составе основного для этой минерализации золото-сульфидного комплекса выделены две продуктивные на золото минеральные ассоциации: ранняя пирит-арсенопиритовая с субмикроскопическим золотом и поздняя кварц-галенит-сфалерит-тетраэдритовая с микроскопическим золотом. Ранняя минеральная ассоциация резко преобладает, участки ее умеренного и интенсивного развития соответствуют рядовым и богатым рудам.

Содержание арсенопирита в рудах, по данным технологического опробования, колеблется от 0,7 до 2,8%. Состав арсенопирита характеризуется значительным избытком серы (до 16%) и дефицитом мышьяка (до 12%) по отношению к теоретическому. Примечательна высокая золотосодержательность арсенопирита, составляющая в среднем 500–600 г/т. Специальными исследованиями с помощью растрового электронного микроскопа и рентгеновского микроанализатора "Камебак" установлено, что золото в арсенопирите находится преимущественно в виде овальных ультратонких включений размером в сотые и первые десятки микрона. Постоянно высокая золотосодержательность тонкоигльчатого арсенопирита обуславливает четко выраженную корреляционную связь золота с мышьяком во вкрапленных сульфидных рудах.

Поздняя кварц-галенит-сфалерит-тетраэдритовая ассоциация с более крупным микроскопическим золотом развита в контурах пирит-арсенопиритовой ассоциации, но проявлена слабо. Золото в ней представлено выделениями неправильной и пластинчатой формы, в том числе в сростаниях с тетраэдритом и халькопиритом. Пробность золота, по данным отдельных определений, составляет 865–885.

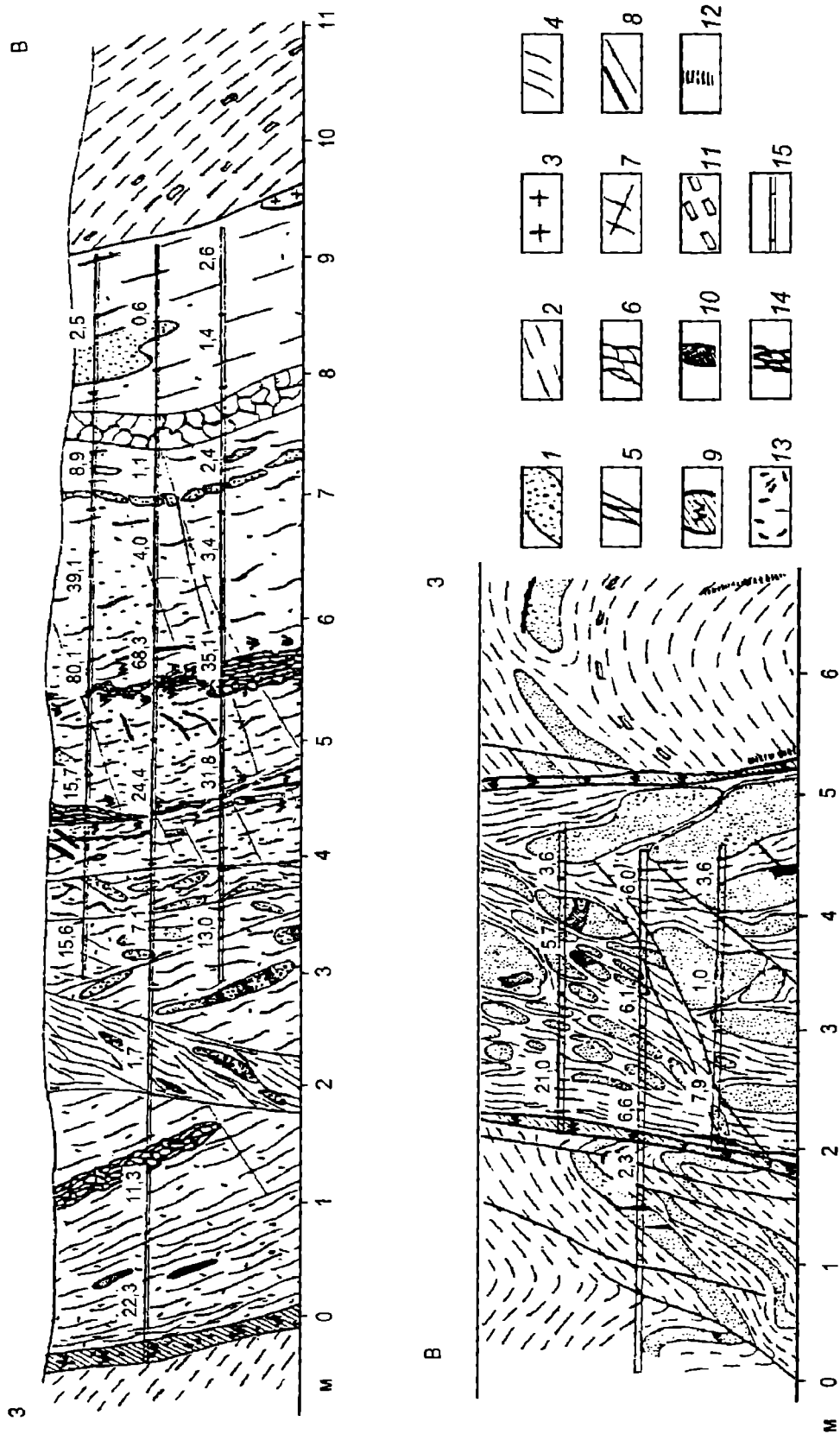


Рис. 16. Строение рудной зоны № 1 Майкского месторождения (по Ю.И.Новожилову и А.М.Гаврилову)

1 - песчанки; 2 - алевролиты, алевро-глинистые сланцы; 3 - рилит-порфиры; 4 - хлещажированные алевролиты, участки интенсивной деформации пород; 5 - участки тектонического раздвигания и развальцевания; 6 - участки брекчирования; 7 - участки трещиноватости; 8 - разрывные нарушения различных масштабов; 9 - окварцованные милониты; 10 - метаморфогенный кварц; 11 - участки прожилково-вкрапленной пирит-пиротиновой минерализации; 12 - кварц-полисульфидные прожилки; 13 - вкрапленность золотоносного пирита и арсенопирита; 14 - кварц-антимонитовые жилы и прожилки; 15 - бороздовые пробы и содержание в них золота в г/т

Вертикальный размах золотоносной пирит-арсенопиритовой вкрапленности оценивается величиной более 2 км, разрезы в плане – 1,5–4,5 км. В ее составе от фронта к тылу сначала преобладает пирит, затем арсенопирит и, наконец, существенно повышается роль пирротина. С продуктивной вкрапленностью (высококонтрастный ореол Au-As) совмещается область развития антимонит-кварцевых жил и высококонтрастный ореол сурьмы.

Рудные тела представлены зонами смятия с прожилково-вкрапленной минерализацией, мощность в первые метры – десятки метров, со средними содержаниями 12 г/т золота. Запасы оцениваются в 278 т.

Протяженность линз варьирует от 200–300 до 1500 м при мощности до 80–100 м; в прожилковых и вкрапленных рудах наряду с преобладающим пиритом присутствуют включения сфалерита, галенита, халькопирита.

В составе жильных минералов преобладают кварц, полевые шпаты (45–50%), серицит-мусковит, карбонаты (до 13%). Помимо субмикроскопического тонкодисперсного (до 54%) установлено два типа золота: а) раннее, сингенетичное сульфидам, высокопробное (920), мелкое (до 0,01 мм) кристаллическое и б) позднее, наложенное на сульфиды и жильные минералы (метаморфогенное), более низкопробное (840–880)

и крупное (до 0,18 мм), в виде тонких прожилков и стустков.

Рудные залежи окружены широким ореоло метакристаллов преимущественно пирротина и пирита мощностью в первую сотню метров.

Границы промышленного оруденения определяются по данным опробования. Предполагаемый вертикальный размах оруденения от корневых до фронтальных сечений составляет около 3 км. В этом интервале по вертикали отмечается минералого-геохимическая зональность: на верхнем интервале преобладают карбонатно-кварцевых, кварцевых прожилков и жил со свободным золотом; на глубине (в корневой части зональной колонны) в составе продуктивной вкрапленности помимо пирита проявлены арсенопирит и пирротин (рис.17). Во фронтальном ореоле отмечаются концентрации ртути, бора, лития, висмута, фосфора, натрия, магния.

Ю.И.Новожилов и А.М.Гаврилов [1999] определяют особенности Майского месторождения как крупного объекта золото-мышьяковисто-сульфидной формации следующим образом:

- приуроченность рудных тел к зонам пластического течения, сформировавшимся в условиях тектонического сжатия;
- широкое развитие разновозрастных даек и эксплозий, совмещенных с субвулканическими риолитами;

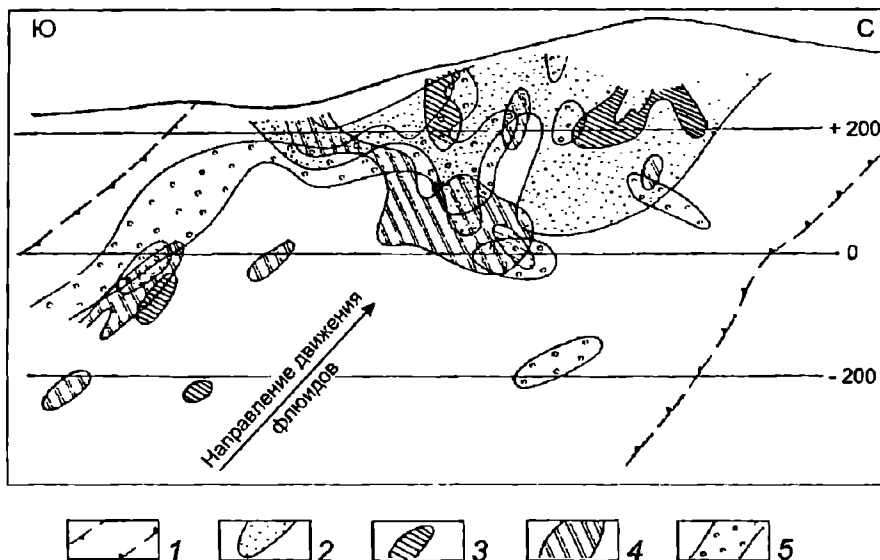


Рис. 17. Схема распространения минералов-индикаторов минеральных комплексов и ассоциаций на вертикальной проекции рудного тела № 1 Майского месторождения [Волков, 1992]

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

– полиэтапный характер рудообразования с проявлением более ранней редкометальной сульфидно-кварцевой минерализации;

– локальное проявление “чуждой” этой формации кварц-гюбнеритовой минерализации.

Месторождение Олимпиадинское

Месторождение находится в Северо-Енисейском районе Красноярского края. Его характеристика приводится по публикациям Ю.И.Новожилова, А.А.Стороженко, А.М.Гаврилова, С.В.Яблоковой, Н.П.Варгуниной и др. [1986], а также А.Д.Генкина и др. [1994].

Рудный район, заключающий Олимпиадинское месторождение, составляет часть байкальской складчатой области Енисейского края, характеризующейся миогеосинклинальным типом развития и сосредоточением наиболее крупных проявлений золота.

Рудное поле приурочено к тектоническому блоку, расположенному в северо-восточном крыле акцилиальной структуры третьего порядка; оно обрамляется выходами орогенных гранитоидных интрузий Татарско-Аяхтинского комплекса (500 млн лет), в составе которого распространены натровые и калиевые биотитовые граниты, в меньшей степени сиениты и субщелочные гранитоиды. Определяющей особенностью осадочного разреза является присутствие рудовмещающего горизонта пестрых по составу терригенно-карбонатных, в том числе углеродсодержащих пород, к которому приурочены практически все золото-сульфидные проявления и месторождения рудного поля. Мощность горизонта заметно меняется, достигая в раздувах замков крупных складок 300–350 м и сокращаясь до первых десятков метров на крыльях, иногда с выпадением из разреза отдельных прослоев и даже целых пачек (рис.18).

Олимпиадинское месторождение располагается в замке и прилегающих участках крыльев антиклинали, в ядре которой выходят породы нижней пачки кварц-слюдистых сланцев, а крылья сложены пестрыми по составу и неоднородными по физико-механическим свойствам, часто переслаивающимися породами рудовмещающего горизонта, который подразделяется на две основные литологические пачки (рис.19).

Первая (нижняя) пачка слюдисто-кварц-карбонатных пород представлена мусковит-кварц-карбонатными, биотит-кварц-карбонатными,

мусковит-биотит-кварц-карбонатными сланцами с варьирующими количественными 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, углеродистые слюдисто-карбонат-кварцевые, углеродисто-слюдисто-кварцевые иногда с гранатом и углеродисто-хлоритоидные сланцы, в которых количество углерода колеблется в пределах от 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.

Рудовмещающая антиклинальная структура имеет общее восток-северо-восточное простирание с крутым (50–60°) погружением шарнира в восточных румбах. Ее юго-восточное крыло характеризуется относительно устойчивым юго-восточным падением (35–60°). Северное крыло построено значительно сложнее за счет наложения поздней кливажной складчатости (рис.20).

В восточной части месторождения амплитуда наложенных складок возрастает до сотен метров, по-видимому, в связи с увеличением мощности компетентных карбонатсодержащих слоев. В области замыкания антиклинали ее северное крыло от поверхности до глубин 500–600 м круто, под углами 60–55°, погружается в северном направлении, а на более глубоких горизонтах опрокидывается, меняя направление падения на южное. Образование наложенных лежащих складок генетически и во времени тесно сопряжено с проявлением пологого (15–30°) кливажа, фиксирующего завершение этапа пластических деформаций территории рудного поля.

Разрывные нарушения месторождения занимают осепроходное положение с крутymi (60–65°) углами падения плоскостей по литологическим и физико-механическим свойствам толщам.

Слюдисто-кварц-карбонатные породы нижней пачки рудовмещающего горизонта в пределах рудоносных участков почти полностью 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. При этом преобладание светлоцветных, существенно мусковитовых (серицитовых) разновидностей, отра-

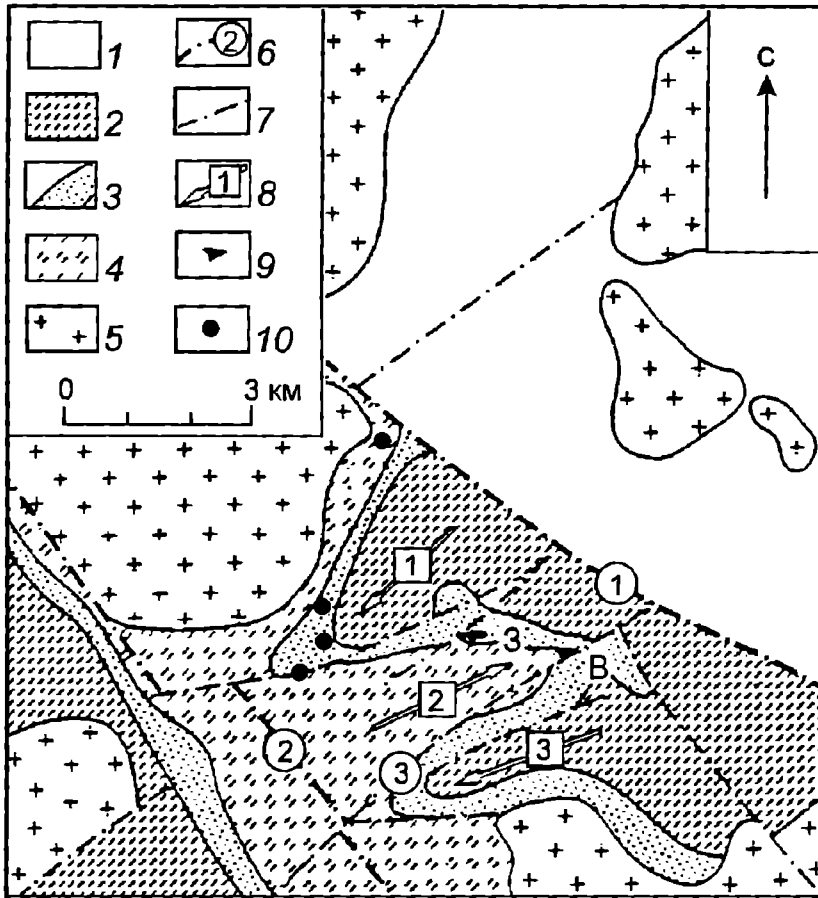


Рис. 18. Схематическая геологическая карта Олимпиадинского рудного поля [Генкин и др., 1996]

1 – кварц-сланцевые сланцы горбилюкской свиты; 2 – верхняя пачка кварц-сланцевых сланцев кординской свиты; 3 – углеродсодержащие слюдисто-кварц-карбонатные сланцы, карбонатные породы (маркирующий горизонт); 4 – нижняя пачка кварц-сланцевых сланцев; 5 – граниты, гранодиориты, гранито-гнейсы; 6 – региональные глубинные разломы: 1 – Татарский, 2 – Тырадинский; 7 – рудоуправляющие разрывные нарушения: 3 – Главный разлом; 8 – оси складок и направление их погружения: 1 – Иннокитьевская синклиналь, 2 – Медвежинская антиклиналь, 3 – Чиримбинская синклиналь; 9 – участки Олимпиадинского месторождения: 3 – Западный, В – Восточный; 10 – рудопроявления

жающих наибольшую интенсивность гидротермальных изменений, отмечается преимущественно со стороны северного крыла антиклинали, а биотитовых – на южном.

Промышленные руды месторождения в целом образуют субогласные складчатости стратифицированные залежи, приуроченные к метасоматитам среди пород рудовмещающего горизонта. Геологические границы распространения золоторудной минерализации определяются контурами развития мусковит-кварц-карбонатных и кварц-карбонатных углеродсодержащих метасоматитов, а сурьмяной минерализации – преимущественно только последних. Рудные тела имеют седловидную форму с максимальной мощностью в области замыкания складок с постепенным выклиниванием на крыльях. Ос-

новное рудное тело, в котором сосредоточено около 90% запасов золотых руд, расположено в восточной части месторождения, в замке антиклинали, и в целом, согласно погружению замковой части, круто, под углами 60–80°, погружается к востоку. Общая протяженность рудного тела на поверхности в северном крыле складки составляет около 600 м, в южном – 600 м, мощность тела в замке складки – 400 м.

Золотое оруденение Западного участка месторождения приурочено к единой стратиформной залежи, наследующей морфологию распространенных здесь лежащих складок. Наибольшая мощность залежей, оцениваемая в первые десятки метров, отмечается в замках складок и убывает вплоть до почти полного выклинивания на крыльях.

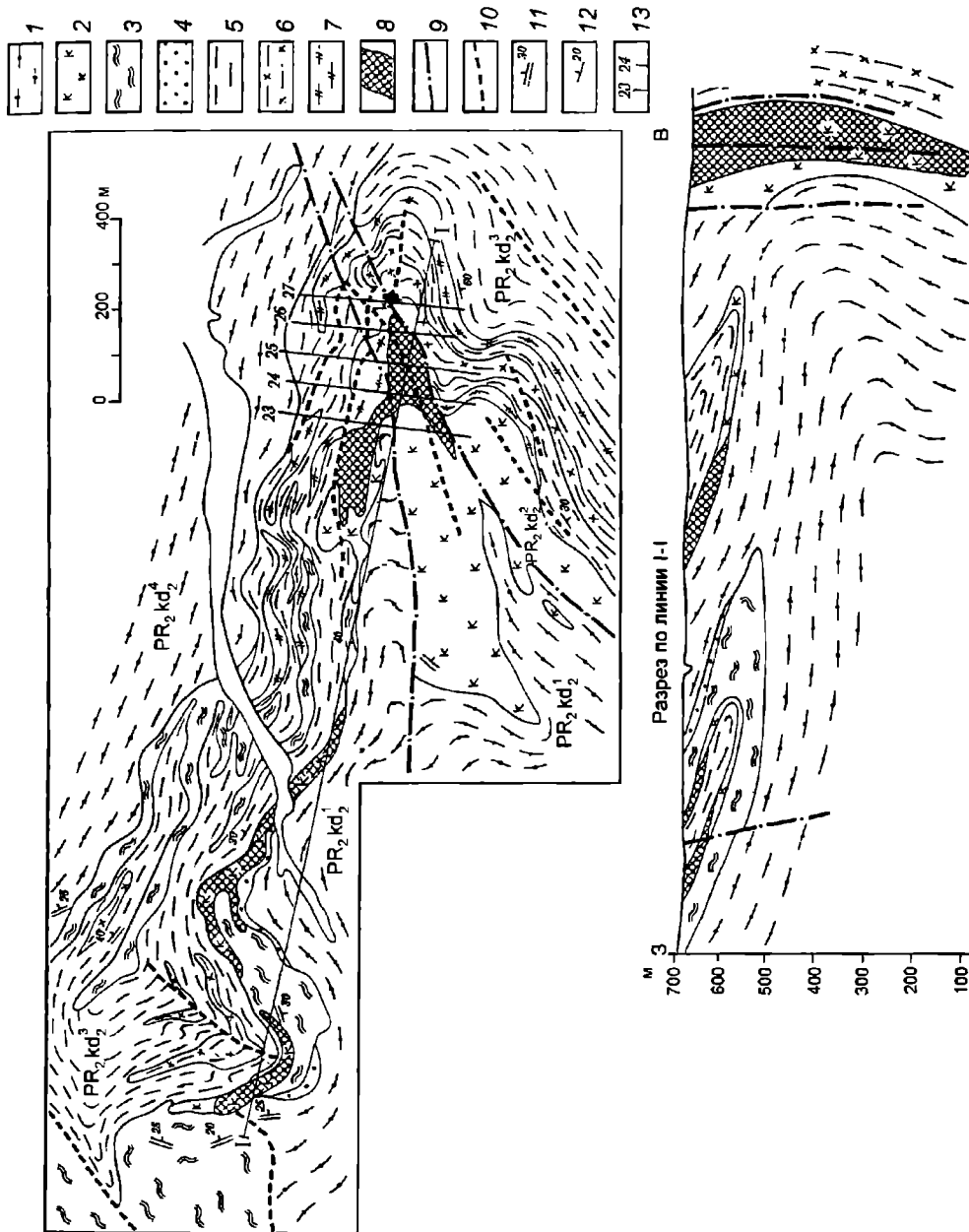


Рис. 19. Геологическая карта Олимпиадинского месторождения [Новожилов и др., 1988]

1-8 - осадочно-метаморфические и метасоматически измененные породы верхней подволты кординской свиты (PR_2): 1 - кварц-биотитовые, мусковит-биотит-кварцевые сланцы; 2 - слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты, 3 - карбонат-биотит(мусковит)-кварцевые сланцы, 4 - гранат-пироксен-амфибол-эпидотовые скарноиды, 5-8 - пачка углеродсодержащих пород ($PR_2 kd_1$); 5 - кварц-мусковитовые углеродистые сланцы, 6 - углеродистые кварц-мусковитовые сланцы с хлоритондом, 7 - углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы, 8 - золоторудные тела; 9 - Главный разлом; 10 - зоны милонитизации, дробления, пластического течения; 11, 12 - элементы залегания; 11 - сланцеватости и кливажа, 12 - слоистости; 13 - линии разрывов

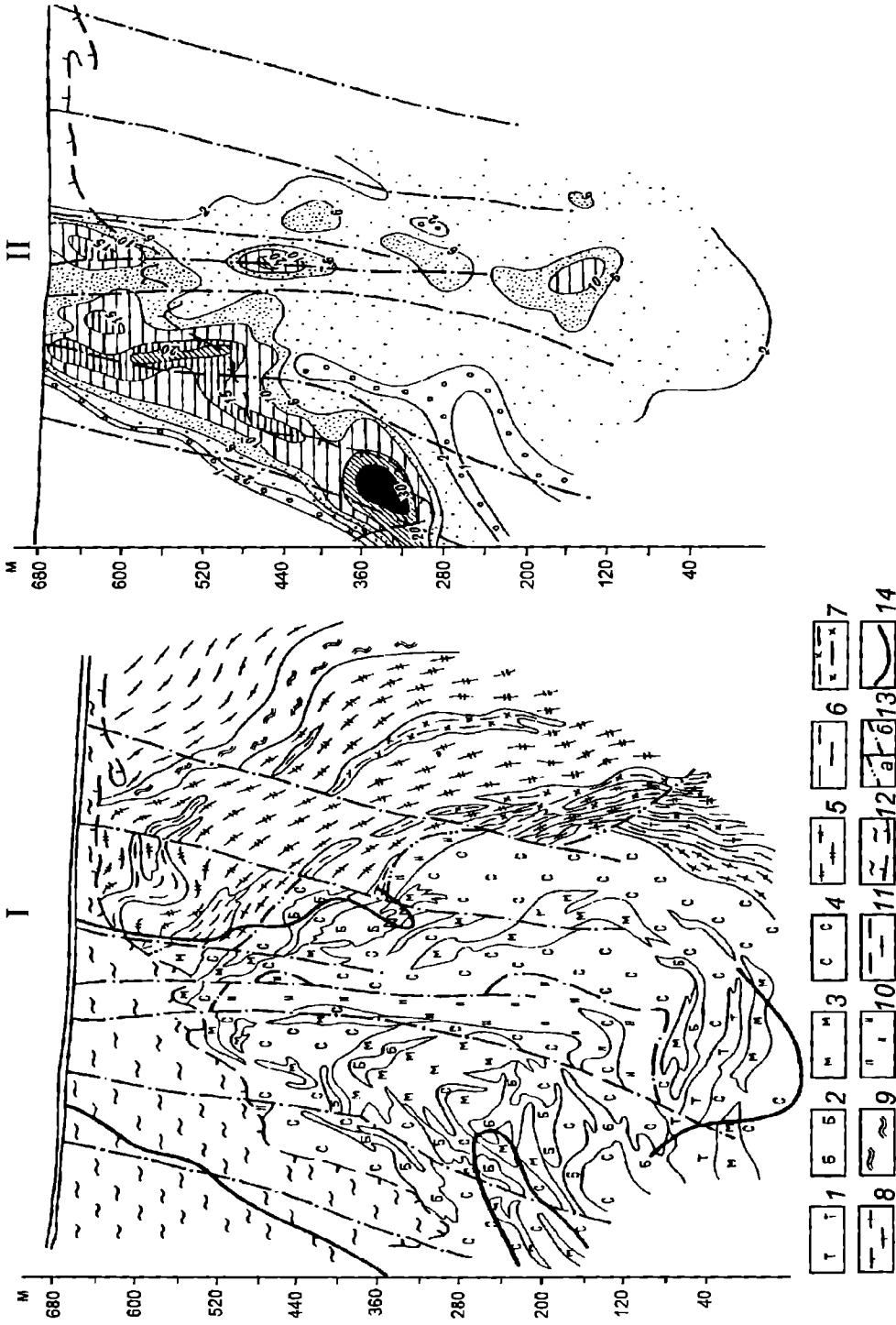


Рис. 20. Разрез по профилю 25 через рудную зону Олимпиадинского месторождения

I – геолого-структурный разрез (по Ю.И.Новожилу), II – распределение содержания золота, г/т (по М.Ю.Каганскому).
 1–4 – пачка слюдисто-кварц-карбонатных пород (РР, Кд, 3); 1 – биотит-мусковит-кварцевые, слабо карбонатизированные породы, 2–4 – биотит-кварц-карбонатные метасоматиты; 2 – меланократовые, 3 – мезократовые, 4 – лейкократовые; 5–10 – пачка углеродисто-кварц-мусковитовых пород; 5 – углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы, 6 – углеродистые хлорит-мусковит-биотит-кварцевые сланцы, 7 – углеродистые кварц-мусковитовые сланцы с хлоритомом, 8 – слабо углеродистые хлорит-слюдисто-карбонат-кварцевые сланцы, 9 – хлорит-слюдисто-кварц-карбонатные сланцы, 10 – углеродисто-кварц-карбонатные метасоматиты; 11 – пачка кварц-слюдистых сланцев – мусковит-биотит-кварцевые сланцы с гранатом; 12 – глинисто-алеавритовые образования коры выветривания и их граница; 13 – разрывные нарушения; 14 – контур золотого оруденения

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 золотых и сурьмяных руд обуславливает проявление комплексного золото-сульфидно-сурьмяного типа руд.

Вольфрамовая минерализация проявлена практически целиком среди окисленных руд коры выветривания в апикальной части седловидной залежи Восточного участка месторождения.

Распределение золота в рудных телах Олимпиадинского месторождения относительно равномерное: коэффициент вариации содержаний золота в первичных сульфидных рудах составляет около 100%, сурьмы в контурах золоторудных тел – 173%, вольфрама – 56%. В рудах коры выветривания коэффициенты вариации золота и вольфрама практически идентичны первичным рудам 99% и 447%, а сурьмы – снижается до 116%.

Первичные руды представляют собой метасоматически измененные породы, 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 тонкометакристаллические. Основная породная матрица вкрапленных руд сложена карбонатами (ср. 33–40%), преимущественно железистым кальцитом и реже доломитом, кварцем (ср. 31–33%) и слюдами (ср. 13–12%) – 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-арсенопиритовые руды с почти постоянной примесью пирита; значительно реже, но все же довольно широко распространены руды существенно сурьмяного (бертьерит-антимонитового) и смешанного типа.

Наиболее распространенные рудные минералы представлены пирротинном и арсенопиритом, количественные соотношения которых в рудах сильно и закономерно варьируют. В рядовых и особенно бедных рудах пирротин обычно заметно преобладает, широко распространен он также и за пределами рудоносных участков, практически по всему маркирующему продуктивному горизонту с более интенсивным развитием в углеродсодержащих сланцах. Наряду с мелко- и тонко-

вкрапленными выделениями пирротин часто концентрируется в полосы шириной от первых миллиметров до 6–7 см с более крупнозернистыми структурами минеральных агрегатов, а также образует сплошные грубозернистые скопления в краевых частях постоянно встречающихся линзовидных обособлений будинированного раннего метаморфогенного крупнокристаллического кварца. Среднее содержание пирротина в рудах составляет 2,5–3%. По данным магнитной порошковой географии, 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 зональности относительно крупного 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 4–5% (в среднем 0,5–0,7%). Он образует преимущественно тонкую и мелкую, относительно равномерную вкрапленность размером от тысячных до десятых долей миллиметра, значительно реже пирротин концентрируется в полосы, которые отличаются относительно более грубозернистой структурой агрегатов по сравнению с вмещающей породой.

Можно дословно условно выделить четыре основные морфологические разновидности арсенопирита: 1) тонкоигольчатую, 2) мелко- и среднекристаллическую изометричного короткопризматического и удлиненно-призматического габитуса, 3) грубопризматическую (>2,5 мм в поперечнике), 4) тонкокристаллическую агрегатную, образующую часть 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 часто совместно, хотя и обнаруживают закономерности в пространственном распределении. Устанавливается связь повышенных содержаний золота с участками преимущественного развития наиболее тонкокристаллических форм.

Характерно широкое развитие в рудоносных участках поздней сурьмяной, бертьерит-антимонитовой минерализации.

Ведущим ценным компонентом первичных руд является золото, распределение которого в рудных телах характеризуется относительной равномерностью при невысоких средних содержаниях. Подавляющая часть золота тесно ассоциирована с сульфидами и обнаруживается под микроскопом в виде единичных и кучных выделений размером от 1–2 до 3–10 мкм в поперечнике; макроскопически видимое золото устанавливается относительно редко. Наиболее часто выделения золота отмечаются в арсенопирите, в том числе на контакте с породой или с включениями пирротина. Характерны также парагенезисы золота с сурьмяными минералами; антимонитом, бертьеритом, гудмундитом, блеклой рудой. Важнейшей формационной особенностью минералогии первичных руд данного месторождения является большая роль в них тесно связанного с сульфидами тонкодисперсного золота, значительная часть которого находится в субми-

кроскопическом состоянии и, возможно, даже в виде твердого раствора.

Элементы минералого-геохимической фациальной зональности руд – вертикальной и латеральной – свидетельствуют о единстве рудообразующей системы (рис.21).

Специальными исследованиями А.Д.Генкина и др. [1994] на микрозонде установлено концентрирование тонкодисперсного золота в краевых частях зерен арсенопирита. Здесь содержание Au достигает 2000 г/т.

Золотоносные линейные коры выветривания мел-палеогенового возраста приурочены к дислоцированным зонам контактов рудоносных терригенных и терригенно-карбонатных толщ. Наибольшего развития они достигают на восточном фланге месторождения, проникая вдоль зоны Главного разлома на глубину 360–400 м. Корообразование характеризуется гидрослюдисто-каолинитовым профилем выветривания с

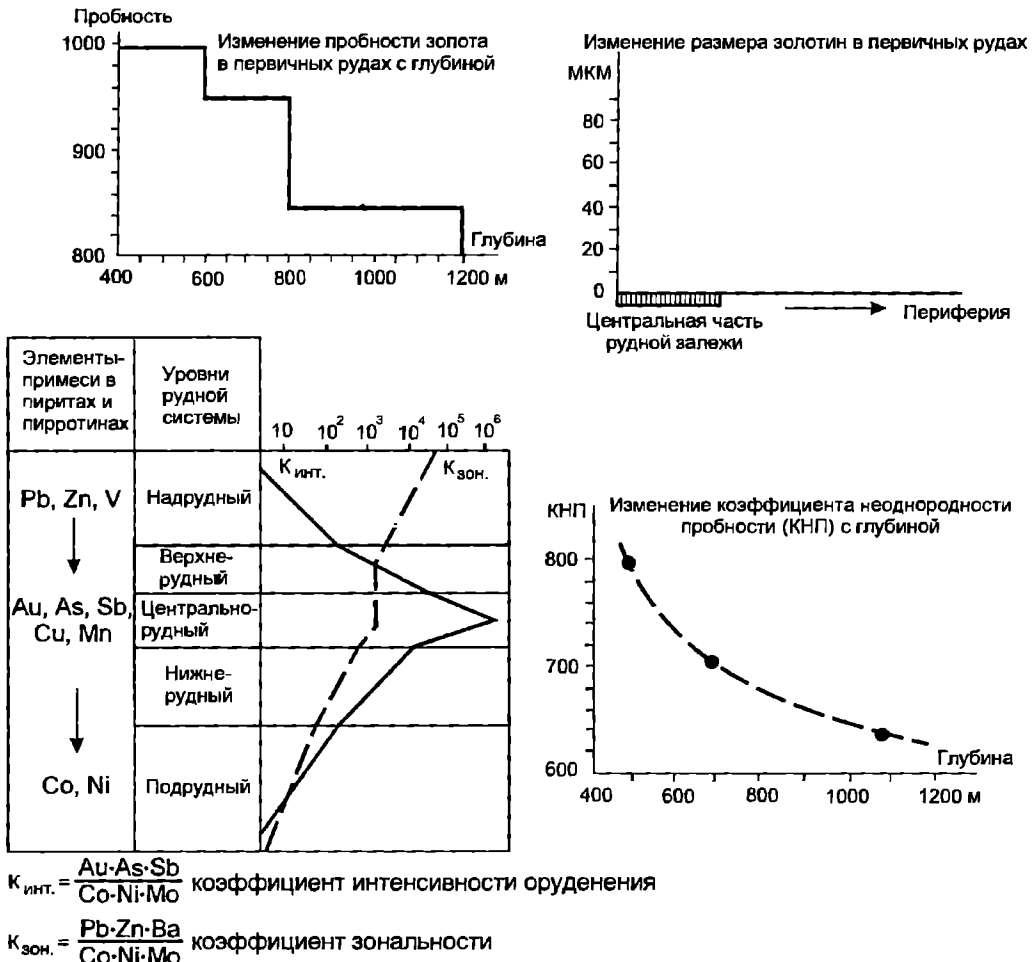


Рис. 21. Элементы рудно-геохимической зональности на Олимпиадинском месторождении (по Н.П.Варгуниной)

преимущественным распространением зон дезинтеграции и начальных глинистых (гидрослюдистых) изменений, сопровождающихся выносом легкорастворимых карбонатов и снижением в этой связи объемной массы пород в 2,5 раза (рис.22).

Окисленные руды представляют собой глинисто-алевритовые, пестроцветные буро-коричневые, желто-коричневые, малиново-красные и голубовато-серые пористые рыхлые образования, почти всегда сохраняющие текстурный рисунок исходных пород. Нижняя граница кор вывет-

ривания в большинстве случаев резкая, без значительной переходной зоны.

Золото в окисленных рудах в отличие от первичных – свободное, легко извлекаемое цианированием. Основная часть его (66%) 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%.

Золото преимущественно высокопробное; 74% частиц имеют пробу 970–1000, 25% – 920–970,

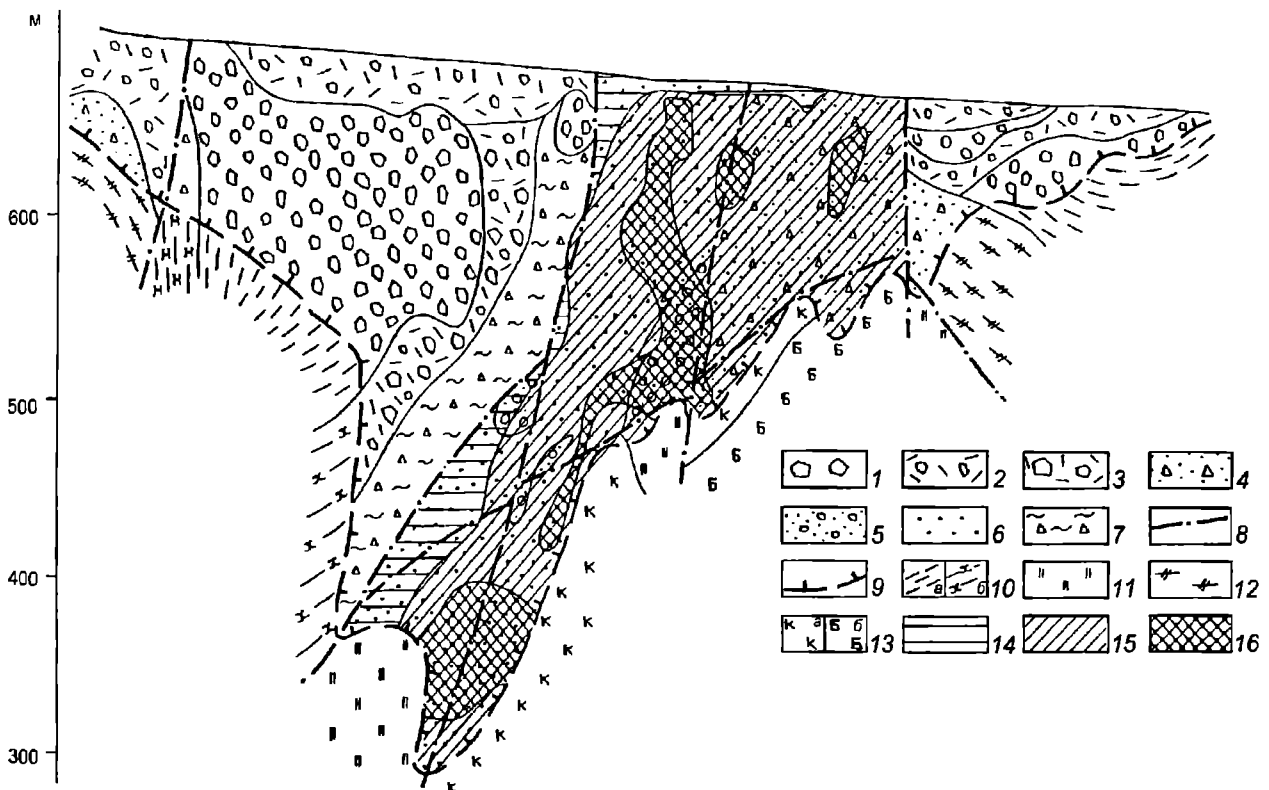


Рис. 22. Стрoение, состав и золотонoсность коры выветривания на Олимпиадинском месторождении, профиль 25 (по С.В.Яблоковой)

1–4 – продукты выветривания углеродистых кварц-мусковитовых и хлоритондных сланцев: 1 – слабо дезинтегрированные углеродистые сланцы, обломки – 70%. 2 – дресвянисто-щебнистые с единичными крупными обломками продукты разрушения сланцев, щебень и обломки – 40–50%, 3 – щебнисто-дресвянисто-алевритистые образования со щебенкой сланцев – 20–30%, 4 – глинистые алевриты красноватого, сероватого, буроватого цвета, каолинит-гидрослюдисто-кварцевого состава с обломками углеродистых сланцев – 10–20%; 5–7 – продукты выветривания углеродсодержащих мусковит-кварц-карбонатных метасоматитов и углеродистых мусковит-кварц-карбонатных сланцев: 5 – песчаные алевриты, светло-серые, голубоватые, буроватые с останками выщелоченных углеродсодержащих кварцевых метасоматитов, 6 – песчаные алевриты, светло-серые, голубоватые монтмориллонит-гидрослюдисто-кварцевые, 7 – глинистые алевриты, коричневатые, буроватые, монтмориллонит-слодисто-кварцевые со щебенкой выщелоченных слодисто-кварц-карбонатных пород; 8 – разрывные нарушения; 9 – границы линейной коры выветривания; 10–13 – коренные породы: 10 – углеродистые кварц-мусковитовые сланцы: а – графитистые, б – хлоритондные, 11 – углеродистые мусковит-кварц-карбонатные метасоматиты, 12 – углеродистые мусковит-кварц-карбонатные сланцы, 13 – слодистые кварц-карбонатные породы: а – существенно мусковитовые, б – существенно биотитовые; 14–16 – золотонoсность (г/т): 14 – очень бедная – 2–5, 15 – средняя – 6–14, 16 – богатая – 15

1% – от 650 до 860. Характерно наличие в нем примеси ртути до 9,5 мас. %.

Выделяются два типа золота: остаточное (первичное) и вторичное (новообразованное). Остаточное золото, составляющее, по-видимому, меньшую часть, сохраняет сходство с золотом первичных руд, подвергаясь механической деформации и частичному гипергенному преобразованию. К нему относятся часто встречающиеся среди более крупных частиц сложные комковидные или комковидно-губчатые выделения, высвобождающиеся при окислении минералов бертьерит-антимонитовой ассоциации и изометричные массивные комковидные частицы монокристалльного или двойникового строения, связанные, очевидно, с более ранними продуктивными комплексами. Для остаточного золота характерно неоднородное распределение ртути и серебра, вариации пробы от 800 до 1000. Остаточное тонкодисперсное золото, рассеянное в глинистых продуктах выветривания, представлено “островковыми” пленками (от 1 до 10 мкм), нарастающими на зерна кварца и скручивающимися в трубочки при их отслаивании от субстрата в зоне гипергенеза.

Количественно преобладающее в окисленных рудах вторичное золото отличается от остаточного постоянно высокой пробой (980–1000) и отсутствием примеси ртути. По размерам оно не превышает 0,01–0,05 мм, концентрируясь в классе 0,01–0,001 мм, и образует 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 нитевидные, петельчатые, колломорфные сростания.

По прерудным метасоматитам нижний предел абсолютного возраста золото-сульфидного оруденения составляет 794 млн лет; верхний – по возрасту сурьмяной минерализации – 609 млн лет [Дистанов, 1975].

В целом в качестве крупного объекта, месторождение характеризуется следующими особенностями [Константинов и др., 1998а]:

1. Приуроченность оруденения к контакту углеродистых сланцев и мраморов с кварцевослюдистыми сланцами, характеризующимися сингенетичной избирательной сульфидизацией, повышенными значениями коэффициента восстановленности ($FeO:Fe_2O_3$ до 4–6).

2. Полистадийность и длительность (190 млн лет) рудообразующего процесса. На протяжении рудоподготовительного этапа на фоне образо-

вания рудовмещающей структуры происходило последовательное формирование высокотемпературных скарноидных пироксен-актинолит-полевошпат-эпидотовых образований, кварц-мусковитовых грейзеновых, дорудных вольфрамит-кварцевых и малосульфидных пирит-арсенопирит-кварцевых жил, характерных для становления гранитоидного массива. На стадии тектоно-магматической активизации возникли клиноцоизит-мусковит-кварцевые и мусковит-серицит-кварц-карбонатные жилы. Завершающая стадия рудоподготовительного этапа включала оформление рудовмещающего “блока особого развития” на фоне резкой смены характера и плана деформаций и формирование рудовмещающих зон преимущественно пластического течения.

Рудообразующий этап полистадиен. Основной объем вкрапленных руд, упорных руд с тонкодисперсным золотом, представлен пирит-пирротин-арсенопиритовой минерализацией. Позд-непродуктивные полисульфидно-пирротиновая, хлорит-карбонат-пиритовая и золото-вольфрамит-бертьерит-антимонитовая ассоциации, представляющие сурьмяно-вольфрамовое оруденение, содержат свободное золото. Завершается рудный процесс флюорит-карбонатной ассоциацией.

3. Рудная, минералого-геохимическая и оклорудно-метасоматическая зональность носит концентрически волновой характер и подчиняется рисунку пликативных рудовмещающих дислокаций: рудные тела – максимумы Au-W-Sb оруденения, минералого-геохимических полей и кварцитовидных, кварц-слюдистых и кварц-карбонатно-слюдистых метасоматитов с углеродистым веществом, – получили развитие на фоне широкого проявления метасоматитов убывающей интенсивности и мощного, конформного складчатости ореола рассеянной вкрапленности пирита, пирротина и короткопризматического слабозолотоносного арсенопирита.

Последовательное снижение температур гомогенизации от 450–300°C, характерных для контактовых изменений вмещающих граниты пород, до 230–210°C в продуктивных образованиях и до 180–150°C для сурьмяной минерализации может, вероятно, свидетельствовать, с учетом вышеприведенных данных, о ретроградном характере рудоформирующего процесса. Присутствие в рудах самородной сурьмы, высокое содержание N_2 , завершение рудообразующего процесса флюоритсодержащей минерализацией позволяет говорить о восстановительном характере рудообразующих флюидов.

Месторождения тренда Карлин

В 1960 г. в США, на севере штата Невада, в силурийских карбонатных толщах было открыто крупное месторождение Карлин. Главная особенность этого месторождения состояла в том, что его руды были представлены вкрапленностью сульфидов, а золото – субмикроскопическими (от микрона и меньше) выделениями, не дающими ореолов рассеяния, трудными для выявления.

К настоящему времени выявлено свыше 20 однотипных объектов, они интенсивно обрабатываются; прогнозные ресурсы золота оцениваются величиной порядка 10 тыс. т, запасы (“подтвержденные ресурсы”) – около 3 тыс. т, ежегодная добыча – около 300 т.

Очевидно, что мы имеем дело с крупным резервом золотодобывающей промышленности.

Пояс золотоарсенидных месторождений штата Невада, по представлениям П.Джоралемона [Joralemon, 1978], протягивается в близмеридиональном направлении на 960 км; в его пределах расположено более 20 месторождений с тонкодисперсным золотом (рис.23). Особенно следует отметить отчетливую геотектоническую позицию пояса – его положение в краевой части палеозойской эвгеосинклинали на границе с миогеосинклиналью и в пределах устойчивого в палеозое геоантиклинального поднятия, разделяющего эти структуры. В то же время, обнаруживая такую отчетливую связь с древними структурами, золотоарсенидный пояс почти по оси рассекает третичную вулканическую провинцию бассейнов и хребтов. Такое его положение закономерно связано со структурами глубокой проницаемости и с возможностью отдаленной транспортировки глубинных рудоносных флюидов, что

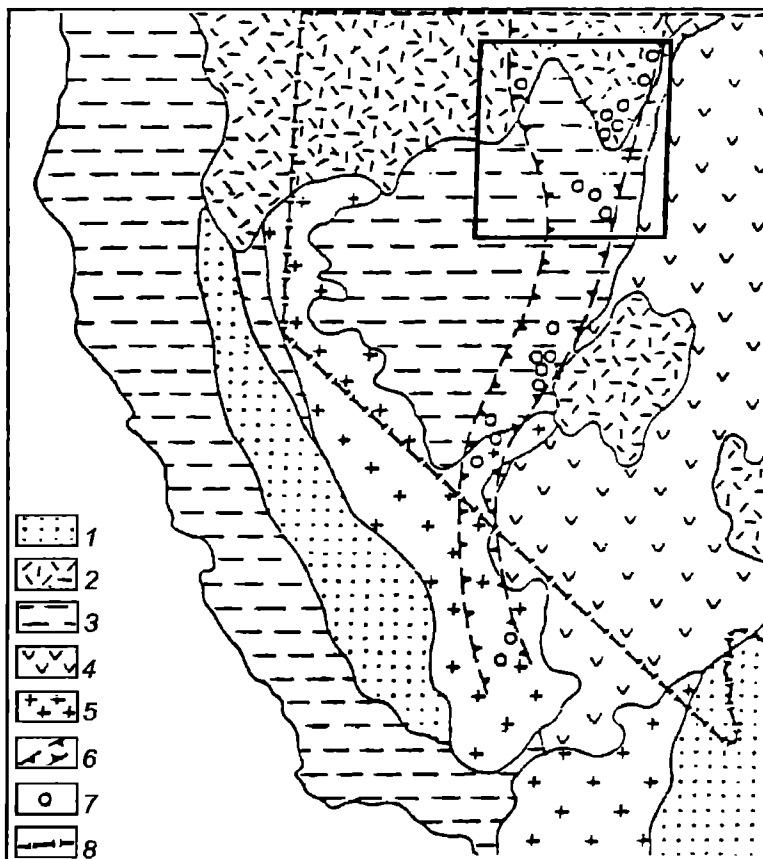


Рис. 23. Положение пояса золотоарсенидных месторождений штата Невада (США) (схематическая геологическая основа по Ф.Кингу)

1 – преимущественно недислоцированные осадочные породы (палеогеновые – раннечетвертичные); 2 – кайнозойские вулканические породы; 3 – породы многогеосинклинали; 4 – породы эвгеосинклинали; 5 – гранитоидные интрузии (преимущественно мезозойские); 6 – контуры рудного пояса; 7 – месторождения; 8 – контур-площадь развития трендов Карлин и Кортес

обеспечивается как глубинными пограничными структурами, так и сопряженными с ними новейшими структурами сводообразования. Общими особенностями золоторудных месторождений пояса являются: наличие мышьяка, высокое золото-серебряное отношение (1:1–1:10), площадные геохимические аномалии мышьяка и бария. Рудные тела представлены залежами пластообразной формы с рассеянной и прожилковой минерализацией. Среднее содержание золота 1,6–3,2 г/т, максимальное – 10–30 г/т.

Помимо пирита, реальгара, арсенопирита и золота месторождения содержат небольшое количество антимонита и киновари, а также сульфосоли серебра. Основные жильные минералы – кварц, барит, флюорит, кальцит. Общее количество сульфидов превышает 5%. Близость вещественного состава руд месторождений сохраняется несмотря на большое разнообразие вмещающих пород: сланцев, аляскитов, андезитов, риолитов, известняков и известковистых сланцев.

Золото на месторождениях чрезвычайно мелкое (тысячные доли микрометра на большей части месторождений). Устанавливается интенсивное замещение карбонатов вмещающих пород кремнеземом, привнос Fe, Ba, As, Hg, Sb, Pb, Zn, Cu, W, Au, Ag и S.

К настоящему времени выявилась концентрация месторождений в двух зонах северо-северо-западного простирания: трендах Карлин и Кортес (рис.24), диагональных общему простиранию пояса.

В тренде Карлин сосредоточены основные добычные работы на золото в США. Он имеет протяженность около 65 км при ширине 8 км и включает месторождения вкрапленного типа с тонкодисперсным золотом в осадочных породах. Месторождений с запасами менее 7,8 т в районе нет. Это связано с экономическими ограничениями минимальных запасов, рентабельных для отработки. Распределение месторождений с запасами от 7,7 до 93,3 т Au подчиняется лог-

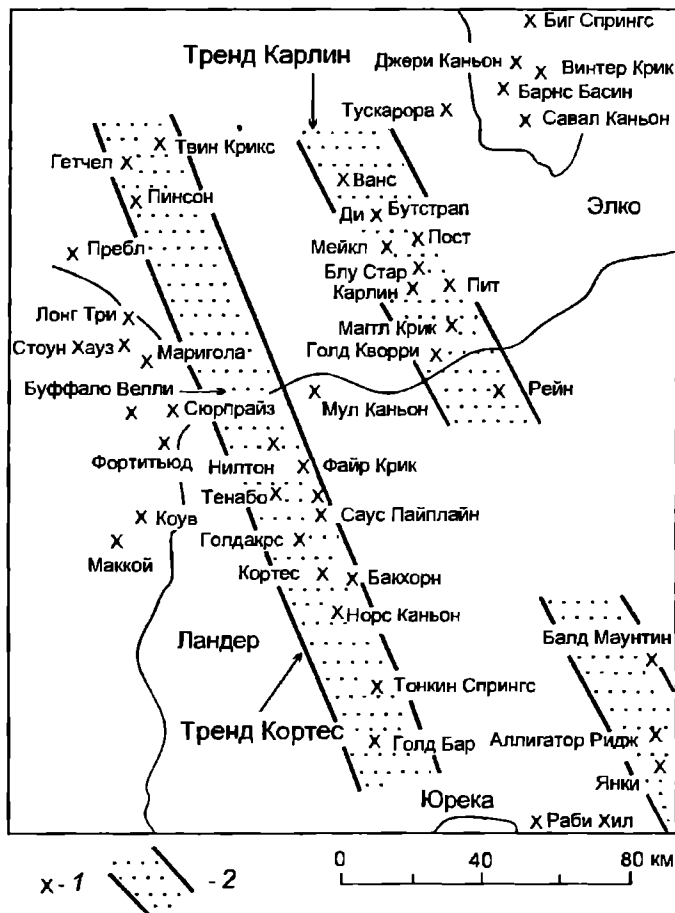


Рис. 24. Размещение трендов Карлин и Кортес

См. контур на рисунке 23. 1 – золоторудные месторождения; 2 – тренды месторождений карлинского типа

нормальному закону. Объекты с запасами свыше 93,3 т Au также отсутствуют, что обусловлено геологическими факторами и объясняется параболической кривой распределения запасов.

О.Д.Христенсен отметил значение стратиграфического контроля в размещении золотого оруденения карлинского типа, которое приурочено к верхней части среднесилурийской-позднедевонской формации Робертс Маунтинс. История развития региона в схеме представляется исследователю следующим образом. В раннем палеозое область Восточной Невады была приурочена к пассивному западному краю Североамериканского континента. Отложение мощной толщи осадков происходило вдоль зоны шельфа и континентального склона: состав пород варьирует от восточных континентально-шельфовых карбонатных пород до западных тонкозернистых кремнистых обломочных пород и сланцев. Тектоническая деятельность позднего девона до ранне-миссисипского орогена привела к тому, что ассоциация эвгеосинклинальных кремнистых осадочных пород была надвинута к востоку на миогеосинклинальные карбонатные толщи по разлому Робертс Маунтинс.

Подъем региона сопровождался частичным размывом и переотложением кремнистых осадков в соседний тыловой бассейн. Возникли три главных элемента геологической архитектуры: автохтонные шельфовые карбонатные толщи, аллохтонные кремнистые осадки и грубозернистый кластический материал. В позднемезозойское время плутоническая деятельность была сопряжена с куполообразованием и складчатостью осадочных пород. Комплекс карбонатных пород обнажен в нескольких эрозионных окнах. Юрско-меловой гранодиоритовый шток обнажен в окрестностях рудника Пост. Третичные штоки и дайки среднего состава широко распространены, но слабо обнажены. Современная топография создана широким развитием кайнозойских разломов возраста около 17 млн лет. Возраст золотой минерализации фиксируется нечетко; максимум в 145 млн лет устанавливается минерализованными гранодиоритами интрузива Голдстрайк. Минимальный возраст (около 5 млн лет) фиксируется по присутствию рудокластов с золотом в плиоценовой толще аллювиальных конгломератов, перекрывающих месторождение Голд Кворри. Наиболее вероятен средне-позднетретичный возраст золотой минерализации.

Более точная возрастная датировка оруденения на основе многочисленных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений получена А.Х.Хофстра и др. [Hofstra et al., 1999].

По их данным, выделяются дорудные и послерудные дайковые тела, а рудная минерализация сформировалась в интервале 42–30 млн лет (рис.25).

Рудные тела месторождения Карлин находятся в верхней части свиты Робертс Маунтинс раннесилурийского возраста и размещаются в первых ста метрах ниже надвига Робертс Маунтинс (рис.26). Золото неравномерно рассеяно по пластам карбонатных пород. Минерализация, сопутствующая золотому оруденению, представлена кварцем, баритом, реальгаром, пиритом, антимонитом, киноварью, сфалеритом и галенитом. Золото присутствует как самородный металл, а также, возможно, в виде элементоорганических соединений. Устанавливается следующая последовательность минералообразования: рассеянный кварц, пирит, Au, сульфиды As, Sb, Hg – главным образом реальгар, аурипигмент, антимонит и киноварь в ассоциации с поздним баритом; сульфиды Pb, Zn, Cu, Mo. Интересно наличие самородного мышьяка в виде мелких (2–30 мкм) сферических выделений. Отмечено также, что руды с низким содержанием органического углерода характеризуются высокой корреляцией Au-Hg-As-Sb, а если руды высокоуглеродистые, высокая корреляция устанавливается только между Au и Hg, что отражает тесную связь обоих элементов с органическим веществом. Содержание золота в рудах 7–10 г/т, границы рудного тела определяются по данным опробования. Материалы рудничной разведки и отработки месторождения показали чрезвычайную нарушенность рудовмещающей толщи разрывами в основном северо-западного простирания, соответствующими преимущественной ориентировке даек и, несомненно, более поздними по отношению к региональному надвику Робертс Маунтинс. Месторождение было выявлено по геохимической аномалии As и Au в эрозионном окне, вскрывшем лежащий бок надвига.

Месторождение Голд Кворри расположено на юго-западном краю тектонического окна Карлин, представляющем собой выход карбонатных пород округлой формы диаметром около 3 км. Крутопадающие сбросы и разрывы прослеживаются в краевых частях рудоносной площади.

Доказанные запасы этого месторождения оцениваются в 223 млн т руды со средним содержанием 1,5 г/т Au. Разработка и обогащение руд месторождения Голд Кворри начались в 1985 г., кучное выпелачивание – в 1986 г. Главное рудное тело разрабатывается карьером.

Основная рудная залежь заключена в мощной 450-метровой пачке алевролитов, сланцев, песча-

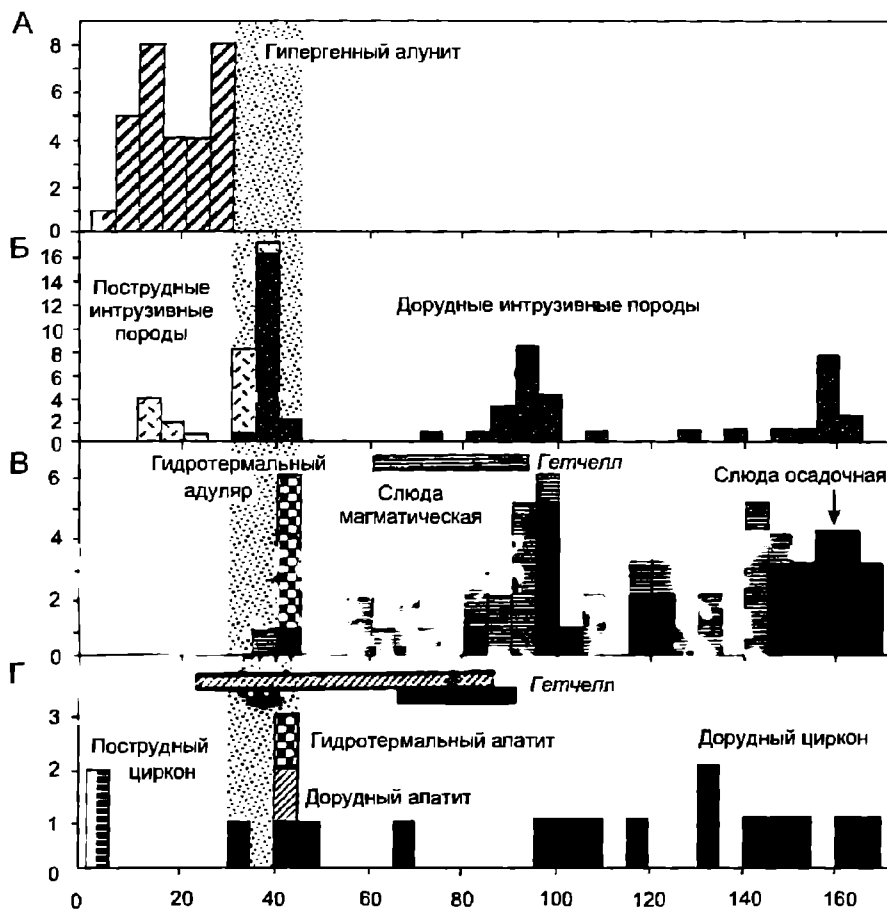


Рис. 25. Сводные гистограммы изотопных данных о возрасте месторождений карлинской группы

ников, алевроитовых известняков и кремней, которая считается частью переходной толщи, отложенной на палеозойском склоне между восточным и западным комплексами пород. Кремнисто-обломочные осадочные породы — обычно тонкослоистые и некомпетентные.

Рудные столбы, имеющие форму от табличчатой до неправильной, связываются с разломами и трещинами северо-восточного и северо-западного простирания. К пересечениям структур часто приурочены значительные, хотя и непротяженные рудные линзы.

Месторождение состоит из линз сравнительно богатой золотой руды, неравномерно распределенных в пределах крупного рудного тела с низкими концентрациями, контролируемых элементами разрывной тектоники. Основная рудная залежь простирается с севера на юг и погружается на восток под углом 45–50°; длина по простиранию 600 м.

Распределение метасоматических изменений, как и золота, связано с крутопадающими разры-

вами и трещинами. Самый распространенный тип изменений — окварцевание, проявлено несколько стадий окварцевания и брекчирования. Привнос кремнезема привел к образованиям, варьирующим от относительно неизмененных алевролитов до кремнистого вида пород, содержащих более 97% кремнезема.

За главным этапом окварцевания последовали аргиллизация и алунизация; локальная баритизация часто отмечается в основной зоне, особенно вблизи крупных разрывов. Большое значение в технологическом аспекте имеют гипергенные изменения. Первичные неокисленные углеродистые руды наблюдаются на глубине более 120–200 м от первичной дневной поверхности.

Более легко обогащаемые типы руд месторождения состоят из окисленных аргиллит-алевролитов верхней части основного рудного тела, где металлическое золото присутствует в виде тонких (1–10 мкм) частиц в глинистых интерстициях между зернами кварца.

Металлическое золото и золотоносные сульфиды встречаются также в окремнелых алевролитах в ассоциации с кварцем, в котором они заполняют тонкие трещины. Большую часть составляют кремнистые упорные руды, требующие тонкого измельчения. Они представлены тонкой субмикрометрической вкрапленностью металлического золота или золотоносных сульфидов, заключенных в непроницаемый матрикс микрокристаллического кварца, халцедона, кремня или аморфных форм опалового кремнезема. Изучение под оптическим микроскопом показало, что во многих кремнистых породах поры размером от микрометра до субмикрометров заполнены поздними формами кремнезема, которые препятствуют раствору цианида достигать тонких включений золота.

По мере выявления новых однотипных месторождений мотив приуроченности оруденения к лежащему боку регионального надвига исчезает и все более выступает приуроченность оруденения к сопряженным углисто-глинисто-карбонатной и известково-алевролитовой пачкам силурийского возраста, заключенным в активизированных блоковых структурах.

В третичное время крутопадающие нормальные сбросы разбили территорию на серию блоков, приподняв один и опустив другие. Эрозия поднятых блоков привела к размыву пород верхней пластины и образованию окон, обнажив толщи нижней пластины. Район Джеррит Каньон – это один из таких эродированных приподнятых блоков.

Рудник Белл отрабатывает пять минерализованных площадей, разбуренных до 3300 м в длину и 1200 м в ширину. Минерализация в этих областях стратифицирована и залегает только в благоприятных горизонтах. Отдельные рудные тела в плане непротяженны и тяготеют к пересечениям сбросов с благоприятными горизонтами. Мощность рудных тел увеличивается вблизи сбросов и уменьшается по мере удаления с погружением рудоносного горизонта.

Установлено два типа руд – углеродистый и оксидный, что характерно и для других однотипных месторождений штата Невада с дисперсным золотом. Углеродистые руды – это темно-серые до черных, пиритизированные, алеврокарбонатные или карбонатно-алевритовые сланцы, которые содержат до 30 г/т Au. Породы повсеместно окремнены. Свободное золото в углеродистых рудах не обнаружено. Оксидные руды аналогичны углеродистым, но в целом имеют более светлую окраску и содержат меньше

углеродистого вещества. Такие руды формируются, вероятно, за счет углеродистых под воздействием грунтовых вод или поздних стадий гидротермальных флюидов.

Выделение двух типов руд целесообразно с экономической точки зрения, поскольку углеродистые руды требуют окисления для нейтрализации углеродистого вещества, без чего невозможно полное извлечение золота.

Выделения свободного золота, установленные в рудах электронной микроскопией, имеют в большинстве случаев менее 1 мкм в диаметре, иногда до 4 мкм, а во многих случаях – меньше разрешающей способности электронной техники. Размер частиц золота не позволяет фиксировать его при шлиховой съемке.

С золотом ассоциируют, в порядке значимости, реальгар, аурипигмент, арсенопирит и киноварь. Первые три арсенида приурочены к кальциту или заключены в трещинках, пересекающих углеродистые руды, но не устанавливаются в окисленных рудах. Киноварь наблюдается в обоих типах руд. Антимонит, барит и кварц обнаруживаются в виде кристаллов в жилках и открытых трещинах, пересекающих джаспероиды вблизи рудных тел. Эти минералы сформировались, вероятно, в поздние стадии минерализации.

Важно отметить переотложение углеродистого материала из горизонтов в сбросы, где он в виде маслянистых, черных графитистых, углестых масс образует плитообразные, явно эпигенетические тела. Как следствие ремобилизации в окружающих породах, концентрации углеродистого вещества падают. Переотложение углерода и общий дефицит кальция в породе обычно бывают связаны с рудной минерализацией, поскольку обусловлены единым гидротермальным процессом. Переотложение углерода – обычно химически активный процесс, при котором золото, вероятно, может переноситься в цианидном растворе, так что на наличие таких переотложенных в трещины углеродистых образований нужно обращать особое внимание при прогнозировании.

Наряду с крупнообъемными месторождениями, пригодными для открытой отработки, выявлены богатые рудные залежи, примером которых является самое богатое на сегодня в США месторождение Мейкл, расположенное в пределах тренда Карлин и представляющее собой глубокозалегавший (около 500 м) объект карлинского типа. Месторождение открыто в 1989 г. в результате систематического разбуривания выходящей на дневную поверхность безрудной зоны

окварцевания. Разведанные запасы составляют 198 т золота при среднем содержании 20 г/т. Рудовмещающие породы представлены турбидитами и брекчированными известняками девонской формации Попович, подстилающимися слабоминерализованными доломитами и доломитизированными известняками формации Робертс Маунтинс. К рудовмещающим породам относится также дайка лампрофиров. Рудные тела представляют собой изогнутые плитообразные зоны вкрапленной сульфидной минерализации. Рудные минералы представлены тонкозернистым пиритом, марказитом, арсенопиритом. Характерными особенностями месторождения являются высокий тепловой поток в шахтах, повсеместное развитие жил, прожилков и гигантских полостей – каверн из крупнокристаллического друзового кальцита и барита. Изредка встречаются антимонит-кварцевые жилы, сходные с рудами месторождения Майское на Чукотке. Наиболее близкие аналоги в нашей стране – такие крупные месторождения, как Олимпиадинское.

Анализ литературы, а также результаты личного изучения ряда месторождений позволяют наметить три этапа формирования руд (рис. 27):

- накопление первичноосадочных или гидротермально-осадочных руд вдоль зоны глубинного разлома, разделяющего мегаструктуры с эвгео- и миогеосинклинальным режимом развития;

- внедрение в ларамийское время вдоль этой зоны интрузивных штоков и частичная перегруппировка рудного вещества с образованием небольших золотоскарновых месторождений;

- образование в третичное время протяженных зон трещиноватости северо-западного простирания, диагональных простиранию пояса (тренды Карлин и Кортес), и формирование мощных зон аргиллизитов с наложенной ртутно-сурьмяной минерализацией, сопровождающейся переотложением золота вдоль зон метасоматоза и их частичным обогащением.

В последнее время появились дополнительные обоснования этой точки зрения. В фундаментальном исследовании Т. Теодора и Г. Джонса (1992 г.) среди тонко- и криптокристаллических структур джаспероидов под электронным микроскопом установлены коллоидальные выделения кремнезема (опалина), которые имеют сфероидальное ритмично-колломорфное строение и последовательно перекристаллизуются в халцедон и кварц, причем отдельные выделения золота микронного размера окаймляют такие опалиновые стяжения. На основании детального изучения стабильных изотопов S, O, D и

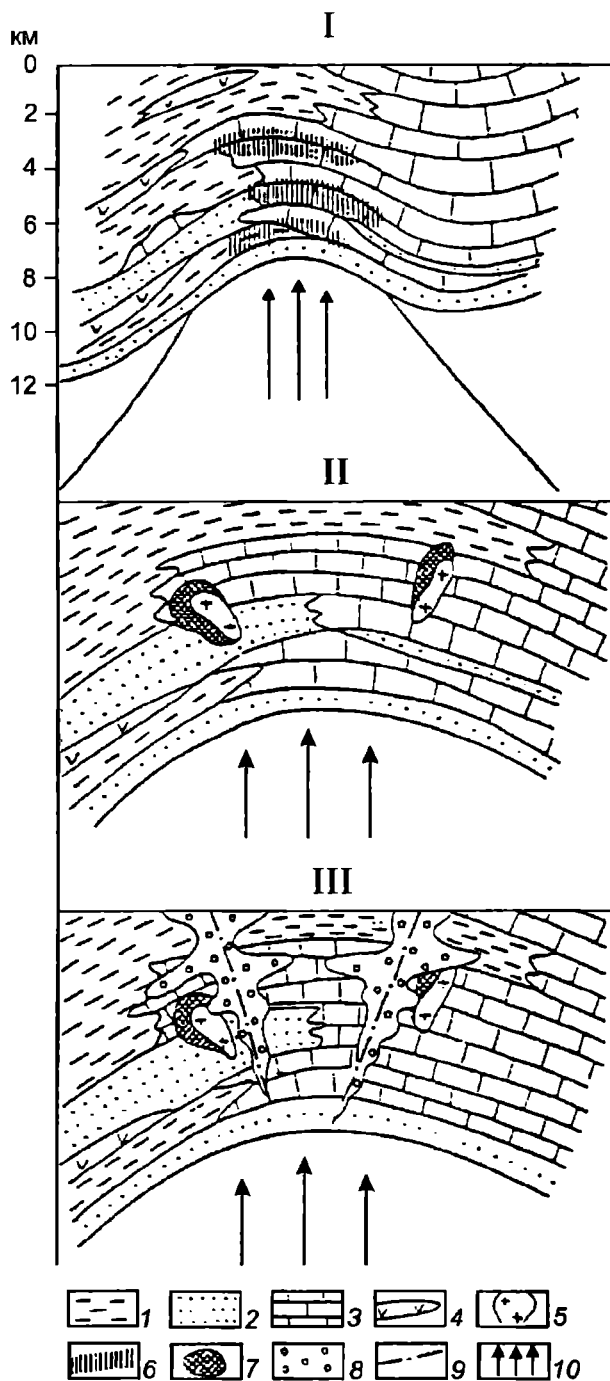


Рис. 27. Последовательность формирования месторождений карлинского типа

I – этап гидротермально-осадочного рудообразования; II – этап внедрения гранодиоритовых, монзонитовых штоков и формирования золотосносных скарнов; III – этап развития трещиновых структур и зон аргиллизации; 1 – глинистые сланцы и алеволиты; 2 – песчаники; 3 – битуминозные известняки, мергели и доломиты; 4 – вулканиты; 5 – гранодиориты, монзониты; 6 – прожилково-вкрапленные руды; 7 – скарны; 8 – зоны аргиллизации; 9 – разломы; 10 – предполагаемые рудоподводящие структуры

флюидных включений рудных джаспероидов, барита, кальцита, пирита, реальгара и аурипигмента группой авторов установлено, что процесс рудообразования может быть описан моделью смешения нагретых метеорных вод глубокой циркуляции, богатых H_2S и экстрагирующих золото из подстилающих пород с переводом золота в форму $Au(HS)_2^{-1}$, с метеорными водами и окисным железом рудовмещающей толщи, что сопровождается образованием пирита и одновременным осаждением дисперсного золота по реакции: $Au(HS)_2^{-1} + FeO + H = FeS_2 + Au + H_2O + 1/2H_2$. Привнос каких-либо эндогенных компонентов в этот период отсутствовал.

Итак, основными прогнозно-поисковыми критериями и признаками оруденения карлинского типа можно считать:

1. Положение в зоне сопряжения эвгео- и миогеосинклиналильных структур (пассивной континентальной окраины), осложненной валлообразным поднятием (возможно, формой проявления глубинного разлома).

2. Приуроченность к известковисто-глинистым фациям флишоидных и турбидитовых комплексов.

3. Приуроченность к приподнятым блокам, по которым рудовмещающая толща выводится на поверхность.

4. Наличие горизонтов окварцевания, иногда безрудных в "чехольных" частях, развивающихся по мергелистым и доломитовым горизонтам.

5. Выделения в трещинках реальгара, аурипигмента и углеродистого вещества.

В качестве основного метода поисков эффективна геохимическая съемка, однако для выявления незеродированных частей рудоносной формации необходимо поисковое бурение и специальные палеотектонические и литолого-фациальные реконструкции.

Можно отметить некоторые необычные черты месторождений тренда Карлин.

1. Огромные объемы оруденелых пород, участвующие в рудообразующем комплексе.

2. Разнообразие морфологических типов месторождений: от стратифицированных прожилково-вкрапленных (типа Карлин), до секущих тел массивных руд (типа Мейкл, Голдстрайк).

3. Широкое участие углеводородов в рудообразовании (особенно характерно для месторождения Карлин); контрастные физико-химические условия рудоотложения разных стадий: от восстановительных до резко окислительных.

4. Значительное количество в рудах ртути, вплоть до формирования золото-ртутных объектов.

Месторождение Кумтор

Месторождение Кумтор, расположенное в высокогорном районе востока Киргизии на высоте 4000 м над озером Иссык-Куль, интересно прежде всего своим минеральным составом: рудные линзы сложены железисто-магнезиальными карбонатами с вкрапленностью и агрегатами золотоносного пирита и больше напоминают карбонатиты, чем руды обычных золоторудных месторождений.

Ниже месторождение Кумтор кратко характеризуется по материалам Н.К.Курбанова и В.Г.Дзялошинского [1986], Н.П.Ермолаева, А.В.Никифорова, В.А.Хорошилова [1994], Ю.Н.Новожилова и А.М.Гаврилова [1999].

Золотоносная металлогенетическая зона представляет собой сочленение Сарытджанского среднего массива – жесткого дорифейского кристаллического основания – и позднекаледонских структур узкого наложенного прогиба рифтогенного типа.

Рудовмещающая километровая толща вендских сланцевых отложений подстилается вулканогенно-осадочными и перекрывается карбонатно-кремнисто-сланцевыми отложениями.

Н.К.Курбанов и В.Г.Дзялошинский [1986] подразделяют вмещающую оруденение углеродистую терригенно-флишоидную толщу, сложенную монотонно- и тонкопереслаивающимися углеродсодержащими аргиллитами, алевропелитами и алевролитами, преобразованными в хлорит-кварц-серицитовые, карбонат-хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые филлиты и филлитовидные сланцы, на ряд пачек. Снизу вверх выделяются ритмопачки: нижняя, известковисто-сланцевая углеродистая (250 м), колчеданосная филлитовая – рудовмещающая (160–270 м), конкреционная известковистая (270–300 м) и зеленосланцевая (>100 м). В том же направлении повышается известковистость пород (конкреции, прослой и желваки глинистых доломитов) и падает углеродистость терригенных образований. В пределах филлитовой ритмопачки развита густая вкрапленность сингенетичного пирита и линзообразные прослой и пласты серноколчеданных руд; здесь же располагается и основной максимум золото-карбонат-пиритового прожилково-вкрапленного и штокверкового оруденения.

Залегающие выше рудовмещающей терригенно-флишоидной толщ карбонатные отложения мощностью до 450 м представлены грубо-, реже тонкослоистыми известняками, которые по сравнению с нижележащей толщей являются

средой более однородной и компетентной; золотая минерализация в них пока не установлена.

Наряду с общей субширотной ориентировкой складчатых и разрывных дислокаций большое значение они придают древним, сложно-построенным структурам близмеридионального простирания – зонам гофрировки, будинажа и расслаивания, определяющим позицию рудных узлов и полей (рис.28).

Непосредственно рудное поле и месторождение характеризуют линейные складки субширотной – северо-восточной ориентировки, пологие чешуйчатые надвижки; зоны смятия и дробления, средних и крутых (до 70°) углов падения (рис.29,

30). К последним относится “Минерализованная зона разлома”, контролирующая основные рудные тела. Системы рудных тел, представленных протяженными линзами, чаще ограничены тектоническими швами, но иногда постепенно переходят во вмещающие породы.

Пространственно сближенные рудные залежи объединены общим эндогенным ореолом золота и метасоматически измененных пород, общий контур которых составляет “Минерализованную зону разлома”.

Протяженность отдельных рудных лент достигает по латерали и вертикали 150–200 м при мощности около 10 м (рис.31). Общий вертикаль-

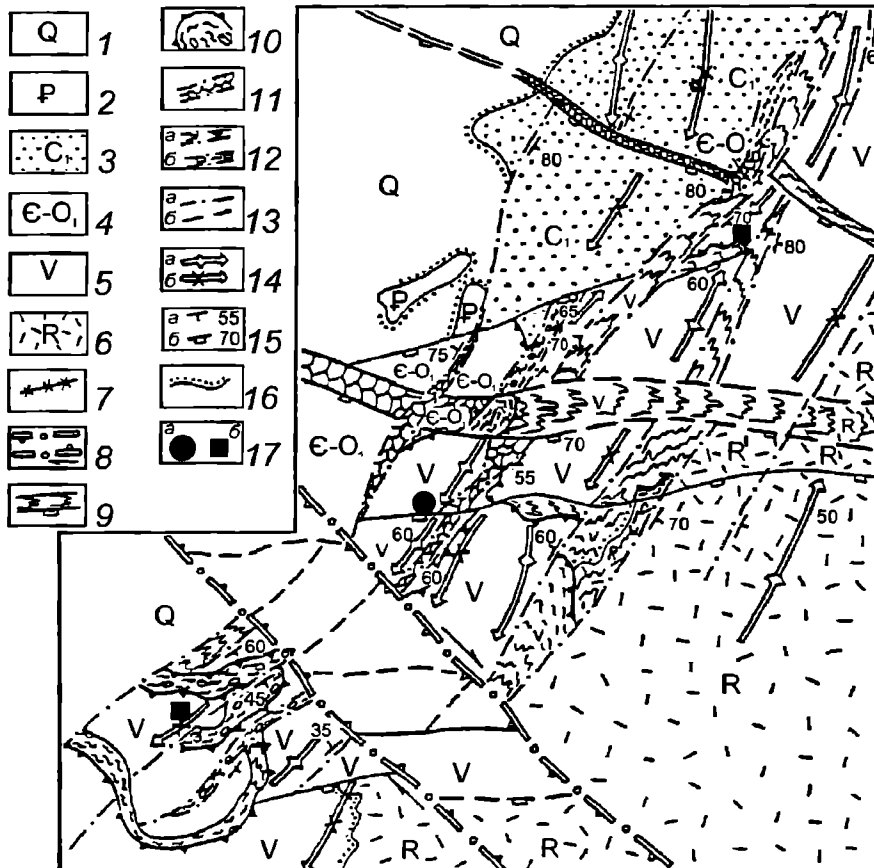


Рис. 28. Позиция шельит-золоторудных месторождений и рудопроявлений в структуре Кумторского рудного поля [Курбаиов, 1986]

1 – моренные отложения; 2 – палеогеновые красноцветные отложения; 3 – отложения терригенной молассовой формации; 4 – отложения карбонатной формации; 5 – отложения рудовмещающей углеродистой флишоидной формации; 6 – отложения терригенно-вулканогенной формации; 7 – дайкн щелочно-кислого состава; 8 – границы одной из ветвей древней поперечной зоны свдиговых деформаций; 9 – древние по заложению субширотные зоны смятия, реже дробления; 10 – пологие зоны надвиговых структур (будинажа, расслаивания и гофрировки); 11 – поздние наложенные рудолокализирующие зоны дробления, брекчирования и катаклаза; 12 – поздние наложенные зоны: а – гофрировки, б – будинажа и расслаивания; 13 – разрывные структуры: а – установленные, б – предполагаемые по геологическим данным; 14 – оси складок: а – антиклинальных, б – синклинальных, стрелками показано направление погружения их шарниров; 15 – элементы залегания разрывных структур: а – рудолокализирующих, б – рудо-контролирующих; 16 – границы угловых и стратиграфических несогласий; 17: а – месторождение, б – рудопроявления

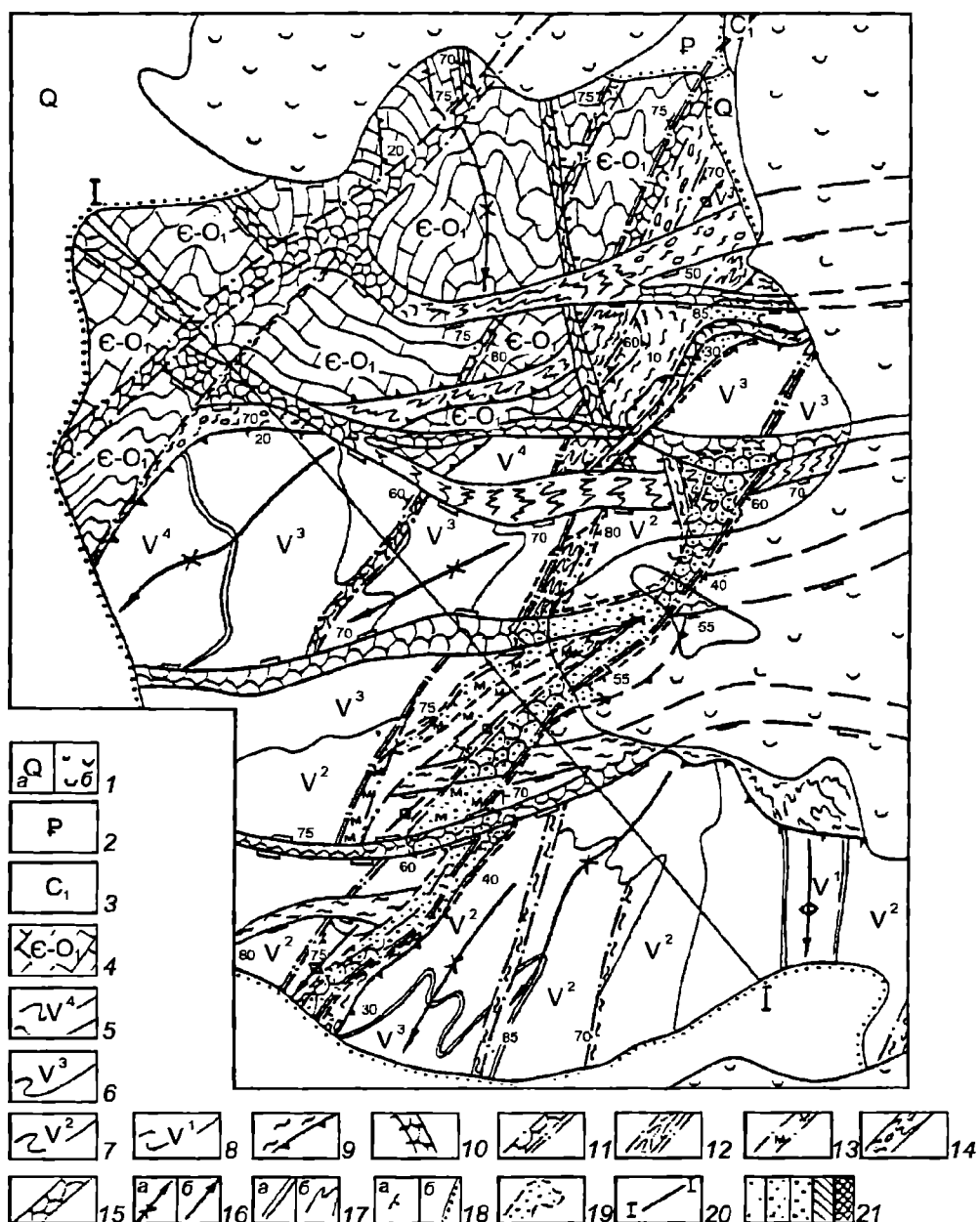


Рис. 29. Геолого-структурная схема месторождения Кумтор [Курбаиов, 1986]

1: а – моренные отложения, б – ледники; 2 – палеогеновые красноцветные отложения; 3 – отложения терригенной молассовой формации; 4 – отложения карбонатной формации; 5–8 – ритмопачки рудовмещающей углеродистой флишидной формации: 5 – зеленосланцевая, 6 – известковистая, 7 – колчеданосная филлитовая, 8 – известковисто-сланцевая углеродистая; 9 – зоны надвигов (рассланцевание, гофрировка, будинаж, реже дробление); 10 – субмеридиональные поперечные разрывы (дробление, реже рассланцевание); 11–13 – поздние наложенные зоны: 11 – дробления, брекчирования, катаклаза, 12 – будинажа и гофрировки, 13 – выполненные массивными метасоматическими рудами; 14, 15 – древние субширотные зоны: 14 – смятия, 15 – дробления; 16 – ось наиболее крупных складок: а – антиклинальных, б – синклинальных (стрелками показано направление погружения их шарниров); 17 – границы: а – ритмопачек, б – изостраты; 18: а – элементы залегания тектонических нарушений, б – границы угловых и стратиграфических несогласий; 19 – рудные тела; 20 – линия геологического разреза; 21 – участки золоторудной залежи, характеризующиеся различной продуктивностью (участки наиболее густого крапа соответствуют наиболее высокой продуктивности – только для продольного разреза)

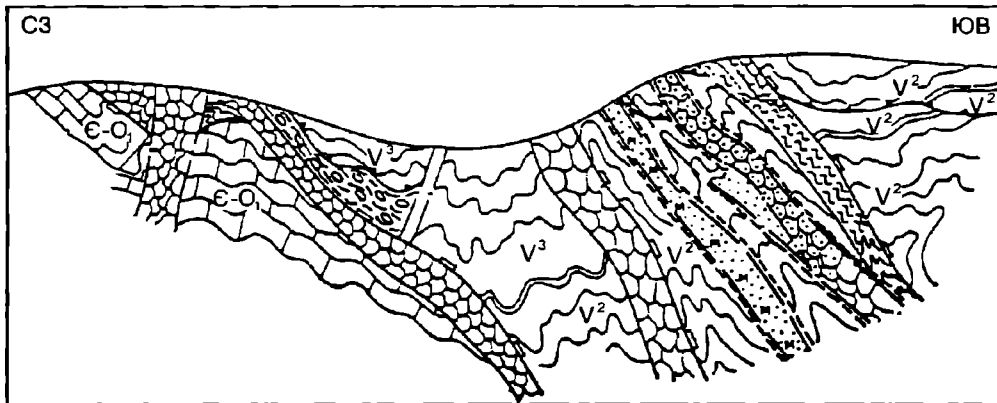


Рис. 30. Геологический разрез по линии I-I
Условные обозначения см. на рисунке 29

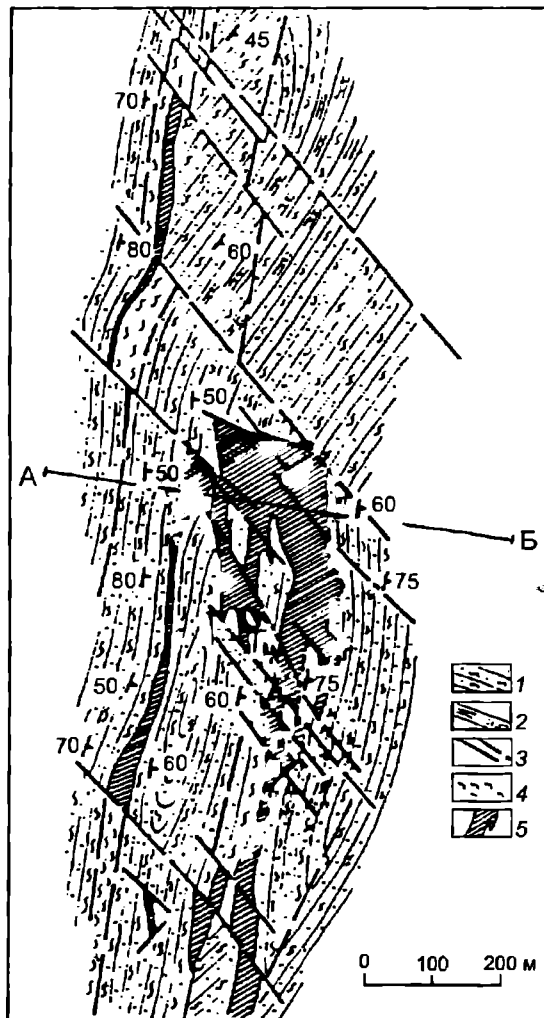


Рис. 31. Геологический план центрального рудного блока месторождения Кумтор (по В.В.Никонову, Т.Г.Князевой)
1 - терригенно-углеродистые метаосадки (тиллиты, песчанки, алевролиты, филлиты); 2 - алевролиты с повышенной карбонатностью; 3 - разломы; 4 - мощные зоны тектонического смятия; 5 - рудные метасоматиты

ный размах промышленного оруденения оценивается в 1000 м [Новожилов, Гаврилов, 1999].

По данным Н.П.Ермолаева с соавторами [1994], на месторождении выделяется два морфологических типа руд: субпластовых (и, вероятно, соскладчатых) метасоматитов и развившихся по ним секущих штокверковых руд. Субпластовые руды развиты по простиранию черносланцевой толщи на многие сотни метров – километр, а по крупным продольным разломам – с перерывами на 10 км. По нашим определениям, средние содержания золота в этих рудах составляют 4,26, платины 1,06, палладия 2,46 г/т. Переходы экономически интересных концентраций в нерудные породы неконтрастные. Минеральный состав руд простой: кварц, альбит, пирит, реликтовое и переотложенное высокоуглеродистое вещество, небольшое количество ферродоломита. Температуры становления таких руд 340–300°C, т.е. близки условиям глубокого катагенеза и начального регионального метаморфизма.

Штокверковые руды – контрастные. Содержания золота в них варьируют от 3–4 до 25 г/т. По нашим определениям, средние содержания в таких рудах (в центральном блоке месторождения) Au – 7,14, Pt – 1,21, Pd – 3,01 г/т. Минеральный состав более разнообразен. Высокоуглеродистое вещество разрушается, но за его счет кристаллизуется большое количество анкерита и доломита. Отлагаются сульфаты бария и при формировании штокверковой минерализации: в рудах субпластовых, по десяти пробам, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб.}} = +(16,28 \pm 0,52)\%$, а в рудах штокверковых, по девяти пробам, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб.}} = +(10,60 \pm 1,5)\%$. Пересчет этих данных на изотопный состав кислорода минералообразующего раствора позволяет установить, что при формировании руд субпластовых $\delta^{18}\text{O}_{\text{воды}} = +7\%$. Отмеченное изотопное облегчение является, как полагают Н.П.Ермолаев с соавторами [1994], следствием перехода рудообразующей системы из физико-химически закрытой в открытую (собственно гидротермальную) с внедрением в раствор штокверковой структуры метеорных вод.

По Г.В.Ломакиной (1987 г.), образование руд происходило в три стадии с соответствующими минеральными комплексами: 1 – пирит-альбит-карбонатным (ассоциации: альбитовая, золото-пирит-карбонатная, пирит-серицит-антракосиловитовая); 2 – пирит-калшпат-карбонатным (ассоциации: калшпат-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.

Первая продуктивная золото-пирит-карбонатная ассоциация отличается повсеместным развитием в рудной зоне; участки ее повышенного развития определяют положение контуров бедных и рядовых руд, степень 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 слагая самостоятельные жилоподобные тела. Золото этой ассоциации субмикроскопическое, сосредоточено в пирите. Золотоносный пирит обычно имеет тонкозернистую структуру агрегатов (размер зерен сотые доли миллиметра), образующих густо-вкрапленные 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, галенитом, гесситом. Высокие содержания золота приходятся на участки совместного развития нескольких продуктивных ассоциаций.

Содержание основного рудного минерала – пирита – в рудах составляет в среднем около 10%. Он представлен несколькими генерациями, которые практически не содержат примеси мьшьяка (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 тысячных долей до 10 мм без четко выраженных кристаллических ограничений; характерны включения других рудных мине-

ралов. Содержание золота в этом пирите достигает 400 г/т. Кристаллическая разновидность пирита (кубы, октаэдры, пентагондодекаэдры) – 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 шеелит, 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 виде микроскопических выделений в пирите. Значительная его часть находится также в трудноизвлекаемой субмикроскопической форме. Свободное золото составляет 10–20%, в сростках (главным образом, с пиритом) – 50–60%. Кроме золота и попутно извлекаемого серебра промышленный интерес представляют вольфрам (в виде шеелита), сера, селен и теллур. Золото-серебряное отношение составляет в среднем 2–3:1.

Как отмечают Ю.И.Новожилов и А.М.Гаврилов [1999], в относительной близости от рудного поля расположен массив гранитоидов пермского возраста; возраст оруденения составляет 280–180 млн лет, таким образом, оруденение рассматривается ими как постмагматическое, относящееся к посторогенной стадии развития структур Среднего Тянь-Шаня. Другие исследователи (Н.К.Курбанов, У.Асаналиев, Н.М.Ермолаев и др.) в том или ином аспекте акцентируют внимание на возможности экстрагирования компонентов жильной и, возможно, продуктивной минерализации из вмещающих пород. Таким образом, это месторождение, как и многие другие мировые гиганты, по своему образованию не укладывается в традиционные рудогенетические модели.

Несомненно, месторождение недостаточно изучено, однако несомненна длительность рудообразующего процесса, наличие мощного углекисло-сернистого метасоматоза и интенсивной

тектонической дислоцированности рудного поля – в целом локальной комплексной геолого-геохимической аномалии, не сводящейся к традиционным постмагматическим процессам.

Месторождения золото-кварцевой формации

Месторождение Наталка

Наталкинское месторождение расположено на востоке Магаданской области, в пределах Центрально-Колымской золотоносной провинции. Открыто в 1942 году и с 1945 года эксплуатируется. К настоящему времени запасы месторождения составляют около 250 т Au при средних содержаниях 4 г/т Au.

Месторождение характеризуется в основном по материалам А.И.Калинина [1992а], а также В.П.Плутешко, С.В.Яблоковой и В.М.Яновского [1988].

Месторождение является представителем большеобъемных штокверковых золото-кварцевых объектов. Рудный район представляет собой линейный блок земной коры, ограниченный двумя рудоконтролирующими линеаментами мезозойд – Тенькинским (Омчакским) и Чай-Юрюинским глубинными разломами. Указанные продольные разломы вычленяют Аян-Юряхский антиклинорий, сложенный пермскими терригенными отложениями. С северо-запада и юго-востока рудный район ограничен системами субмеридиональных долгоживущих разломов, выраженных гравитационными ступенями фундамента, и окаймляется по периферии гранитоидными массивами позднеюрского–раннемелового возраста, большая часть которых по геофизическим данным предполагается на глубине, где они соединяются в единый пояс с вертикальной протяженностью 8–10 км. От массивов вдоль разломов ответвляются крупные апофизы. Во фронтальных частях этих апофиз размещаются рудные узлы, в том числе и Омчакский, включающий Наталкинское месторождение.

Вместе с тем анализ регионального гравиметрического поля, выполненный Р.Ф.Данковцевым, свидетельствует о приуроченности рудного поля к локальной положительной плотностной аномалии – “висячей линзе базификации” – как это характерно и для других провинций с золото-кварцевыми месторождениями. Этой аномалии,

видимо, соответствуют дайки лампрофиров и диоритовых порфириров.

Рудные узлы и поля золото-кварцевой формации располагаются вдоль продольных блокоограничивающих разломов. Существенное влияние на пространственное положение золотого оруденения оказывают долгоживущие меридиональные сдвиги (рис.32).

Омчакский золоторудный узел, имеющий площадь около 350 км², является крупнейшим по концентрациям золота в Колымо-Чукотской металлогенической провинции. Позиция рудного

узла определяется его приуроченностью к краевой части скрытого плутона в зоне Тенькинского (Омчакского) глубинного разлома. Рудные поля в пределах узла обособляются в участках изгибов глубинного разлома по простиранию и в зонах влияния поперечных разрывов. Рудный узел и рудные поля выражены аномалиями золота в потоках рассеяния с максимальными концентрациями 32,3 мг/т, аномалиями золота, мышьяка и вольфрама в литогеохимических ореолах. Месторождения отчетливо фиксируются по результатам комплексной аэрогеофизической АГС-

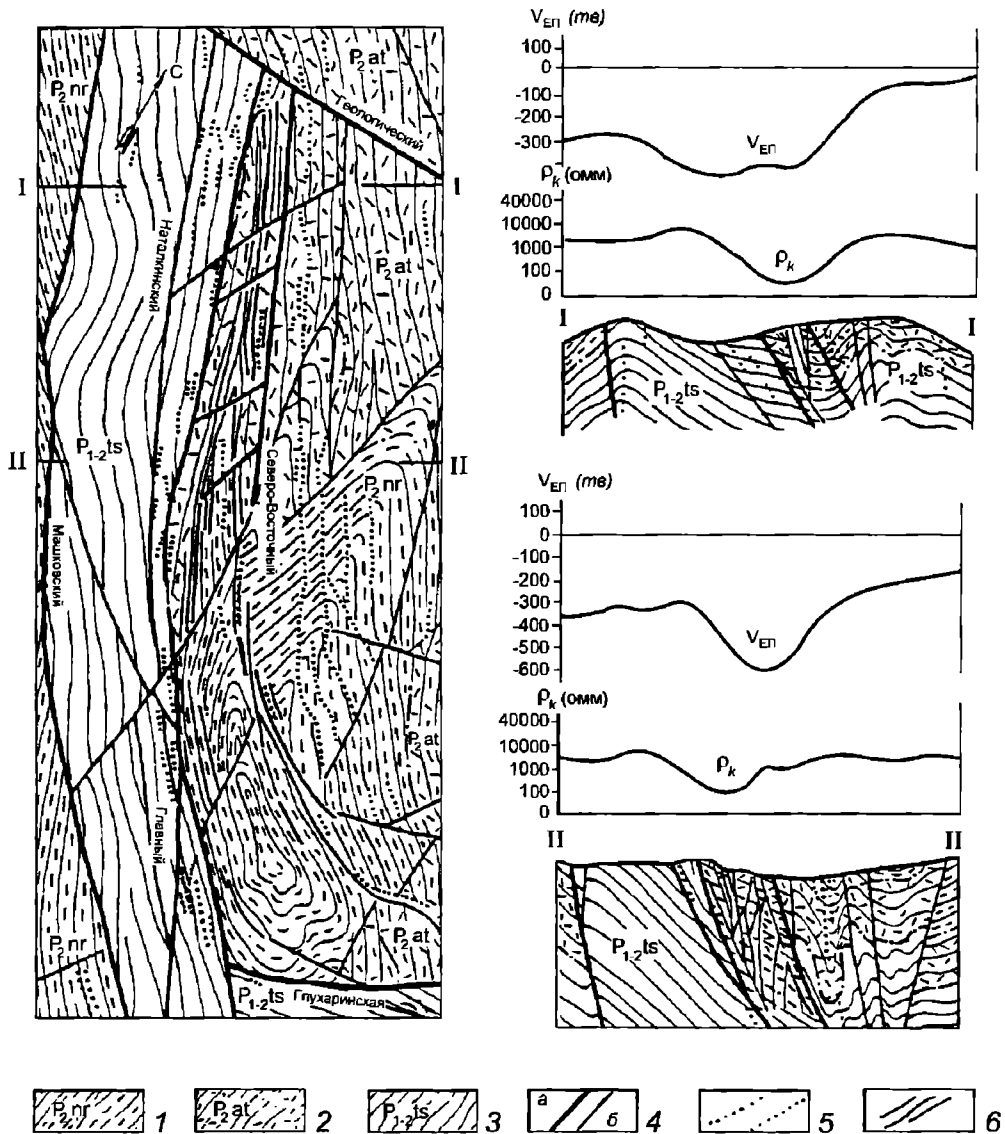


Рис. 32. Геологическая карта и геолого-геофизические разрезы месторождения Наталка [Калинина, 1992]

1 – алевролиты и алевро-глинистые сланцы нерочинской толщи; 2 – гальковые алевролиты и углисто-глинистые сланцы атканской свиты; 3 – глинистые и углисто-глинистые пиритизированные сланцы таской свиты; 4 – разломы: а – основные, б – второстепенные; 5 – дайкн различного состава, преимущественно позднеюрские; 6 – рудные тела

съемки участками повышенной концентрации урана и калия, положительными магнитными аномалиями пирротиновой природы.

Наталкинское рудное поле, имеющее площадь 40 км², ограничено разломами и состоит из ряда блоков, осложняющих складчатые структуры. Рудное поле сложено нижне- и верхнепермскими осадочными породами общей мощностью более 2000 м, разделенными по литологическим признакам на ряд свит и толщ. Собственно Наталкинское месторождение представляет собой узкий клиновидный блок, зажатый между Главным и Северо-Восточным разломами. Этот рудоносный блок осложняет крыло синклинали, ось которой испытывает виргацию. В целом синклиналь имеет простую форму с падением крыльев поское месторождение представляет собой узкий клиновидный блок, зажатый между Главным и Северо-Восточным разломами. Этот рудоносный блок осложняет крыло синкли- структуры северо-западного направления. Главные разломы рудного поля относятся к типу структур сжатия и представлены взбросо-сдвигами, обратными взбросами и сдвигами с амплитудами перемещения крыльев до 700–800 м. Дорудные смещения по рудовме-

щающим разломам составляют первые десятки метров. Оруденение контролируется серией продольных разрывов крутого падения, сложно сочетающихся друг с другом. На месторождении фиксируются развалы жильного кварца, глыбы с кварцевыми прожилками, аномалия золота, мышьяка, серебра и вольфрама в первичных и вторичных ореолах рассеяния, отрицательные аномалии кажущегося сопротивления пород и напряженности естественного электрического поля. Рудоносный блок занимает центральное положение в ряду зональности измененных пород (рис.33). Зона карбонатизации – преобладающий тип предрудных изменений – последовательно окаймляется зонами серицитизации, хлоритизации и рассланцованных пород с лейкоксенном. Околорудные изменения проявились очень локально и представлены двумя минеральными ассоциациями, пространственно обособленными друг от друга: адуляр+арсенопирит+апатит+магнетит и альбит+пирит+апатит+магнетит. Первая из них характеризует центральную часть рудоносного блока, вторая – фланговые участки.

Рудные тела представлены линейными штокверками, образованными главным образом про-

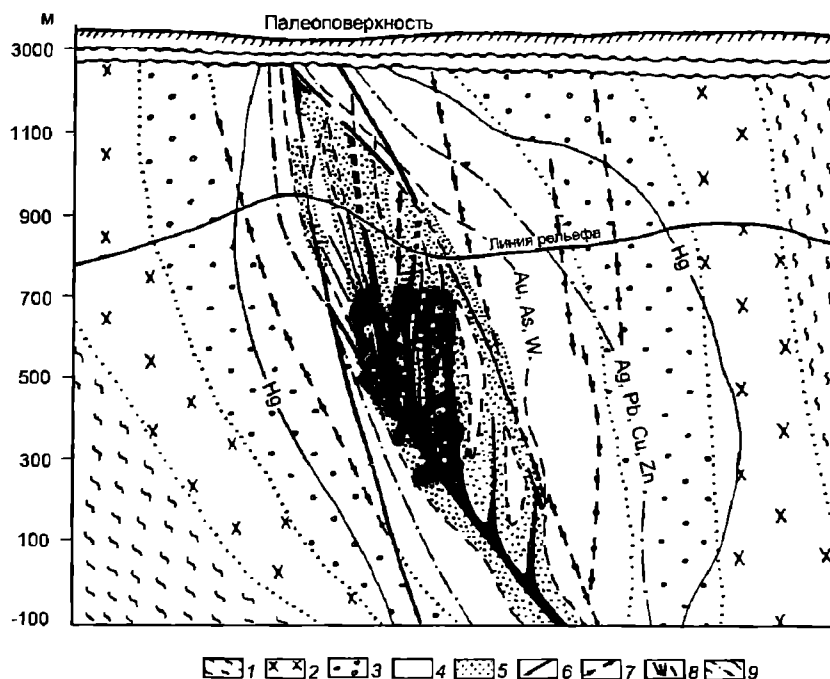


Рис. 33. Модель метасоматической и геохимической зональности месторождения Наталка (по А.И.Калинину)

1 – рассланцованные породы с лейкоксенном; 2 – хлоритизированные породы; 3 – серицитизированные породы; 4 – карбонатизированные породы; 5 – зоны окварцевания, сульфидизации, альбитизации, адуляризации; 6 – разломы; 7 – дайки; 8 – рудоносные зоны (тела); 9 – границы эндогенных геохимических ореолов рассеяния соответствующих элементов

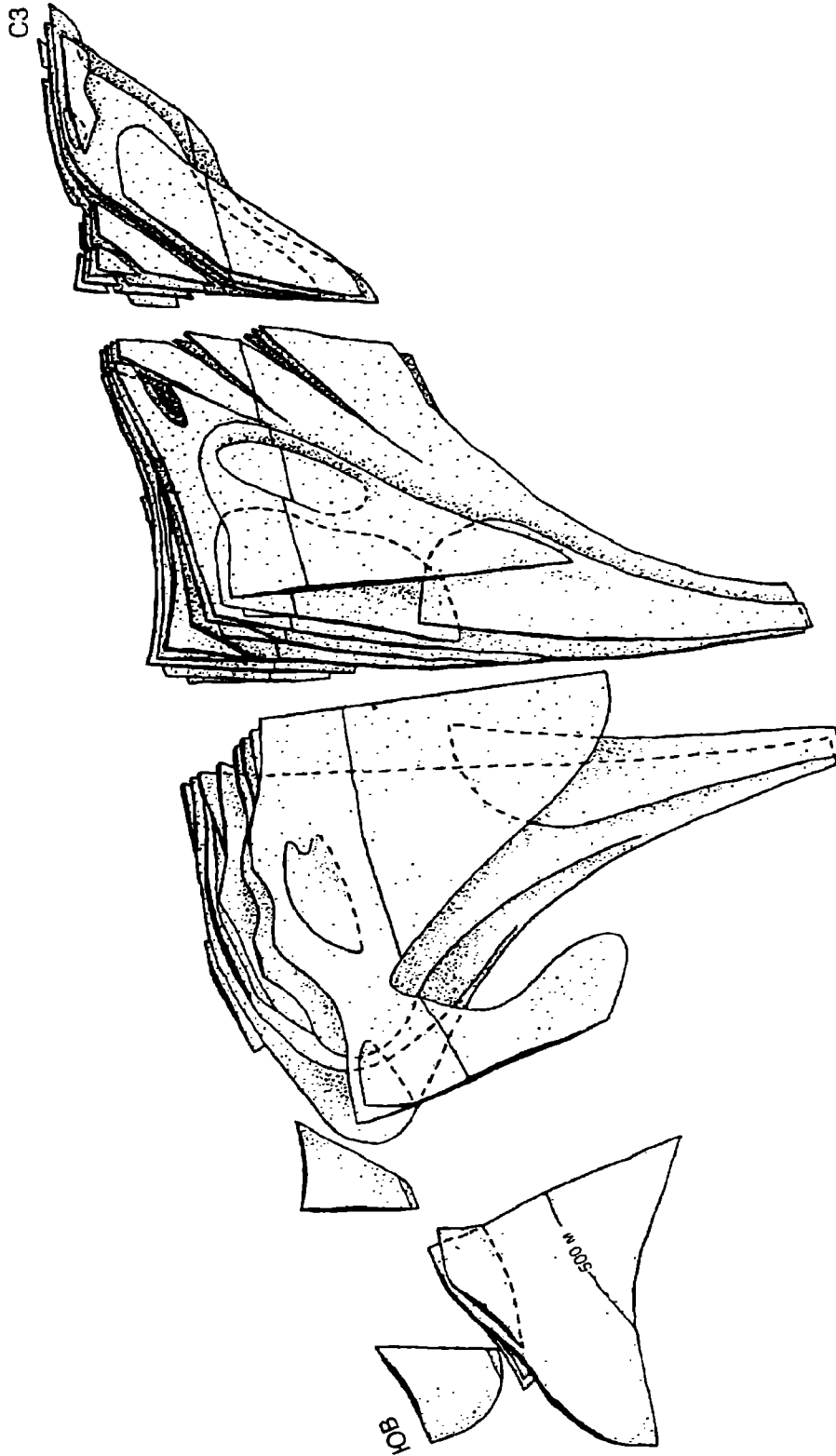


Рис. 34. Объемная фигура каркаса рудных тел месторождения Наталка (по Д.А.Дорофееву)

жилками мощностью не более 3 см, причем 50% прожилков имеют мощность менее 5 мм. На отдельных интервалах в рудных телах присутствуют жилы, часто очень сложной формы, участки прожилково-вкрапленной минерализации. Границы рудных тел (зон) геологически проявлены неотчетливо и определяются по данным опробования. Основным структурным элементом, определяющим сплошность рудных тел, являются стержневые сместители. В зонах динамического влияния последних локализуются золотоносные образования. В штокверках преобладают две системы прожилков: продольная и диагональная, приуроченные к парным сколовым крутонаклонным трещинам. Преимущественным развитием пользуется продольная система прожилков – 60–80% их общего количества.

Руды месторождения принадлежат к арсенопиритовому минеральному типу, содержание сульфидов в них составляет 3%. Выделяются две продуктивные стадии минералообразования, 70% золота было отложено в позднюю продуктивную стадию.

Выделяются четыре участка, названные рудными пучками, где рудные тела обогащены, содержат рудные столбы различной формы и размера. Рудные пучки приурочены к местам пересечения рудоносного блока поперечными разломами и круто погружаются на глубину (рис.34). Важную роль в размещении оруденения играет литологический фактор. Наиболее благоприятны для локализации промышленных руд вулканогенно-осадочные отложения атканской свиты, углисто-глинистые сланцы тасской свиты ($C_{орг.} - 2,44\%$).

Как отмечают В.П.Плутешко с соавторами [1988], в структурно-литологическом контроле оруденения большое значение имеет пачка туфогенных сланцев с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов, являющаяся концентратом пологой послыной трещиноватости, а также иногда и крупных согласных срывов.

Рудные столбы принадлежат к концентрационному типу. Преобладают столбы вытянутой формы, занимающие секущее или согласное положение относительно слоистости. Наибольшее количество их обусловлено различными осложнениями трещинных структур – изгибами, пересечениями, ветвлениями и т.п. Довольно широко распространены подэкранные рудные столбы и рудные тела. Около 30% последних находятся в скрытом залегании. Часть рудных столбов контролируется дорудными дайками лампрофиров и диоритовых порфириров. В целом же среднее

содержание золота на всю массу разведанных запасов остается постоянным, в то время как мощность рудных тел с глубиной значительно возрастает.

Можно отметить следующие особенности позиции Наталкинского месторождения как крупного объекта:

- приуроченность к антиклинальной структуре;
- наличие крупных рудоконтролирующих разломов, которые некоторые исследователи относят к классу глубинных;
- наличие контрастных гравиметрических аномалий;
- позиция месторождения в клиновидном блоке, образованном двумя сопряженными под острым углом разломами.

Месторождение Мурунтау

Месторождение расположено на западе Узбекистана, в пределах Навоийской области в пустыне Кызыл-Кумов. Открыто в 1958 году русскими геологами Ю.Н. Мордвинцевым, П.В.Храмышкиным и С.И.Лукьяновым при заверке арсенометрической аномалии [Брагин и др., 1986].

С 1986 года началась карьерная отработка месторождения, в результате которой добыто около 2000 т Au, и примерно столько же осталось в недрах.

Согласно И.К.Брагину с соавторами [1986], месторождение приурочено к филлитовидным сланцам и песчаникам бесапанской свиты верхнего протерозоя (рис.35). Геологическая позиция рудного поля определяется одними исследователями наличием региональной флексуры, другими – пересечением субширотных зон с глубинными зонами северо-восточного простирания. Ниже месторождение характеризуется в основном по материалам Д.Г.Ажгиря и Т.В.Блиновой (1998 г.).

Оруденение, судя по данным структурного бурения, уверенно прослеживается до глубины 2 км. Нижним уровням развития оруденения соответствует смена типа разреза с песчано-сланцево-алевритового с пестрым составом обломочного материала и соотношениями «псаммиты/алевриты/пелиты», равными 1:2:2 (верхнерудный уровень) и 3:4:3 (рудный уровень), на существенно углеродисто-сланцевый с соотношениями «алевролиты/сланцы» 2:5. Подрудные уровни, вскрытые сверхглубокой скважиной, характеризуются сильно метаморфизованными тонкополосчатыми

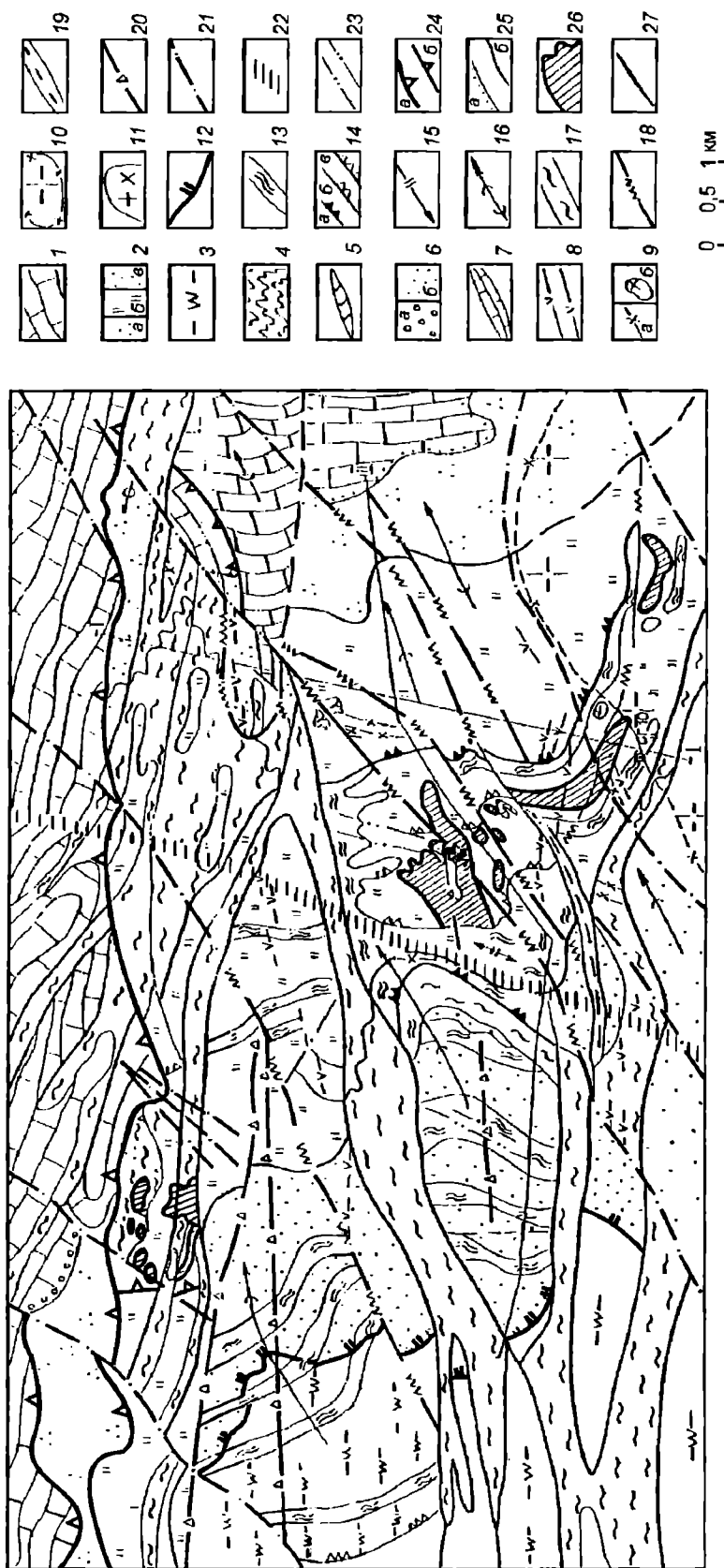


Рис. 35. Геолого-структурная схема месторождения Мурнтау (по Д.Г. Ажгирею и Т.А. Блиновой)

1 – породы рудоперекрывающей известково-доломитовой формации (D-C₂); 2 – породы рудомещающей углеродисто-терригенной формации (С-S), пачки: а – верхняя – песчанки, алевролиты, аргиллитовые сланцы, б – средняя – пестрая по составу пачка переслаивания полимиктовых, олигомиктовых, карбонатодержащих песчанков, углеродисто-сплестистых сланцев, алевролитов с линзовидными горизонтами кремнистых, карбонатных пород; вмещает основной объем промышленного оруднения жильного типа, в – верхняя – углеродисто-кварц-сплестистые и массивные сланцы с линзами и прослоями алевролитов, углеродисто-кремнистых сланцев, вмещает вкрапленную и прожилковую золотую минерализацию; 3 – породы рудоподстилающей вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенной формации, тасказганская свита (R-V); 4 – кристаллический фундамент (на разрезе); 5 – маркирующие горизонты (на разрезе), кремнисто-кварцевые; 6 – грубообломочные отложения: а – гравелиты, конгломераты, б – песчанки; 7 – известняки, доломиты; 8-11 – магматические породы (С₃-Р): 8 – дайковые пояса и дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров, 9 – сиенит-порфиры, сферолит-порфиры: а – дайки, б – синклизматические тела линзовидной формы, 10 – гранитоидный массив, установленный по геофизическим данным и бурению, 11 – интрузии гранито-адамелитов (на разрезе); 12-27 – структурные элементы: 12 – кровля глубоководной рудомещающей и рудоуплотляющей комплексы, 13 – пологие зоны складчато-склоловых дислокаций, контролирующие оруденение, 14 – ограничивающие плоскости, б – контролирующая линза пород, вмещающая крупные рудные залежи, в – контролирующая лежачий бок рудного тела, 15 – оси лежащих изоклинальных складок, 16 – оси складчатых структур суцучно-коробчатого типа, 17 – рудоуплотняющие крутопадающие продольные зоны нитенсивного расчленения пород, 18 – оперяющие взбросо-сдвиги, связанные с развитием крутопадающих зон расчленения, 19 – разломы с углеродистыми милонитами и катаклазитами, 20 – субширотные сбросо-сдвиги с тектоническими брекчиями и дробленными породами (рудомещающие), 21 – пострудные северо-восточные сбросо-сдвиги, 22 – зона крупного поперечного уступа на восточном фланге месторождения, 23 – поперечные крутопадающие сбросо-сдвиги, взбросы, сдвиги высоких порядков, 24 – раннегерцинские надвиги: а – крупные в основании карбонатных пород левона-карбона, б – незначительные, 25 – границы: а – несогласного залегания пород, б – согласного, 26 – комбинированные жильно-прожилково-штокверковые рудные зоны, 27 – секущие жильные рудные зоны

разностями пород тасказганской свиты рифей-вендского возраста, мощностью более 1 км.

Верхние надрудные уровни сложены карбонатными породами девонского возраста, являвшимися экраном для золотого оруденения мурунтауского рудного поля (рис. 36).

Все породы, вмещающие месторождение, метаморфизованы в результате проявления зонального полифациального прогрессивного метаморфизма. В вертикальном разрезе мощностью ~4,5 км от уровня развития карбонатных пород наблюдается смена фаций метаморфизма от аспидной и надрудной части до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой на глубинах более 3 км. Изограды метаморфизма пересекают стратиграфические границы и имеют сложную куполовидную форму. В центральной части месторождения границы более просты. В зеленосланцевой субфации, имеющей мощность ~2,5 км и температуру формирования 300–350°, изменчивость температуры составляет 50° на 1 км, в эпидот-амфиболитовой – 70° на 1 км.

Оруденение зонально размещено по отношению к фациям регионального метаморфизма: золото-редкометальное оруденение локализуется в биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации; в серицит-(альбит)-хлоритовой сконцентрированы золото-полисульфидные минеральные ассоциации.

На флангах месторождения в небольшом интервале глубин ~1 км сопряжены разнотемпературные фации прогрессивного метаморфизма, чем были определены условия для контрастного и неравномерного отложения руд в локальных структурных ловушках.

При наложении процессов метаморфизма и гранитизации, проявленных на глубинных уровнях, возможна мобилизация золота из рудоносной формации в более низкотемпературные уровни, где концентрируются золотосодержащие кварцевые жилы и прожилки. Установлено увеличение в 10 раз содержания золота в биотитах при переходе от эпидот-амфиболитовой фации, где преобладает железисто-магнезиальный биотит,

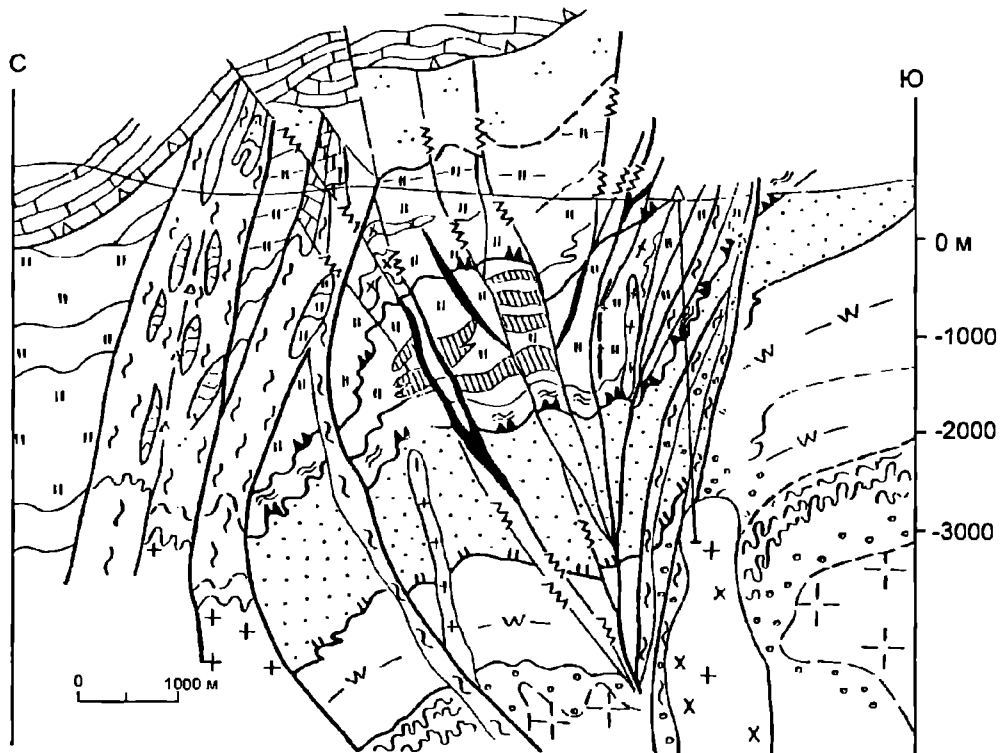


Рис. 36. Разрез к геолого-структурной схеме месторождения Мурунтау по линии I-I
Условные обозначения см. на рисунке 35

к биотит-мусковитовой с маложелезистым биотитом.

На месторождении совмещены разновозрастные раннерудные, синрудные и пострудные метасоматиты площадного характера и околорудные кварц-калишпатовые и кварц-альбитовые (рис.37).

Наиболее широко распространены раннерудные флогопит-калишпат-кварцевые (80%)

метасоматиты. Остальная часть приходится на альбит-(хлорит)-кварцевые эйситы, серицит-карбонат-пирит-кварцевые березиты и аргиллизиты.

В контуре флогопит-калишпат-кварцевых метасоматитов сосредоточена основная масса промышленного оруденения (рис.38). Они сопровождают золото-шеселит-кварцевую – главную продуктивную ассоциацию месторождения.

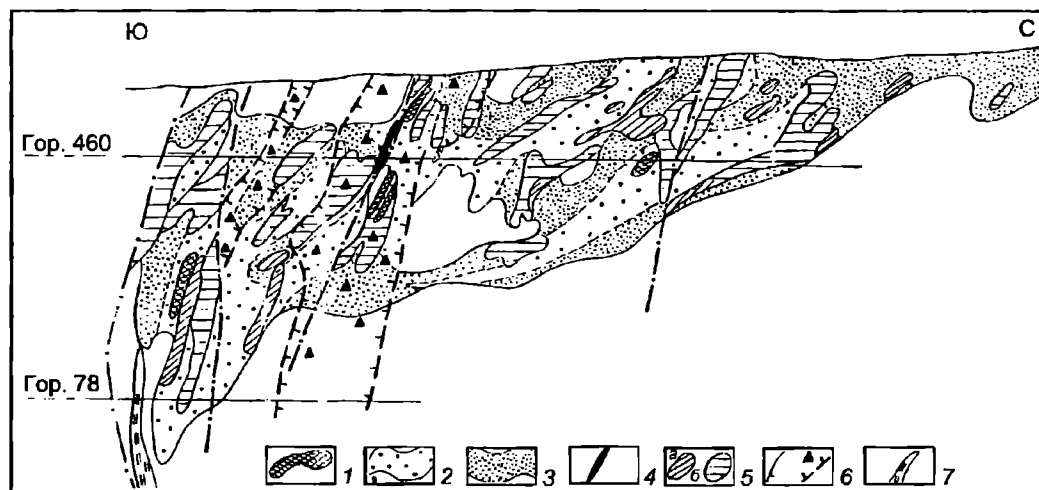


Рис. 37. Схема минералогической зональности месторождения Мурунтау (по Д.Г.Ажгирею и Т.А.Блиновой)

1-4 – области развития золотой минерализации, в контуре флогопит-калишпат-кварцевых метасоматитов: 1 – богатые руды секущих кварцево-жильных зон, 2 – рядовые руды, 3 – бедные руды, 4 – протяженные золотосодержащие жилы кварца; 5 – участки развития шеселитовой минерализации: а – интенсивной, б – рядовой; 6 – участки проявления золото-кварц-арсенипиритовой и кварц-пирит-турмалиновой минерализации в контуре альбит-кварцевых метасоматитов; 7 – участки проявления кварц-карбонатной минерализации

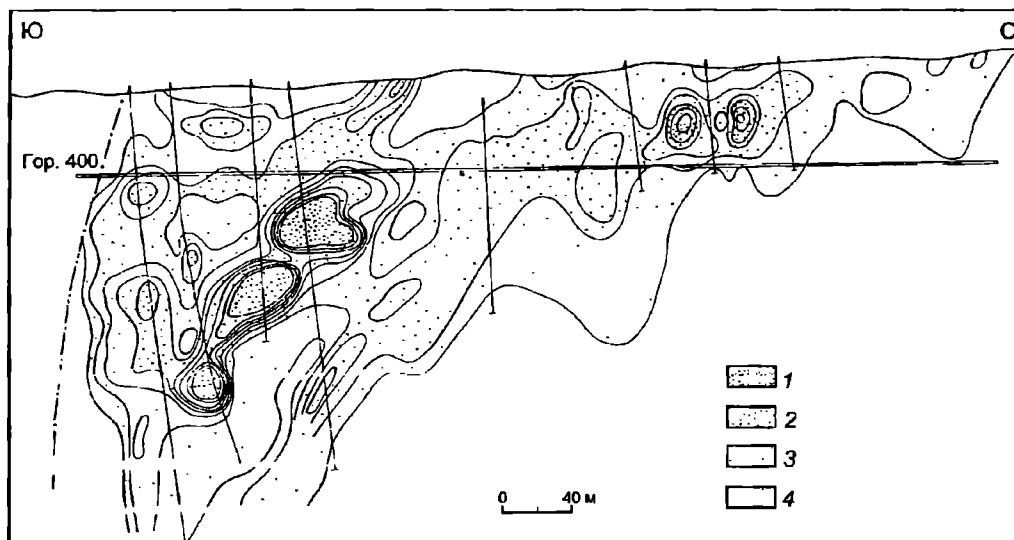


Рис. 38. Изоконцентрации золота в поперечном разрезе через центральную часть месторождения Мурунтау (по Д.Г.Ажгирею и Т.А.Блиновой)

Интервалы значений, г/т: 1 – 180–101; 2 – 100–41; 3 – 40–21; 4 – 20–1

Метасоматиты имеют зональное строение по вертикали и латерали. Выделяется внешняя зона мощностью 350–500 м, представленная флогопитсодержащими углисто-слюдисто-кварцевыми сланцами, промежуточная зона мощностью 500–700 м – флогопит-полевошпат-карбонат-кварцевого состава, внутренняя – кварц-кальцишпатовая мощностью 250–750 м. Общая площадь развития этих метасоматитов по латерали ~4 км². Зональность метасоматитов находит выражение и в изменении типа проводимости пирита: внешней зоне соответствуют п-пирит, переходной – п и р, во внутренней зоне преобладают пириты с дырочным типом проводимости.

Общему контуру метасоматитов соответствует совмещенное геохимическое поле золота (<0,1 г/т) и вольфрама (>0,003%), также аномальное поле U, Th, K с высокими значениями (K – 3–4%, U – 6·10⁻⁴%, Th – 5–15·10⁻⁴%).

По вертикали метасоматиты прослеживаются на глубину более 1 км и характеризуются грибовидной формой и крутыми контактами внутренней зоны, локализованной в системе рудоподводящих северо-восточных разломов. Метасоматиты, отвечающие по составу внешней и промежуточной зонам, представлены в виде многогранных плиткообразных и линзовидных тел. Интенсивность метасоматической переработки в центральной части месторождения в зоне кальцишпат-кварцевых метасоматитов составляет 70–100%, на флангах – 50–70%.

При формировании метасоматитов от внешних к ядерным зонам происходит увеличение золотоносности и концентрации As, Sb, V, K и CO₂, уменьшение содержаний Na, Fe.

Серицит-альбит-кварцевые метасоматиты (эйситы), березиты и аргиллизиты наиболее широко проявлены на флангах месторождения. Березиты и эйситы характеризуются лентовидным и линзовидным строением, размеры тел до 1600 м. Они сопровождают образование золото-кварц-арсенопиритовой ассоциации. Аргиллизиты развиты на верхнерудных уровнях и ассоциируют с серебро-сульфосольной ассоциацией. Параметры аргиллизитов на порядок меньше эйситов.

Таким образом, для месторождения характерны интенсивные преобразования вмещающих пород в результате зонально проявленных процессов метаморфизма и метасоматоза.

Значения петрофизических характеристик измененных пород рудовмещающих, рудных и пострудных уровней отличаются от неизмененных на 10–20% (до 200–300%). Эти изменения сводятся к:

– закономерному уменьшению значений пористости и росту минеральной плотности метатерригенных пород при прогрессивном метаморфизме;

– уменьшению пористости до минимальных значений и плотности в полевошпат-кварцевых метасоматитах рудных зон, что создает эффект дефицита масс, повышение значений модуля сдвига и модуля Юнга;

– в висячих боках рудных зон проявляется резкое увеличение общей и закрытой пористости (в 2–3 раза по сравнению со средними значениями или рудных зон) при увеличении значения плотности и скоростей упругих волн;

– в лежащих боках рудных зон происходит характерное уменьшение значений скоростей упругих волн;

– для подрудной части разреза установлено заметное увеличение с глубиной прогрессивного метаморфизма, сопровождаемое уменьшением плотности, объемной и минеральной плотности. Это явление связано с повышением температуры и, соответственно, перекристаллизацией пород.

Надрудная часть разреза отличается высокими значениями общей плотности, резким понижением общей пористости.

По структурным особенностям месторождение отвечает мезозоне и характеризуется значительным (~60% объема) развитием пластических деформаций.

Структура месторождения сформирована во время каледонского и герцинского этапов тектогенеза. В наибольшей степени проявлены структуры каледонского этапа с интенсивностью деформаций 50–100%.

На раннекаледонской стадии были сформированы субпослойные зоны складчато-сколовых дислокаций и ламинарного течения материала, охватившие среднюю и нижнюю части разреза рудовмещающей бесапанской свиты и особенно интенсивно проявленные вблизи границы с существенно сланцевой тасказганской свитой. Мощность наиболее крупных зон составляют 100–150 м. Они имеют линзовидно-чешуйчатое строение и состоят из крупных (5×20 м) линз-будин сложноскладчатого строения (с лежащими изоклинальными складками скальвания), которые окаймляются маломощными (0,1–0,5 м) полосами милонитов с признаками пластического течения материала по ним, выраженными складками пластического течения, будинированными кварцевыми жилками. На завершающей стадии скальвающих деформаций и ламинарного течения материала после образования лежащих складок

скальвания эти зоны были нарушены системой согласных и кососекущих сланцеватость разломов.

Многоярусное размещение этих структур обусловило свособразное переслаивание по вертикали тектонических пластин, установленных до глубины 3 км от уровня эрозийного среза. Наиболее сближенные зоны развиты в интервале глубин 0,5–2,5 км и контролируют размещение и морфологию пологозалегающих рудных зон и тел.

Герцинский этап унаследовал линейные структуры каледонид и сформировал крутопадающие зоны рассланцевания и вязкие разрывы с взбросо-сдвиговым характером перемещения.

Крутопадающие зоны смятия выражаются интенсивным рассланцеванием и будинированием пород. Они пересекают пологие складчато-сколовые зоны и более ранние складки и вырезают линзовидные продольные блоки.

К одному из таких блоков клиновидно-линзовидной формы приурочено месторождение. Этот блок имеет общее синклинальное (блокированная синклиналь) строение в южной части и антиклинальное в северной. Оси этих структур имеют широтные простирания с отклонениями до восток-северо-восточных.

Многочисленные опережающие разрывы, сопряженные с южной зоной рассланцевания и пересекающие блок месторождения, обусловили образование блокированных складок более высоких порядков.

В позднеорогенный этап были сформированы поперечные и диагональные разломы субмеридионального и северо-восточного направления. По характеру перемещений они относятся к сбросо-сдвигам. Вблизи субмеридиональных разломов установлены подвороты широких зон рассланцевания. Они участвуют в формировании субмеридиональных сундучных коробчатых складок и флексур.

Главные рудоконтролирующие структуры месторождения представлены пологими и крутыми зонами складчато-сколовых дислокаций, рассланцевания и будинирования, а также опережающими разрывами взбросо-сдвигового типа.

Основной рудолокализирующей структурой является система контрастно сочетающихся блоков – будин пологозалегающих пород и обрамляющих их крутопадающих зон рассланцевания.

Рудоконцентрирующая структура представлена поперечными разломами скрытого типа и сопряженными с ними крупными флексурными изгибами простираний слоистых толщ.

В вертикальном срезе месторождения наблюдается различная интенсивность деформаций для надрудного, рудного и подрудного уровня месторождений, выражающаяся в виде смены и контрастного сопряжения различных типов тектонофазий.

На месторождении имеет место многоэтапное формирование оруденения:

I этап динамометаморфизма с кварцевой и халькопирит-пирротиновой ассоциациями.

II этап прогрессивного флогопит-калишпат-кварцевого метасоматоза с золото-шеелит-кварцевой продуктивной ассоциацией.

III этап внедрения даек сиенит-диоритового комплекса.

С этим этапом совмещены кварц-турмалиновая ассоциация и альбит-серицитовые (хлоритовые) метасоматиты (эйситы).

К последайковому этапу относятся: золото-кварц-арсенопиритовая (вторая продуктивная ассоциация), сфалерит-галенитовая слабо золотоносная, пирит-кварцевая и серебро-сульфосольная ассоциация.

В размещении ассоциаций наблюдается четкий структурный контроль с приуроченностью додайкового оруденения к системе пологих и крутых зон рассланцевания и сопряженных с ними вязких разрывов и участков сопряжения продольных и северо-восточных диагональных разрывов. В контроле последайковых ассоциаций основная роль принадлежит более поздним по отношению к зонам рассланцевания субширотным разломам и зонам трещиноватости, меридиональным и частично северо-восточным разломам.

Месторождению свойственны разные морфологические типы рудных зон, обусловленные вариациями структурных обстановок в его пределах.

В центральной части месторождения, выделенной по максимуму оруденения, морфология и параметры зон определяются комбинацией структур линз-будин слабо рассланцованных пород, пологой зоной складчато-сколовых дислокаций и секущими разломами, пересекающими их и являющимися рудоподводящими структурами.

Наиболее крупные и богатые секущие жильные зоны приурочены к северо-восточному разлому и распространены до глубины 800 м от поверхности. Форма их асимметрично-грибообразная, конусовидная, каплевидная с максимально расширенной частью на глубинах 250–500 м. В этом интервале сконцентрировано 90% запасов.

На глубине ~800 м происходит резкое сужение, вплоть до выклинивания рудной зоны. Расширенная часть зоны контролируется сопряжением пологой зоны и северо-восточным разломом.

Второй тип крутопадающих зон имеет линзообразно-лентовидную форму с пологими границами и вертикальную протяженность не более 250 м. Их морфологию определяет положение в малопротяженных по вертикали и латерали структурах оперения северо-восточного разлома, или изгибах плоскости разлома по падению, сопряжений его с пологими тектоническими зонами. Мощность зон от 20 до 80 м.

Для флангов месторождения характерна мелколпозовая, вытянутая по падению форма кварцево-жильных зон. Мощность зон от 10 до 40 м, протяженность по падению до 500 м. Структурный контроль – сопряжение пологих тектонических зон с крутопадающей зоной расланцевания и субпараллельными ей продольными разрывами.

Пологие жильно-прожилковые рудные зоны имеют протяженность до 1–3 км, мощность 10–60 м и протяженность по склонению до 800 м. Морфология тел зависит от строения пологих зон дислокаций и размера будин внутри них. Промышленное оруденение размещено ярусно (5–6 уровней).

Комбинированные штокерки сложной изометричной и линзовидной форм прослеживаются по латерали на 250–500 м, ширина 60–80 м, протяженность на глубину 350 м. Характерен контроль диагональными (для крутопадающей части штокерка) и пологими разрывами. В крутопадающих частях штокерков проявлена максимальная концентрация золота, в интервале глубже 100 м от поверхности – до 350 м. Верхние приповерхностные уровни (на глубине до 100 м от поверхности) характеризуются бедными (<2 г/т) и рядовыми (4 г/т) рудами.

В пологих штокерках преобладают рядовые руды (3–4 г/т) с небольшими (40×40, 40×80 м) максимумами на глубинах от 40 м от поверхности до 120–140 м. Здесь сконцентрированы основные запасы. Выше и ниже этого уровня в западной части месторождения преобладают бедные руды и запасы составляют первые проценты.

Наибольшие содержания золота >10 г/т приурочены к стержневым кварцевым жилам, имеющим линзовидное строение и максимальную протяженность до 250 м при средней 100–120 м. Мощность жил – первые метры. Они входят в состав кварцево-жильных зон.

Минералого-геохимическая и метасоматическая зональность оруденения обусловлена главным образом структурными факторами. Совокупность морфоструктурных особенностей рудоносных тел, термобарохимические данные и особенности распределения ассоциаций свидетельствуют о том, что минеральные комплексы формировались на разных уровнях от поверхности.

Ранние комплексы формировались на глубинах более 3 км, сереброносный – в условиях глубин, не превышающих 1000 м.

Продуктивный золото-шеелит-кварцевый комплекс имеет наибольшее распространение в центральной, наиболее эродированной части месторождения. Ему соответствует контур развития флогопит-полевошпат-кварцевых, предшествующих оруденению метасоматитов. Этот комплекс образован в структурной обстановке наибольшей анизотропии и проницаемости, в узле пересечения разновременных структур каледонского и герцинского этапов.

На рудном поле Мурунтау, по данным Х.Р.Рахматуллаева [1989], произошло совмещение каледонского и герцинского рудогенеза, последовательно сформировались: кварц-золоторудное оруденение каледонид (O-S); кварц-калишпат-шеелит-арсенопирит-золоторудная минерализация позднескарбового возраста, связанная с диорит-гранодиоритовым интрузивным комплексом; дайковая серия плагиопорфиров, сиенит-диоритовых порфиров; кварц-палевошпат-пирит-арсенопирит-золоторудная, кварц-хлорит-полисульфидно-золоторудная и кварц-серицит-джикит-миаргирит-электроумовая минерализации позднего и конечного этапов герцинского тектономагматического цикла, связанные с пермским комплексом даек пестрого состава.

Время формирования главного продуктивного этапа рудоотложения – 286 ± 2 млн лет.

В отношении генезиса месторождения Мурунтау высказаны самые разнообразные гипотезы. Наиболее общепринятой является плутогенная гидротермально-метасоматическая модель рудообразования, по которой оруденение связывается с длительно развивавшимся очагом гранитоидного магматизма (С.Д.Шер, Х.Р.Рахматуллаев и др.). Н.В.Котов и Л.Г.Порицкая [1991] предложили модель многоярусного оруденения, связанного с глубинным потоком гидротермальных растворов (рис.39).

А.А.Маракушев и В.А.Хохлов [1992] считают, что месторождение Мурунтау возникло в результате инфильтрационного магматического

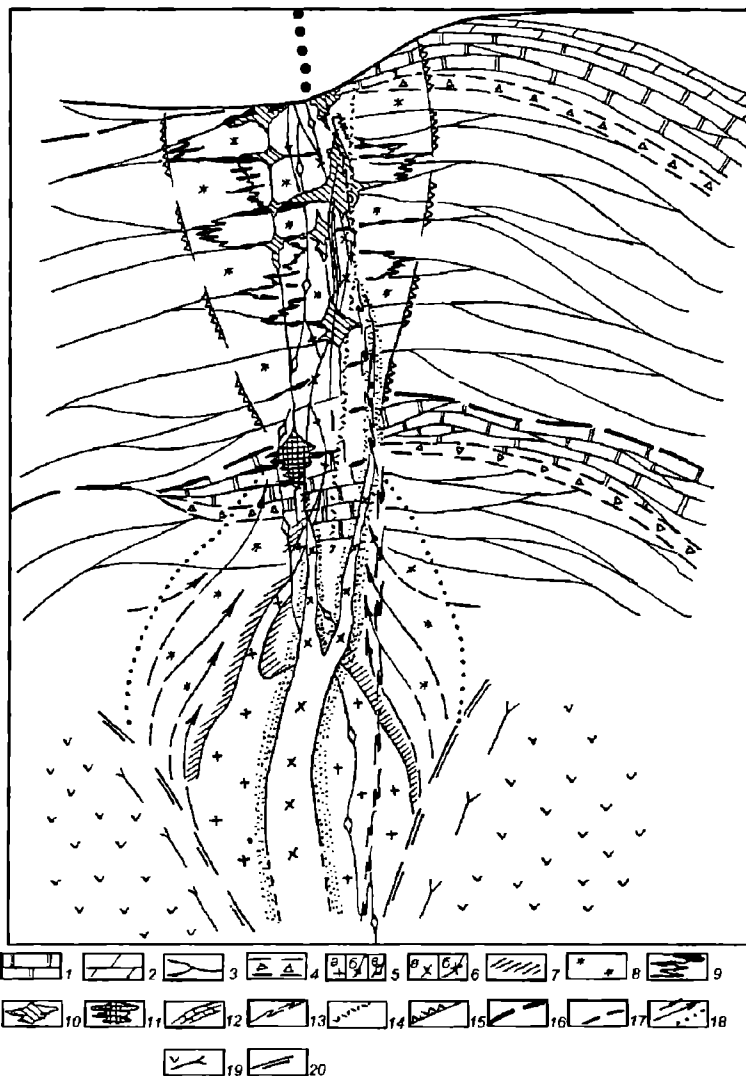


Рис. 39. Гидротермально-метасоматическая модель формирования месторождения [Котов, 1991]

1–4 – вмещающие породы: 1 – битуминозные доломиты (D), 2 – карбонатные отложения (C_2), 3 – терригенная черносланцевая толща (O–S), 4 – псевдоконгломераты; 5, 6 – позднеколлизийные гранитоиды и дайки (C_3 –P): 5 – ранние магматические образования: а – порфиридные гранодиориты–адамеллиты первой интрузивной фазы, б – связанные с ними ранние гранитоидные дайки, в – дайковые образования ряда кварцевого днорита–спессартита, б – поздние магматические образования: а – розовые равномернозернистые турмалиносодержащие граниты второй интрузивной фазы, б – связанные с ними внутрирудные гранитоидные дайки; 7, 8 – контактово-метаморфические породы: 7 – роговики, 8 – пятнистые и узловатые сланцы; 9–14 – кварцевые жилы и связанные с ними метасоматиты: 9 – кварцевые жилы первой генерации (линзовидные, преимущественно пологие) и биотит-двуполевошпатовые метасоматиты-I, 10 – кварцевые жилы второй генерации (“стержневые” секущие, часто встроенные в ранние пологие зоны нарушений) и кварц-серцит-хлорит-альбитовые метасоматиты-II (иногда с турмалином), 11 – карбонат-актинолит-диопсидовые метасоматиты (предполагаемые), 12 – кварц-доломит-анкеритовые жилы, 13 – кварцевые жилы III генерации и углеродистые серцитолиты (тип пород в пределах Южного разлома), 14 – жильные аргиллизиты; 15 – контуры распространения метасоматитов различных типов; 16, 17 – разломы: 16 – региональные шарьяжные зоны, 17 – зоны развития псевдоконгломератов; 18 – направления движения восходящих рудоносных флюидов; 19 – базальтовый слой; 20 – условные границы троговой области. Крупными кружками (верхняя часть рисунка) показана проекция осевой плоскости Джамбулакского антиклиналоида

замещения углеродистых метаалевролитов калиевыми лампрофировыми расплавами. Флюидно-магматические расплавы заключали тонкую эмульсию золота, которое захватывалось в процессе кристаллизации породообразующих минералов. Первичный расплав был вначале щелоч-

ным, меланократовым, а избыточный кварц связан с заимствованием кремнезема рудовмещающего субстрата.

А.А.Кремнецкий и Э.Ф.Минцер [1995], считая месторождение Мурунтау эндогенным, большое значение придают глубинным плотностным

неоднородностям, надашикальные части которых определяют узлы концентрации благородных металлов. По их данным, коллизийный этап завершился формированием интегральной геофизической поверхности, максимумы которой в современной коре указывают на положение эпицентра коллизии, а сопутствующие минимумы фиксируют области локализации гранитных интрузий в доколлизийных углеродисто-терригенных толщах. В Центрально-Кызылкумской золоторудной провинции максимумы этой поверхности прослежены в глубоких скважинах (0–1700 м), где они фиксируются повышенными значениями магнитной восприимчивости (до $3000 \cdot 10^{-6}$ СГС), плотности (до $2,87 \text{ г/см}^3$) и удельного электрического сопротивления (до 2000 Ом·см); в геохимических полях фронтальная часть этой поверхности отчетливо фиксируется резким увеличением содержания SiO_2 и гамма-активности; уменьшением концентраций бора и других элементов. В трехмерном пространстве эта поверхность образует мозаику линейных и изометричных синусоидально-сферических форм, над максимумами которых, как правило, локализуются месторождения Au, Ag, и Pt, а над минимумами – W, Ta, Nb, Be. Отличительная черта приповерхностной “базитовой линзы” – то, что ее юго-западная – северо-восточная ориентировка совпадает с пространственной ориентировкой геофизической аномалий в средней и нижней коре, но занимает секуще положение к простиранию (юго-восток–северо-запад) рудовмещающих черных сланцев.

С.В.Черкасов, обработавший материалы по сейсмическому профилированию, показал, что рудному полю Мурунтау соответствует “зона сейсмической прозрачности”, крутое погружение которой в разрезе отвечает погружению рудоносного штокверка – “трубы” Мурунтау. С.Г.Кряжев (1994 г.), выполнив большое количество изотопных определений рудного вещества, околорудных изменений и вмещающих пород, пришел к выводу, что продуктивная фаза рудообразования отчетливо выделяется совокупностью изотопных параметров и имеет эндогенный (магматогенный) источник в отличие от образований предрудных и послерудных процессов метаморфогенного происхождения.

В.Г.Гарьковец, С.Т.Бадалов, Н.К.Курбанов и ряд других исследователей разрабатывали в разных аспектах гипотезу осадочно-метаморфогенного рудообразования. По данным Н.К.Курбанова [1999], этот процесс имел стадийный характер (рис.40).

М.М.Константинов [1993] обратил внимание на то, что длительно существующие эндогенные тепловые потоки (“горячие мантийные точки”) в их стационарном варианте должны выражаться в аномальном развитии литогенеза, метаморфизма и магматизма.

Для золото-кварцевых месторождений в терригенных толщах типа Мурунтау характерны стратифицированность, а также ряд литологических особенностей рудовмещающей толщи – тонкоритмическое строение, наличие вулканомиктовых прослоев, повышенная карбонатность, развитие песчаных фаций в пределах рудного поля. Рудные тела в большей или меньшей степени конформны напластованию толщ. В то же время позиция рудных полей определяется структурными аномалиями – флексурами в плане и разрезе рудоносной толщи, изгибами и ветвлениями региональных разломов. Развитие процессов магматизма, метасоматоза и оруденения носит многоэтапный характер, причем сконцентрированы они в небольшом объеме трубообразной или линзовидно-конической формы.

Характерен также региональный литологический контроль оруденения горизонтами песчаных фаций. Это позволяет полагать, что формирование термокупольной структуры началось еще в период накопления осадков, а ранняя стратиформная золото-кварцевая минерализация с полосчатыми текстурами согласных кварцевых тел имеет гидротермально-осадочный генезис. Дальнейшее развитие термического процесса привело к формированию высокотемпературных флогопитовых метасоматитов, а затем к частичному плавлению субстрата, внедрению небольших интрузивных штоков по периферии концентрического теплового потока.

Признаками крупномасштабного оруденения можно считать:

- позицию оруденения в региональной флексуре (или пересечении глубинных разломов);
- многоэтапное развитие рудного процесса;
- широкое проявление высокотемпературного калиевого метасоматоза.

Месторождение Чармитан

Месторождение Чармитан является редким примером крупного золото-кварцевого месторождения типично жильного типа, связанного с гранитоидной интрузией. По данным С.Ф.Редькина с соавторами [1988], месторождение приурочено к юго-восточному экзо- и эндоконтакту

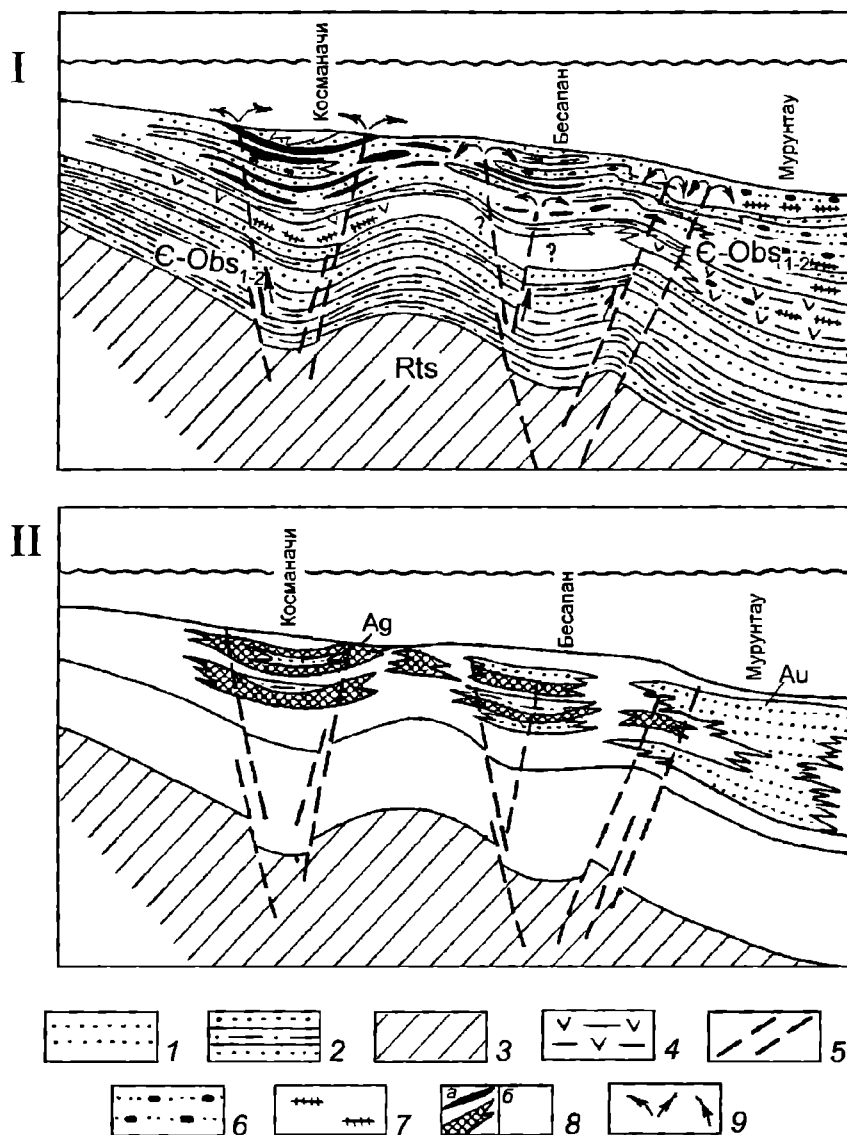


Рис. 40. Модель сингенетично-эпигенетического формирования месторождения Мурунтау [Курбанов, 1998]

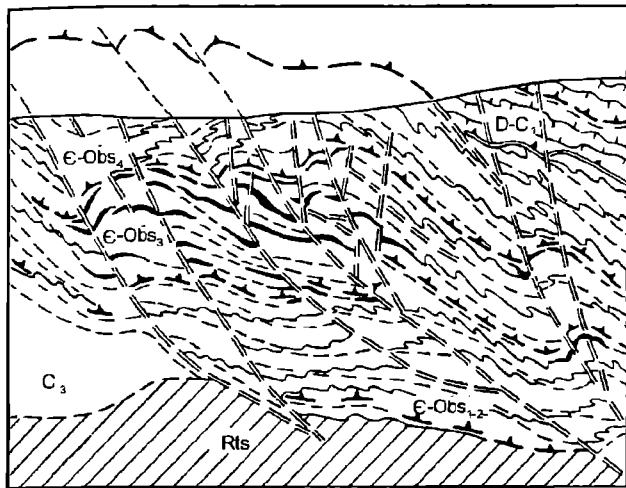
I, II – этапы первичного и элизионно-катагенетического накопления рудного вещества:

1 – фациально неоднородные отложения подсвиты – “пестрый” бесапан ($C-O bs_2$); 2 – алевролитно-песчано-сланцевые отложения низов разреза бесапанской свиты ($C-O bs_{1,2}$); 3 – породы основания – Таскаганский вулканогенно-осадочный комплекс (R ts); 4 – вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 5 – конседиментационные разломы; 6 – горизонты кремнисто-пиритовых микроконкреций с золотом (от 0,05 до 1,5–2 г/т); 7 – сереброносные горизонты кремней с прослоями доломитов; 8 – золотоносные сульфидно-конкреционно-вкрапленные горизонты: а – сереброносные, б – золотоносные; 9 – направления поступления металлоносных растворов.

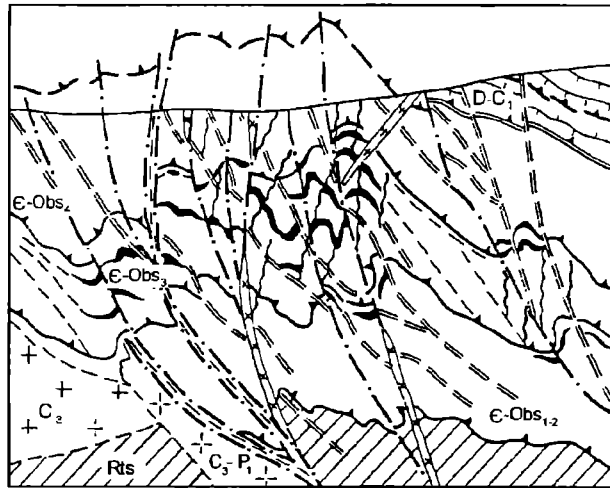
III–VI – этапы эпигенетического преобразования первичного и элизионно-катагенетического рудного вещества.

1 – известково-доломитовая формация (D-C); 2 – флишодная алевролитно-песчанниковая толща верхней подсвиты бесапанской свиты ($C-O bs_2$); 3 – фациально неоднородная сульфидоносная толща углистых сланцев, кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников – подсвита “пестрый” бесапан ($C-O bs_{1,2}$); 4 – алевролитно-песчано-сланцевый разрез низов бесапанской свиты ($C-O bs_{1,2}$); 5 – вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс – таскаганская свита (R ts); 6 – деформированная слоистость; 7 – метаморфическая полосчатость (ранний кливаж); 8 – субслоистые надвиговые зоны внутриформационного расланцевания; 9 – главная надвиговая зона; 10 – разломы взбросо-сдвигового типа (ранний этап формирования дуплекс-структуры и синкинематических кварцевожилльных зон); 11 – крутопадающие сбросо-сдвиги (поздний этап формирования дуплекс-структуры и крутопадающих кварцевых жилльно-прожилковых зон); 12 – зоны милонитизации; 13 – интрузии гранит-гранодиоритовой формации; 14 – лейкограниты; 15 – дайки сиенит-диоритовых порфиритов; 16 – золотоносные субсогласные кварцевые жилы первого этапа; 17 – крутопадающие золотоносные кварцевые и арсенипирит-кварцевые жилы второго этапа; 18 – субсогласные метасоматические золоторудные залежи; 19 – штокверковые золото-кварцевые залежи

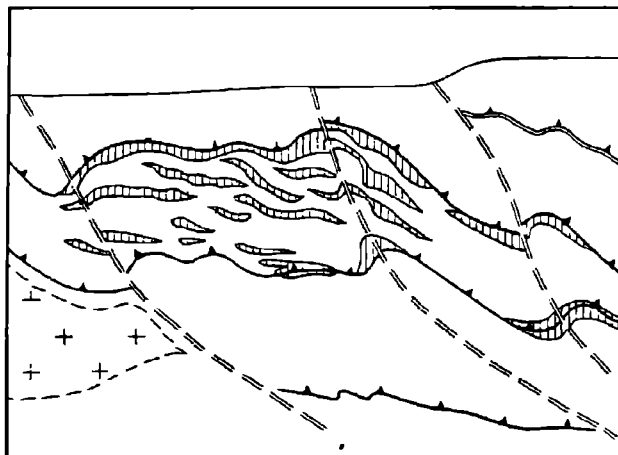
III



V



IV



VI

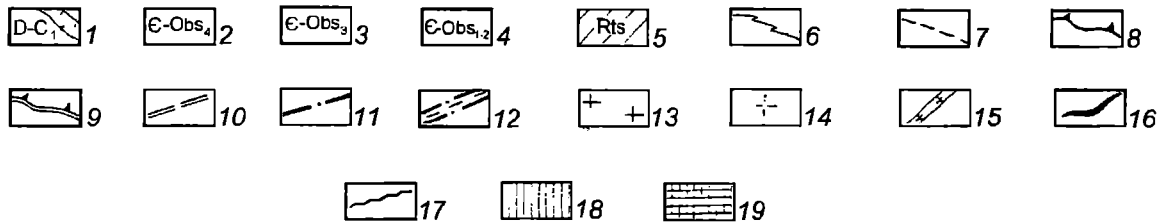
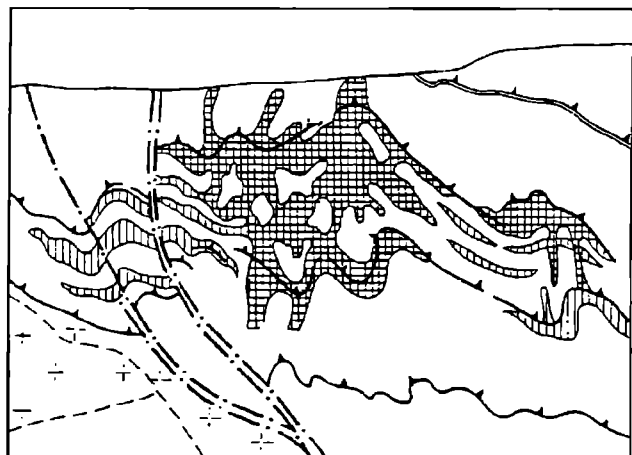


Рис. 40 (окончание)

Кошрабадского гранитоидного массива с возрастом $269 \pm 4,2$ млн лет. Рудное поле расположено в пределах Кызылкум-Тяньшаньского пояса герцинид в Алай-Кошкаальской тектонической зоне, отвечает главному геосинклинальному прогибу. Рудное поле осложнено поперечным поднятием и характеризуется флексурным перегибом субширотных структур, аналогично тому, как это было зафиксировано на рудном поле Мурунтау.

Граниты Кошрабадского массива прорваны многочисленными близкими по возрасту дайками монцонит- и сиенит-порфиров, а те, в свою очередь, рудными жилами. Рудные жилы контролируются системой рудовмещающих разломов с простиранием $100-120^\circ$ и крутым ($60-80^\circ$) падением на северо-восток (рис.41).

Месторождение расположено в пределах тектонического клина, обусловленного двумя сходящимися под острым углом разломами, что позволяет провести некоторые аналогии с Наталкинским месторождением. Оруденение относится к преимущественно жильному типу и локализовано на западе – в граносиенитах, центральной

части – в ороговикованных песчано-сланцевых породах нижнего силура, на восток – в монцонитах и сиенитах интрузивного штока-сателлита Кошрабадского массива.

По данным С.Ф.Редькина с соавторами [1986], в центральной части месторождения фиксируются мощные жильные зоны, состоящие из нескольких стволовых жил, сопровождающихся более мелкими жилками и прожилками. Жильные зоны в этой части отличаются значительной протяженностью и шириной, а также большой мощностью стволовых жил. Жильное выполнение характеризуется массивными и линейно-полосчатыми текстурами. Жильные зоны локализованы в экзо- и эндоконтакте Кошрабадского гранитоидного интрузива.

Западная часть жильного поля отличается слабым развитием стволовых жил и широким распространением тонкопрожилковых зон.

Как полагают эти авторы, крайняя западная часть Чармитанского жильного поля представляет собой корневую зону выклинивания жильных систем; в центральной его части по мере погружения на восток контакта гранитоидов и умень-

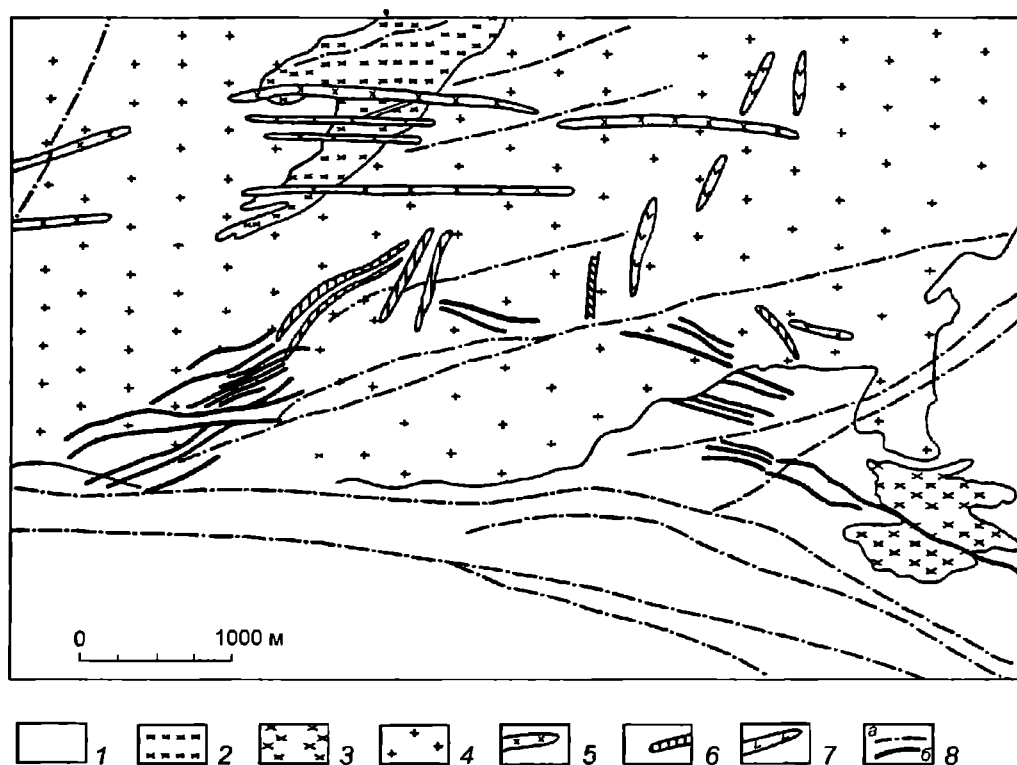


Рис. 41. Схематическая геологическая карта месторождения Чармитан (по данным Чармитанской ГРЭ, 1989)

1 – метаморфизованная песчано-сланцевая толща; 2 – сиениты; 3 – кварцевые сиениты; 4 – граносиениты; 5 – дайки гранитов, адамеллитов; 6 – дайки граносиенитов; 7 – дайки эссекситов, лампрофиринов; 8: а – разломы, б – рудные тела

шения эрозионного среза увеличивается количество выдержанных и протяженных стволых жил, сопровождающихся системами мелких жил и прожилков; восточная, наименее эродированная его часть характеризуется развитием единичных рудных зон и жил большой мощности и значительной протяженности. Таким образом, с запада на восток по простиранию отдельные участки Чармитанского жильного поля отличаются разным уровнем эрозионного среза.

По наблюдениям Д.Г.Аджирея и Т.А.Блиновой, минерализация протекала стадийно на фоне слабых тектонических подвижек, о чем свидетельствует преобладание в жилах массивных текстур. Лишь на участках развития апофиз или смены простираний проявлены брекчиевые и прожилковые структуры. Нарастивание мощности жил происходило постепенно при унаследовании направлений внутрирудных движений. Сдвигающие усилия были незначительны, что приводило к подновлению контактов и образованию диагональных трещин внутри жил с унаследованными внутрирудными движениями – левыми сбросо-сдвигами.

Для жил, присутствующих в гранитах, характерны общие черты. Они имеют относительно простую морфологию, а состав меняется с запада на восток. На западе преобладают малосульфидные жилы массивной текстуры, представленные кварцем с редкой вкрапленностью пирита, к востоку в них развивается пирит и арсенопирит и минералы полиметаллической ассоциации с богатым содержанием золота. Высокие содержания золота и рудные столбы приурочены к участкам повышенных мощностей кварцевого выполнения с развитием брекчиевых структур. Эти же участки контролируют высокие отношения золота к общему серебру. Пробность золота повышется с запада на восток от 600 до 850. В этом направлении меняется золото-серебряное отношение: наиболее низкие отношения золота к серебру установлены на восточном фланге в Каратепинском штоке, где преобладают значения намного меньше единицы. Здесь же значительная роль принадлежит сульфидной минерализации. Количество сульфидов часто превышает 50% от состава жилы. Сульфиды представлены арсенопиритом, минералами полиметаллической ассоциации, антимонитом и самородным серебром, т.е. в рудной зоне фиксируются минералы, характерные для верхних горизонтов месторождения.

Наиболее сложна морфология жильных зон в ороговикованных песчано-сланцевых породах

с интенсивной предрудной тектонической обработкой – приразломной складчатостью, расланцеванием, будинированием. Рудные зоны на границе с гранитным массивом имеют форму “конского хвоста”. Далее в роговиках преобладают жилы, субсогласные с элементами залегания сланцеватости, и рудные зоны, представленные субпараллельными переходящими друг в друга и выклинивающимися жилами. Контакты их часто расплывчаты из-за сильного окварцевания по сланцеватости пород. На участках сближения жил образуется единое рудное тело большой мощности сложного строения с линейно-полосчатыми текстурами. Участки повышенных содержаний золота в отдельных телах составляют непрерывную полосу от поверхности до глубины 450 м.

Жилы и жильные зоны сопровождаются зонами интенсивно гидротермально-измененных пород альбит-хлоритового и полевошпатового типа, преобладающих на западе. К ним добавляются березиты в центральной части и на востоке. Линзовидные жилы массивных сульфидных руд переходят по простиранию в прожилково-вкрапленные (восточный фланг месторождения).

Сульфидным рудным телам свойственны брекчиевые текстуры, обломки гранитоидов и сланцев. В составе их 80–90% объема составляет арсенопирит, но он почти не золотоносен. Сульфидные минералы полисульфидной стадии – сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, четко наложены на участки развития катаклазированного арсенопирита. Именно с этой стадией связаны высокие концентрации тонкодисперсного золота.

Формирование рудной минерализации происходило в несколько стадий: 1) образование кварцевых жил метаморфизованного кварца, 2) первая продуктивная стадия – золото-редкометалльная ассоциация (золото-висмут-теллуридная), которая сопровождается полевошпат-кварцевыми с хлоритом околорудными метасоматитами, 3) пирит-арсенопиритовая (2-я слабопродуктивная), 4) полисульфидная (3-я продуктивная), 5) кварц-карбонатная послерудная. Две последние характеризуются березитовыми и аргиллизитовыми изменениями. Наиболее богатые руды развиты на участках наложения сульфидных парагенезисов на золото-редкометалльную продуктивную ассоциацию.

Главные рудные минералы первой продуктивной стадии – пирит, арсенопирит, теллуриды висмута, золота и самородное золото высокой пробы (880–964). Второстепенные минералы – сфалерит, галенит, сульфоантимониты.

Для этой стадии характерны: стержневые сульфидно-кварцевые жилы с заметным количеством сульфидов и малоомощные кварцевые жилы с небольшим количеством сульфидов. Четко проявлена околожильная березитизация.

Руды малопродуктивной пирит-арсенопиритовой стадии сильно перекристаллизованы последующими процессами и присутствуют по всем жилам с промышленным содержанием золота. Эта стадия сопровождается щелочным полевошпатовым метасоматозом. Сложена на 80% сульфидами. Последние часто перекристаллизованы. В сульфидах высокие содержания связанного золота (до 500 г/т). Для этой стадии характерны признаки надкритических давлений в растворах (больше 1000 атм.).

Кварцево-сульфидно-полуметаллическая (полисульфидная) ассоциация проявлена в виде жил и прожилков, согласных со стержневыми жилами кварца первой и второй стадии. Ассоциация наиболее широко представлена на восточном фланге; характерна ее высокая сереброносность – отношение золота к серебру 1:10; золото и серебро образуют непрерывный ряд твердых растворов. Самородное золото представлено электрумом. Вклад этой ассоциации в промышленные руды значителен.

Данные изотопно-термобарогеохимических исследований руд месторождения Чармитан [Бортников и др., 1996] позволили сделать ряд выводов, характеризующих условия формирования рудообразующих флюидов, важные для понимания генезиса месторождения (рис.42).

1. Широкий диапазон температур флюидов от 500 до 120°C и давлений от 27,7 до 0,9 кбар с внутренними повышениями их на отдельных стадиях рудообразования.

2. Отложение минералов происходило из растворов разного состава (существенно водных, водно-солевых и существенно газовых).

3. Установлены признаки смешения в минерализующей системе флюидов из разных источников, при этом доминирует флюид магматического происхождения, при подчиненной роли флюида, образовавшегося при метаморфизме; смешение гетерогенных флюидов происходило быстро в области рудоотложения.

4. Магматогенный флюид генерировался поступлением из магматического очага и промежуточных камер разных фаз внедрения магмы.

5. В результате контактового и прогрессивного метаморфизма, связанного с внедрением плутона, происходила мобилизация рудных компонентов при дегидратации и декарбонатизации пород.

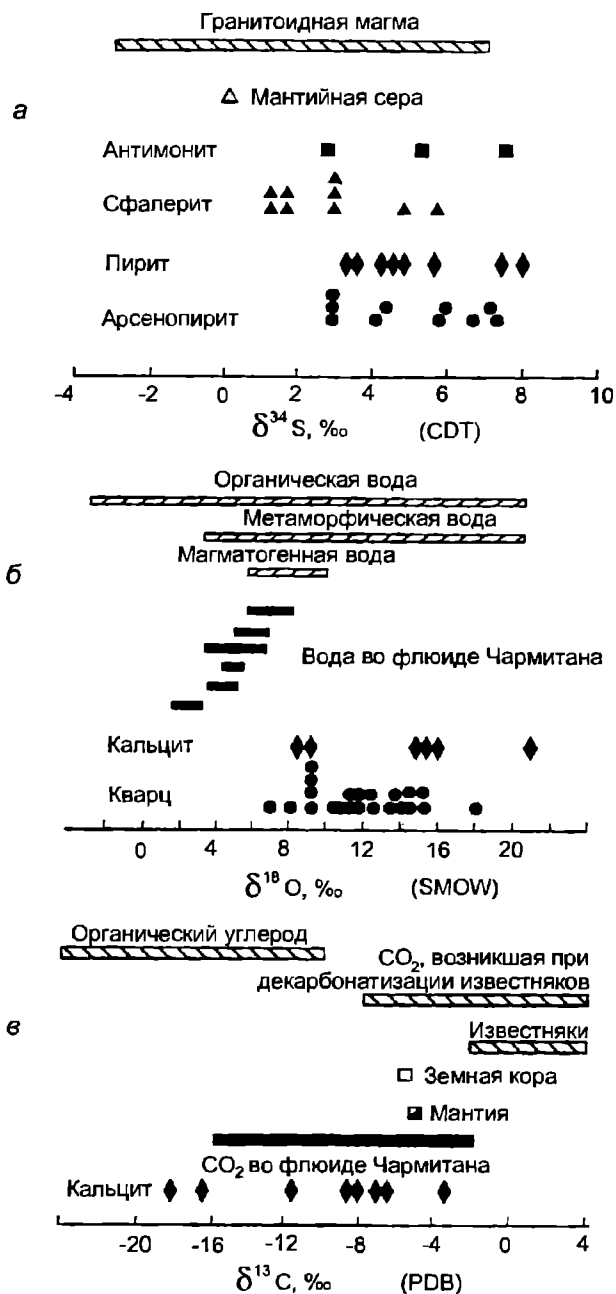


Рис. 42. Изотопный состав минералов месторождения Чармитан [Бортников и др., 1992]

а - изотопный состав серы в сульфидах; б - изотопный состав кислорода кварца и кальцита и рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}$ минералообразующего флюида; показаны также значения $\delta^{18}\text{O}$ вод различного происхождения [Sheppard, 1986]; в - изотопный состав углерода в кальците и рассчитанные величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ во флюиде; также значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода различного происхождения [Ohmoto, 1986]

В такой рудообразующей системе участвуют вода, углекислота и сера из разных источников (глубинных и седиментно-вулканических).

Д.Г. Ажгирей и Т.А. Блинова следующим образом определяют общую последовательность формирования магматических, позднемагматических и рудно-метасоматических процессов.

На этапе ранней инверсии в силуре внедрялись субвулканические интрузии габбро-диабазов мальгузарского комплекса по наиболее проницаемым структурам типа зон смятия и наиболее интенсивно по Караулхана-Чармитанской зоне смятия (основной рудоподводящей структуре). С внедрением этого комплекса связано образование многочисленных проявлений и небольших месторождений золото-полисульфидно-кварцевой формации.

На раннеорогенном этапе внедрялись интрузии сложно дифференцированного Кошрабадского комплекса – вначале кольцевые внедрения основной магмы, сформировавшей тела габбро-снейтитов, меланократовых сиенито-диоритов, а затем роговообманковых сиенитов. Затем формировалась основная часть массива, сложенная граносиенитами и гранодиоритами с отщеплениями наиболее щелочных разновидностей интрузий – монцонитов и щелочных трахитоидных сиенитов, во вмещающие породы Караулхана-Чармитанской зоны смятия.

В кровле интрузии граносиенитов проявлены интенсивные процессы позднемагматической калишпатизации. На фронте интрузии вмещающие осадочные породы, ранние габбро-диабазы мальгузарского комплекса и связанные с ними кварцевые золоторудные жилы метаморфизованы. Ранние концентрации сульфидов и золота были переотложены в форме гнезд на участках кварц-кальциевых метасоматитов (типа гумбеитов) с бедными содержаниями золота (до 2 г/т) и шеелита в условиях высоких температур (550–500°C) и давлений (2–3 кбар).

В пределах кровли интрузива граносиенитов им соответствуют широко проявленные процессы калишпатизации с относительно высоким уровнем золотоносности (>0,1 г/т).

После затвердевания верхней части массива произошли интенсивные сколовые нарушения в западном и восточном частях его. Здесь в условиях сжатия слабо проявились дайки и рудная минерализация.

В центральной продуктивной части рудного поля в условиях локального растяжения и относительного поднятия образовались ортогональные системы поясов дайковых тел; от ранних меланократовых сиенит-порфиров, сиенит-диорит-порфиров в субмеридиональных трещинных зонах до поздних мелкозернистых гранитов, аплитов,

лейкократовых и субщелочных гранит-порфиров, локализованных в субширотных трещинных зонах. С наиболее кислыми разностями даек (аплитами, гранит-аплитами) тесно связаны главные золото-кварцевые жильно-прожилковые зоны.

В калишпатизированных разностях кровли интрузива установлены повышенные содержания золота, серебра, олова, вольфрама, молибдена, лития, свинца, иттрия, галлия. Среднее содержание золота в массиве 0,014 г/т, в завершающей фазе – 0,037 г/т, а в наиболее кислых дайках гранит-аплитов – 2,6 г/т.

В нижних частях интрузива в пределах продуктивного блока рудного поля геолого-геофизическими методами выделены магмоподводящие каналы (зоны разуплотнения) и поздние отщепления субщелочной магмы (монцониты, щелочные сиениты), представляющие собой более поздние рудно-магматические очаги, наследующие позиции догранитных ветвей зон смятия. Проявления растворов и щелочных магм из этих очагов имеют место в пределах экзоконтактовой части массива в виде сложных штоков и дайковидных синкинематических тел щелочных сиенитов (Кара-тепинский шток) и сопутствующих им кварцевых жил и зон прожилков с золотом и сульфидами.

В самом массиве им соответствуют проявления первой продуктивной стадии, представленные стержневыми золото-сульфидно-кварцевыми жилами с сопутствующими им березитами. Первая продуктивная минеральная ассоциация – золото-висмут-теллуридная, с высокопробным золотом, малосульфидная, была образована в начале плотными растворами магматического происхождения при температурах 500–450°C и давлениях – 2,7–0,9 кбар. При понижении температур до 450–360°C произошла резкая перестройка плотных растворов в гидротермы, имевшие гетерогенный характер и большую реакционную способность (активные взаимодействия с вмещающими породами, интенсивные внутриминерализованные подвижки).

Вторая – малопродуктивная – золото-пирит-арсенопиритовая стадия с золотом, связанным с сульфидами, сопровождалась альбит-кварц-кальциевым метасоматозом. В жилах преобладают сульфиды. Рудная минерализация этой стадии формировалась из смеси разных растворов высокой химической активности в условиях пульсации с повышением температур (до 550°C), вызванных подъемом порций магм. Средняя температура рудообразования 270–360°C, давление 2,0–0,8 кбар. Данные о наличии корового и мантийного источников в составе сульфидов

этой стадии свидетельствуют об ассимиляции растворами ранних сульфидов, связанных с мальгузарскими базитами. Проявлена на флангах рудного поля.

Третья – продуктивная кварцево-сульфидно-полиметаллическая стадия с сульфосолями свинца, серебра и висмута является обычным дифференциатом постмагматического очага. Рудообразование осуществлялось из гетерогенных растворов в последовательности: пирит–арсенопирит–сфалерит–самородное серебро и золото–сульфосоли серебра в интервале температур 120–300°C и сопровождалось околожильной серицитизацией, аргиллизацией или березит-гидрослюдистыми изменениями.

Четвертая пострудная кварц-карбонатная стадия не имеет прямого отношения к рудному процессу, развита широко в пределах рудного поля.

Пятая стадия, грейзеново-редкометалльно-золоторудная, связана с внедрением аллохтонного

комплекса биотитовых гранитов. Грейзены – турмалин-мусковит-кварцевые, средние содержания золота на изученных участках 1,6 г/т, серебра 2,0 г/т. Распространена на флангах рудного поля.

Эти данные позволяют сформулировать критерии крупномасштабного рудного процесса:

- длительная эволюция метаморфизма, магматизма и оруденения, возможно, параллельное развитие поздних фаз магматизма и рудообразования;

- локализация магматических и рудных образований в клиновидном тектоническом блоке, имеющем глубокую проницаемость.

Месторождение Ашанги

Месторождение расположено в 160 км к северо-западу от Аккры, в Гане. Оно обрабатывается непрерывно около 90 лет и за период с 1898 по

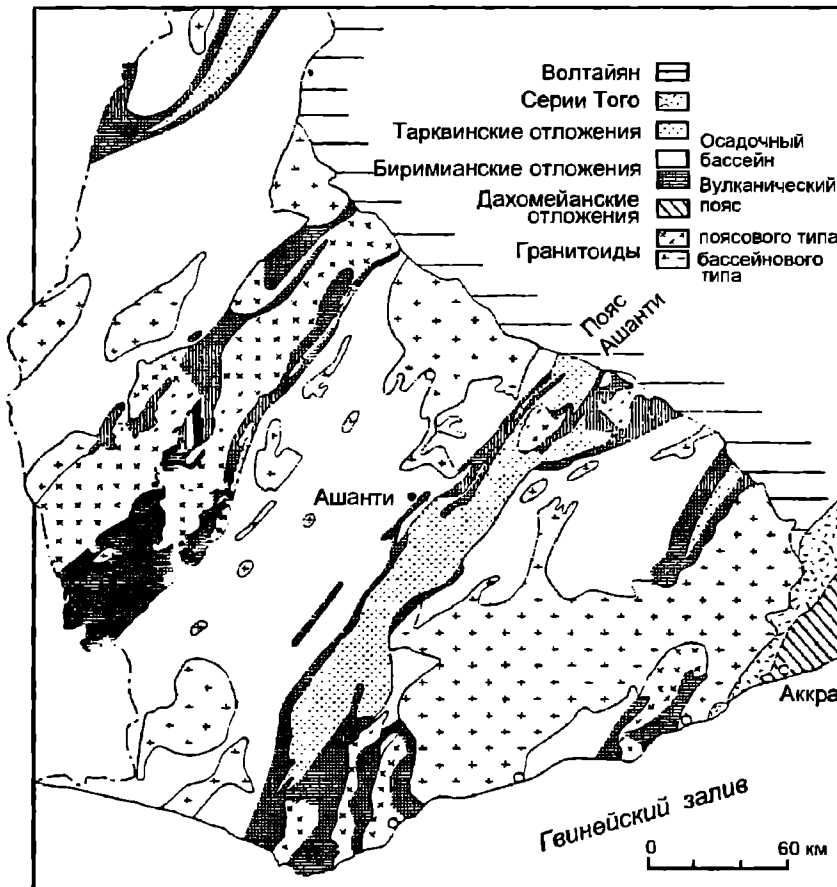


Рис. 43. Позиция месторождения Ашанги в региональных структурах [Обертур и др., 1994]

1986 гт. добыто 594 т Au из 25,9 млн т руды со средним содержанием 22,5 г/т, общие запасы превышают 700 т Au.

Рудоконтролирующая зона смятия прослеживается на 195 км к юго-западу и на 65 км к северо-востоку от месторождения (рис.43). Общая мощность рудовмещающего супракрустального комплекса осадочных и вулканических пород составляет 10–15 км. Нижне-Биримианская часть сериш сложена филлитами, граувакками и туфами, чередующимися с базальтовыми и андезитовыми вулканитами и небольшим количеством фельзитов. Породы смяты в складки северо-северо-восточного простирания и метаморфизованы до зеленосланцевой, а местами алмадин-амфиболитовой фаций. Возраст метаморфизма 2000 млн лет. Угловое несогласие отделяет Биримианскую сериш от вышележащих мелководно-морских, аллювиальных осадков группы Тарква, которая включает кварцево-галечные конгломераты, обрабатываемые на золото.

Верхне-Биримианские вулканиты, согласно Rb/Sr определениям, имеют возраст 2166 ± 66 млн лет. Возраст конгломератов Тарквы – между 2081 ± 25 и 1986 ± 49 млн лет. Их отложению предшествовало внедрение гранитоидных интрузий орогена Эбурнен в интервале 2,0–1,9 млрд лет.

Контактовая зона между Нижне- и Верхне-Биримианскими отложениями контролирует многие коренные месторождения золота западной Ганы. В пределах рудного поля Ашанти минерализованная зона расланцевания приурочена к смятой в пологие складки Нижне-Биримианской метаосадочной толще и Верхне-Биримианским вулканитам, которые вблизи контакта более интенсивно метаморфизованы.

Биримианские метаосадочные породы преимущественно сложены филлитами с различным количеством углеродистого вещества, перемежаются с песчаниками, туфами, хлорит-карбонат-серицитовыми сланцами. Метасоматические преобразования представлены ассоциацией железистого карбоната, серицита, хлорита и пирита. Выходы гранитов установлены в 8 км к северу от месторождения.

Рудоносные зоны расланцевания представляют структуры второго порядка в пределах главной северо-северо-восточной зоны расланцевания протяженностью 250 км (рис.44).

Выделено три крупных рудоносных зоны, которые соединяются на глубине (рис.45). Золотоносные руды связаны с жилами массивного и полосчатого кварца мощностью 1–3 м, местами до 15 м, с вкраплениями сульфидов. Рудные зоны в

виде лент прослежены на 8 км по простиранию и на 1650 м – на глубину. Рудные столбы погружаются под углом 45° к северу (рис.46).

Основные рудные минералы – арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, золото, железистый кальцит и серицит. Второстепенные минералы: пирит, антимонит, пирротин, алабандин, борнит, тетраэдрит, турмалин и гидротермальный графит, а также большая группа теллуридов. Аналогичной минеральной ассоциацией сложены вкрапленные руды в зоне расланцевания, где преимущественно развито дисперсное золото в арсенопирите.

Околорудная сульфидизация, серицитизация и карбонатизация сопровождаются привнесением Al_2O_3 , K_2O , CO_2 , CaO, MgO, FeO и MnO. Характерны также выделения аморфного углерода.

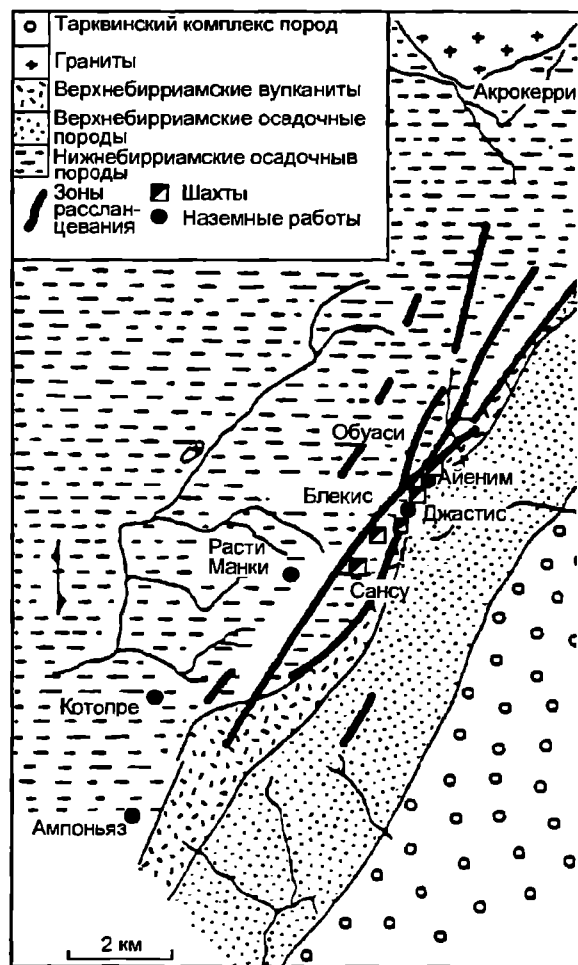


Рис. 44. Геологическая схема рудного поля Ашанти [Обертур и др., 1994]

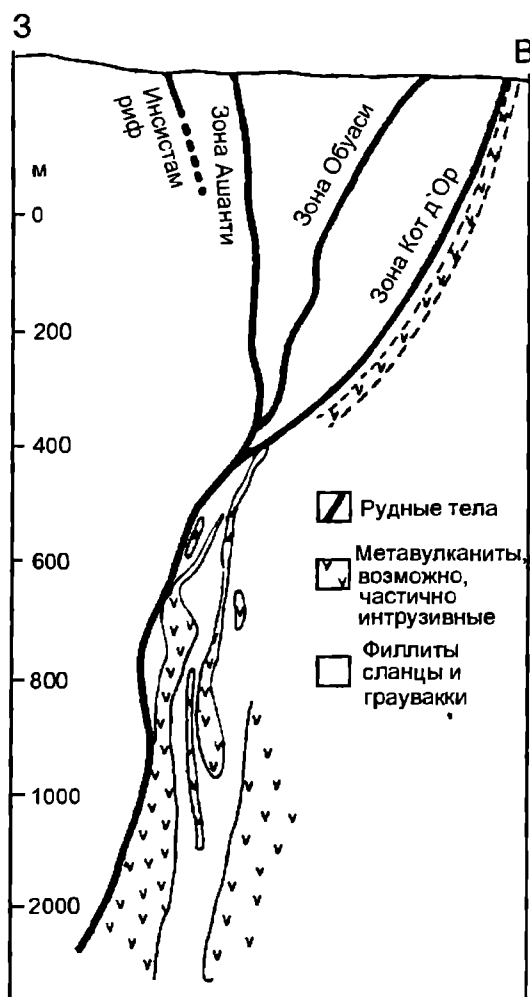


Рис. 45. Разрез через месторождение Ашанти [Обертур и др., 1994]

Золото в жильных телах присутствует как в виде самостоятельных выделений, так и в ассоциации с другими минералами, прежде всего с арсениопиритом, в пределах зерен которого выполняет мелкие трещинки и интерстиции. В основном размер ксеноморфных частиц золота составляет около 20 мкм в диаметре. В кварцевых жилах широко распространены пылевидные выделения графита, которые из-за небольших размеров (<20 мкм) трудно диагностируются. Т.Обертур [Oberthur et al., 1996] и Р.Бовелл [Bowell et al., 1990] с соавторами следующим образом суммируют данные по геологии месторождения Ашанти:

Ганская часть Бирмичанского террейна представлена вулканическими поясами (2166 ± 66 млн лет), комагматичными им фазами гранитоидов (2172 ± 2 и 2179 ± 2 млн лет) и осадочным бассейном, фации которого эквивалентны вулканическому поясу. Возраст обломочного циркона в осадочных породах – от 2184 до 2135 млн лет, и обломки гранитов в осадочных породах позволяют предполагать, что формирование части гранитоидов происходило синхронно накоплению осадков. Возраст самого оруденения этими авторами оценивается интервалом между 2132 ± 3 (наиболее молодой циркон из Тарквинского осадочного комплекса) и 2116 ± 2 млн лет до 2088 ± 2 млн лет (гранитоидные комплексы).

Ашанти как рудный гигант мирового класса представлял собой совокупность геохимических аномалий, определяющих по отдельности “нормальные” геологические процессы. Месторождение характеризуется следующими признаками:

– золоторудная минерализация прослеживается на 8 км по простиранию и на 1650 м глубины, будучи локализована в сланцах, полевошпатовых песчаниках и отчасти турбидитах. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации;

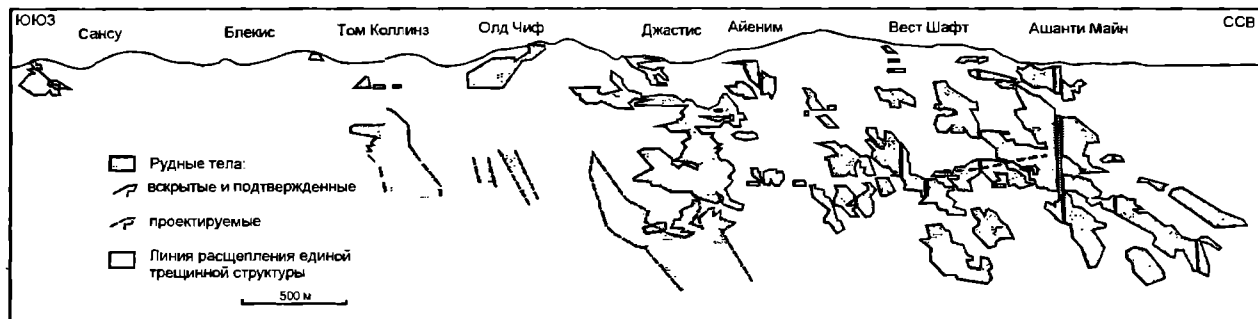


Рис. 46. Продольная проекция рудных гел месторождения Ашанти [Обертур и др., 1994]

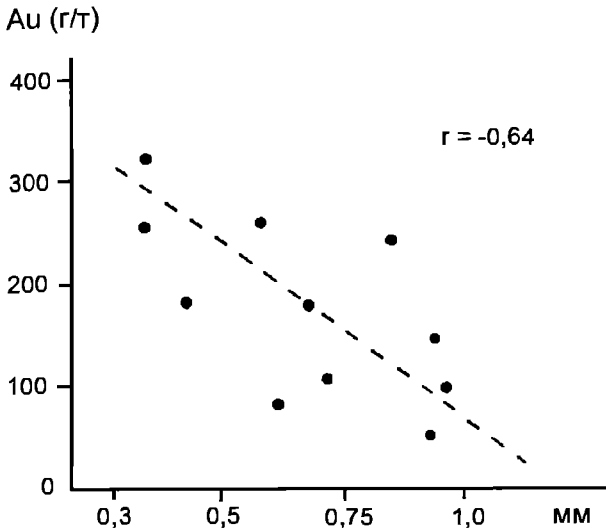


Рис. 47. Зависимость концентраций золота месторождения Ашанти от размера зерен арсенопирита [Обертур и др., 1994]

- месторождение состоит из многочисленных рудных жил протяженностью в несколько сотен метров и мощностью до 50 м;
- выделено два главных типа руд: 1) сульфидные прожилково-вкрапленные руды, заключен-

ные во вмещающих породах и представленные преимущественно золотоносным арсенопиритом; концентрация дисперсного золота в арсенопирите обратно пропорциональна размерам его зерен (рис.47); 2) кварцевые жилы, содержащие свободное золото;

- сульфидная минерализация была синкинематической, о чем свидетельствуют ориентировки кристаллов арсенопирита вдоль поверхностей клаважа;

- формирование кварцево-жильной минерализации связано с двумя более поздними этапами смятия. Структурные исследования Т.Бленкинсопа с соавторами [Blenkinsop et al., 1994] показали, что после формирования кварцевых жил произошло их будинирование (рис.48), и уже на будинированные жилы наложилась продуктивная минерализация;

- 99% субмикроскопического золота заключено в арсенопирите (в содержаниях ~190 г/т Au) и обычно концентрируется в периферических частях кристаллов;

- в рудоносных зонах рассланцевания установлены полуграфит; изотопный состав углерода – 11,4–28,4‰, что говорит о его первичном органическом происхождении.

Карбонаты рудных жил также характеризуются облегченным изотопом ¹³C (от -9,9 до -17,0‰),

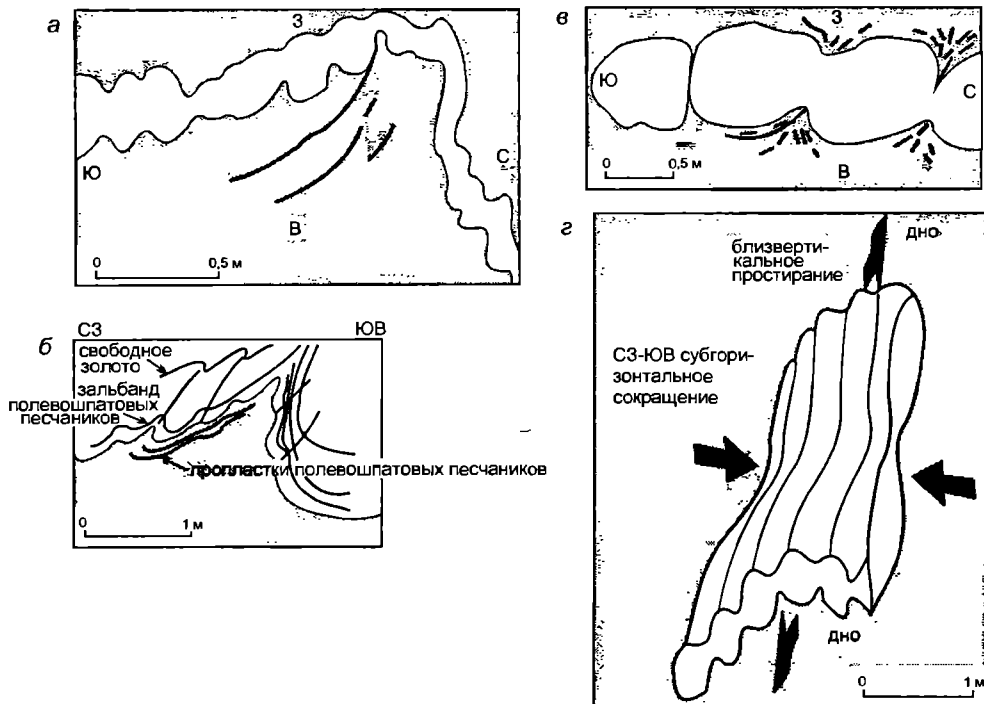


Рис. 48. Морфология буднированных золото-кварцевых жил месторождения Ашанти [Риск и др., 1994]

а, б, в – зарисовки; г – схема деформаций

что позволяет судить об источнике углерода в рудных жилах.

Состав изотопа кислорода в карбонатах и кварце рудных жил составляет, соответственно, от 12,9 до 22,2‰ и 12,8 до 15,6‰.

Арсенопирит характеризуется облегченным изотопом серы (от -5,3 до -8,9‰), это же характерно и для галенита (-12‰).

Для месторождения Ашанти не характерны условия окисления, флюидный индекс находился ниже границы SO_2 / H_2O . Совокупность данных по геохимии изотопов позволяет предполагать значительные масштабы экстрагирования вещества вмещающих пород.

Все вышесказанное позволяет предполагать длительность и многоэтапность формирования руд месторождения (рис.49). Вероятно, заложение рудоносного палеобассейна связано с этапом вулканогенно-осадочного рудообразования (2179–2166 млн лет). Внедрение интрузий и формирование зон расслаивания привело к возникновению метаморфогенных (?) кварцевых жил и частичной перегруппировке рудного вещества (2105±3 млн лет). В более поздний этап (1867–1893 млн лет) произошла активизация глубинных рудоносных очагов и формирование минеральных ассоциаций “эпитермального” типа с низкопробным золотом и электрумом.

Крупные масштабы месторождения определяются, таким образом, длительным рудоподготовительным этапом – концентрацией магматичес-

ких и тектонических процессов в узкой линейной зоне пластических деформаций.

Месторождение Нежданинское

Это крупнейшее месторождение Якутии, с запасами, превышающими 470 т Au, замечательно тем, что в его пределах совмещаются три золотоносных минеральных комплекса, обычно формирующихся автономно и характеризующих разные рудные формации: комплекс вкрапленных руд золотоносного пирита и арсенопирита – (золотомышьяковисто-сульфидная формация), комплекс золото-кварцевых жил с небольшим количеством сульфидов цветных металлов (золото-кварцевая формация) и комплекс серебряных сульфосолей, самородного серебра и низкопробного золота, характерный для месторождений золото-серебряной формации. Все исследователи этого месторождения, по материалам которых оно ниже характеризуется [Силпчев, 1970; Гамянин и др., 1985; Яновский и др., 1988; Н.А.Горячев, 1998], отмечают длительный многоэтапный характер развития тектоники, магматизма и оруденения.

Нежданинское месторождение приурочено к северной части Южно-Верхоянского синклиория. Синклиорий, образующий юго-западную ветвь мезозойд Верхояно-Чукотской складчатой области, сформировался в области сопряжения склад-

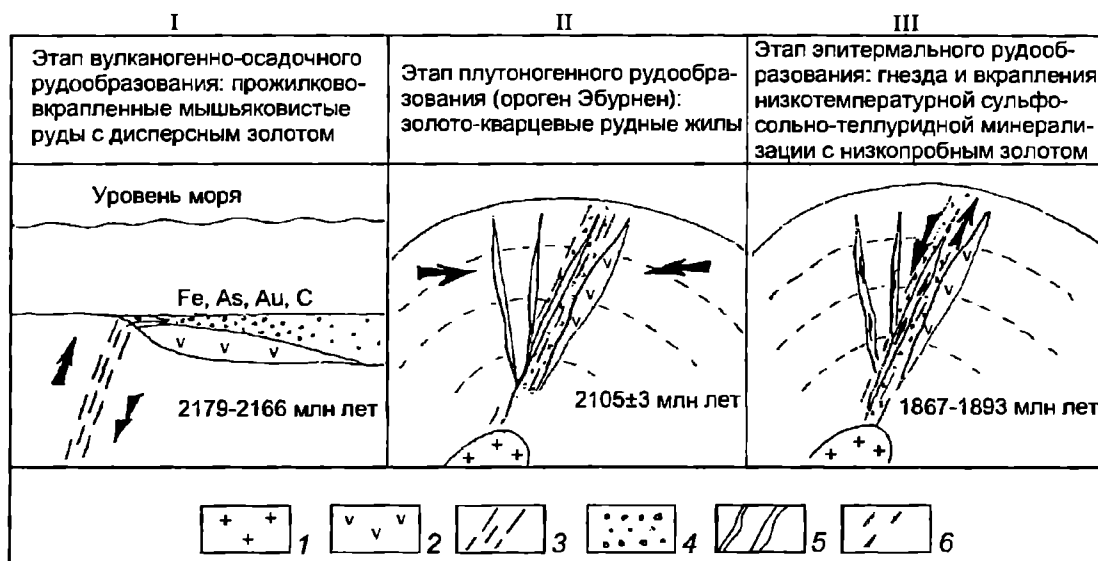


Рис. 49. Модель формирования месторождения Ашанти

1 – граниты; 2 – метавулканисты; 3 – зона расслаивания; 4 – вкрапленная золото-арсенопиритовая минерализация; 5 – золото-кварцевые жилы; 6 – гнезда и вкрапленность сульфосолю-теллуридных минералов с низкопробным золотом и электрумом

чато-глыбового обрамления Алданского щита (палеозойский горст-антиклинорий Сетте-Дабана), Юдомо-Майской складчато-глыбовой зоны (возникшей на месте палеозойско-рифейской миогеосинклинали) и Охотского срединного массива. Такая позиция синклинория и унаследованный от рифея миогеосинклинальный режим развития сближает его со структурами типа перикратонных прогибов, свойственных краевым частям платформ.

Общая мощность осадочных толщ протерозоя, палеозоя и мезозоя в Верхоянском синклинории достигает 20-25 км. Рудовмещающий верхоянский комплекс представлен терригенными песчаниково-сланцевыми толщами карбона, перми, триаса, нижней и средней юры.

В пределах продольных зон синклинория отмечаются различия в характере складчатости, фаций и мощностей отдельных частей разреза, которые могут быть связаны зонами поперечных поднятий. Архейско-протерозойские образования ограничиваются северо-восточными и меридиональными глубинными разломами. В строении синклинория участвуют не только ортогональные, но и диагональные структуры глубокого заложения.

Сочетания этих систем определяют наличие блоков в Южно-Верхоянском синклинории.

Для выделяющегося в северной части синклинория Нежданинского блока характерны сочетания северо-восточных и субмеридиональных структурных направлений, наименьший эрозионный срез гранитоидных массивов.

Крупные разломы синклинория характеризуются продолжительностью развития, они контролируют распределение мощностей и фаций осадочных пород верхоянского и более ранних комплексов, к ним нередко приурочены основные и ультраосновные магматические тела. Золотое оруденение Южно-Верхоянской провинции концентрируется в системе названных блоков в виде субмеридиональной Аллах-Юньской полосы разломов.

Позиция рудоносного Нежданинского блока определяется М.К.Силичевым как площадь пересечения трех региональных разломов: диагонального, меридионального и широтного в месте замыкания и разворота антиклинальной складки (рис.50). Наиболее четко проявлен Диагональный разлом, представляющий собой сложно построенный правый сдвиг с амплитудой смещения в 2,5 км. Он прослеживается на протяжении 300 км, имеет в общем северо-восточное (60°) простирание, затем круто изгибается и приобретает меридиональное направление, образуя в плане дугу, обра-

щенную выпуклой стороной к северо-западу. Южнее изгиба он расщепляется на ряд субпараллельных нарушений по типу структуры конского хвоста и постепенно затухает. В месте изменения простирания описанной ветви, несколько северо-западнее ее, появляется прямолинейная кулиса Диагонального разлома, прослеживающаяся далее в юго-западном направлении. Примечательно, что восточнее месторождения правосдвиговые перемещения происходят вдоль дуговой составляющей Диагонального разлома, а западнее сдвиг передается его прямолинейной кулисе, причем амплитуда смещения сокращается до 1,5 км. Между дуговой и прямолинейной составляющими Диагонального разлома располагается своеобразный буферный блок, играющий важную роль в развитии структуры месторождения.

В структуре рудного поля сочетаются две главные системы разрывов – субмеридиональная и северо-северо-восточная, а также блоки высоких порядков, в краевых частях которых проявляются малоамплитудные складки различной формы. Преобладающим типом дислокаций является разлинзование – образование линзовидных блоков и узких пластин, ограниченных разрывами нескольких систем.

Система северо-северо-восточных нарушений представлена сближенными разрывами, плавно сопрягающимися по простиранию и падению. Отдельные разрывы, прослеживающиеся на сотни метров, представляют собой зоны расщепления и дробления мощностью до 10–12 м, иногда с участием “графитизированных” динамосланцев и милонитов. Разрывы этой системы повторяются на рудном поле через 1–1,5 км.

Столь же отчетливую систему образуют субмеридиональные рудовмещающие разрывы, контролирующие размещение даек диоритовых порфиров и лампрофиров. Дайки образуют сегменты, ограниченные разрывами северо-северо-восточной системы.

Основу каркаса рудовмещающих разрывов на Нежданинском рудном поле создают субмеридиональные зоны тектонитов, подчиненные северо-северо-восточной продольной системе разрывов. Рудные зоны и их сегменты субпараллельно и кулисообразно располагаются (с повторяющимся шагом) в центральной части полосы дислокации (рис.51).

Наиболее крупные и хорошо проработанные рудовмещающие нарушения почти повсеместно имеют симметрично-зональное строение. М.К.Силичев выделяет три подзоны: осевую, среднюю и периферическую.

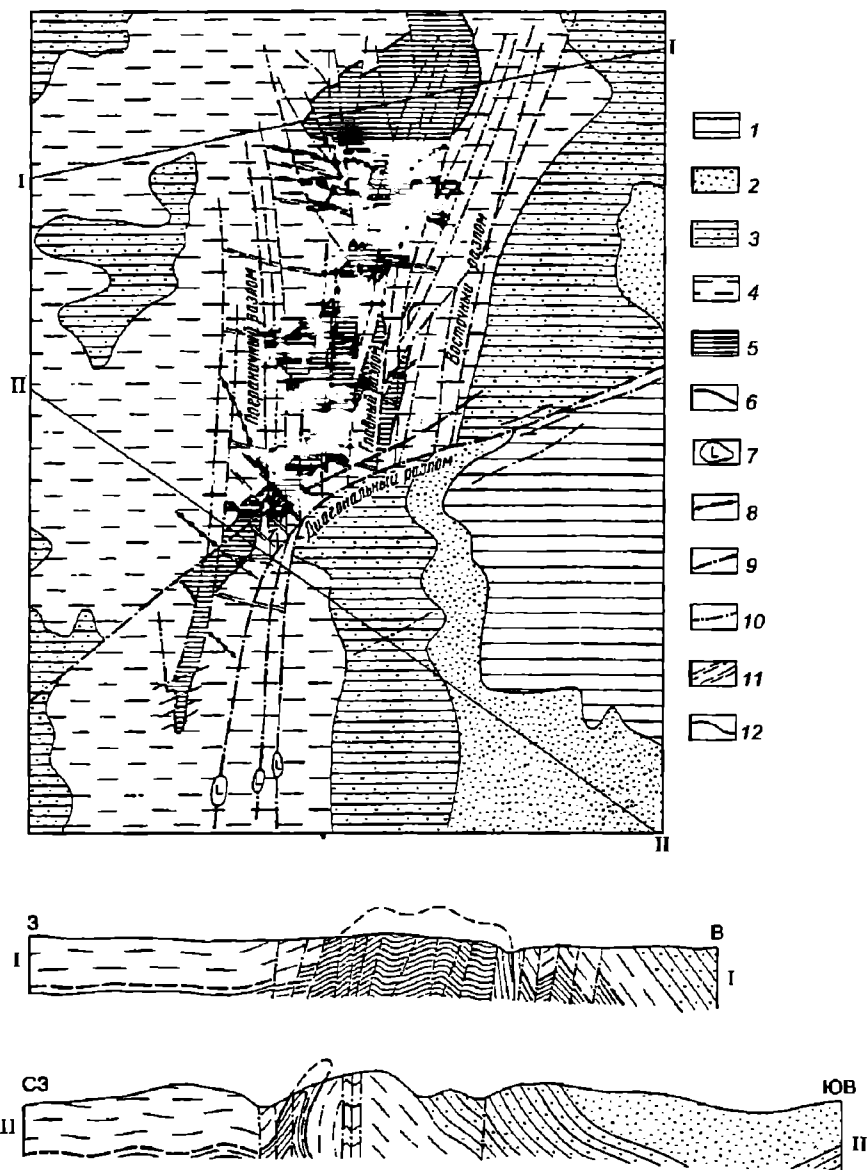


Рис. 50. Схема геологического строения и геологические разрезы района Неждаевского месторождения [Силичев, Белзерцева, 1970]

1 – алевролитово-песчаниковые отложения верхней перми и триаса ($P_2^3 + T$); 2 – песчаниковая свита верхней перми (P_2^2); 3 – алевролитовая свита верхней перми (P_2^1); 4 – сланцевая свита нижней перми (P_1^2); 5 – алевролитовая свита нижней перми (P_1^1); 6 – маркирующий пласт песчаника; 7 – штоки габбро-диоритов; 8 – дайки среднего состава; 9 – диагональный разлом; 10 – нарушения Неждаевской системы; 11 – нарушения и зоны трещиноватости Поперечной системы; 12 – геологические границы, I–I, II–II – линии геологических разрезов

Осевая подзона представлена плотной тектонической глиной, в которой заключены линзовидные и уплощенно-ромбовидные будины в разной степени подробленных вмещающих пород и кварцевых жил. Как правило, такие будины со всех сторон ограничены сильно притертыми графитизированными зеркалами скольжения. Довольно часто здесь отмечаются тонкие тектонические швы,

иногда сопровождающиеся полосами рассланцованных пород шириной от нескольких сантиметров до 1 м. Такие швы обычно ориентированы под углом 20–30° к контактам подзоны, благодаря чему она разделяется на множество уплощенно-ромбовидных блоков.

В местах изгибов и причленения оперяющих разрывов тектоническая глина сильно уплотня-

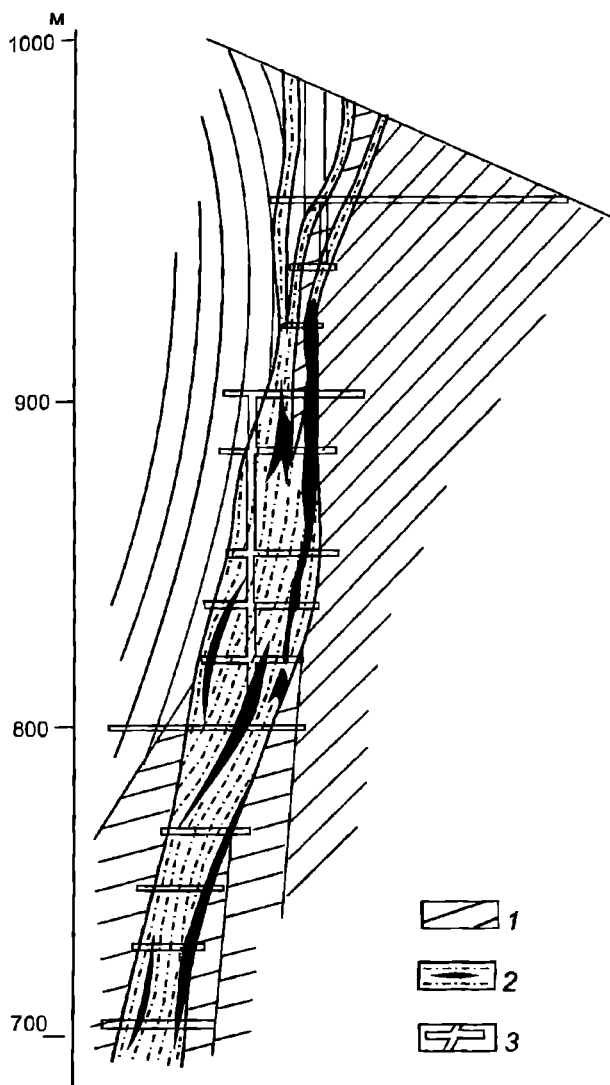


Рис. 51. Вертикальный разрез через рудную зону № 1 Нежданнинского месторождения (по материалам Нежданнинской ГРП с упрощениями Н.А.Горячева [1998])
1 – вмещающие породы; 2 – зона смятия с кварцево-рудными телами; 3 – горные выработки

ется и образует сложно изогнутые чешуи, кулисообразно перекрывающие друг друга. Содержание кварца в подзоне колеблется от долей процента до 80%. Он образует густую сеть прожилков, неправильной формы выделений, линзы или жилы мощностью от долей сантиметра до 3 м и протяженностью до 50 м. Наиболее крупные кварцевые тела перемяты столь же интенсивно, как и вмещающие породы, и часто превращены в кварцевую сыпучку.

В средней подзоне широко проявлено брекчирование вмещающих пород, которые скреплены сложным каркасом кварцевых жил и прожилков. Общее содержание кварца здесь обычно не превышает 10%, однако в местах интенсивного брекчирования нередко метасоматические тела самой различной формы, в которых на долю кварца приходится до 80%. Чаще всего такие тела возникают на границе с осевой подзоной, или в местах максимальной концентрации оперяющих нарушений. В пределах средней подзоны также имеются притертые тектонические швы, сопровождающиеся полосами смятых и развальцованных пород, ширина которых не превышает 20–30 см. Мощность кварцевых жил и линз, приуроченных к оперяющим трещинам, в средней подзоне также редко достигает нескольких десятков сантиметров.

Периферическая подзона характеризуется слабой трещиноватостью вмещающих пород, наличием лишь единичных прожилков кварца и отдельных тектонических швов или полос смятых пород, располагающихся вдоль оперяющих разрывов различного порядка.

Рудные столбы и ленты промышленных руд в пределах рудных зон, сегменты рудных зон, отдельные лентовидные жилы погружаются в северо-западном направлении под углом 65° согласно директивной структурной линии (линии сопряжений субмеридиональной и северо-северо-восточной систем) (рис.52, 53).

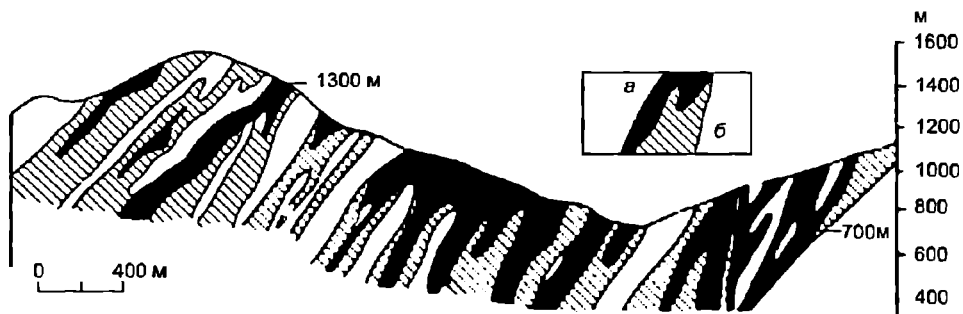


Рис. 52. Распределение содержания золота в плоскости рудной зоны Нежданнинского месторождения (по В.М.Яновскому и Н.П.Остроумовой)
Концентрации золота в плоскости рудной зоны, г/т: а – >10, б – 5–10

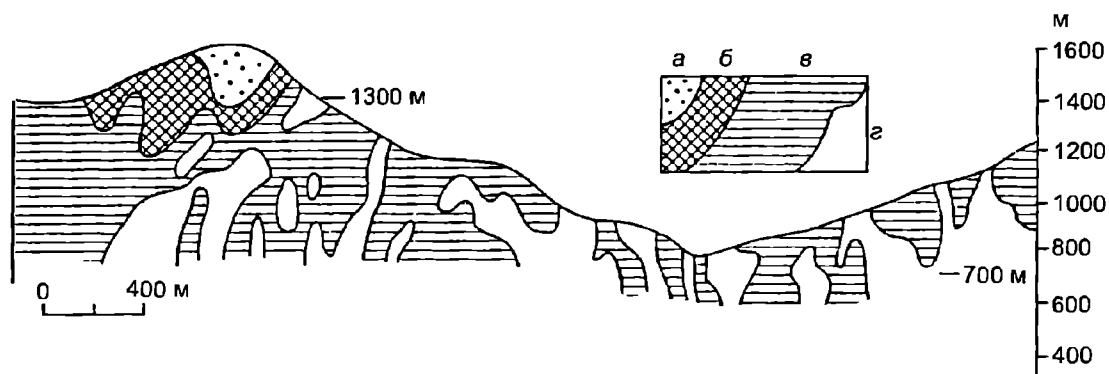


Рис. 53. Распределение значений золото-серебряных отношений в плоскости рудной зоны Неждановского месторождения (по В.М.Яновскому и Н.П.Остроумовой)

Золото-серебряное отношение в плоскости рудной зоны: а – $<0,03$, б – $0,03-0,1$, в – $0,1-0,3$, г – $0,3-1,0$

Морфоструктура промышленной части рудного поля, по-видимому, представляет собой уплотненный и выпуклый к юго-востоку, резко удлиненный по склонению конус, погружающийся к северо-западу под углом 65° .

По морфологии В.М.Яновский с соавторами [1988] выделяют пять типов рудных тел, различающихся по запасам руды и металла, технологическим сортам руд:

- зоны тектонитов с относительно устойчивыми параметрами;
- единичные кварцевые жилы и свиты жил;
- системы прожилков, прилегающие к зонам и жилам;
- сложные по форме и не имеющие четких границ участки гидротермальной проработки в осадочных породах;
- участки скопления ранних безрудных кварцевых жил, согласных и лестничного типа, связанных с горизонтами песчаников и алевропесчаников (спорадическая минерализация, промышленная концентрация вблизи крупных тел первого и второго типов).

В рудных зонах главный объем составляют руды прожилково-вкрапленные с невысокими содержаниями золота; почти во всех частных сечениях зоны тектонитов выделяются позднерудные сульфидно-кварцевые жилы, резко повышающие содержания золота при незначительной доле мощности.

Главным типом руд на месторождении являются руды, содержащие прожилки и вкрапленность ранних золотосодержащих сульфидов в дислоцированных и окварцованных породах зон тектонитов, имеющих, как правило, четкие границы (милонитовые швы, тектонические зеркала).

Кроме сульфидно-кварцевых жил рудного этапа, линз и более сложных тел раннего метасоматического кварца, лиственитизированных даек диоритовых порфиритов и редких блоков неизменных осадочных пород, выделяются в различной степени рассланцованные алевролиты и алевропесчаники; гофрированные, “графитизированные” сланцы; полосы дробления и трещиноватости с разнообразным рисунком прожилковой минерализации.

Г.Н.Гамянин с соавторами [1985] предложили один из вариантов многоэтапного развития тектоники, магматизма и оруденения, на основании чего месторождение отнесено к “полиформационным” (рис.54).

Многоэтапное формирование рудных зон происходило, по В.М.Яновскому, путем усложнения и дифференцированного распределения дислокаций внутри зон тектонитов. Разрывы их внутренних частей, относящиеся к нескольким системам и порядкам, развивались преимущественно по границам тектонитов разной интенсивности, подчеркивая общее линзовидное внутреннее строение зоны. Размещение минеральных комплексов подчиняется этой структурной особенности зон и проявляется в совпадении контуров сравнительно однородных содержаний золота с контурами тектонитов выдержанного строения.

Рудные тела месторождения образовались в несколько стадий. Выделяются минеральные ассоциации: кварцевая, пирит-арсенопирит-кварцевая с тонкодисперсным золотом в сульфидах, золотогаленит-сфалеритовая (с видимым золотом), буланжерит-бурнонит-пираргиритовая, кварц-карбонатная. Главный объем руд – вкрапленные и прожилково-вкрапленные в измененных углероди-

| Динамика развития структуры | | | Минералы и последовательность их образования | | | | | | | | | |
|--|------------------|---|--|--------------------------|------------------------|--------------------------|-----------|------------------------|------------------------|--|--|--|
| Этап | Доинтрузивный | | Первый интрузивный | Постинтрузивный - I | | Второй интрузивный | | | | | | |
| | Поздняя | Ранняя | | Средняя | Ранняя | | | | | | | |
| Стадия | горстобразование | горстобразование | интрузивный | диагонального растяжения | продольного растяжения | левосдвиговая | | | | | | |
| | | | | | | | Подстадия | продольного растяжения | продольного растяжения | | | |
| Кварц Пирит Арсенопирит Сфалерит Халькопирит Галенит Блеклые руды Буланжерит Сульфосоли Антимонит Ag-сульфосоли Золото Доломит-анкерит Сидерит Шеелит Кальцит | | Внедрение гранитоидов и даек среднего состава | Внедрение штоков габбро-диоритов | Раннепродуктивный | Позднепродуктивный | Этап минералообразования | | | | | | |
| | | | | | | | (?), | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | |

Рис. 54. Этапы формирования оруденения Нежданнинского рудного поля [Гамини и др., 1985]

стых песчаниках, алевролитах, сланцах. Вкрапленная минерализация (первые проценты золотосодержащих сульфидов) сопровождается переменным количеством дорудных, синрудных, послерудных кварцевых, карбонатно-кварцевых прожилков и жил; нередко преобладают предрудные метасоматические кварцевые тела. Продуктивные минеральные комплексы развиваются в окварцованных, серицитизированных, карбонатизированных осадочных породах зон тектонитов, очень редко распространяясь за их пределы.

Зональность оруденения характеризуется следующим. Для верхних уровней рудных тел характерна высокая серебримость руд. Здесь величина золото-серебряного отношения составляет 0,1–0,05 и намечается волнистая нижняя граница серебристых руд, полого погружающаяся к югу в плоскости главной рудной зоны. В ее южной части преобладают золото-серебряные отношения 0,3–0,7 и более и также проявляется тенденция к уменьшению золото-серебряного отношения снизу вверх. Зона серебристых руд занимает приводораздельные площади рудного поля. Ее фрагменты отмечаются и на флангах, подтверждая существование общей фронтальной зоны серебристых руд.

Зона ранней продуктивной ассоциации (мелкозернистые золотосодержащие арсенопирит и пирит) целиком перекрывает площадь рудного поля. Этот минеральный комплекс нередко развивается за пределами зон тектонитов. Относительное количество ранних сульфидов увеличивается с глубиной.

Установлена закономерная смена элементов по восстанию гидротермальной колонны: мышьяк–золото–цинк–свинец–вольфрам–медь–сурьма–барий–серебро. Специфической характеристикой оруденения рассматриваемого типа является участие углеродистых веществ в процессе рудообразования. Содержание углерода в рудах составляет первые проценты, содержание битумов – сотые доли процента. Присутствуют включения типа гуминита, витринита, лейптинита, а также вещества нафтенового типа, кериты, антраксолиты, графитит, редко графит. Более 90% углеродистых веществ в рудах приходится на долю дисперсных включений, “малоподвижных”, не растворимых в органических растворителях, нередко обладающих высокой сорбционной способностью.

В рудных зонах и зонах тектонитов отмечается перераспределение углеродистых веществ. Содержание $C_{орг}$ в тектонитах рудовмещающих разрывов увеличивается на 20–50%. Характерна резкая дисперсия концентрации углерода в участках развития раннего метасоматического кварца. Со-

держание $C_{орг}$ уменьшается на 5–10% при серицитизации и на 40% и более при карбонатизации осадочных пород. Наблюдается замещение битумоидов в рудах и околорудных породах новообразованными карбонатами.

Приуроченность месторождения к зоне активного проявления магматизма, регионального метаморфизма, контактового метаморфизма в месте сочленения крупных региональных разломов, послуживших проводниками расплавов и минералообразующих флюидов, которые образовались при взаимодействии с огромными массами горных пород – определило вовлечение в образование месторождения огромных количеств металлов.

Как показали Н.С.Бортников с соавторами [1998], минералообразующий флюид представлял собой смесь $H_2O + CO_2 + N_2 + H_2S + CH_4$ с незначительным количеством растворенных в ней хлоридов солей (до 4,5 мас. % NaCl-экв.). Поднимаясь вдоль разломов до глубин порядка 4–5 км, он испытал расслоение вследствие снижения давления, а возможно, и падения температуры на два флюида: существенно жидкий водно-углекислотный с хлоридами солей и существенно газовый, состоящий преимущественно из $CO_2 + N_2 + H_2S + CH_4$. Отделение газовой фазы от флюида приводит к резкому изменению химического состояния раствора, кислотности-щелочности и окислительной составляющей остаточного раствора. Отделение CO_2 , H_2S , H_2 и CH_4 приводит к увеличению активности кислорода в остаточном растворе, улетучивание CO_2 также приводит к уменьшению pH. Активность хлора в остаточных растворах увеличивается. Наконец, резкое отделение газовой фазы от флюида определяет значительную потерю тепла рудообразующей системой, что приводит к сильному охлаждению остаточного раствора. Этот процесс представляется наиболее эффективной причиной отложения минералов и золота, в результате чего происходит изменение изотопного состава флюида: повышение доли изотопно легких кислорода и серы. Расслоение флюида в минералообразующей системе Неждановского золоторудного месторождения привело к его взаимодействию с вмещающими породами из-за нарушения равновесия флюид–порода. Это привело к метасоматическому замещению вмещающих пород с образованием мощных ореолов березитизированных пород с рассеянной вкрапленностью сульфидов.

Отложение значительных масс сульфидов в виде арсенопирита и пирита приводит к резкому снижению концентрации сероводорода в минералообразующем растворе, что в свою очередь ведет к дестабилизации бисульфидного комплекса

золота. Этот металл входит в арсенопирит и в меньшей мере в пирит в виде твердого раствора. Отсутствие в околожильных породах самородного золота, кристаллизовавшегося одновременно с арсенопиритом, позволяет заключить, что минералообразующий флюид оставался ненасыщенным относительно золота.

Г.Н.Гамянин с соавторами [Gamyanin et al., 1994] на примере Нежданинского месторождения определили 15 основных факторов образования крупных золоторудных месторождений:

1. Присутствие в кристаллическом фундаменте крупного тектонического блока, отделенного гравиметрическими ступенями и концентрирующего на верхних уровнях разрывные нарушения.
 2. Многократное изменение геотектонического режима в течение относительно короткого периода тектоно-магматической активизации.
 3. Развитие процессов плавления субстрата и магмообразования.
 4. Слоистая структура разреза определяет возникновение промежуточных магматических камер – рудномагматических систем.
 5. Размещение рудных полей контролируется интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации.
 6. Длительная тектоническая подготовка рудовмещающих структур.
 7. Позиция рудолокализирующих структур в верхних частях флюидной зоны рудномагматической системы.
 8. Приоткрывание глубокопроницаемых рудолокализирующих структур в процессе минералообразования.
 9. Наличие локальных эшелонированных структурных элементов, благоприятных для локализации рудных столбов.
 10. Линейное развитие зеленосланцевой фации метаморфизма пород вдоль зоны разломов.
 11. Наличие литологических экранов.
 12. Термостратирование гидротермально-флюидной системы.
 13. Наличие ореола сульфидизации и повышенной золотоносности в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма.
 14. Телескопирование продуктивной минерализации в рудных жилах.
 15. Низкотемпературный вертикальный градиент, определяемый термостатированием системы.
- Оценивая эти факторы, необходимо отметить, что некоторые из рекомендуемых факторов являются гипотетическими, другие труднораспознаваемы в монотонной терригенной толще, а гранодиоритовые интрузии выявить труднее, чем само

месторождение. Поэтому вещественная группа признаков, связанная с нестандартным совмещением разнородных продуктивных комплексов и “сквозным” выделением золота в рудном процессе остается в данном случае основной, реально реализуемой для данного месторождения

Месторождение Бендиго и другие стратиформные золото-кварцевые месторождения

Мезотермальное золото-кварцевое оруденение Восточной Австралии приурочено к герцинскому складчатому поясу, протянувшемуся параллельно окраине континента на 4000 км. Месторождение Бендиго расположено в южной части Восточно-Австралийской золотоносной провинции (штат Виктория).

Рудный район Бендиго (“зона Бендиго-Балларат”) представляет собой субмеридиональное складчатое сооружение длиной 120 км и шириной 40–60 км, вероятно, фиксирующее зону скрытого разлома глубокого заложения, поперечного к общему простиранию данного отрезка провинции (рис.55). Рудный район сложен богатыми кварцем ордовикскими флишевыми и сланцевыми толщами (супергруппа Кастлмэйн). Местами ордовикские толщи, общая мощность которых составляет 2000 м, прорваны гранитными массивами девонского возраста. В среднем девоне вмещающая толща была смята в сжатые складки с длиной крыльев 150–500 м и разбита многочисленными разрывными нарушениями, среди которых выделяются несколько основных блокоразграничивающих разломов. В ходе региональных деформаций вмещающие породы были слабо метаморфизованы (пренит-пумпеллитовая – зеленосланцевая ступень).

В рудном районе известно около 20 рудных полей, из которых, учитывая связанные с ними россыпи, было добыто более 2000 т золота. Рудные поля приурочены к нижнеордовикским породам и тяготеют к региональным взбросам. В распределении рудных полей отмечен “шаг”, равный 20–30 км. Наиболее крупными рудными полями в районе являются Бендиго и Балларат (рис.56). Из рудного поля Бендиго за 100 лет было добыто 695 т золота, а из поля Балларат – 58 т. В последние годы месторождение Бендиго не отрабатывается, хотя запасы залегающей на больших глубинах руды в нем еще значительны.

Рудное поле Бендиго представляет собой сложнопостроенную субмеридиональную антиклиналь-

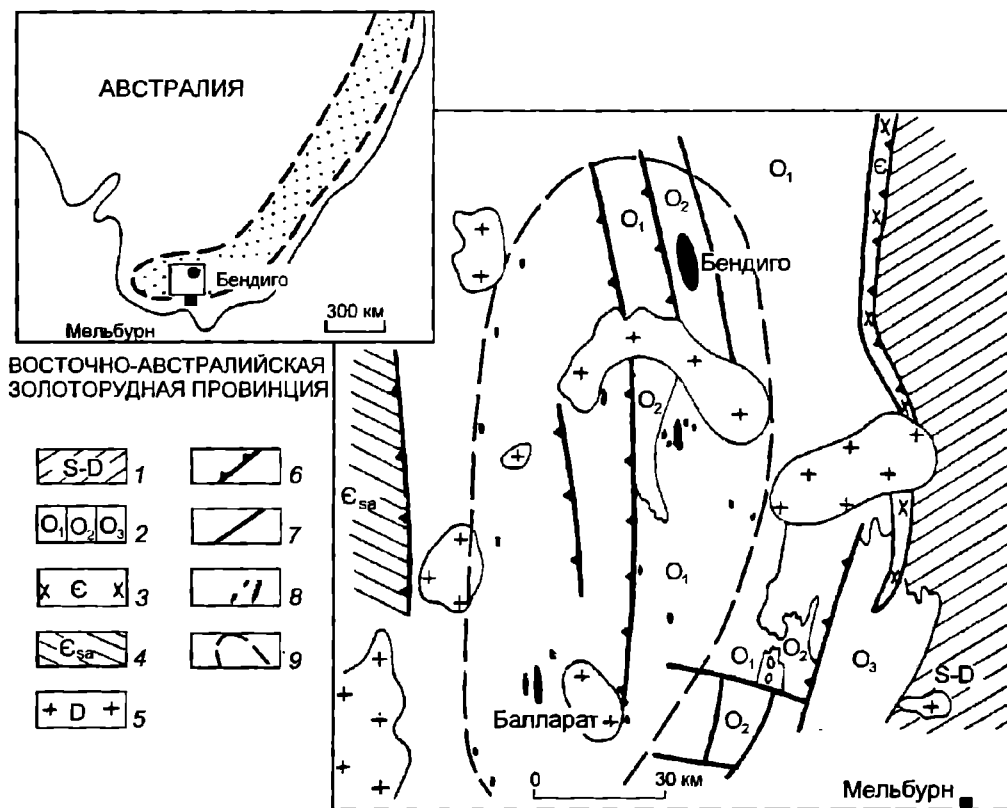


Рис. 55. Позиция рудного района Бендиго ("Зоны Бендиго-Балларат") в региональных структурах [Thomas, 1953; Gray et al., 1988]
 1 – зона Мельбури: обломочные кремнистые отложения (S–D); 2 – супергруппа Кастлмэйн; обогащенный кварцем флиш и сланцы (O); 3 – кембрийский пояс Хескот: зона интенсивных разрывных дислокаций; 4 – кембрийская свита Сант Арно: турбидиты; 5 – гранитные плутоны (D); 6 – главные взбросы; 7 – разломы; 8 – основные рудные поля; 9 – граница рудного района

ную структуру общей площадью 124 км². Вмещающая нижнеордовикская толща сложена филлитовидными сланцами и песчаниками с редкими прослоями известковистых пород. Месторождения в рудном поле локализованы в участках пересечения антиклинория с зонами скрытых разломов фундамента.

Среди рудных тел преобладают седловидные жилы, приуроченные преимущественно к замкам антиклиналей. Реже встречаются "обратные" седловидные жилы, приуроченные к замкам синклиналей. Однако наряду с ними достаточно часто встречаются секущие жилы, связанные с многочисленными разрывными нарушениями. Месторождения, как правило, представляют собой комбинации секущих и седловидных жил, этажно расположенных в пределах замковых частей одной или нескольких соседних антиклиналей. На некоторых месторождениях рудного поля Балларат отмечен литологический контроль рудных тел "индикаторным" горизонтом пиритизированных углистых сланцев. Вертикальный размах оруденения превышает 1,5 км.

Морфология седловидных жил весьма разнообразна (рис.57). Зачастую наблюдаются сочетания седловидных и секущих жил в пределах одного и того же рудного тела, а также их многочисленные апофизы. Текстуры жил – массивные, местами – полосчатые и брекчиевые.

Околожилные метасоматические изменения на месторождении развиты слабо и представлены пиритизацией и карбонатизацией.

Размещение рудных столбов обычно контролируется структурными ловушками, которые обеспечивают локальные условия растяжения. К типичным структурным ловушкам относятся изгибы плоскости рудовмещающего разлома, замки антиклиналей, участки положительных ундуляций шарниров антиклиналей. Минералогическим индикатором рудных столбов может служить появление в жилах сфалерита и галенита.

Состав руд существенно кварцевый. Помимо белого крупнозернистого кварца на месторождении в порядке убывания отмечены: анкерит, кальцит и доломит, хлорит и фенгитовая слюда, альбит и апатит, рутил. Сульфидность жил составля-

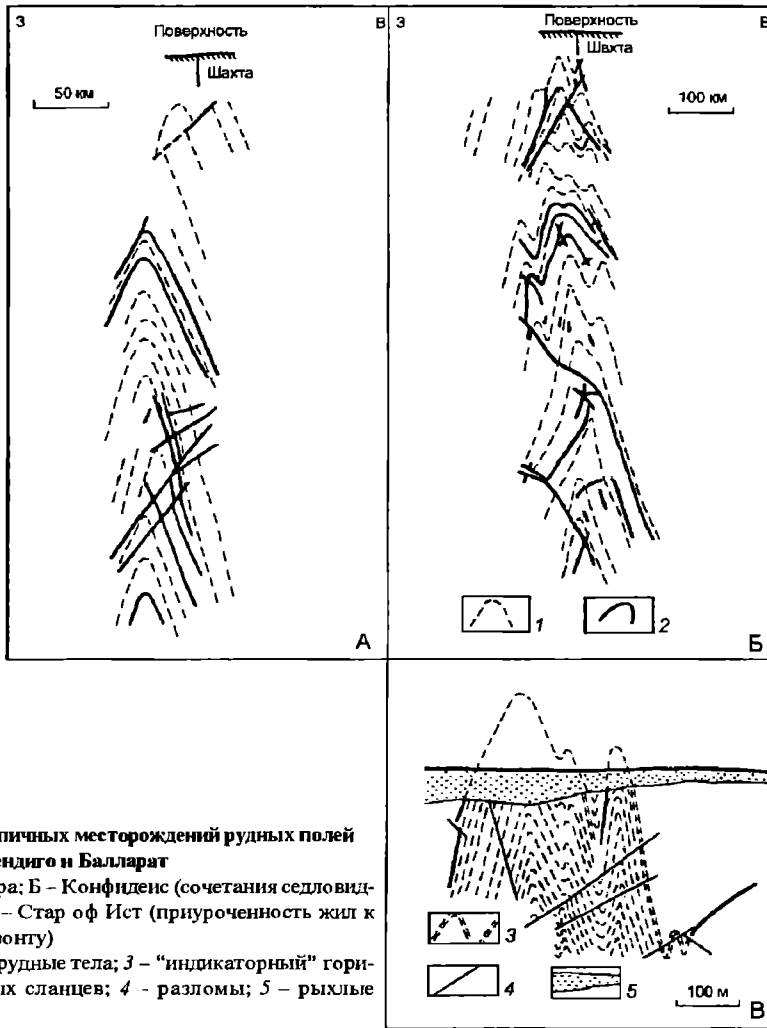


Рис. 56. Структура типичных месторождений рудных полей Бендиго и Балларат

А – Северная Дебора; Б – Конфиденс (сочетания седловидных и секущих жил); В – Стар оф Ист (приуроченность жил к “индикаторному” горизонту)

1 – слоистость; 2 – рудные тела; 3 – “индикаторный” горизонт пиритизированных сланцев; 4 – разломы; 5 – рыхлые отложения

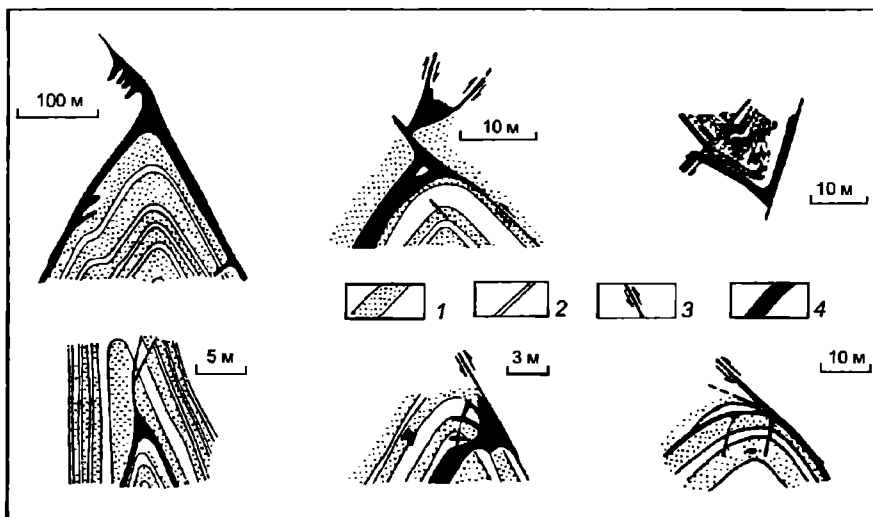


Рис. 57. Морфология седловидных жил месторождения Бендиго [Chace, 1949; Thomas, 1953]

1 – песчаники; 2 – сланцы; 3 – разломы; 4 – золото-кварцевые жилы

ет не более 1–2%. Основные сульфидные минералы представлены пиритом и арсенопиритом, хотя в обогащенных участках обычно присутствуют и второстепенные пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит. Наименее распространены тетраэдрит и антимонит. Минералогическая зональность не отмечалась. Кроме того, в связи с постоянством и однообразием состава рудных тел специального изучения последовательности минералообразования не проводилось. Отмечено лишь, что золото образовалось после сульфидов.

В жилах преобладает крупное свободное видимое золото в виде рассеянных изолированных зерен или нитевидных включений в кварце. Небольшое количество тонкого золота заключено также в сульфидах. Содержания золота в рудах составляют 10–30 г/т. В рудных столбах содержания золота увеличиваются на порядок и более. Проба золота в среднем около 850. Крупные золотые самородки больше характерны для соседнего рудного поля Балларат, где был описан наиболее крупный из них – Леди Дан весом 18,8 кг.

По данным изучения газовой-жидких включений, месторождение Бендиго образовалось при температуре около 300°C и давлении 150 Мпа из низкосолёных водных растворов, содержащих небольшое количество углекислоты и/или метана. По данным изотопии водорода, кислорода и серы сульфидов, гидротермальные растворы имели метаморфогенное происхождение.

Предложена следующая модель формирования месторождения Бендиго. В результате региональ-

ного метаморфизма в среднем девоне произошла дегидратация глубокозалегающих коровых пород. Высвободившиеся при этом растворы по мере подъема к дневной поверхности выщелачивали из “материнской” породы золото и кремнезем, а затем сфокусировались вдоль региональных разрывных нарушений. Разгрузка растворов происходила преимущественно в участках растяжения, приуроченных к взбросам и замковым частям антиклиналей, где и сформировались рудные тела.

Месторождение Бендиго обрабатывалось подземным способом с помощью шахт более 100 лет до 50-х годов нашего столетия. В настоящее время месторождение отработано до глубины 1400 м.

В силу существовавших в то время высоких кондиций обрабатывались в первую очередь богатые участки в местах отсланвания замковых частей складок. Это, а также отсутствие в то время у исследователей какого-либо интереса к изучению вмещающих оруденение пород, надолго утвердило мнение о гидротермальном генезисе месторождения.

Между тем, еще В.Линдгрэн [1934] отмечал, что на месторождении полностью отсутствуют околорудные гидротермальные изменения боковых пород, которые он специально пытался установить.

В старинном учебнике германского профессора Георга Берга “Геохимия месторождений полезных ископаемых” [1933] нам удалось обнаружить разрез через месторождение Бендиго (рис.58), который с большой долей вероятности позволяет

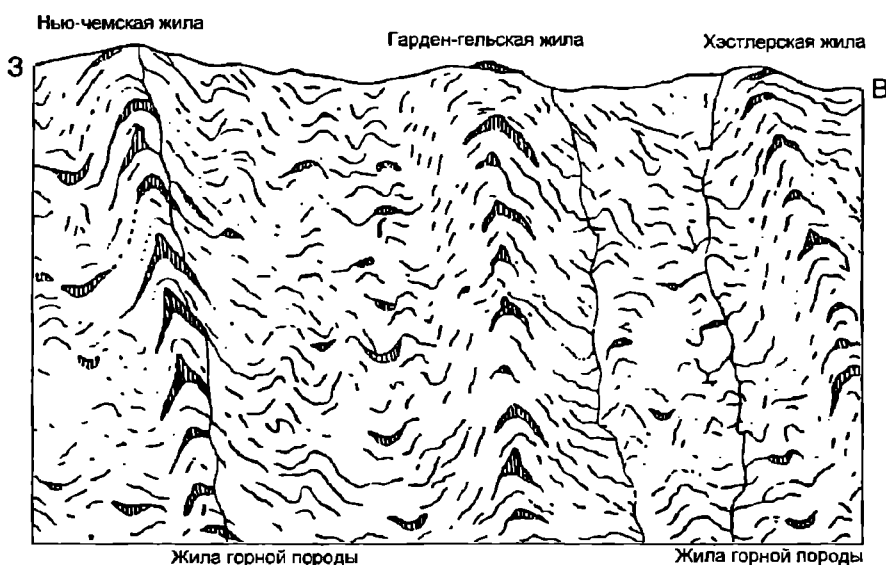


Рис. 58. Идеальный разрез золотого месторождения Бендиго с седлообразными жилами [Берг, 1933]

считать, что мы имеем дело с оруденением стратиформного типа, для которого наиболее характерно сочетание стратифицированности и многоярусности в размещении рудных тел.

Вообще, к настоящему времени больше появляется данных о том, что формирование золото-кварцевого оруденения в песчано-глинистых толщах миогеосинклинальных областей на значительном удалении от сферы деятельности активного магматизма плутонических и вулканических фаций представляет собой самостоятельное геологическое явление, заслуживающее специального рассмотрения и анализа.

Сравнительно недавно К.Ф.Кокс с соавторами [1991] предложили стадийно-метаморфогенную модель формирования рудных жил месторождения Бендиго (рис.59).

Ввиду явного дефицита данных по месторождению и большой актуальности проблемы выявления стратиформных золото-кварцевых месторождений приведем данные по некоторым другим стратиформным месторождениям сравнительно небольших масштабов. К ним относится, например, Дуэт-Бридакитское рудное поле в турбидитах Южной Якутии [Константинов, Косовец, 1996]. Оруденение приурочено (рис.60) к нижней песчано-глинистой части разреза сероцветной формации (С₂₋₃-Р). Рудовмещающая толща имеет ритмично-грубофлюидное строение трансгрессивного типа и характеризуется следующими особенностями: а) разнообразием типов слоистости (параллельная и субпараллельная, косая и диагональная, градационная слоистость осадков турбидитных потоков), б) наличием текстур седиментационного взламывания, контролируется раз-

мещение обогащенных участков, имеющих по простиранию прерывисто-линейную форму так называемых рудных лент.

Морфология и внутреннее строение кварцево-рудных тел определяются их размещением на разных продуктивных уровнях. Чаше – это субпластовые линзы и залежи, приуроченные к кровле пластов песчаников. В сводах антиклинальных прогибов субпластовая форма залежей сменяется линейно-штокверковой, образующейся при сочетании согласных и секущих рудных тел.

Пластовые кварцевые тела характеризуются следующими особенностями строения: 1) тонкими углисто-серицитовыми прожилковидными скоплениями в кварцевых агрегатах, аналогичными сутурными швами в известняках; 2) своеобразной серповидной формой границ с подстилающими глинисто-алевролитовыми породами; 3) полосчатым строением кварцевых прожилков, обусловленным тонкими субпараллельными агрегатами мелких кристаллов сидерита.

Содержание сульфидов (арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, редко – халькопирит, пирротин, крайне редко – аргентит и сульфосоли серебра) в рудах обычно до 1–2%, иногда возрастает до 3–5% за счет арсенопирита. Последний, кроме того, образует ореол околорудной вкрапленности, соизмеримый по ширине с мощностями кварцевых тел. Золото самородное присутствует как в виде обособленных выделений в кварце, так и в сростании с галенитом и сфалеритом; размер выделений до 1 мм и крупнее, средняя проба 830.

Начало формирования рудных залежей следует, вероятно, связывать с периодом осадконакопления и одновременно диагенеза (для нижних сло-

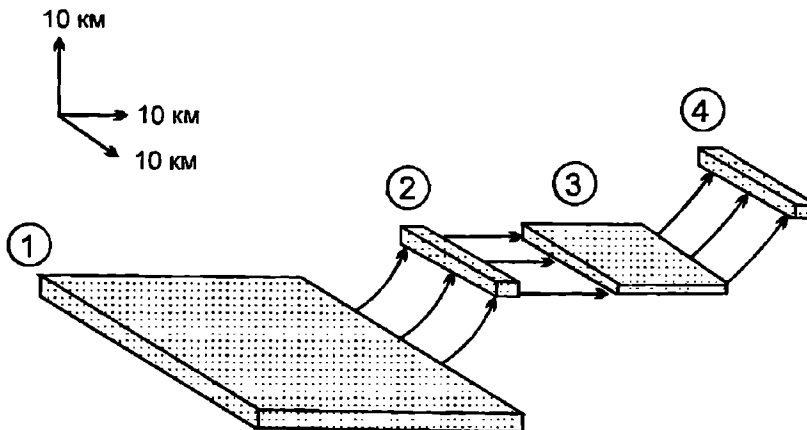


Рис. 59. Модель массопереноса при формировании рудного поля Бендиго [Cox et al., 1991]

1 – исходный объем породы – источника гидротермальных растворов – 2500 куб. км; в результате метаморфизма теряется два объемных процента воды; 2 – объем гидротермальных растворов – 50 куб. км; 3 – исходный объем породы-источника золота – 250 куб. км, содержание золота в нем разубожено на 0,001 г/т; 4 – рудное поле Бендиго: объем – 50 куб. км, запасы золота – 600 т

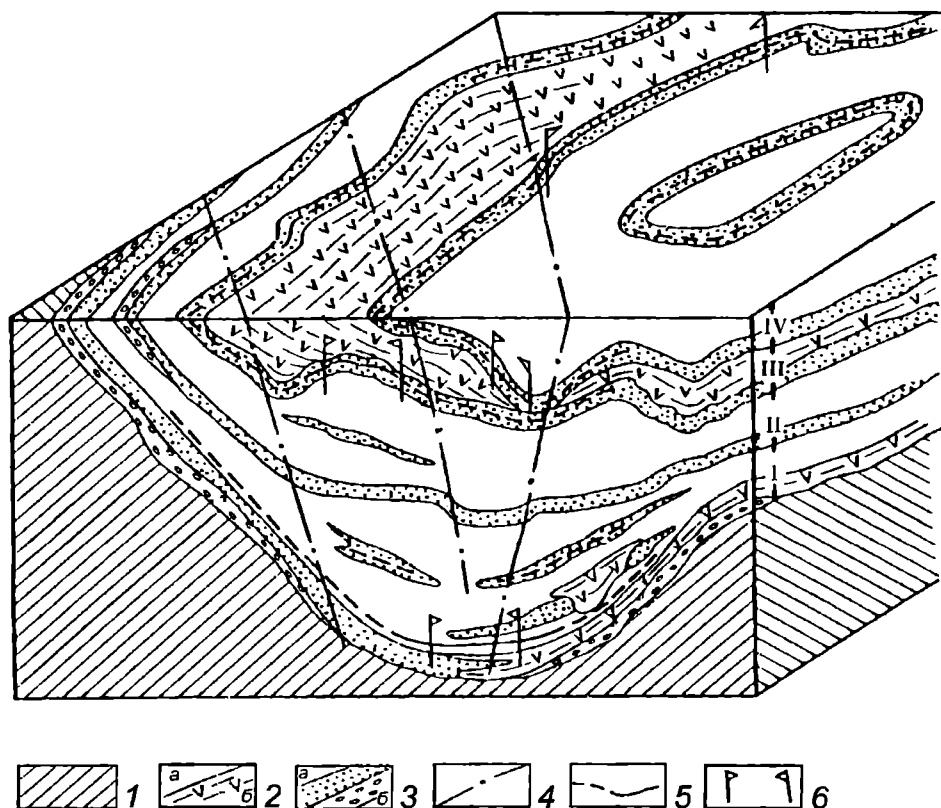


Рис. 60. Блок-диаграмма Дуэ-Бридакитского рудного поля [Константинов и др., 1996]

1 - сероцветная глинистая формация; 2-3 - сероцветная песчано-глинистая формация: 2: а - алеволиты, аргиллиты, б - турбидинамиты; 3: а - песчаники, б - конгломераты; 4 - тектонические нарушения; 5 - золото-кварцевые послойные жилы и пластообразные залежи; 6 - контуры рудных лент

ев толщи), происходившего в активном тектоническом режиме с поступлением на дно палеобассейна кремнистых золотоносных растворов. Процессы диагенеза и рудоотложения сопровождались конседиментационной складчатостью, захватившей как нелитифицированные осадки, так и кремнистые залежи. Предлагаемую модель рудообразования можно определить как осадочно-гидротермально-метаморфогенную: 1) осадконакопление сопряжено с поступлением рудоносных растворов и обогащением отдельных прослоев кремнеземом и рудогенными элементами; 2) метаморфизм погружения, отжим поровых вод и литификация осадков с образованием пластичных и хрупких прослоев, в дальнейшем выполняющих роль экранов, либо коллекторов трещиноватости; 3) складчатость различных этапов, динамометаморфизм и метаморфогенная сегрегация, перегруппировка и переотложение минерального вещества.

Ву Чонглунг с соавторами [Wu et al., 1994] описали стратиформное золото-кварцевое месторождение Виндонгио в Китае (рис.61). По их данным,

руденение, представленное серией послойных золото-кварцевых залежей, возникло до формирования антиклинали, сопряженных и наложенных разрывных нарушений, включая сопряженные сбросы и надвиги.

Золоторудное месторождение Кокран-Хилл (Шотландия) приурочено к турбидитовым фациям песчано-аргиллитовых толщ кембрия-ордовика. На нем выделено пять морфологических типов золото-кварцевых тел: стратиформные микродиагональнослоистые, стратиформные послойные, параллельные напластованию горизонтальные коленчатые, секущие пегматоидные, кососекущие крутые прожилки [Smith, 1983]. Предполагается, что золото, большая часть которого связана с ранними жилами, первоначально заимствовало из вмещающих пород, а затем в течение геологической истории частично и многократно мобилизовывалось.

Месторождение Каролин на юге Британской Колумбии представлено седловидными кварц-кальцит-альбитовыми жилами типа бендиго, ло-

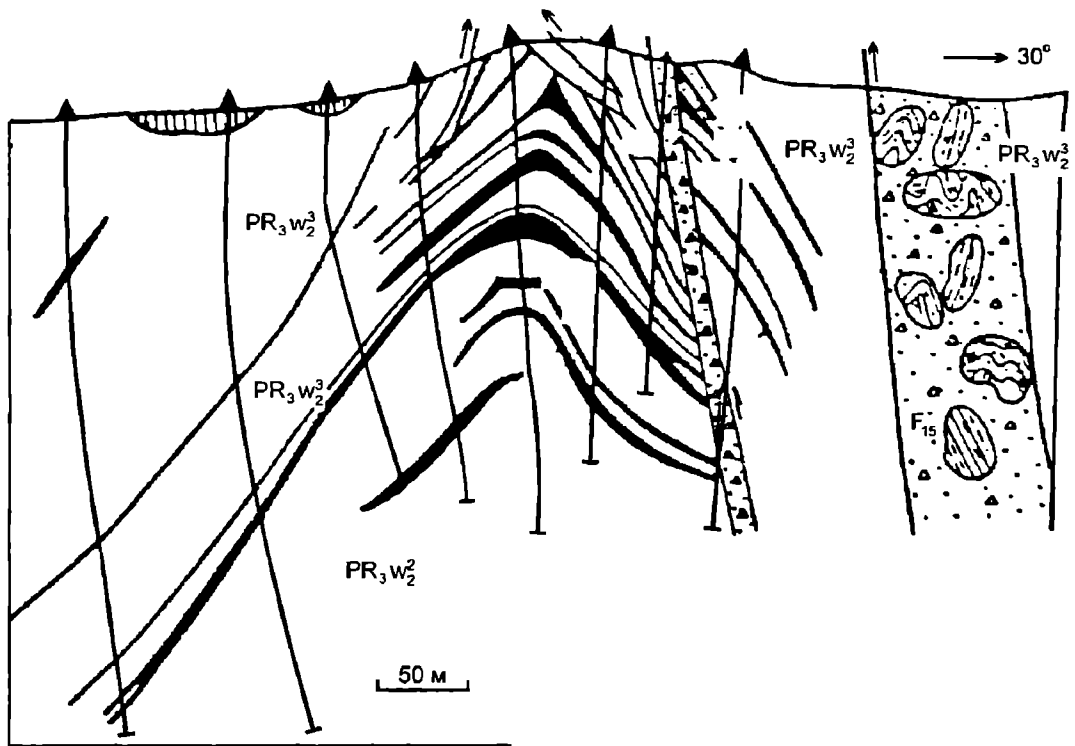


Рис. 61. Разрез через месторождение Виндонто [Wu et al., 1994]

1 – четвертичные отложения; 2 – протерозойская сланцево-алевролитовая толща; 3 – золото-кварцевые тела; 4 – межслоевые сбросы; 5 – зона брекчирования с обломками рудных тел; 6 – зона мегабрехчий с обломками вмещающих пород

кализованными в толще турбидитов, аргиллитов и конгломератов юрского возраста [Sheaker, 1983]. Сульфиды составляют 6–8% объема рудных залежей и представлены пирротинном, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом. С двумя последними ассоциирует золото.

Получены данные об источнике рудного вещества на основе геохимии $\delta^{34}\text{S}$ заключенных во флише золотых месторождениях кембро-ордовикской группы Мегума, Новая Скотия, Канада (Sangster, 1990г.). Кембро-ордовикская группа Мегума включает базальты, 6-километровую толщу песчанистового флиша и около 5000 м углеродистого пирротинсодержащего сланцевого флиша. Эти толщи разделяет региональное стратиграфическое несогласие. $\delta^{34}\text{S}$ в диагенетических сульфидах песчанистого флиша варьирует от +8‰ до +30‰ с локальными аномалиями +35‰. В богатой Mn переходной зоне оно уменьшается до -5‰, а в богатых пирротинном слоях основания глинистого флиша подымается до +25‰. Стратиформные кварц-карбонат-золотые жилы залегают вблизи осей антиклинальных складок песчанистого флиша, обогащенного аргиллитовыми сульфидсодержащими прослоями. В 17 золотоносных участ-

ках $\delta^{34}\text{S}$ арсенопирита и пирротина рудных жил варьирует от +8 до +22‰. Их вариации соответствуют таковым сульфидов вмещающих пород. Диагенетические сульфиды образовались за счет сульфатов морских осадков, а сульфиды рудных жил за счет их регенерации. Состав $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов жил, соответственно, -22‰ и +15‰, свидетельствует об их образовании при диагенезе и раннем метаморфизме. К этому же периоду относится и образование самих рудных жил.

Оруденение подобного типа характерно для мио- и мезогеосинклинальных областей с широким развитием терригенных пород и требует проведения тщательного литофациального анализа песчаносланцевых отложений.

Четкий стратиграфический контроль пластовых золото-кварцевых тел наблюдается в вулканогенно-осадочных толщах. Примером может служить оруденение района Бирдмор-Ташота близ оз.Мичиган в Канаде (Dever, 1987 г.). Промышленная золоторудная минерализация приурочена здесь к верхней части толщи основных эффузивов или располагается непосредственно над ней и представлена кварцевыми прослоями мощностью от 0,5 до 2 м, прослеженными по про-

стиранию до 10 км. Рудные тела со средними содержаниями 10–13 г/т сложены массивным кварцем или мелкозернистыми прокварцованными осадками, содержащими железистые карбонаты. Два основных рудных тела находятся на расстоянии около 300 м по вертикали друг от друга. Кварцевые прослои конформны вмещающим породам и подверглись вместе с последними складчатым деформациям и будинажу. Следует отметить, что большую мощность и более высокие содержания золота имеют кварцевые тела, приуроченные к среднезернистым туфам основного состава, превращенным в хлоритовые сланцы.

Стратиграфический контроль оруденения и элементы металлогенической зональности свидетельствуют о том, что золото-кварцевые рудные тела образовались в ходе развития вулканогенно-осадочного процесса в результате функционирования обширной гидротермальной системы в рифтогенной структуре. Золото отлагалось совместно с кремнеземом из эксгальционных источников.

Золото-полисульфидно-кварцевая формация

Васильковское месторождение

Васильковское месторождение отнесено Н.А.Фогельман с соавторами [1995] к золото-порфировой формации, чем определяется его своеобразие – это мегаштокверковое месторождение прожилково-вкрапленных руд, контролируемых штоком гранодиоритов.

Ниже месторождение характеризуется по публикации [Абищев и др., 1986], а также по материалам В.Б.Чекваидзе и И.З.Исакович (1982 г.), внесших много нового в познание эндогенной зональности месторождения и создание его прогнозно-поисковой модели.

Месторождение находится в республике Казахстан, в 25 км от г.Кокчетав, в пределах Кокчетавского срединного массива.

Месторождение контролируется региональной зоной разломов северо-западного простирания и сопряженной с ней системой северо-восточных сколов. Рудное поле приурочено к полифазному гранодиоритовому интрузиву, заключенному в сложнослоистых метаморфических комплексах докембрия и палеозоя. Возраст самого интрузива по геохронологическим данным – от 575 до 456 млн лет, причем выделяются две основные фазы вне-

дрения. Рудное поле имеет в целом каркасно-блоковое строение, а распределение рудных зон и тел контролируется разломами северо-западного, широтного и северо-восточного направлений (рис. 62).

Большое значение в локализации оруденения имеют прототектонические системы горизонтальных или слабонаклонных (5–15°) трещин, фиксируемых калишпатизацией и концентрирующихся в лежащих боках повышенные содержания золота.

Месторождение представлено прожилково-вкрапленными золото-арсенопирит-кварцевыми рудами, золотоносный арсенопирит выделяется во вкрапленной, прожилково-вкрапленной и прожилковой форме. Арсенопирит в рудах мелкозернистый (0,1–0,5 мм), среднезернистый (0,5–1 мм), крупнозернистый (>1 мм). Содержание мышьяка в рудах составляет 1,3–8,5%.

Золотое оруденение участка месторождения образует субвертикальный мегаштокверк сульфидно-кварцевых прожилков и маломощных жил в сочетании с прожилково-вкрапленной сульфидизацией в березитизированных диоритах и гранодиоритах на площади около 1,5 км² и протяженностью на глубину свыше 1 км (рис.63). Участки с промышленными содержаниями золота, устанавливаемые на основании опробования, концентрируются во внутренней части минерализованного контура, образуя в совокупности конусовидной формы тело, суживающееся с глубиной. Суммарная мощность промышленного оруденения в верхней, наиболее широкой части конуса достигает 350–400 м при общей ширине минерализованной части до 1 км. В сторону флангов и с глубиной общая мощность зоны оруденения, а также суммарная мощность балансовых руд быстро уменьшается до полного выклинивания.

Среднее содержание золота во всей массе руды сравнительно постоянно и до глубины 600 м составляет 2–2,5 г/т, ниже этого уровня оно снижается до 1,6–1,7 г/т, причем возникает сложная перемежаемость бедных (забалансовых) и относительно богатых (балансовых) руд. В контурах балансовых руд золото распределено неравномерно, с высокой случайностью в результатах анализа индивидуальных проб; коэффициент рудоносности в большинстве рудных блоков составляет <4%.

Руды сложены серым метасоматическим гранобластовым “рудным” кварцем с сульфидами, в основном арсенопиритом, а также измененными породами с кварц-сульфидными прожилками и прожилково-вкрапленной существенно пирит-арсенопиритовой минерализацией. Наряду с этими

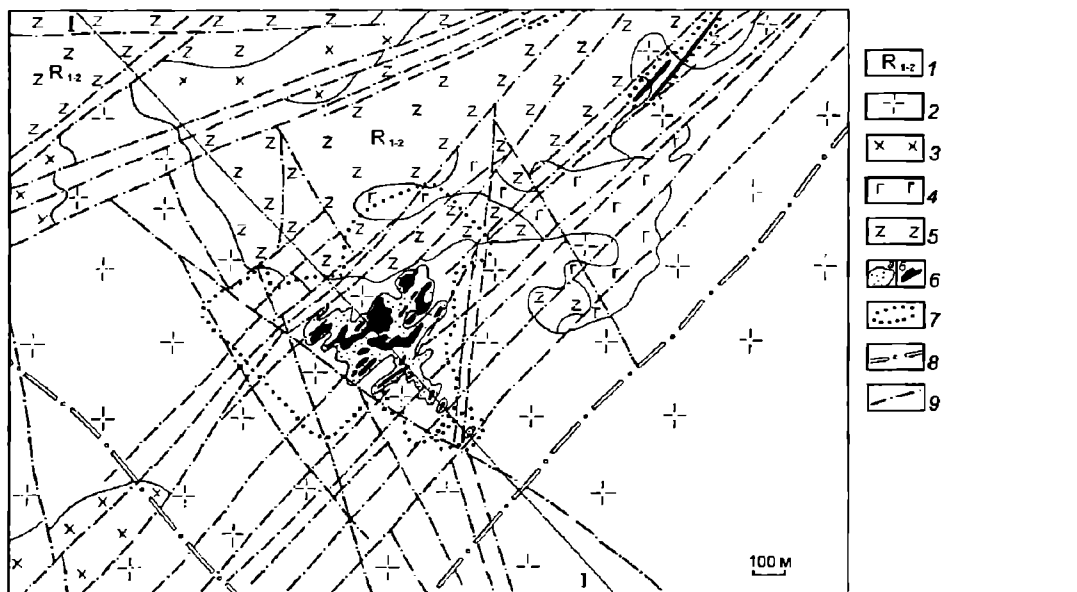


Рис. 62. Схема геологического строения Васильковского месторождения [Абшиев и др., 1986]

1 – метаморфическая свита нижне-верхнерифейского возраста: хлоритовые, эпидот-амфиболовые сланцы, амфиболиты, кварциты; 2 – порфиробластовые гранодиориты и плаггиограниты верхнеордовикско-силурийского возраста; 3 – диориты, кварцевые диориты верхнеордовикско-силурийского возраста; 4 – габбродиориты верхнеордовикско-силурийского возраста; 5 – мигматиты (породы “переменяемости” среднего состава); 6 – контуры рудных тел: а – богатых, б – бедных руд; 7 – контуры оруденения на глубине; 8 – основные глубинные разломы; 9 – разрывные нарушения и зоны разрывных нарушений

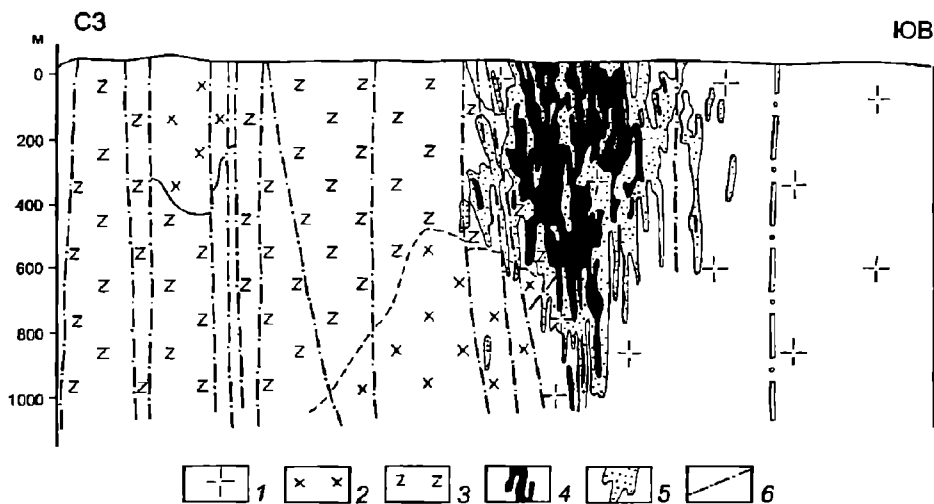


Рис. 63. Разрез через Васильковское месторождение по линии I-I [Абшиев и др., 1986]

1 – средне-крупнозернистые резко порфиробластовые плаггиограниты; 2 – палингено-метасоматические породы среднего состава (кварцевые диориты); 3 – мигматиты (нерасчлениенные породы среднего состава); 4 – богатые руды; 5 – бедные руды; 6 – разрывные нарушения

основными рудными минералами, среднее содержание которых составляет 4–6%, присутствует примесь минералов висмута (висмутин, самородной висмут, тетрадимит и др.), участки развития которых определяют промышленные содержания золота. Золото преимущественно микроскопическое (4–14 мкм, до 120 мкм), высокопробное (840–

950), ассоциированное с порфиробластовой тонкоагрегативной разновидностью арсенопирита и минералами висмута, локализуется главным образом в арсенопирите. Устанавливается положительная корреляционная связь золота с мышьяком, висмутом и серебром, содержания последнего в рудах незначительны.

Ю.Л.Абишев с соавторами [1986], отмечают, что относительно большие золотины (0,04–0,12 мм) тяготеют к глубоким горизонтам месторождения (более 300 м), форма золотины различна: ромбодекаэдры, друзовые стростки кристаллов, кристаллы со сглаженными гранями, изометричные округлые, каплевидные и неправильные зерна. Золотины на контакте с арсенопиритом имеют несколько большие размеры. Наиболее крупны они в сростании с халькопиритом.

Проба золота с глубиной возрастает.

Последовательность рудообразования, стадии и рудообразующие минералы ассоциации, по В.Б.Чекваидзе и И.З.Исакович, следующие (табл.):

лочно-белого кварца (более 10% от объема пород) при слабом развитии ореолов рудного кварца, дорудного турмалина и послерудного флюорита (менее 5%); 3 – метасоматические изменения внешних зон колонки березитов (хлорит+карбонат) имеют пятнисто-блоковый характер распространения с заполнением пространства на 5–15% от объема пород при полном сохранении текстурно-структурных особенностей вмещающих пород; 4 – средние содержания основных рудных элементов составляют: Au – 0,1–0,7 г/т, As – 0,1–0,6%, Bi – 10–40·10⁻⁴%.

В промежуточной зоне: 1 – прожилково-вкрапленная арсенопирит-пиритовая (с переменными

| № п/п | Стадии | Минеральные ассоциации |
|-------|--------------------------------|--|
| 1 | дорудных березитовых изменений | 1а пирит-карбонат-хлорит-серицитовая 1б пирит-карбонат-серицит-кварцевая |
| 2 | дорудная кварц-турмалиновая | 2. пирит-кварц-турмалиновая 3. <u>кварц-арсенопиритовая*</u> (серный рудный кварц с арсенопиритом) |
| 3 | рудная | 4. <u>порфиробластовые тонкозернистые агрегаты арсенопирита</u> 5. <u>золото-теллуридно-висмутовая</u> 6. кварц-карбонат-арсенопиритовая с метакристаллическим арсенопиритом 7. сульфидно-полиметаллическая с золотом и антимонитом |
| 4 | кальцит-флюоритовая | 8. кальцит-флюоритовая |
| 5 | кварцевая | 9. послерудного кварца |

* Подчеркнуты ассоциации, наиболее развитые в рудах

В рудных телах арсенопирит имеет доминирующее значение по сравнению с пиритом. В незначительных количествах (сотые и первые десятые доли процента) распространены сульфиды Pb–Zn–Cu, блеклая руда, а также минералы висмута: висмутин, тетрадимит, самородный висмут и другие, участки повышенного развития которых внутри контура прожилков кварц-арсенопиритовой минерализации определяют промышленные содержания золота.

Специфической особенностью данного типа оруденения является широкое развитие в рудных зонах дорудного черного турмалина и послерудного флюорита.

Выявляется латеральная и вертикальная рудно-метасоматическая и минералого-геохимическая зональность (рис.64). По латерали выделяются три зоны: внешняя, промежуточная и центральная, характеризующиеся следующими параметрами.

Во внешней зоне: 1 – рассеянная прожилково-вкрапленная пиритовая минерализация с реликтовыми проявлениями пирротина (в т.ч., дисульфидизированного) и халькопирита; 2 – значительное развитие прожилковых ореолов послерудного мо-

соотношениями рудных минералов) минерализация с суммарным содержанием сульфидов, составляющим первые проценты, и слабым развитием высозолотоносной порфиробластовой разности арсенопирита; 2 – более интенсивное развитие ореолов рудного кварца и турмалина (до 25%) при соотношении минералов 2:1, повышенном содержании флюорита (~5%) и пониженным молочно-белого кварца (~5%); 3 – метасоматические изменения промежуточных зон колонки березитов (карбонат+серицит+кварц или хлорит+серицит+карбонат) при более интенсивном развитии (40–50%) с частичным затушевыванием текстурно-структурных особенностей пород; 4 – средние содержания основных рудных элементов: Au – 0,7–1,2 г/т, As – 0,6–0,8%, Bi – 40–70·10⁻⁴%.

В центральной, рудовмещающей зоне: 1 – умеренная и интенсивная кварц-сульфидная жильно-прожилковая минерализация (содержание сульфидов 5%) при резко доминирующей роли арсенопирита и максимальном развитии порфиробластового арсенопирита и висмутовой минерализации; 2 – интенсивное развитие рудного кварца и турмалина (>50%) при соотношении этих минералов

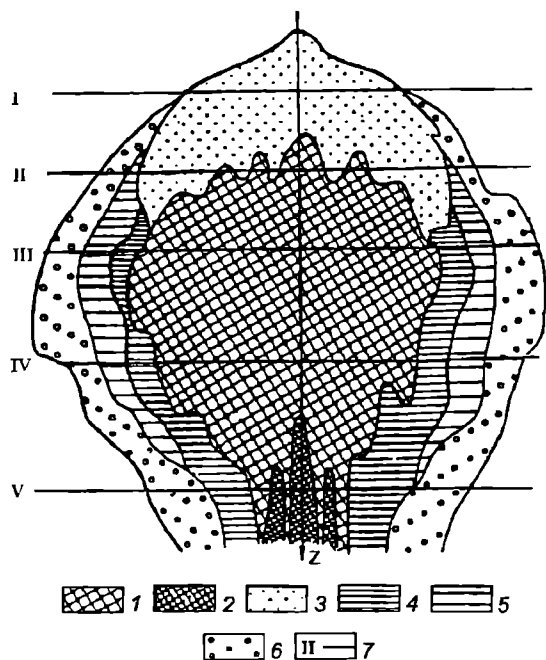


Рис. 64. Минералого-геохимическая модель Васильковского месторождения [Чеквадзе, Исакович, 1991]

1-6 – минералого-геохимические ассоциации: 1 – Au, Bi, As, кварц серый, серицит, 2 – калиевый полевой шпат, 3 – альбит+хлорит, Ba, 4 – W, Mo, 5 – кварц белый, 6 – Co; 7 – уровни эрозийного среза: I – надрудный, II – верхнерудный, III – среднерудный, IV – нижнерудный, V – подрудный

I:1, значительном (>10%) развитии флюорита и слабом – молочно-белого кварца (~1%); 3 – максимальное развитие карбонат-серицит-кварцевых или (в зависимости от исходного состава исходных пород) хлорит-карбонат-серицитовых метасоматитов с заполнением пространства на 80–100% с существенной или полной утратой текстурно-структурных особенностей пород; 4 – средние содержания основных рудных элементов: Au – 1,2 г/т, As – 0,8%, Bi – 70·10⁻⁴⁰.

В вертикальном разрезе месторождения выделяются четыре уровня: надрудный, верхнерудный, среднерудный и нижнерудный-подрудный. В надрудном уровне: 1 – резкое преобладание (10:1) слабозолотоносного гипидиоморфнозернистого арсенопирита малопродуктивных ассоциаций над порфиробластовым, проявление малопродуктивной поздней халькопирит-галенит-сфалеритовой с блеклой рудой и антимонитом минерализации; 2 – слабая интенсивность (1–5%) ореолов жильной минерализации, особенно рудного кварца с преобладающим развитием турмалина, преимущественной формой проявления жильных минералов в виде быстро выклинивающихся

линз; 3 – развитие альбититов, хлоритолитов и альбит-хлоритовых пород в сочетании с маломощными (5–20 м) телами березитов; 4 – коэффициент зональности Ag·Pb·Sb/W·Co·Mo >3.

На верхнерудном уровне: 1 – возрастание доли порфиробластового арсенопирита с изменением соотношения гипидиоморфнозернистого и порфиробластового арсенопирита до 5:1, спорадические проявления поздней сульфидно-полиметаллической с антимонитом минерализации; 2 – более интенсивное развитие ореолов жильных минералов (20%), особенно рудного кварца со значительным (в два раза) преобладанием турмалина над рудным кварцем при относительно слабом участии флюорита (~5%); жильные минералы образуют протяженные, в том числе пологие жиллообразные тела; 3 – развитие тел березитов умеренной мощности (десятки и первые сотни метров); 4 – коэффициент зональности – 3–0,1.

На среднерудном уровне: 1 – наиболее интенсивное развитие арсенопирита (>5%), в том числе порфиробластовой его разновидности, при равном или близком его соотношении с гипидиоморфнозернистым арсенопиритом; постоянное присутствие минералов висмута; 2 – максимальная интенсивность проявления ореолов жильных минералов, особенно рудного кварца (~20%), который вместе с турмалином преобладает над флюоритом, с характерным сочетанием жиллообразных и неправильной формы тел с раздувами до 50 м; 3 – зональный ореол березитов максимальной мощности (многие сотни м); 4 – коэффициент зональности – 0,1–0,003.

Нижнерудный-подрудный уровень характеризуется: 1 – резким снижением содержания порфиробластового арсенопирита при соотношении гипидиоморфнозернистого и порфиробластового арсенопирита 5:1, общим снижением интенсивности арсенопиритовой минерализации (первые проценты); 2 – умеренным развитием ореола жильной минерализации (20–30%) при максимальном участии флюорита (до 25% в обогащенных золотом участках), близком соотношении турмалина и рудного кварца и преобладании жильной формы выделений минералов; 3 – появление среди выклинивающихся березитов калишпатовых проявлений вплоть до их доминирующего распространения на подрудном уровне; 4 – коэффициент зональности 0,003.

Крупные масштабы месторождения, вероятнее всего, обусловлены унаследованно-аномальным развитием локального тектонического блока, который в свою очередь может отражать положение “горячей мантийной точки”. Полифазный гра-

нодiorитовый интрузив, сформировавшийся по механизму магматического замещения, в структурном плане представлял собой “локализатор трещиноватости”, более хрупкое тело в ореоле пластичных кристаллических сланцев; разноориентированные системы трещин в массиве в целом сформировали трещиноватый блок и локализовали прожилково-вкрапленную минерализацию.

Золото-серебряная формация

Месторождение Кубака

Месторождение Кубака находится в Магаданской области, в южной части Омолонского массива, сложенного девонским вулканическим полем. Это, вероятно, наиболее древнее крупное месторождение золото-серебряной формации является одним из богатейших месторождений золота в мире (среднее содержание 20 г/т Au), оно включает около 100 т металла. Ниже оно характеризуется в основном по содержательной монографии В.А. Степанова и Л.Н. Шишаковой [1994], а также модельным построениям В.А. Степанова, Л.В. Морозовой, В.Н. Макурина [1992] и материалам В.К. Политова [Константинов и др., 1998а].

Месторождение Кубака приурочено к вулканитам кедонской серии средне-позднедевонского возраста. В аномальном поле силы тяжести Омолонскому массиву отвечает крупный минимум субмеридиональной ориентировки, имеющий отчетливое концентрически-зональное строение. Ядру структуры отвечает низкое значение поля силы тяжести, соответствующее менее гранитизированному фундаменту массива. В пределах массива фиксируются две линейные рудоконцентрирующие структуры: Южно-Омолонская и Ольча-Кубакинская. В аномальном поле силы тяжести они выделяются в виде протяженных линейных зон повышенных значений при ширине 25–30 км и протяженности в 300–400 км. Известные золото-серебряные месторождения и рудопроявления тяготеют к периферии гранитизированного фундамента Омолонского массива, располагаясь как в пределах зоны слабо гранитизированных пород фундамента, так и в непосредственной близости от нее. Кубакинское месторождение располагается во внешней зоне гранитизированного основания массива в узле пересечения рудоконцентрирующих структур. Авландинскому рудному узлу, в который входит месторождение, отвечает положительная аномалия силы тяжести размером 30×60 км. С за-

пада к ней примыкает небольшая уникальная по интенсивности отрицательная аномалия силы тяжести, имеющая овальную форму.

Авландинский рудный узел отчетливо выделяется на фоне окружающей его слабой минерализации и пространственно совпадает с одноименным палеовулканическим сооружением. Это совпадение не случайное золото-серебряное оруденение обязано своим происхождением процессу длительно-го многоэтапного развития этой вулканоструктуры, являющейся геологическим эквивалентом рудного узла. В ней отчетливо выделяются жерловая, околожерловая и периферическая части, разделенные концентрическими разломами. Жерло вулканоструктуры сложено игнимбритами и кластолавами трахириолитового состава, местами отмечаются тефроиды с потоками пенистых лав риолитов. На периферии вулканического сооружения развиты главным образом удаленные фации – туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы кислого и среднего состава, в том числе пепловые и кремнистые, реже игнимбриты и агломератовые туфы. Фиксируется ряд субвулканических тел трахириолитов и риодацитов, внедренных большей частью по концентрическим разломам. Гидротермальные изменения вулканитов представлены площадной пропилитизацией, крупные поля метасоматитов развиты по флангам вулканоструктуры. Метасоматиты сопровождаются золотоносными жильно-прожилковыми зонами адуляр-кварцевого, кварцевого и карбонат-кварцевого состава.

Золотое оруденение, сопровождаемое ореолами шпихового золота, располагается во внешней, периферической части вулканоструктуры и распределено в ее пределах неравномерно. Оно сосредоточено на двух относительно небольших рудоносных площадях размером в 30–35 км² на юго-западном и северо-восточном флангах этой структуры. Эти площади получили название, соответственно, Кубакинского и Стрелинско-Грунтовского рудных полей. В структурном отношении рудные поля отвечают секториальным блокам периферической части Авландинского стратовулкана. Они ограничены концентрическими и радиальными разломами этой структуры.

Месторождение Кубака располагается в юго-западной части Авландинского рудного узла, на периферии Авландинской вулканоструктуры, осложненной Кубакинским взбросом.

Известные рудные тела месторождения сосредоточены в блоке площадью порядка 8 км², вытянутом в северо-западном, субмеридиональном направлении (рис.65). Он ограничен с запада внешним кольцевым разломом Авландинского палео-

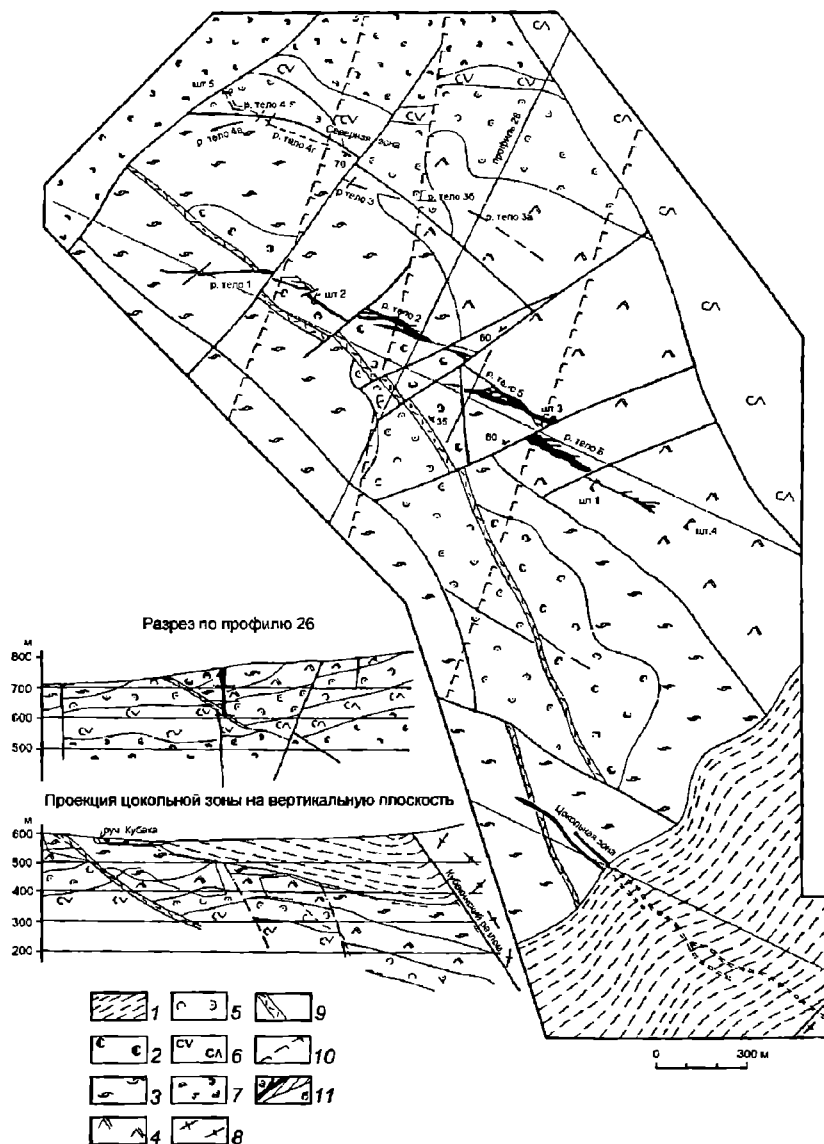


Рис. 65. Геолого-структурная схема месторождения Кубака [Степанов и др., 1992]

1 – углистые аргиллиты и алевролиты каменноугольного возраста; 2 – агломератовые туфы; 3 – игнимбриты рнодацитов; 4 – рнодациты; 5 – туфопесчаники; 6 – игнимбриты, туфы и лавы дацитов и андезитов; 7 – туфоалевролиты; 8 – гранито-гнейсы архейского возраста; 9 – дайки риолитов средне-позднедевонского возраста; 10 – дайки габбро-порфиритов мелового возраста; 11 – адуляр-кварцевые жилы: а – первой продуктивной стадии, б – второй продуктивной стадии

вулкана, с севера – радиальным Аномальнинским разломом, с востока – фрагментом кольцевого разлома, с юга – Кубакинским взбросом. Рудоносный блок сложен отчетливо стратифицированными вулканитами кедонской серии. Они представлены главным образом удаленными фациями вулканитов среднего и кислого состава: туфопесчаниками, туфами, игнимбритами, реже лавами, туфогравелитами и туфоконгломератами. Мощность вмещающих вулканогенно-осадочных пород составляет в районе месторождения около 1 км. Они залегают на размытой поверхности метаморфичес-

ких образований архея. Вулканиты слагают моноклинал, полого наклоненную на юго-запад (200–210°) под углом 10–15°.

Рудоносными являются жильно-прожилковые зоны карбонат-флюорит-адуляр-кварцевого состава. Они в целом равномерно выполняют площадь месторождения, образуя достаточно закономерную лестничную систему с шагом 400–600 м. В плане рудоносные зоны косо ориентированы по отношению к внешнему концентрическому разлому, не выходя за его пределы. С юга на север по мере удаления от Кубакинского взброса простирание

зон меняется от северо-западного (Цокольная, Южная и Центральная зоны) до субширотного (Северная зона). Длина рудоносных зон меняется от сотен метров до 2 км. Они состоят из одного (Цокольная зона), двух (Северная зона) или нескольких (Центральная зона) рудных тел. С юга на север морфология рудоносных зон усложняется, они становятся кулисообразными, с большим количеством апофиз. Наклон их меняется в том же направлении от преобладающего субвертикального до северного под углами 40–60°.

В.Б.Голенев с соавторами [1994] отмечают необходимость выделения двух разноориентированных прожилково-жильных систем, локализирующих рудные тела.

Основная система (75% запасов) северо-восточного простирания представлена ранним карбонат-анортотлаз-кварцевым агрегатом и гидротермальной халцедон-кварцевой брекчией. Протяженность рудных тел по простиранию до 400, по падению до 200 м, мощность – 10–20 м, содержания золота до 15 г/т. Вторая система широтной ориентировки с падением 60–70°, опережающая по отношению к первой, сложена хлорит-адуляр-кварцевым более поздним агрегатом. Тела этой системы быстро выклиниваются от линии сочленения. Их протяженность по простиранию не более 150, по падению – 100 м, мощность – первые метры. Они отличаются более высокими содержаниями золота (20–30 г/т) и количеством кварца.

Два морфологических типа рудных тел (жильно-прожилковые зоны и жилы) отличаются размерами, условиями залегания, моделью распределения золота. В жильно-прожилковых зонах средние размеры обособлений богатых руд (35–75 м) по простиранию в 1,2–1,3 раза больше таковых по падению. Этим обусловлена анизотропия оруденения. В жильных телах средние размеры рудных обособлений не превышают 20 м по простиранию при сохранении показателя анизотропии. С богатыми содержаниями в жильных зонах связано до 20% запасов руды и 80% металла, тогда как в жилах – до 40% запасов руды и 90% металла. Мощности обособлений богатых руд, соответственно, 3–4,5 и 1,0 м; содержания золота – 70–80 и более 100 г/т. Богатые руды имеют юго-восточное склонение в плоскости рудных тел (20–30°).

Богатые руды тяготеют к центральному частям тел, постепенно затухая на флангах; контролируются минералами поздней стадии рудообразования, участками их наложения на более ранние, сочленением разноориентированных жил и прожилков, экранированием на контактах пород. Наиболее благоприятны для локализации богатого

оруденения кварцево-жильные образования, особенно колломорфно-полосчатой текстуры, эндоконтакты жил, в меньшей степени – зоны прожилкования и гидротермальные брекчие халцедон-кварцевого состава. Из вмещающих пород наиболее благоприятны горизонты дацитов и туфопесчаников. Их контакты с игнимбритами играют роль экранов. Богатые руды характеризуются повышенным золото-серебряным соотношением.

Как отмечают В.А.Степанов и Л.Н.Шишакова, для Кубакинского месторождения характерен магматический контроль золото-серебряного оруденения. Он выражен в приуроченности рудоносных зон к западной утоненной периферии силла риодацитового состава, внедренного между горизонтом игнимбритов риодацитового состава и подстилающих их туфопесчаников. Магмоподводящий канал, по их мнению, располагался примерно на расстоянии 1 км восточнее рудоносного блока, где зафиксированы выходящие на дневную поверхность глубококорневые интрузии кислого состава. Значительная часть рудных тел локализована внутри силла.

В пределах Центральной рудной зоны сосредоточены основные запасы руд. Она оконтурена и прослежена по простиранию на расстояние свыше 2 км. По падению зона вскрыта четырьмя штольневыми горизонтами и прослежена скважинами на глубину до 500 м (рис.66). Рудовмещающая структура представлена крупной, слабоизогнутой с выпуклостью на северо-восток трещиной отрыва северо-западного простирания. Падение ее близко к вертикальному. Строение рудной зоны осложнено поперечными разрывными нарушениями, которые делят рудовмещающую структуру на четыре примерно равных отрезка. Они смещены относительно друг друга правосторонними сдвигами на расстояние от 20–60 до 100 м. По наиболее крупному сдвигу наблюдается также вертикальное перемещение блоков с амплитудой 60 м.

Поперечные разломы имели дорудное заложение и многократно подновлялись. В процессе рудоотложения эти разломы играли главным образом роль рудоограничивающих структур; а в пределах некоторых из них фиксируются рудные тела.

Строение рудных тел по вертикали представлено веерной системой расцепляющихся вверх по восстановлению рудной системы жильных и прожилковых зон (рис.67). Рудные тела по вертикали разделяются на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя представлена узкой, линейно-вытянутой адуляр-кварцевой жилой, мощность кото-

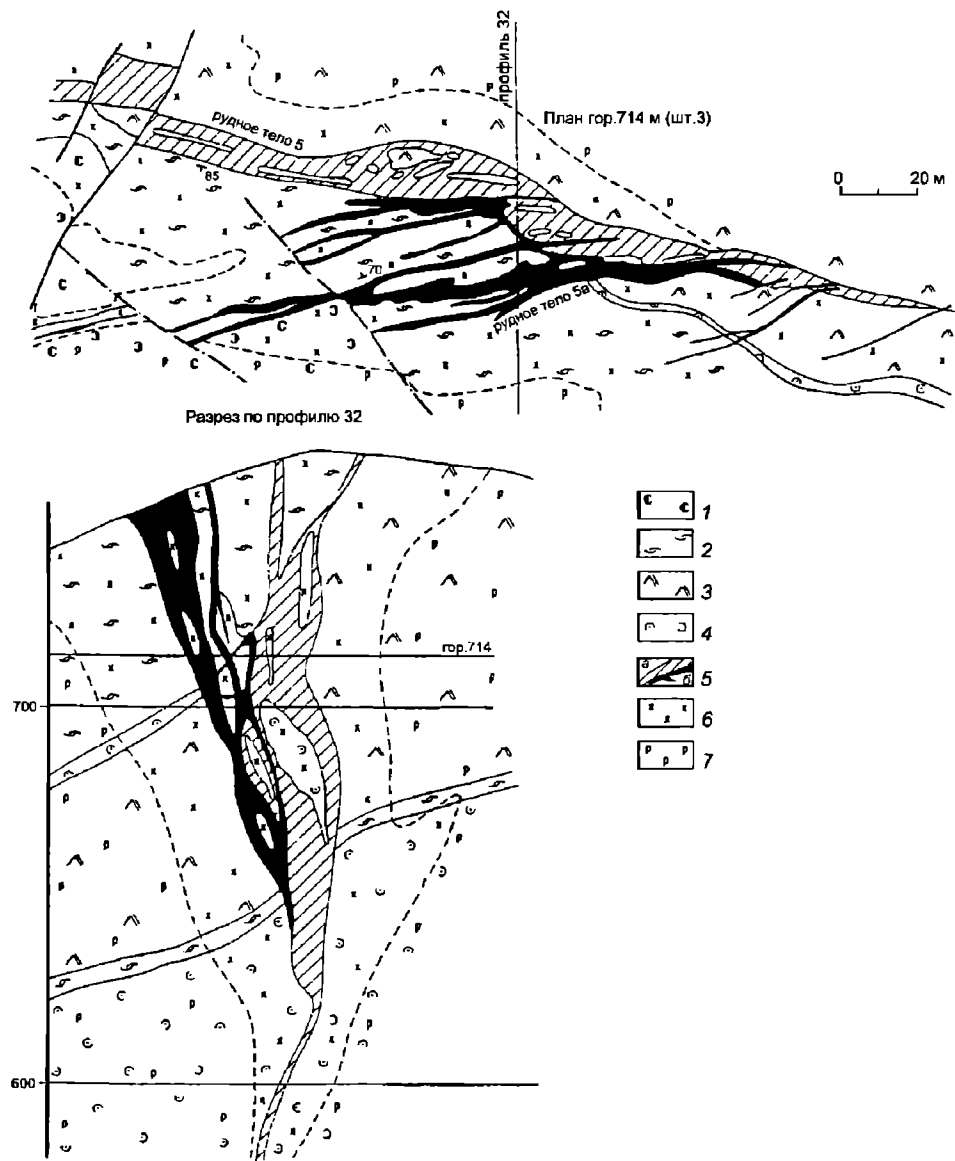


Рис. 66. Фрагмент строения Центральной рудной зоны месторождения Кубака и разрез [Степанов и др., 1992]

1 – агломератовые туфы; 2 – игнимбриты риодацитов; 3 – риодациты; 4 – туфопесчаники; 5 – адуляр-кварцевые жилы: а – первой продуктивной стадии, б – второй продуктивной стадии; 6 – околорудные изменения хлорит-кварц-серицитовой и кварц-серицитовой фаций; 7 – дорудные прожилиты эпидот-хлоритовой и карбонато-хлоритовой фаций

рой обычно не превышает 1–3 м и лишь на юго-восточном фланге рудного тела достигает 6–8 м. Эта жила не сопровождается сколько-нибудь существенными зонами прожилкового окварцевания. Выше располагается сложная по форме, с раздувами и пережимами зона жильного и прожилкового окварцевания значительной мощности (до 40–50 м). Мощность рудного тела возрастает к краям рудовмещающего блока, особенно к его западному ограничению. В средней части рудного

тела преобладают адуляр-кварцевые жилы и жильные зоны, а также зоны гидротермальных брекчий и сопровождающие их зоны сетчатого и прожилкового окварцевания. Венчат рудные тела система всерного расщепления по восстанию зон прожилкового и жильного окварцевания значительной мощности (до 60–80 м).

Как полагает В.А.Степанов, отчетливая этажность оруденения обусловлена литологическим контролем. Нижняя, наименее мощная часть руд-

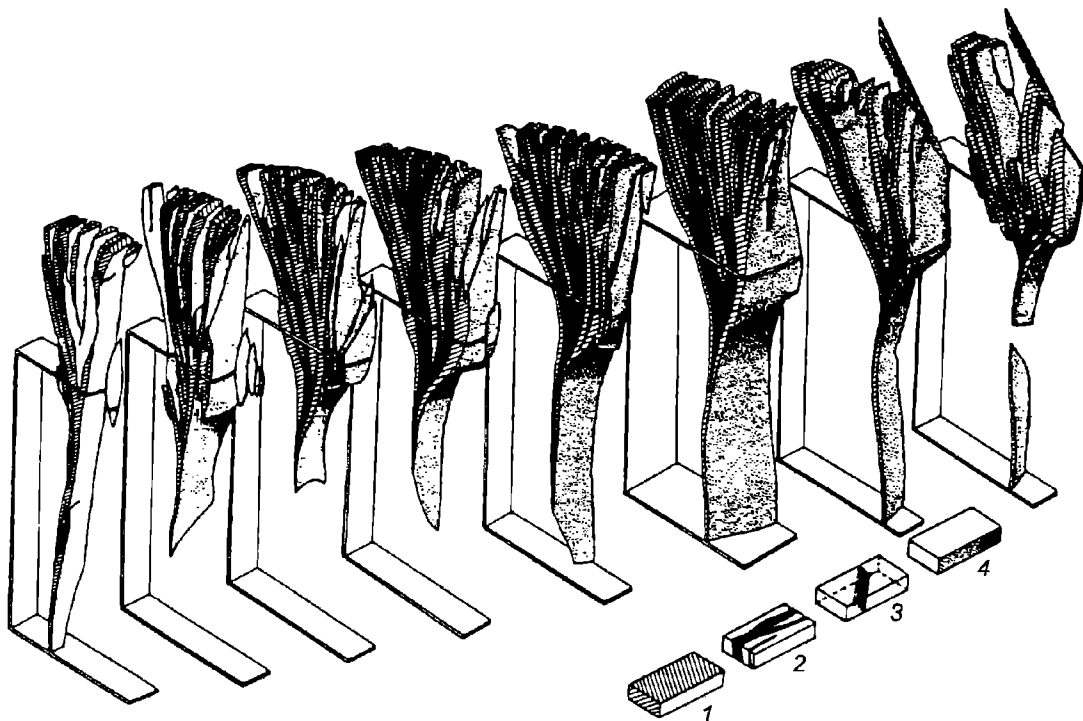


Рис. 67. Объемная модель рудного тела месторождения Кубака (по Д.А.Дорофееву)

1 – бедные руды; 2 – богатые руды; 3 – поперечные разлому; 4 – внешняя поверхность рудного тела

ного тела расположена в граувакковых туфопесчанниках. Выше, начиная от контакта туфопесчанников с перекрывающими их риодацитами, мощность рудного тела резко возрастает и почти не меняется по вертикальным сечениям до кровли силла риодацитового состава. Еще выше, в игнимбритах риодацитов жильно-прожилковая зона отчетливо расщепляется и переходит в всерную систему жил и зон прожилкового окварцевания. Ясно выраженная зависимость морфологии рудовмещающей трещинной структуры от состава вмещающих пород свидетельствует о том, что она образовалась в условиях отрыва.

Литологический контроль оруденения объясняется В.А.Степановым не только благоприятным для рудолокализации составом игнимбригов и риодацитов, богатых кремнеземом и щелочами, их особыми физико-механическими свойствами, но и контрастностью ритмичного разреза вулканитов.

Рудные тела обычно не имеют четких границ и выделяются по данным опробования. Рудоносны адуляр-кварцевые, кварцевые, реже карбонатно-кварцевые и флюорит-кварцевые жилы и прожилки. Они образуют сложный рисунок, структурной основой которого обычно служит мощная ствол-

вая жила, выполняющая стержневую часть рудовмещающей трещинной структуры (рис.68). В целом жилы характеризуются ясно выраженным брекчиевым строением в краевых частях и массивным – в центральной части. В последней часто встречаются реликтовые брекчиевидные или “теневые” текстуры, рисунок которых едва различим. Местами при отсутствии реликтовых текстур в жильной массе все же заметна пятнистость, свидетельствующая о метасоматическом замещении кварцем подробленного субстрата. Для краевых частей жил характерны брекчиевые текстуры. Обломки вмещающих пород в них сохраняют отчетливые ограничения, несмотря на высокую степень окварцевания. Форма обломков угловатая, часто пластинчатая с вытянутостью пластин вдоль контактов жил. Размеры обломков колеблются от нескольких миллиметров до 1–1,5 м. Нередко в жилах находятся и более крупные обломки вмещающих пород, пронизанных сетью кварцевых прожилков.

Наряду с преобладающим метасоматическим способом рудообразования в стержневых частях рудоносной структуры происходило и выполнение жильным материалом пустот и полостей, о чем сви-



Рис. 68. Внутреннее строение стволовой жилы (зарисовка Д.А.Дорофеевым стенки рассечки)

1 – адуляр-кварцевый агрегат массивной текстуры; 2 – ксенолиты метасоматитов адуляр-гидрослюдисто-кварцевого состава; 3 – участки жил с теневой полосчатостью; 4 – полосчатые и фестончато-полосчатые текстуры жил; 5 – околорудные метасоматиты; 6 – туфоесчанники; 7 – зона брекчирования по метасоматитам; 8 – зоны трещиноватости

детельствует наличие в стволовых жилах полосчатых и каркасно-пластинчатых структур.

Среди собственно околорудных метасоматитов различаются следующие фации: хлорит-гидрослюдисто-альбитовая, кварц-серицитовая (ранняя), адуляр-кварцевая и кварцевая. Они являются предрудными по отношению к золотому оруденению, хотя и сопровождаются некоторым привнесением рудных элементов (золота, серебра и др.). К внутрирудным образованиям отнесены локально проявленные в пределах рудных зон метасоматические образования листвениито-березитовой формации.

Главной особенностью химизма метасоматических преобразований является интенсивный привнос кремнезема в центральные зоны колонки. В промежуточных и внешних зонах привнос кремнезема постепенно ослабевает. Привнос кремнезема в околорудные породы сопровождается также привнесением и перераспределением в пределах колонки калия, натрия, углекислоты, воды, серы, фтора, фосфора с образованием гидрослюды, хлорита, карбонатов, сульфидов апатита и флюорита. Из околорудных измененных пород выносятся большая часть петрогенных компонентов: железо, марганец, магний, кальций, натрий.

На месторождении выделяются две основные продуктивные стадии: ранняя карбонатно-анортотлаз-кварцевая и поздняя – хлорит-адуляр-кварцевая, разделенные формированием в рудовмещающих структурах слабооруденелых брекчий с халцедон-кварцевым цементом, которые проявились вторично в завершающий этап рудообразования. Количество рудных минералов не превышает 0,5%. Среди рудных минералов преобладает золото, отмечаются пирит, арсенопирит, галенит, фрейберит, акантит, науманнит, агвиларит и некоторые другие, более редкие минералы. Золото

преимущественно свободное, тонкое, главным образом низкой пробы (600–750), кроме того, встречаются электрум, кюстелит и самородное серебро. Золото-серебряное отношение в рудах высокое (1:2). Текстуры руд – колломорфно-полосчатые, каркасно-пластинчатые, крустификационные, глобулярные – типичны для близповерхностного оруденения вулканогенной золото-серебряной формации.

Характерная особенность месторождения – широкое развитие пострудных даек долеритов предположительно позднекеддонского возраста.

В.А.Степанов, детально изучив рудокласты в перекрывающих вулканический разрез осадочных толщах, обосновал их принадлежность к рудам Кубакинского месторождения, на основании чего считает возраст руд позднекеддонским.

Он отмечает, что “наличие рудокласт в базальном горизонте корбинской свиты наряду с общегеологическими данными указывает на то, что возраст рассматриваемого золото-серебряного оруденения находится в узкой вилке: верхней его границей служит раннекарбонный возраст перекрывающих оруденение осадков корбинской свиты, а нижней – средне-позднекеддонский возраст вмещающих оруденение вулканитов” [Степанов, Шишаква, 1994, с.87].

В.К.Политов [Константинов и др., 1998а] считает возраст золото-серебряных руд позднекеддонским и делает акцент на длительную историю развития рудного узла.

Признаки, подтверждающие существование позднекеддонской (“кедонской”) вулканоструктуры включают:

-- наличие субвулканических тел позднекеддонского (?) возраста, прорывающих верхние части кеддонской серии (D₂₋₃ kd). Последовательность их

внедрения: 1 фаза – дациты, риодациты, трахидациты, гранодиорит-порфиры; 2 фаза – риолиты; 3 фаза – андезиты, трахириолиты;

– данные абсолютной геохронологии, свидетельствующие о наличии разновозрастных образований в диапазоне от раннего карбона до позднего мела и скорее всего о полицикличности эндогенных процессов и длительности процесса формирования рудного узла;

– наличие девонской вулканоструктуры подтверждается строением аномального поля силы тяжести. С наибольшей вероятностью можно предполагать наличие девонского вулканического аппарата северо-восточнее месторождения, где имеет место кольцевая отрицательная аномалия размером примерно 6×10 км, распространяющаяся на глубину до 1,5 км.

В.К.Политов намечает следующие стадии развития рудоносной территории:

1. Формирование позднедевонской вулканоструктуры и субвулканических образований – К-Аг возраст риолитов и дацитов 334 млн лет, андезитов – 332 млн лет (омоложение на 40–60 млн лет, до раннего карбона).

2. Золото-кварцевая минерализация, связанная с позднедевонским вулканизмом – 312 млн лет (омоложение на 40–60 млн лет).

3. Золото-адуляр-кварцевая минерализация, связанная со среднеюрским магматизмом, Rb-Sr возраст 170 млн лет.

4. Золото-адуляр-кварцевая и золото-хлорит-карбонат-кварцевая минерализация, связанная с меловым магматизмом – К-Аг возраст 114–88 млн лет.

Совокупность данных наиболее объективно может быть объяснена полициклическим характером рудоотложения. Об этом свидетельствует и перестройка тектонического плана при отложении ранних и поздних продуктивных ассоциаций. Это же обстоятельство является, вероятно, и фактором крупных рудных концентраций. Заслуживает внимания и подмеченная В.А.Степановым контрастность химических и физических свойств пород рудовмещающего разреза, что способствовало интенсивному взаимодействию рудоносных флюидов с вмещающими породами и концентрированию руд.

Месторождение Хисикари

Золото-серебряное месторождение Хисикари, расположенное на юге Японии, интересно по следующим причинам:

– необычной структурной позиции: оно локализовано в глинистых сланцах, а вулканические андезитовые покровы играли роль структурного экрана;

– это самое молодое в мире крупное месторождение золота; его абсолютный возраст приближается к антропогену (~0,8 млн лет);

– необычно сочетание очень высоких концентраций металла в рудах (~70 г/т Au) и больших его запасов (свыше 100 т Au).

Ниже месторождение кратко характеризуется по материалам К.Ибаракки [Ibaraki, Suzuki, 1991], Г.Корбетта [Corbett, Leach, 1998], Ю.Матсухиса и А.Масахиро [Matsuhisa, Masahiro, 1994], Ю.М.Щепотьева с соавторами [1989].

Система крутопадающих жил месторождения контролируется сквозной региональной структурой, приуроченной к осевой части купольного поднятия. Вмещающие породы основания представлены глинистыми сланцами группы Шиманто, нигде не выходящими на поверхность и перекрытыми андезитовыми лавами и брекчиями группы Хисикари, а на поднятиях – дацитовыми пирокластами (рис.69). Купол в глинистых сланцах рассматривается как гравитационное поднятие. Начало формирования жильной системы связано с глинистыми преобразованиями туфовых брекчий. В процессе длительной активности рудоносных структур андезиты, интенсивно замещенные глинистыми агрегатами, были подвержены пластичным деформациям, а хрупкие деформации возникли только в сланцевом основании, где и были локализованы рудные жилы.

В основном все рудоотложение происходило в 100-метровом вертикальном интервале от кровли глинисто-сланцевой толщи (рис.70). Бонанцевые золотые руды локализованы на контакте жил с вулканическими брекчиями. Среднее золото-серебряное отношение 1,4–1. Вблизи жилы сопровождаются тонкими хлорит-иллитовыми каймами, остальная часть рудовмещающего разреза остается неизменной. Однако перекрывающие их более проницаемые андезитовые туфы подвержены интенсивным преобразованиям, с проявлением вертикальной зональности, характерной для адуляр-серицитовых эпитермальных жильных систем (рис.71). Наиболее удаленные хлорит-иллитовые изменения последовательно сменяются по мере углубления зонами переслаивания иллит-сметитовой и хлорит-сметитовой, кварц-сметитовой, кристобалит-сметит-каолинитовой и спорадической алунит-кристобалит-тридимитовой. Эта метасоматическая зональность отвечает изменению гидротерм от близких к нейтральным, относитель-

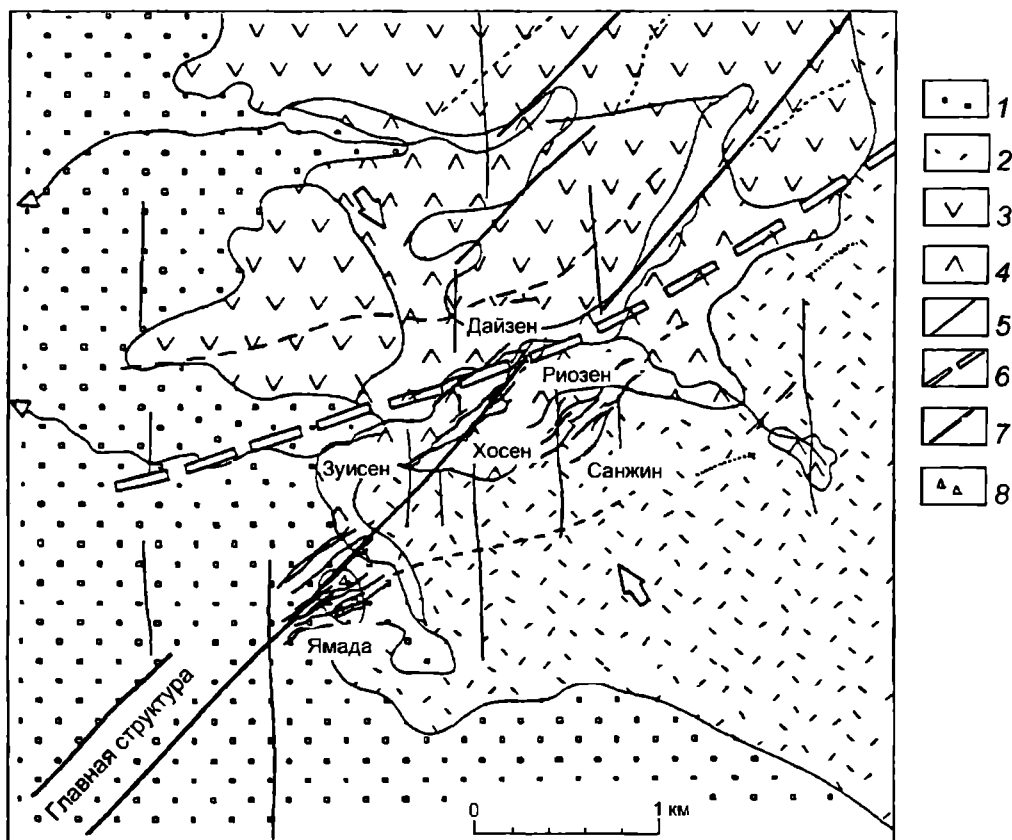


Рис. 69. Геологическая карта месторождения Хисикари [Corbett, Leach, 1988]

1 – пемза и аллювий; 2 – дациты Шишиманто; 3 – андезиты Верхний Хисикари; 4 – андезиты Нижний Хисикари; 5 – проекции кварцевых жил; 6 – ось купола; 7 – структуры аэродешифрирования; 8 – эруптивная брекчия на глубине

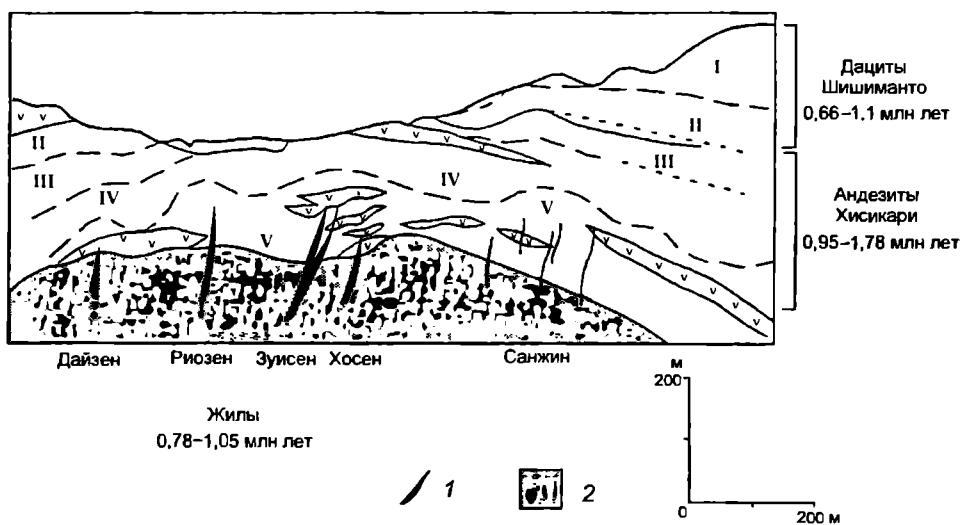


Рис. 70. Разрез через месторождение Хисикари [Corbett, Leach, 1988]

1 – жилы; 2 – меловое основание группы Шишиманто; I – алунит-кristобалит/тридимит, II – кристобалит-сметит-каолинит, III – кварц-сметит, IV – иллит-сметит – хлорит-сметит, V – хлорит-серицит – иллит

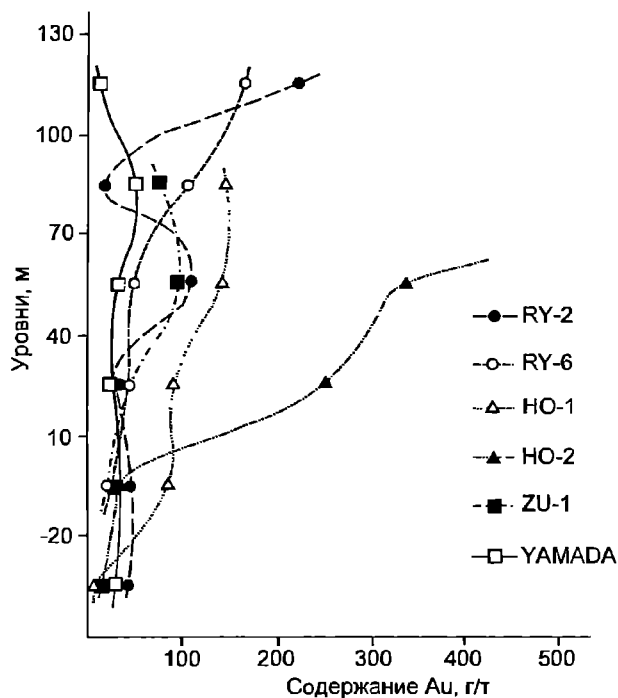


Рис. 71. Вариации содержаний золота в рудных жилах месторождения Хисикари по вертикали [Matsuhisa, Aoki, 1994]

но высокотемпературным, ассоциирующим с кварц-адуляровыми жилами на глубине, до холодных приповерхностных, ассоциирующих с кислотно-сульфатными и богатыми CO_2 водами.

Жильная система Хисикари сформировалась вблизи поверхности, на глубинах менее 50 м — об этом свидетельствует состав площадных метасоматитов и температуры газово-жидких включений в кварце ($<200^\circ$ на глубине 100 м), а также наличие озерных осадков, выполняющих кратер эруптивной брекчии непосредственно выше жильной системы Ямада. Возраст минерализации — 0,84–1,01 млн лет (по адуляру), коррелируется с возрастом андезитов Хисикари и дацитов Шишима-но. Колломорфные, выполняющие трещины жилы имеют зональное строение: вблизи контактов они сложены кварцем и адуляром, ближе к центру — кварцем, смектитом с небольшими количествами каолинита, иллита и хлорита; в жилах установлены гипс, кальцит и марганцево-железо-кальциевые карбонаты, цеолиты. Золото заключено в электруме (средняя проба 700), обычно оно ассоциирует с халькопиритом, науманнитом, другими минералами серебра; отдельные обособленные зерна золота заключены в кварце. Богатые серебром черные полоски сульфидов (руды типа “кенгуру”) сложены сульфосолями Cu-Ag, халькопиритом, галенитом, пиритом, марказитом, теллуридами

и селенидами; обычно также тонкие полосчатые выделения приурочены к границам адуляр-кварцевых и смектит-кварцевых агрегатов. Золото-серебряная минерализация в основном связана с полосами грубозернистого кварца и адуляра, но наблюдается также и в очень тонкозернистых кварцево-глинистых полосках. Тонкозернистые сульфидные агрегаты сформировались при достаточно низких температурах ($<200\text{--}210^\circ\text{C}$) и периодически падающих рН флюидов, тогда как кварц-адуляровые жилы сформировались при температурах около 240° . Процесс минералообразования интерпретируется как результат быстрого подъема и вскипания горячих минерализованных флюидов при их смешении с холодными грунтовыми водами. Данные изотопии кислорода свидетельствуют, что более 30% магматических флюидов определяли формирование богатых сульфидами руд. Источник металлов имел магматическое происхождение.

В целом формирование месторождения Хисикари обусловлено наложением двух этапов минералообразования:

1. Отложение кварц-адуляровых жил из относительно горячих ($\sim 240^\circ\text{C}$) гидротерм с частичным отложением золота. Синхронно в перекрывающих андезитах из охлаждающихся, богатых CO_2 и локально кислотно-сульфатных вод формировались зоны глинистых изменений.

2. Позднее, а местами одновременно, отлагались тонкозернистый кварц, глинистые минералы в ассоциации с сульфидами, селенидами, формировались бананцевые золотые руды. Большое значение при этом имело вскипание флюидов и резкое изменение их состава при смешении с метеорными водами.

В качестве возможных причин крупных масштабов этого месторождения можно отметить следующие:

- локализация оруденения в пределах купольного поднятия (возможно, связанного с гранитным штоком на глубине);
- наличие структурного и палеогидрологического экрана;
- широкие вариации минерального состава руд (сульфиды, селениды, теллуриды, цеолиты).

Месторождение Зодское

Зодское месторождение интересно тем, что это довольно редкий случай, когда крупное вулканогенное месторождение формируется в рудовмещающем габбро-серпентинитовом комплексе.

Приводимое ниже описание основано на публикациях М.М.Константинова и В.А.Грушина [1969, 1972], М.М.Константинова и Л.И.Бочек [1984], Л.С.Мелкяна [1968] и Г.С.Саркисяна [1965].

Месторождение находится в Варденисском районе Армении и приурочено к водораздельной части Зангезурского хребта.

Рудное поле находится в пределах офиолитового пояса близширотного северо-западного простираения, возникновение которого связано с раннеальпийской (J_3-K_2) тектоно-магматической фазой геосинклинальной системы Кавказа, характеризовавшейся отложением спилит-кератофировой и карбонатной формаций и внедрением интрузий базитового и ультрабазитового комплекса (рис.72).

Непосредственно золотое оруденение связывается с третичной эпохой активизации Малого Кавказа и гранит-порфировой формацией (20–22 млн лет), представленной на рудном поле каркасом даек кварцевых порфиров субширотного и близмеридионального простираения.

Наличие поперечных дислокаций в сочетании с продольными, определяющее блоковую структуру рудного узла, находит выражение как в складчатых, так и в разрывных деформациях.

В конце среднеальпийского этапа сформировались протяженные северо-западные и близмеридиональные зоны разломов, частично унаследованные более древние направления и, в свою очередь, подновленные в орогенный этап развития пояса экстрюзий (рис.73).

Зангезурская зона разломов протягивается вдоль одноименного хребта на востоке района. Ее своеобразие состоит в том, что отдельные элементы поперечных разрывов, фиксируемые в различных структурных ярусах, как бы переходят одни в другие по простираению. В южной своей части эта зона прослежена в толще пород среднеэоценового возраста, где она представлена поясом даек липаритов и сиенит-диоритов верхнего эоцена и серией сближенных разрывных нарушений, вдоль которых развиты гидротермально-измененные породы. К северу зона переходит в толщу вулканогенно-осадочных пород плиоценового возраста, слагающих верхнеальпийский структурный ярус. В плиоцене вдоль этой зоны происходили экстрюзии лав андезито-дацитового и андезито-базальтового состава.

Два близпараллельных пояса экстрюзий, подчиненных меридиональной зоне разлома, ограничивают удлиненный блок шириной 1,5–2 км, при-

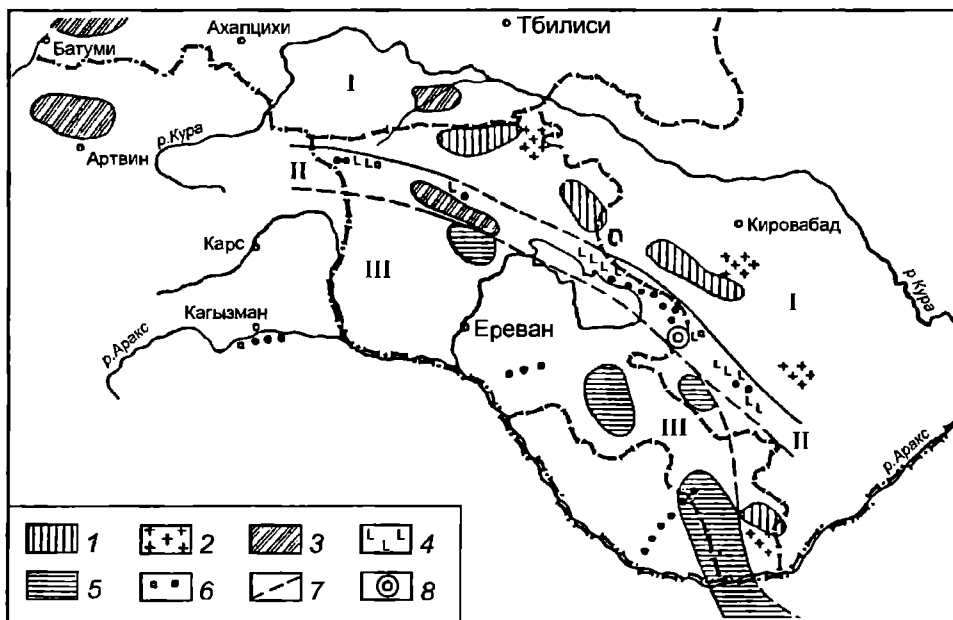


Рис. 72. Схема металлогении Малого Кавказа [Магажян, 1960]

1 – колчеданное оруденение, курско-меловой этап; 2 – скарновые месторождения Fe, гидротермальные месторождения Co, Cu, Pb, Zn, мел-палеоген; 3 – колчеданное и марганцевое оруденение; 4 – хромитовое оруденение (олигоцен-миоцен); 5 – медно-молибденовое оруденение (плиоцен); 6 – низкотемпературная Au, Hg, Sb, As минерализация; 7 – главнейшие разломы (границы рудных поясов); 8 – Зодское месторождение; I–I – колчеданный пояс, II–II – хромитовый и золоторудный пояс, III–III – медно-молибденовый пояс

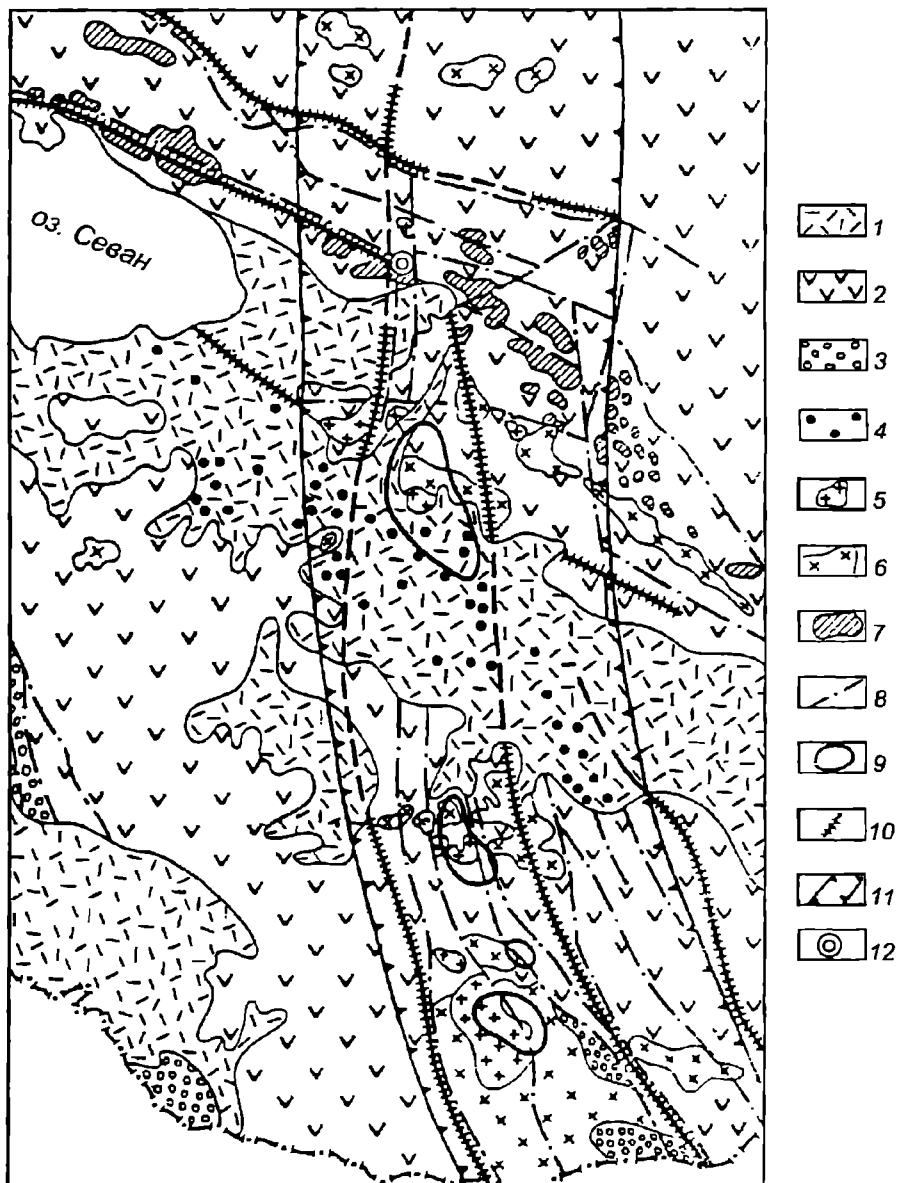


Рис. 73. Положение Зангезурской рудоконцентрирующей зоны в структурах Малого Кавказа [Константинов, 1984]

1 – плиоцен-четвертичные лавовые покровы; 2 – юрско-меловые и палеогеновые вулканогенные комплексы; 3 – выходы палеозойского кристаллического фундамента; 4 – вулканические центры; 5 – олигоцен-миоценовые гранодиорит-порфировые интрузивы, дацит-липаритовые экструзивы и субвулканические дайки; 6 – эоценовые диориты и монциты; 7 – тела серпентинизированных перидотитов; 8 – разломы; 9 – контуры отрицательных гравиметрических аномалий; 10 – гравиметрические ступени; 11 – контуры Зангезурской зоны; 12 – Зодское месторождение

мькающий с юга к Зодскому рудному полю. На его территории зона разлома проявлена менее четко. Здесь, в поле развития габбро-перидотитов и эффузивно-осадочных отложений нижнего сенона раннегеосинклинального комплекса наблюдаются небольшие близмеридиональные нарушения, проявленные дроблением и расланцеванием пород. Отмечается также ряд даек риолит-порфиров раннемиоценового возраста. Некоторые косвен-

ные признаки свидетельствуют о древнем заложении меридиональных структур: меридиональные границы зон метаморфизма меловых эффузивов, границы габброидного массива, расположение ксенолитов нижнесенонских эффузивов в перидотитах.

В нижнем структурном этаже – особенно характерны меридиональные границы массива. К северу от Зодского месторождения наблюдается цепоч-

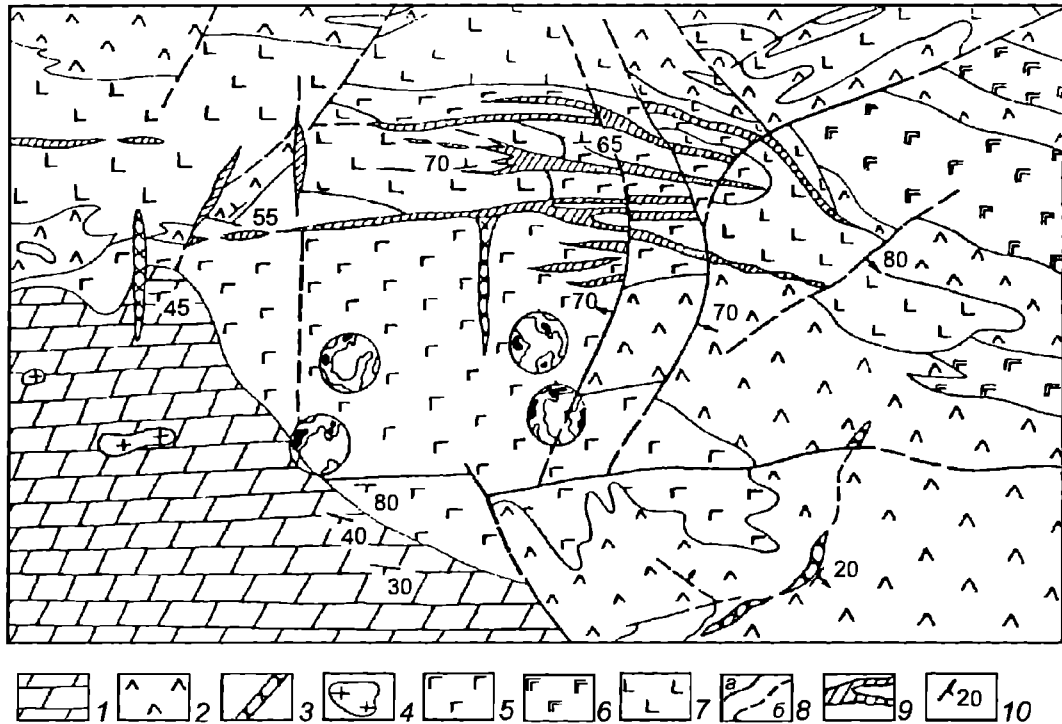


Рис. 74. Схема геологического строения Зодского рудного поля [Константинов, Грушин, 1972]

1 – известняки и мергели, верхний сенон; 2 – порфириды, их туфы и туфобрекчии, нижний сенон; 3 – дайки риолит-порфиров; 4 – кварцевые диориты; 5 – габбро; 6 – амфиболиты; 7 – серпентинизированные перидотиты и серпентиниты; 8 – разломы: а – прослеженные, б – предполагаемые; 9 – рудоносные зоны; 10 – элементы залегания пород и разрывов. В кружках – диаграммы ориентировки кварц-эпидотовых прожилков в габбро

ка небольших изометричных тел серпентинитов, ограниченных простиранием меридиональной структуры.

На Зодском рудном поле оруденение приурочено к массиву габбро позднемелового возраста, интрузия которого использовала древние субширотные разрывы офиолитового пояса Севано-Акеринской зоны и субмеридиональные разрывы трасирующей с юга системы парных рудоконтролирующих разломов (рис.74).

Рудовмещающие разрывы субширотного простирания локализируются преимущественно в массиве габбро, обладающем пониженной прочностью на скалывание по сравнению с окружающими их серпентинизированными перидотитами, и ограничиваются по простиранию слабо проявленными меридиональными нарушениями.

Значительная их часть локализуется в контактах линзовидных тел серпентинитов, представляющих мелкие протрузии в массиве габбро.

Подавляющая часть золоторудных тел Зодского месторождения располагается в пределах зон гидротермально измененных кварц-гальк-карбо-

натных пород типа лиственитов. Часть рудных тел приурочена к дайкам кварцевых риолитов.

Зоны гидротермально измененных пород имеют мощность от 1–2 до 30–50 м и протягиваются в близширотном направлении среди габбро, а также вдоль их контактов с серпентинизированными перидотитами. Значительно реже они наблюдаются среди перидотитов и в толще вулканогенно-осадочных пород нижнего сенона. По простиранию эти зоны прослеживаются на расстояние до нескольких километров.

Всего на месторождении установлено свыше 30 рудных тел. Основное оруденение сконцентрировано в центральной части месторождения (рудная зона Первая), где мощная (до 30–50 м) зона лиственитизации развита на контакте габбро и серпентинитов, прорванном дайкой кварцевых порфиров субширотного простирания.

По особенностям морфологии и строения рудные тела Зодского месторождения подразделяются на три группы: жильные зоны, включающие жилы кварца с линзами, прожилками и гнездами сульфидов; зоны прожилкового строения, приуро-

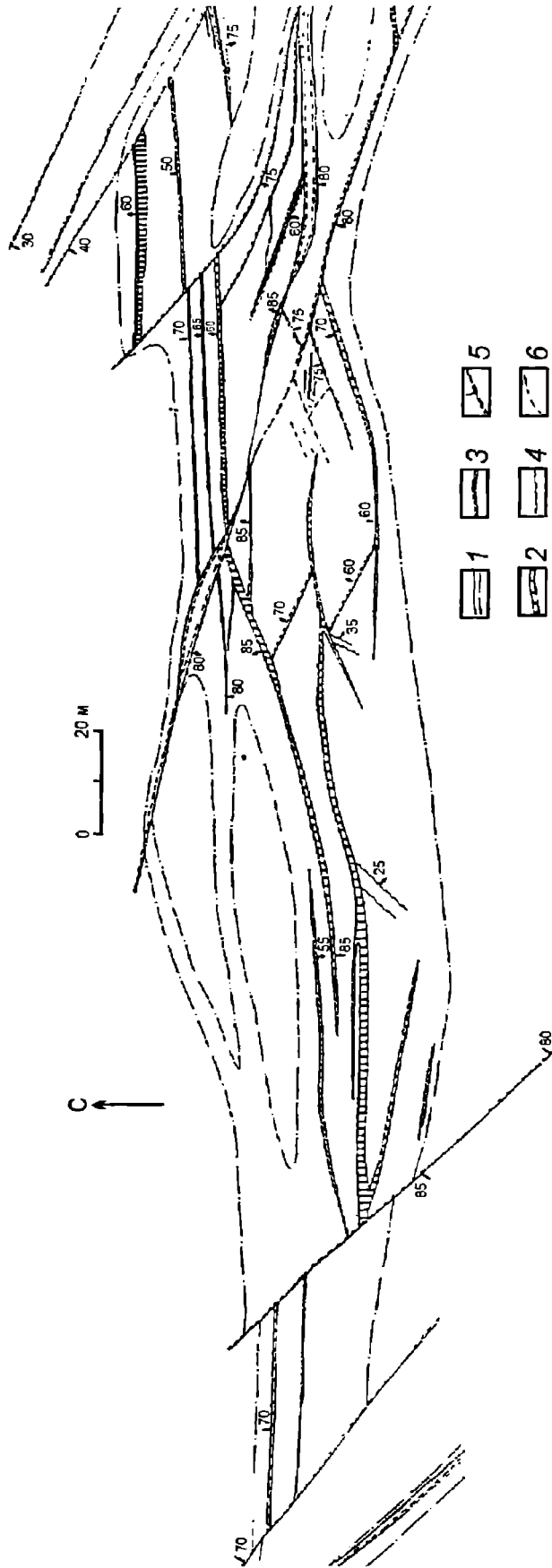


Рис. 75. Структурно-минералогический план центрального участка Зодского месторождения (на горизонте 2366 м) [Константинов, Грушин, 1972]
1 - кварцевые жилы с вкрапленностью пирита; 2 - кварцево-сульфидные жилы с золотом и теллуридами; 3 - кварцево-антимонитовые жилы с золотом; 4 - маломощные кварцевые прожилки; 5 - разрывы с тектонической глиной; 6 - границы зоны лиственнитизации

ченные к дайкам риолитов (зоны интенсивной сульфидной минерализации); зоны сгущенных прожилков в гидротермально измененных породах (рис. 75).

Рудные тела первого типа распространены наиболее широко. Кварц-сульфидные жилы, как правило, залегают среди гидротермально измененных пород, но иногда также непосредственно в окварцованном габбро. Простираение жил близширотное, реже северо-восточное ($60-70^\circ$) или северо-западное ($290-310^\circ$), падение крутое к северу ($60-70^\circ$), иногда вертикальное, еще реже – крутое к югу ($70-80^\circ$) (рис. 76).

Границы кварц-сульфидных жил с вмещающими породами обычно ровные и резкие, определяются трещинами с тектонической глиной;

реже они переходят у контактов в плотные темносерые кварцево-халцедоновые агрегаты с вкрапленностью пирита, которые затем сменяются тальк-карбонатными породами. Жилы выдержаны по простиранию, отклоняясь от основного направления на $15-20^\circ$ и прослеживаются непрерывно на сотни метров. На флангах они расщепляются на тонкие, быстро выклинивающиеся прожилки. Иногда на выклинивании жил наблюдаются бесформенные тела метасоматического кварца, замещающего тальк-карбонатные породы (рис. 77).

Сульфидная минерализация (с золотом и теллуридами) локализуется обычно в виде полосы у одного из залбандов жилы; она развивается по раннему жильному кварцу либо по тальк-карбонатным породам у контакта с кварцевой жиллой.

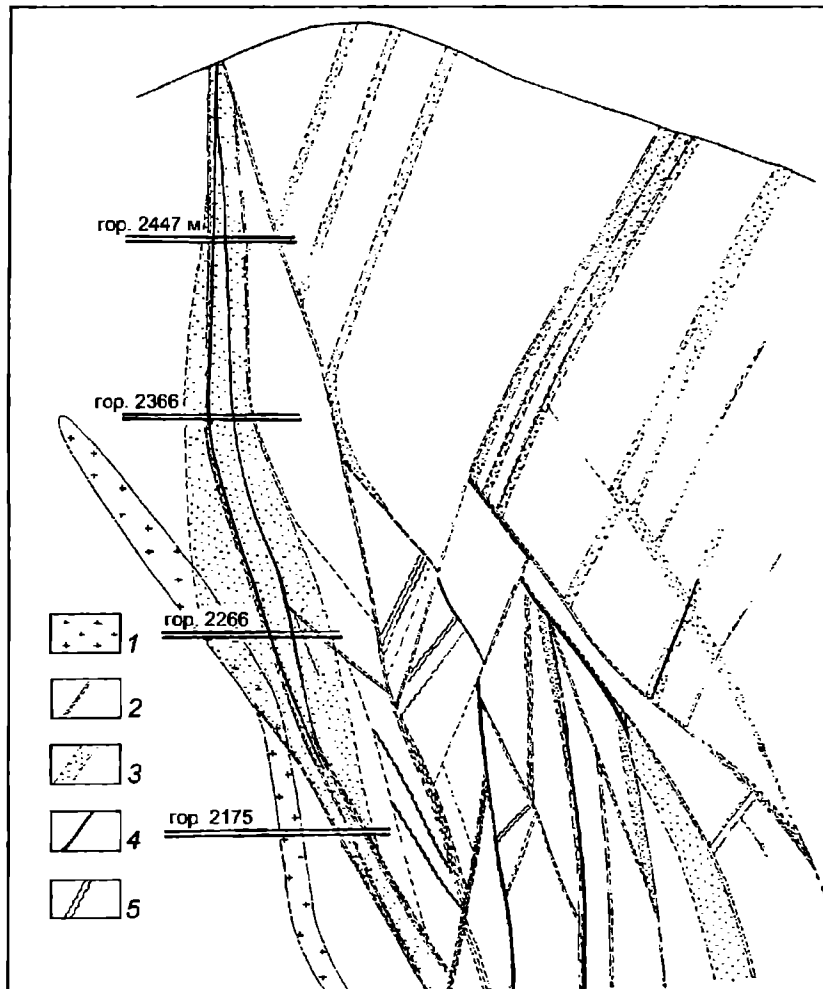


Рис. 76. Разрез через центральную часть Зодского месторождения [Константинов, Грушин, 1972]

1 – дайки риолит-порфиров; 2 – тектонические швы с глиной трения; 3 – золотосодержащие зоны тальк-карбонатно-сульфидных метасоматитов; 4 – золото-сульфидно-кварцевые жилы; 5 – золото-антимонит-кварцевые жилы

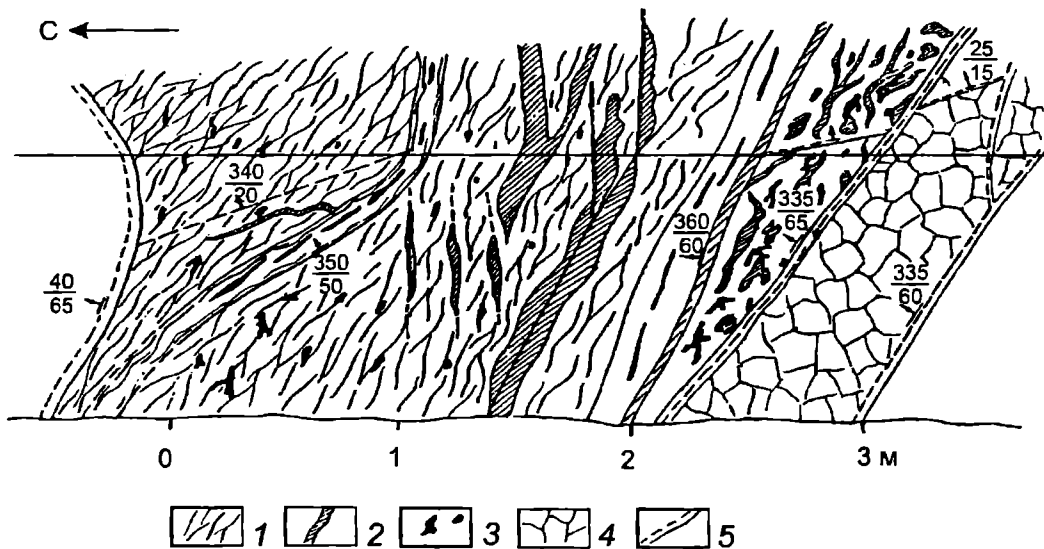


Рис. 77. Строение рудной зоны Зоского месторождения в плане [Константинов, 1984]

1 – зона смятия в габбро; 2 – кварцевые прожилки; 3 – золото-сульфидная вкрапленность; 4 – брекчированное габбро; 5 – трещины с глиной трения. Цифры на рисунке: в числителе – азимут падения, в знаменателе – угол падения

Рудные жилы иногда сопровождаются пологими оперяющимися прожилками кварц-сульфидного состава мощностью от 3–5 до 10 см.

Рудные тела второго типа локализуются вблизи субширотной дайки риолит-порфиров, не выходящей на поверхность и вскрытой выработками в центральной части месторождения, в меньшей степени – вблизи меридиональной дайки того же состава.

Рудные тела третьего типа представлены системами прожилков в слабо измененных породах, преимущественно в габбро, реже в серпентинизированных перидотитах. Эти прожилки имеют кварцево-карбонатный состав и содержат вкрапленность сульфидов; их можно подразделять на три группы: короткие, ветвящиеся прожилки, приуроченные к полосе перемятых брекчированных пород и сопровождающих крупные нарушения; прожилки, контролируемые узкой полосой (мощностью 1–2 м) сближенных близпараллельных трещин скалывания; мощность прожилков 1–3 см, они имеют ровные границы и выдержаны по простиранию; системы прожилков, представляющие сгущение прожилковой минерализации в зонах листовенитов. Они обычно сопровождают жильные рудные тела.

Рудные тела, представленные прожилковой минерализацией, контролируемой разрывами, иногда имеют значительную протяженность. Рудные тела двух других типов обычно имеют меньшую длину.

Локализующие рудные тела разрывы образуют в разрезе систему сопряженных дорудных крутопадающих к северу и югу сколов, приобретающих более сосредоточенный характер на глубоких горизонтах месторождения.

Рудовмещающие разрывы по направлению можно подразделить на две системы: разрывы субширотного–северо-восточного (70°) простирания и рудовмещающие нарушения близширотного–северо-западного простирания (290–310°). Разрывы первого направления заключают, как правило, разновозрастную минерализацию.

Гидротермально измененные породы, заключенные в разрывах этого направления, ограничены серией крутоориентированных трещин с тонким слоем глины (1–3 см), ровных, со слабо волнистой поверхностью, иногда заключающих тонкие кварц-сульфидные прожилки. Расстояние между отдельными трещинами составляет 0,5–1 м. Эти трещины разграничивают пластины вмещающих пород, в различной степени подвергнутых вторичным изменениям. Средняя часть зоны тальк-карбонатных пород выглядит более однообразно, видимо, существовавшие ранее трещины здесь полностью затупшваны метасоматическими процессами. Однако они отчетливо проявляются при наложении более поздней минерализации – кварцевых жил и прожилков. Интенсивное окварцевание по предрудным зонам тальк-карбонатных пород также контролируется ровными трещинами, близвертикальными или крутопадающими к северу. Внут-

ри мощных зон окварцевания наблюдаются пластины либо блоки, сохранившиеся от замещения и имеющие прямолинейные границы. Границы кварц-сульфидных жил также определяются поверхностями трещин. Таким образом, вся рудоносная полоса как бы нарезана крутопадающими трещинами на отдельные пластины, ширина которых варьирует от 0,5 до 10 м.

В северо-восточной части месторождения северо-западные зоны преобладают и вмещают рудные тела. Последние сопровождаются апофизами широтного простирания, причем в местах их сопряжений отмечаются раздувы рудных жил.

Гидротермально измененные породы представлены линейно вытянутыми мощными зонами кварц-талк-карбонатных образований, развивающихся по габбро и серпентинитам, пронизанных прожилками кварца и халцедона и содержащих рассеянную вкрапленность пирита, представляющих малоглубинную фацию лиственитов.

Рассмотрение возрастных взаимоотношений минеральных ассоциаций, слагающих зоны метасоматитов, показывает их двухэтапное развитие. Первый этап выразился в лиственитизации – образовании серпентин-талк-карбонатных зон с незначительным их окварцеванием и рассеянной вкрапленностью пирита, а второй – в наложенном интенсивном окварцевании, развитии пирита, серицита и незначительного количества кварц-карбонатных прожилков. Последний этап гидротермального метасоматоза близок по времени выделению рудного кварца с сульфидами. Первый этап относится к завершению становления гранит-порфирового комплекса; его продукты – листвениты, во многих случаях не сопровождаются рудными зонами. Зоны лиственитизированных пород протягиваются на десятки километров, а рудные зоны внутри лиственитов локализируются на небольшом участке длиной около 2 км.

В кварцево-сульфидных, кварцево-карбонатно-сульфидных жилах и в прожилково-вкрапленных рудах количество сульфидов варьирует от 5 до 30%, не превышая в среднем 15–20%. Среди сульфидов преобладают пирит, в несколько меньших количествах встречаются арсенопирит, марказит, сфалерит, пирротин, халькопирит, блеклая руда, антимонит. Своеобразие руд определяется наличием в них в незначительном количестве теллуридов висмута, свинца, серебра и золота.

Среди жильных минералов основными являются кварц, железистый магнезит (брейнерит), анкерит, а также реликтовые серпентин, талк, хлорит. В незначительных количествах встречаются халцедон, магнезит, серицит, барит.

В рудах наиболее распространены прожилковые, вкрапленные, а в участках скопления сульфидов – зернистые, коррозионные, иногда брекчиевые текстуры. В образованиях отдельных минеральных ассоциаций широко развиты колломорфные текстуры.

Золото присутствует в виде дисперсной фазы в пирите, в относительно крупных выделениях в ассоциации с сульфидами, а также входит в состав некоторых теллуридов. Изменчивость концентрации золота невелика. В контурах промышленных руд основная масса проб обладает содержаниями, близкими к средним (6–8 г/т Au), и имеются только единичные пробы с содержанием золота в пять раз выше или ниже средних. До глубины 500 м от поверхности не наблюдается заметных изменений концентраций золота в рудах. Среднее отношение Au:Ag = 4:1.

Выделены следующие стадии рудообразования: 1) кварцево-серицит-пиритовая; 2) кварцево-брейнерит-сфалерит-пиритовая; 3) кварцево-арсенопиритовая; 4) кварцево-марказит-арсенопиритовая с сульфоарсенидами, сульфосолями, сульфоантимонитами, теллуридами и золотом; 5) кварц-карбонат-антимонитовая; 6) кварц-карбонатная.

Золото относится к числу часто встречающихся в рудах минералов, обычно в ассоциации с теллуридами, сульфоарсенидами и сульфоантимонитами Pb. Форма золотинок разнообразна: обычно это ксеноморфные угловатые выделения, округлые, каплевидные, пластинчатые и интерстиционные выполнения. Размеры золотинок колеблются от 0,005 до 1–2 мм, но преобладают зерна размером 0,05 мм в поперечнике.

Обычно в ассоциации с теллуридами наблюдается самое крупное золото. Совместно с верлитом золото проникает по плоскостям спайности и по трещинкам в коринит и кобальтин. Иногда оно встречается в виде свободных овальных выделений в пирит-марказит-арсенопиритовых агрегатах. Совместно с гесситом золото образует мелкие включения, часто проросшие иголочками сульфоантимонитов Pb в пирите II, полумолочном непрозрачном кварце, блеклой руде. В отдельных случаях золото, приуроченное к красным зонам пирита II, подчеркивает зональное строение его кристаллов.

Проба золота, определявшаяся оптическим методом и микроспектральным анализом, варьирует в небольших пределах от 875 до 925 (50 определений). Характерно, что золотины, находящиеся в сростании с гесситом, имеют более низкую пробу (875–890), чем выделения золота в пирите или кварце.

Как уже указывалось, наряду с относительно крупными выделениями золота в рудах присутствует в значительных количествах дисперсное золото, установленное с помощью чувствительного нейтронно-активационного анализа в кристаллах пирита II, в которых под микроскопом при самых больших увеличениях оно не обнаруживается. Распределение содержания золота в пирите II подчинено логнормальному закону.

О количестве дисперсного золота в рудах месторождения можно судить по результатам технологических испытаний. Из сульфидного концентрата, измельченного до 380 меш, цианированием извлекается не более 50% золота.

Образование рудных столбов зависит как от характера тектонических движений и особенностей строения рудовмещающих разрывов, так и причин физико-химического порядка, связанных с совмещением и взаимодействием разновозрастных минеральных ассоциаций. Структурная позиция рудных столбов определяется: участками изгибов рудовмещающих разрывов, участками сопряжения продольных и поперечных разрывов, участками сопряжения рудовмещающих разрывов с диагонально ориентированными разрывами и апофизами.

Рудные столбы первой группы имеются в северо-восточной части месторождения, где к рудоносной зоне с лежачего бока приключаются широтные разрывы. На участке их сопряжения отмечаются

раздувы рудных жил с гнездами сульфидов. Именно эти обогащенные участки местами вблизи поверхности обрабатывались селективно еще до нашей эры.

Образование рудных столбов в изгибах рудовмещающих разрывов обусловлено направлением в процессе рудоотложения тектонических движений; они приурочены к северо-восточным (70°) изгибам рудных жил.

Рудное поле сформировалось в завершающий этап "вторично-геосинклинальных прогибов", характеризовавшийся вулканизмом субцелочного андезито-базальтового состава в обособленных прогибах и завершившийся небольшими экстрезивными и субвулканическими образованиями кварцевых порфиров, сиснит-порфиров, лампрофиров и диабазов. С кварцево-порфировым комплексом наиболее тесно пространственно связано оруденение.

Месторождение относится к золото-адуляр-кварцевой малоглубинной формации, золото-теллурувому геохимическому типу.

Широкое развитие халцедона, гидрослюд, а также брекчиевых текстур руд указывает на небольшие (порядка 1 км) глубины их формирования.

Характерно большое разнообразие спектра элементов и минеральных видов, участвовавших в рудоотложении. Наряду с электрумом широко развито высокопробное золото (в ассоциации с тел-

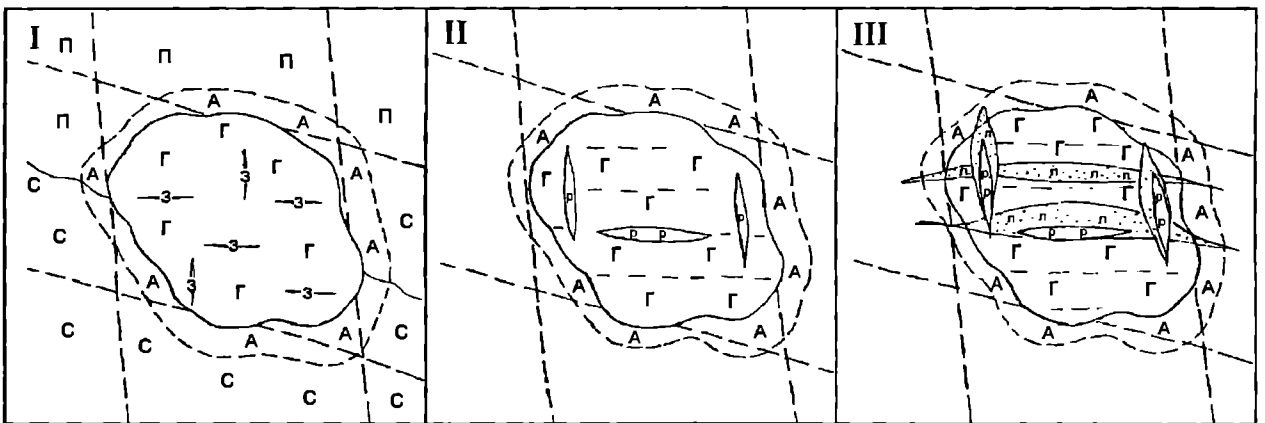


Рис. 78. Последовательность формирования Зодского месторождения

I. Рудоподготовительный этап (верхняя юра – ранний мел): формирование интрузий габбро (г) на пересечении разломов в зоне, сложенной перидотитами (п) и спилитами (с). Контактново-метаморфическая зона амфиболового габбро (А) и эпидит-пренитовые прожилки (з) обогащены золотом (п: 10⁻⁶%).

II. Предрудный этап (олигоцен, 20–22 млн лет). Образование даек риолит-порфиров (р), их аутометасоматическая карбонатизация с обогащением золотом (п: 10⁻³%).

III. Рудный этап (олигоцен-плиоцен?): образование зон лиственитов (л), прожилково-вкрапленной и жильной полистадийной золотоносной минерализации

лурицами), а также тонкодисперсное золото в пирите и арсенопирите, сульфиды никеля и кобальта, возможно, связанные с экстрагированием этих элементов из вмещающих пород.

Обсуждая вопрос о причинах крупномасштабных концентраций руд на этом месторождении, необходимо прежде всего отметить очень широкую ассоциацию сульфидов - от цветных металлов до кобальт-никелевых и сурьмяно-ртутных, что свидетельствует косвенно о длительности рудообразующего процесса. Далее, обращает на себя внимание многократное выделение золота со значительной долей дисперсной фазы в пирите, арсенопирите и других сульфидах, что, в частности, существенно усложняет технологию обогащения руд.

Следующий важный момент состоит в том, что каркас рудоподводящих и рудовмещающих структур сформировался еще в верхнемеловое время и определял становление изометричного тела габброидов в линейных структурах офиолитового пояса (рис.78). Сопровождающие этот процесс эндоконтактовые амфиболовые роговики ("амфиболовое габбро"), как и прениговые прожилки в массиве габбро, подчиненные ортогональной системе трещин, заключают золото в количествах 0,1–0,01 г/т.

Далее эту же систему трещин в олигоцене используют дайки риолит-порфиров, также существенно обогащенные золотом (п.10⁻⁵%). И наконец, наложение рудной минерализации происходило по той же подновленной структуре древнего заложения. Таким образом, древнее заложение и многократная активизация структурного каркаса месторождения могут рассматриваться как критерий крупномасштабного рудообразования.

Месторождение Пуэбло Вьехо

Месторождение Пуэбло Вьехо в Доминиканской республике рассматривается нами как пример крупного вулканогенно-осадочного рудообразования на склоне мелового палеовулкана в изолированном локальном бассейне седиментации и рудоотложения.

Месторождение характеризуется по развернутой публикации С.Е.Кеслера с соавторами [Kesler et al., 1981].

Месторождение отрабатывается одним из крупнейших карьеров западного полушария. Отработка началась в 1975 г. и составляет 7150 т в день при ресурсах окисленных руд в 27 млн т при сред-

нем содержании 4,25 г/т Au и 21,6 г/т Ag; бортовое содержание 1,4 г/т Au.

Сульфидная минерализация месторождения Пуэбло Вьехо в основном представлена окисленными рудами и сформировалась в результате отложения металлов из горячего источника.

Месторождение приурочено к верхней части раннемеловой формации Лос Ранчос, слагающей Центральные Кордильеры (рис.79). Непосредственно западнее обнажается пояс метаморфизованных, отложившихся на дне моря базальтов и осадков (формация Дюарт) и серицитовых сланцев (формация Маймон), разделенных зоной серпентинизированных перидотитов. Формация Лос Ранчос погружается под углом 25° на юго-запад и имеет общую мощность около 1500 м. Нижняя ее часть представлена потоками кератофинов и их туфов, средняя сложена аггломератами, конгломератами, туфами и вулканокластами. Верхняя часть сложена спилитами, возникшими за счет их перетложения вулканокластами и тонкообломочными, частично известковистыми осадочными породами. Установленные в одной из линз известняков морская фауна и флора свидетельствуют о раннемеловом, вероятно, неокомовом возрасте формации. Спилиты имеют максимальные мощности на севере и западе и почти полностью выклиниваются в пределах месторождения. Рудоносная формация перекрывается раннемеловой толщей известняков.

Минерализация месторождения Пуэбло Вьехо ограничена небольшим осадочным бассейном, возникшим при становлении формации Лос Ранчос; с севера, востока и запада его границы маркируются горизонтами конгломератов. Конгломераты переслаиваются со спилитами и вулканокластами, а также подстилаются и переслаиваются с углеродистыми осадками, типичными для рудовмещающих толщ месторождения. В пределах рудоносного палеобассейна спилиты перекрываются мелко- и среднезернистыми тонкослоистыми песчаниками. В северо-восточном направлении последние преобладают и переслаиваются с углеродистыми осадками. На юго-западе они становятся более тонкозернистыми, однородными и теряют углеродистый материал.

Углеродистые осадки перекрывают песчаники и достигают максимальной мощности в 120 м в пределах месторождения. Углеродистые осадки заключают средне- и грубозернистые бедные углеродом линзы мощностью 1–30 см, переслаивающиеся с тонкозернистыми (0,1–2 см), обогащенными углеродом и пиритом. Наряду с этим наблюдается несколько линз массивного пирита

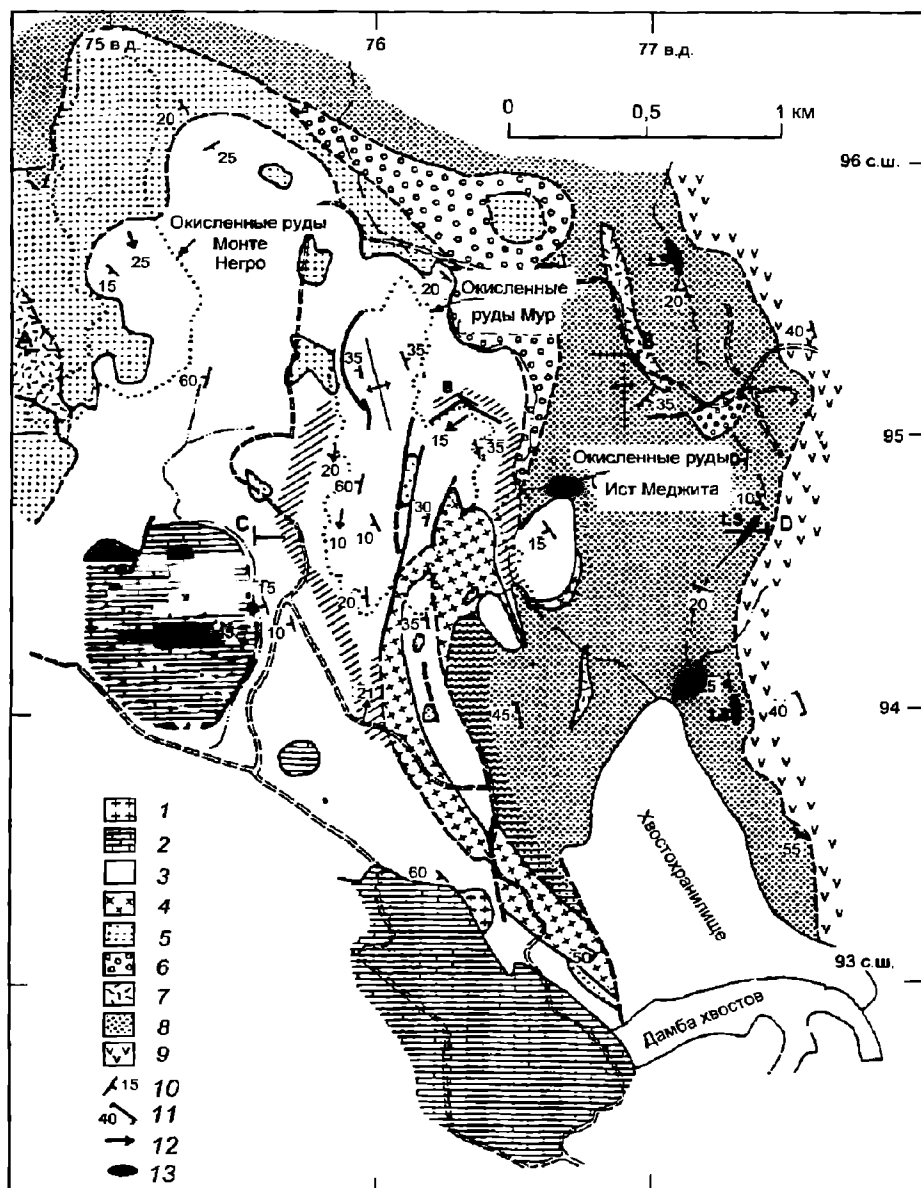


Рис. 79. Геологическая карта области Пуэбло Вьехо [Kesler et al., 1981]

1 – диориты; 2 – известняки Хатилло; 3–9 – формация Лос Ранчос: 3 – углеродистые осадки, 4 – кварцево-порфировые агломераты, 5 – конгломераты Монте Негро, 6 – конгломераты спилитов, 7 – спилиты, 8 – нерасчлененные осадочные породы с растительными остатками, 9 – вулканыты Замбрана; 10 – элементы залегания пород; 11 – сланцеватость; 12 – оси небольших складок; 13 – линзы известняков

мощностью до 10 м. Слои, обогащенные углеродом, перемежаются с тонкими слюсочками кремнистых сланцев (“чертов”).

В целом формация Лос Ранчос полого погружается на юго-запад, а в пределах месторождения – на юг, образуя ряд очень пологих складок. По западному краю рудной области проходит мощная зона ксиважирования пород.

Минерализация месторождения и изменения боковых пород возникли в результате деятельности системы горячих источников, достигшей максимума при отложении углеродистых осадков. Рассеянная рудная минерализация обнаружена в пределах минерализованной зоны трубообразной формы, а жилы и слои рудных минералов более характерны для верхней части зоны. Наиболее

обычный минерал вкрапленных руд – пирит. Сфалерит установлен в нескольких слоях песчаников в нижней части углеродистых осадков. благороднометалльное оруденение определяется развитием арсала вкрапленного пирита. Слои сульфидов представлены несколькими формами, из которых наиболее характерны слоечки мощностью 0,01–2,0 мм, содержащие пирит с различными добавками кремнистых сланцев, углеродистого вещества и гидротермальных минералов. Пирит фрамбиальный, октаэдрический, додекаэдрический, кубический. Пирит в слоистых агрегатах заключает в среднем 8,9 г/т Au и 72 г/т Ag, в жильных выделениях – 72 г/т Au и 230 г/т Ag. Мощные линзы массивного пирита заключают 4,6 г/т Au, 280 г/т Ag, 0,05% Cu и 0,01% Zn. Жильные образования обычно вертикальны и имеют мощность от 1–2 до 10 см. Они имеют полосчатую текстуру и сложены кварцем, пиритом, сфалеритом; пустотки в жилах заполнены кварцем, баритом и пиррофиллитом. Установлены также теннантит-тетраэдрит и галенит. Электронно-микроскопическое изучение пирита, сфалерита и эннергита позволило установить зерна аргентита, халькостибита, колусита, электрума, иорданита, антимонита, теллуридов золота, серебра и меди. Интересно, что эти минералы концентрируются в отдельных зонах роста пирита. В ряде жильных образований, преимущественно на глубоких горизонтах, установлены выделения самородной серы и реальгара. Они пересекают сульфидные агрегаты и иногда сопровождаются благороднометалльной минерализацией.

Тонкозернистые (100 мкм и менее) частицы самородного золота были извлечены из тяжелой фракции богатой части окисленных руд. Электронно-микроскопическое изучение жильного материала указывает на присутствие золота в электруме, теллуридах, геохроните. По результатам массового опробования керн скважин установлена высокая корреляция золота и цинка, а также золота и теллура.

По материалам бурения было выполнено оконтуривание рудных залежей. Бортовые содержания для золота приняты в 1,5; 3,0 и 4,5 г/т; для цинка – 0,5 и 1,5%, для меди – 0,25 и 0,75%. Размеры и форма рудной залежи по золоту и цинку не изменяются существенно в зависимости от принятых бортовых ограничений, а распределение золота и цинка аналогично. В целом это трехлопастная зона, полого погружающаяся к северу и югу. Золото-серебряное отношение составляет 1:7 и возрастает в верхних частях месторождения, что, возможно, связано с частичным выносом серебра из зоны окисления.

Минерализованная зона как бы оконтуривается алюмосиликатными минералами, образующими пологое трубообразное тело, погружающееся к западу. Минералы низких ступеней метаморфизма – кальцит, хлорит, альбит, эпидот – распространены в красных частях залежи. Основные минералы этой залежи – пиррофиллит и кварц с подчиненными количествами алуниита и каолинита, диаспора и сидерита. В некоторых участках породы полностью преобразованы в кварцевый агрегат с вкрапленностью пирита. В таких участках углеродистое вещество полностью вынесено, а обломочный кварц перекристаллизован. Алуниит в основном характеризует “некковую” часть залежи, а пиррофиллит и каолинит чаще наблюдаются на верхних уровнях системы.

Геологические наблюдения показывают, что рудообразующая система была активна по крайней мере в течение отложения верхней части формации Лос Ранчос.

Осадки, синхронные гидротермальной деятельности, формировали замкнутый бассейн. Присутствие кварцево-порфировых агломератов и спилитов показывает, что вулканическая деятельность сопровождала седиментацию. Ранняя стадия формирования бассейна характеризуется интенсивным прогибанием, поздняя – стабилизацией (отложением тонкообломочных осадков и химических – “черта” и пирита). Углеродистое вещество отложилось преимущественно в момент затухания кластической седиментации. Западный край бассейна сохранялся крутым, что фиксируется отложением конгломератов.

Процессы минералообразования и метасоматических преобразований пород по крайней мере частично синхронизировались с процессами седиментации.

Окремненные глыбы и богатые пиритом фрагменты обычны среди конгломератов и кварцево-порфировых агломератов, а некоторые богатые пиритом слои дифференцированы по размерности зерен. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения абсолютного возраста алуниита дали средние значения ~66 млн лет, что интерпретируется авторами как результат частичной потери аргона при внедрении молодых диоритов, тогда как реальный возраст – 130 млн лет. Большинство флюидных включений гомогенизируется при температурах 130–190°C и формировалось на глубинах около 160 м, иногда наблюдалось вскипание растворов. Растворы были кальциево-натрово-хлоридными.

Углерод в прослоях пород характеризуется легким изотопом и имеет органическое происхождение. Разброс изотопа серы очень широк – от

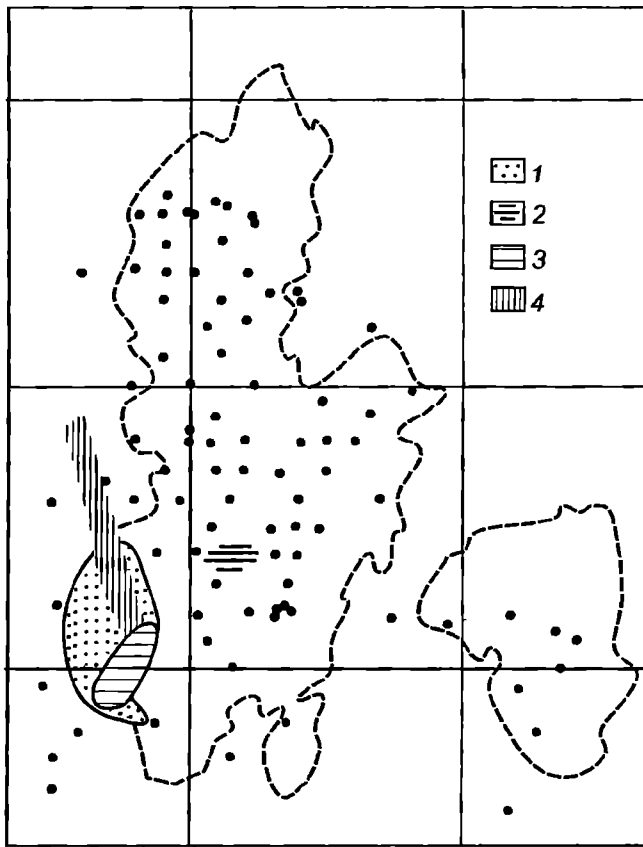


Рис. 80. Предполагаемое размещение гидротермальной системы по концентрации золота, пирофиллита и алуниита [Kesler et al., 1981]
 1 – площадь, обогащенная золотом; 2 – площадь, обогащенная медью; 3 – область наиболее глубокого распространения пирофиллита; 4 – область максимальных концентраций алуниита; точки – места отбора проб

-10,1 до +21,6%, наиболее вероятным источником серы были морские воды мелового бассейна. Источником стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7040\text{--}0,7055$) являлись, по крайней мере на 90%, вулканиты формации Лос Ранчос.

Малоглубинная кислотная гидротермальная рудообразующая система месторождения была сходна с рудообразованием месторождений Голдфилд в Неваде и Родальквилар в Испании.

Могут быть проведены и более отдаленные аналогии. Обращает внимание асимметрия палеобассейна (рис.80), как это устанавливается также и для такого крупного месторождения, как Хоумстейк на севере США.

Безусловно, рудоотложение было весьма длительным – оно началось еще при накоплении рудоносных осадков (130 млн лет) и завершилось отложением поздних золотоносных тел (69 млн лет). К этим признакам, присущим крупным месторождениям, как нам представляется, может быть добавлена четкая фиксированность рудоносного

бассейна, сыгравшего роль рудолокализирующей структуры.

Месторождение Раунд Маунтин

Расположенное в третичных вулканитах юго-запада США, это кислотно-сульфатное месторождение выделяется гигантскими размерами. При среднем содержании золота 1,2 г/т месторождение заключает 300 т Au и обрабатывается открытым способом с обогащением руд методом кучного выщелачивания. Ежегодно перерабатывается около 12 млн т руды.

Ниже месторождение кратко характеризуется по обширной публикации М.Сандера и М.Эйнауди [Sander, Einaudi, 1990].

Рудовмещающими являются туфы олигоценового возраста мощностью около 300 м, слагающие кальдерный комплекс. Покровы пепловых туфов с несогласием налегают на палеозойские

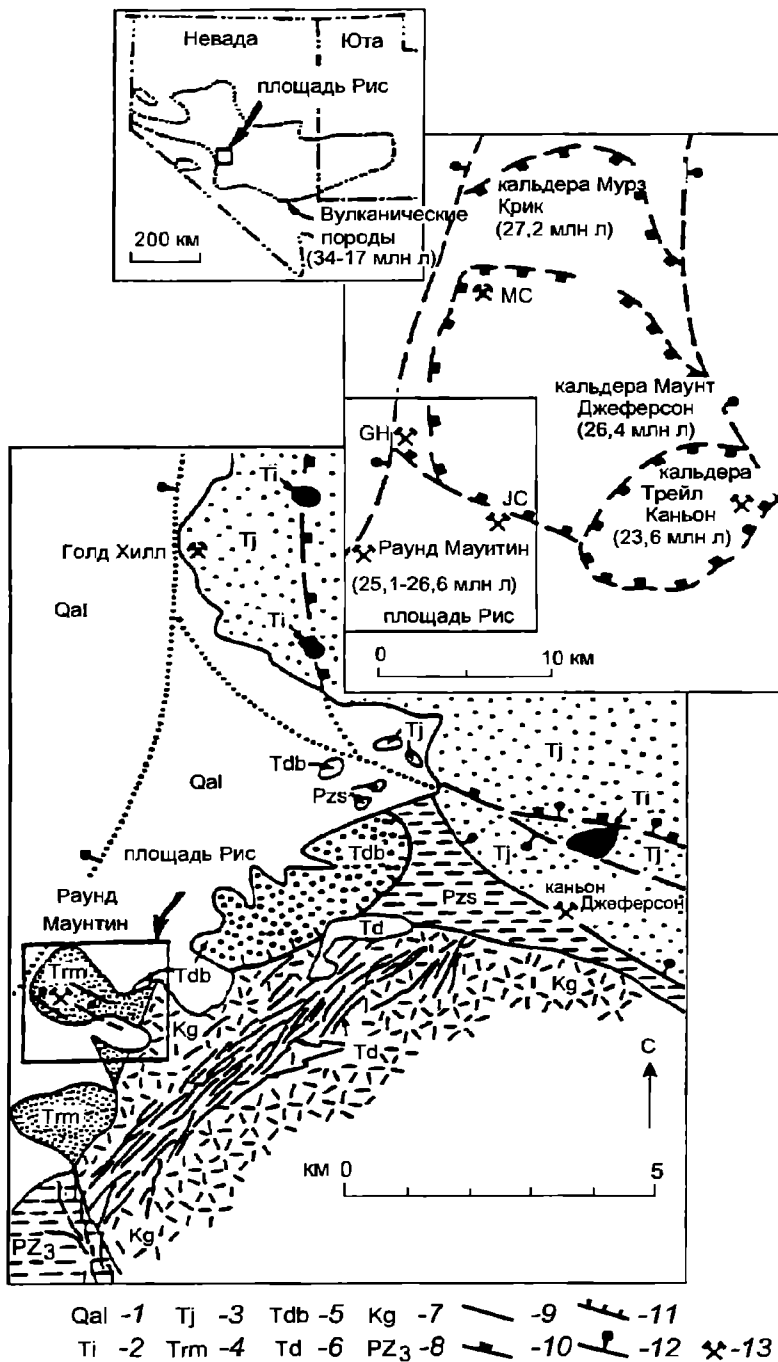


Рис. 81. Позиция месторождения Раунд Маунтин в региональных структурах [Sander, Einaudi, 1990]

1 – четвертичный аллювий и коллювий; 2 – трубки и игнимбритовые подводные жерла; 3 – туфы Маунт Джеферсон (26,4 млн лет); 4 – туфы Раунд Маунтин (26,7 млн лет); 5 – мегабрекчии Драй Каньон (32? млн лет); 6 – штоки и свиты даек (34,4–37,4 млн лет); 7 – меловые гранитные породы; 8 – палеозойские осадочные и метасадочные породы; 9 – контакты; 10 – структурные границы кальдеры Маунт Джеферсон; 11 – границы кальдеры; 12 – окраинные разломы, частично ограничивающие кальдеру; 13 – рудники или поисковые участки

кварциты, углеродистые аргиллиты, сланцы и известняки, на меловые шошонитовые граниты, средне-кислые интрузии эоцена–олигоцена и среднеолигоценовые туфы (рис.81). Среднетре-

точный магматизм проявился интрузиями гранодиоритовых штоков возраста 34–37 млн лет, а также свиты даек риолитов северо-восточного простирания. Рудовмещающий комплекс, слагаю-

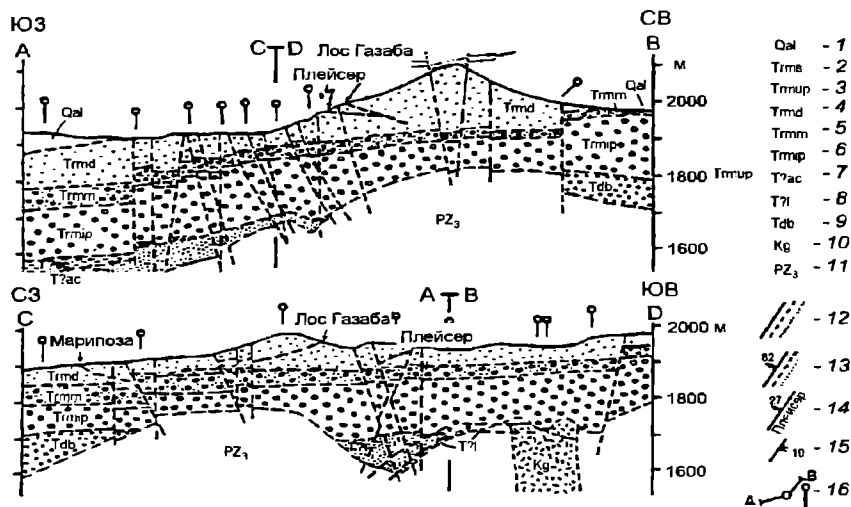
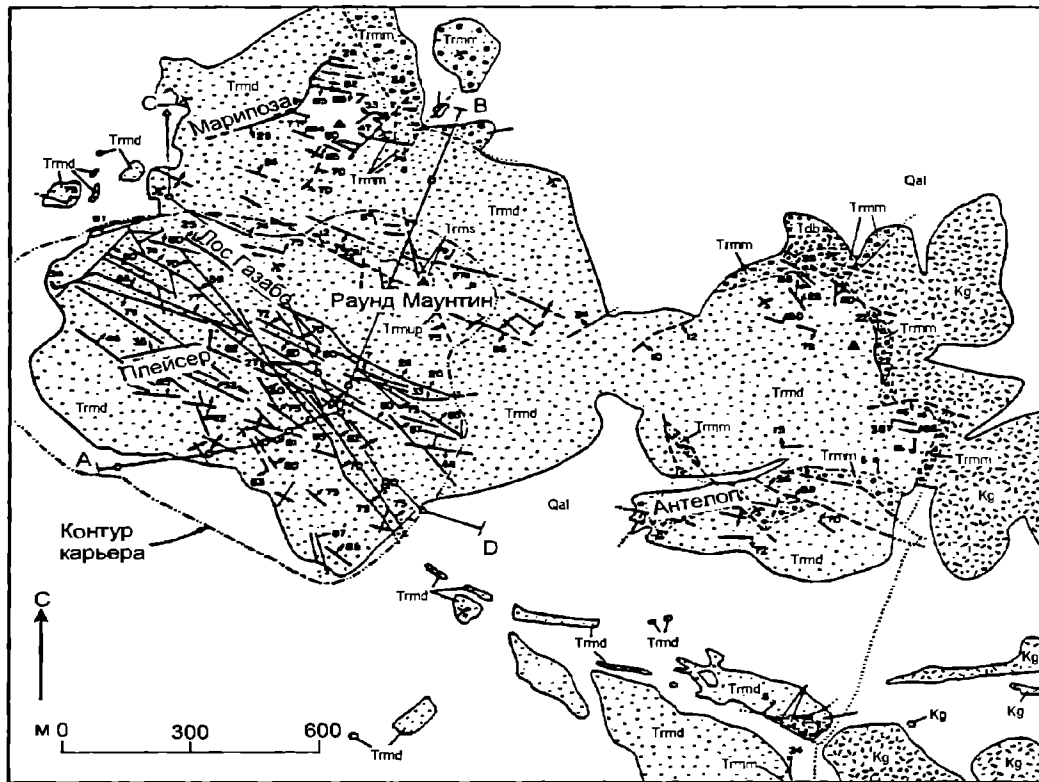


Рис. 82. Геолого-структурная карта месторождения Райнд Маунтин [Sander, Einaudi, 1990]

1 – четвертичный аллювий и коллювий; 2 – вулканокластические осадочные породы; 3 – верхние пористые сваренные туфы; 4 – средние плотные сваренные туфы; 5 – умеренно спекшиеся туфы; 6 – нижние пористые сваренные туфы; 7 – вулканокластические песчаники и конгломераты; 8 – пористые горизонты; 9 – мегабрекчии Драй Каньон; 10 – меловые породы; 11 – палеозойские осадочные и метасадочные породы; 12 – контакты установленные, предполагаемые и предполагаемые под наносами; 13 – разломы установленные, предполагаемые и предполагаемые под наносами; 14 – название пологих жил; 15 – простираение и падение локальной складчатости; 16 – буровые скважины на плане и в разрезе

щий кальдеру, имеет возраст 27,2– 23,5 млн лет, непосредственно возраст рудовмещающих туфов – 26,7 млн лет. Разломы северо-восточного и северо-западного простираения сосредоточены в край-

вых частях кальдеру, они были активны в период вулканизма и играли роль магмоподводящих каналов (рис.82). Небольшие подвижки по ним зафиксированы и в поствулканическое время, одна-

ко возникшие в это время малоамплитудные зоны трещиноватости имели определяющее значение в локализации оруденения. Возраст оруденения, согласно К-Аг определениям, составляет от $25,1 \pm 8,8$ до $26,6 \pm 0,6$ млн лет. Руды, таким образом, оторваны во времени от формирования рудовмещающих вулканитов. Каких-либо интрузий близкого возраста в районе не обнаружено. Общий подъем территории произошел 10–12 млн лет назад.

Как отмечалось выше, горизонты пологазалагающих туфов пересекаются системами умеренно и крутопадающих разломов, которые хорошо картируются на поверхности и подсекаются скважинами, устанавливающими перемещения блоков нижнего яруса. В горизонте плотных туфов частота встречаемости разломов северо-западной ориентировки составляет примерно один на 10 м, в подстилающих пористых туфах они проявлены реже.

Трещины заключают золотоносные кварц-адуляровые жилы. Северо-восточная система разломов бывает заполнена глинистым алунитовым агрегатом и, вероятно, испытала более молодые тектонические подвижки.

Линзообразные рудные зоны, отрабатываемые карьером, погружаются к северо-западу, будучи представлены густой сетью золотоносных кварц-адуляр-пиритовых жил, прожилков и гнезд различной ориентировки (рис.83). Отношение Ag/Au в рудах составляет от 1:1 до 10:1. Крупнообъемные руды не характерны для верхней части разреза, в пределах которой в начале века селективно отрабатывались отдельные кварц-адуляровые жилы. Рудные зоны сформировались пластообразными жилами, пересекающимися сваренные туфы и максимально локализованными в пористых туфах, где они образуют стратифицированную рудную залежь мощностью до 150 м, заключающую основные запасы месторождения. Буровые скважины фиксируют золоторудную минерализацию в древних туфах и до-третичном основании, так что в целом вертикальный интервал минерализации оценивается в 700 м. Основной рудный минерал – золотоносный пирит; золото фиксируется в тонких трещинках и в виде включений. Установлены в качестве редких минералов теллуриды Au-Ag, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, тетраэдрит, пираргирит, арсенопирит, марказит, реальгар. На глубину 200–300 м от поверхности развития зона окисления с новообразованиями гетита, гематита и ярозита.

Детальное изучение многообразных жил и брекчий, слагающих рудные тела и их многократные пересечения, позволяют наметить следующую пос-

ледовательность их образования: 1) обрастающие фенокристы кварц-адуляровые жилы; 2) кремнистые микробрекчиевые жилы; 3) гребенчатые кварцевые жилы. Начало процесса характеризуется нарастанием гидротермального кварца на фенокристы магматического кварца, а адуляр нарастает на кристаллы санидина. Такие агрегаты содержат основную массу золота. Момент возникновения таких жил синхронизируется со сменой пропилитовой фазы метасоматоза калиевой. Более поздние брекчиевые и гребенчатые жилы заключают только несколько процентов от основной массы золота. Площадные пропилитовые метасоматиты представлены ассоциацией кварц-адуляр-альбит-хлорит-кальцит-пирит-эпидот; более поздняя группа калиевых метасоматитов, контролируемых зонами трещиноватости, представлена ассоциацией кварц-адуляр-гидрослюды-кальцит-пирит. Пространственные переходы между пропилитовыми и калиевыми метасоматитами в плотных сваренных и пропилитизированных туфах маркируются трещинными жильными системами (кварц-адуляр-пирит-золото \pm альбит \pm кальцит \pm эпидот); в них, как отмечалось выше, гидротермальный кварц и адуляр нарастают на ранние магматические фенокристы этих минералов. Кремнистые (кварц-адуляр-пиритовые) и аргиллизитовые (кварц-иллит(смектит)-пиритовые) метасоматиты характерны для верхних уровней гидротермальной системы и характеризуют ее позднюю фазу, синхронную возникновению гребенчатых кварцевых жил (кварц+адуляр \pm золото). Микробрекчиевые и гребенчатые жилы местами заключают высокие концентрации золота и селективно отрабатывались в начале века, но их доля в общем балансе металла не превышает 10%. Локальные выделения алунита носят послерудный характер и датируются интервалом 10–15 млн лет.

Формирование промышленных золото-серебряных руд происходило на глубине не менее 750 м ниже палеоповерхности.

Парагенетические и пространственные соотношения метасоматитов и типов жильной минерализации наряду с данными фазовых равновесий и микротермометрии по флюидным включениям свидетельствуют о том, что зона максимальной пропилитизации соответствует максимуму гидротермальной активности и подъему температуры гидротерм до 250–265°C. Калиевые метасоматиты и золоторудная минерализация локализованы в трещинных системах, их формирование обусловлено смешением гидротермальных флюидов с латерально перемещавшимися по горизонтам туфов грунтовыми водами (рис.84). При этом происходило

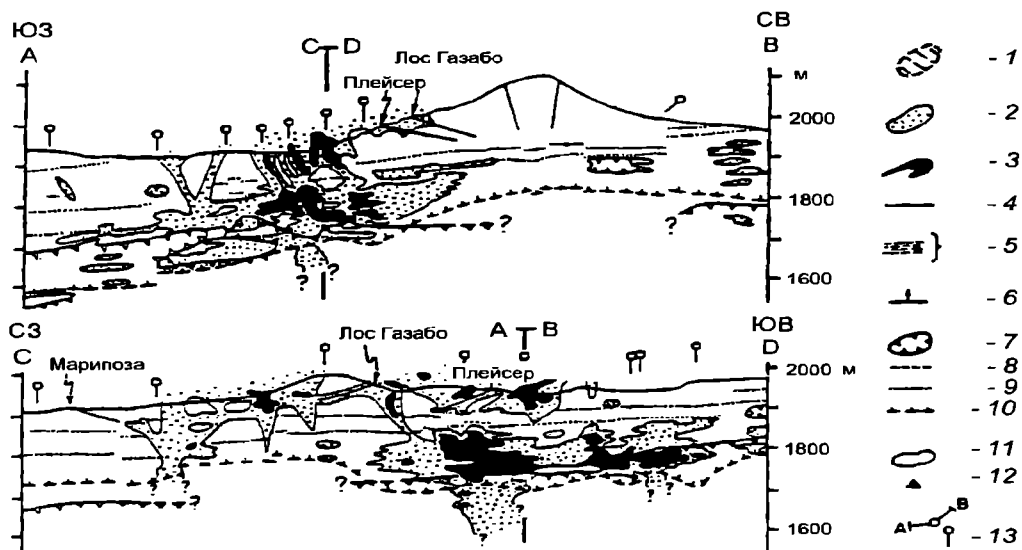
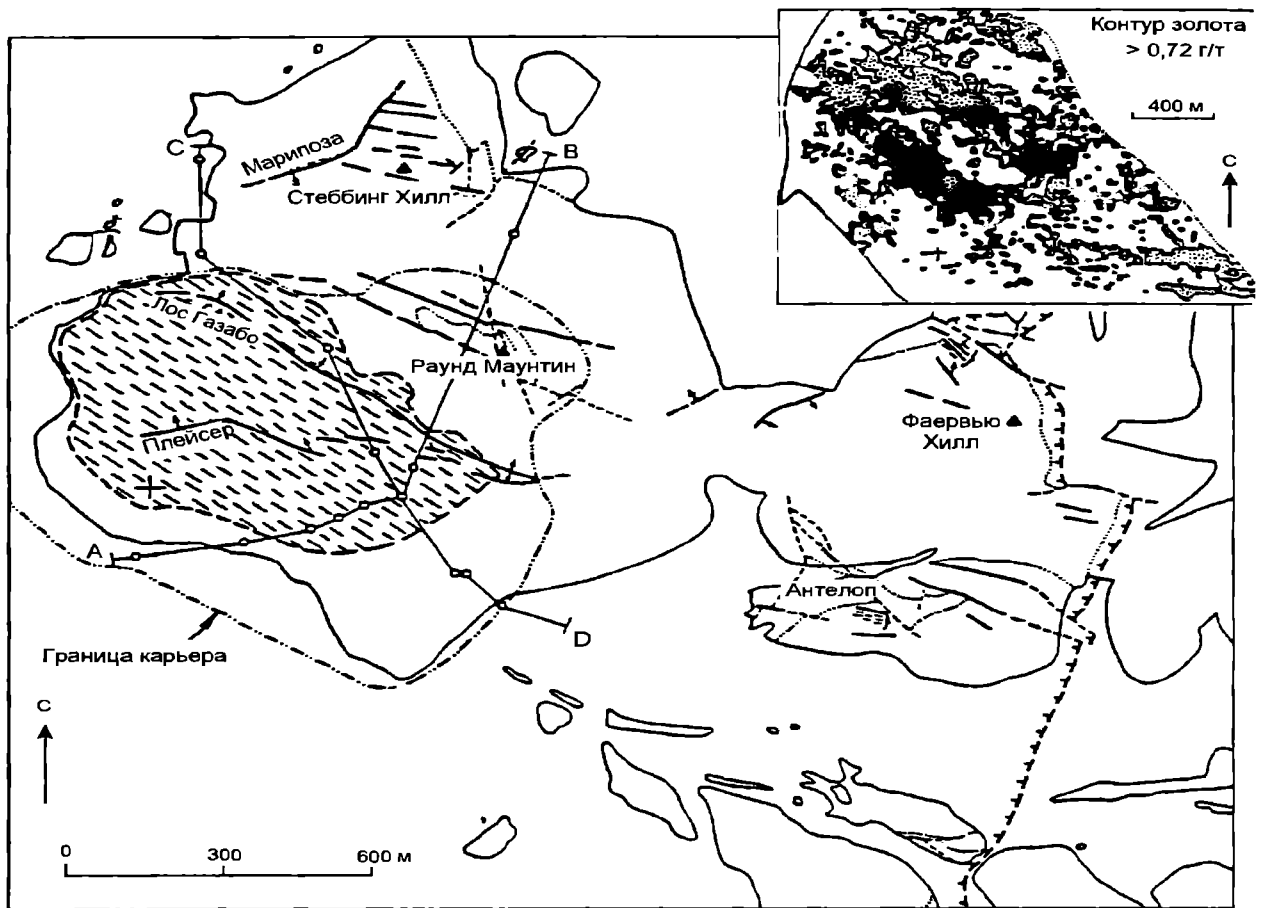


Рис. 83. Схема золотоносности месторождения Раунд Маунтин [Sander, Einaudi, 1990]

1–3 – генерализованные контуры золотоносности в г/т: 1 – 0,72, 2 – 1,41, 3 – 0,38 1,41; 4 – крутые минерализованные трещины по периферии карьера – объекты древней отработки; 5 – свиты жил нарастания – объекты селективной отработки; 6 – пологие жильные системы – объекты селективной отработки; 7 – участки сульфидной минерализации, сохранившиеся от окисления; 8 – отдельные разломы; 9 – отдельные контакты; 10 – нижняя граница распространения туфов Раунд Маунтин; 11 – границы аллювия; 12 – топографические пункты; 13 – буровые скважины на карте и разрезе

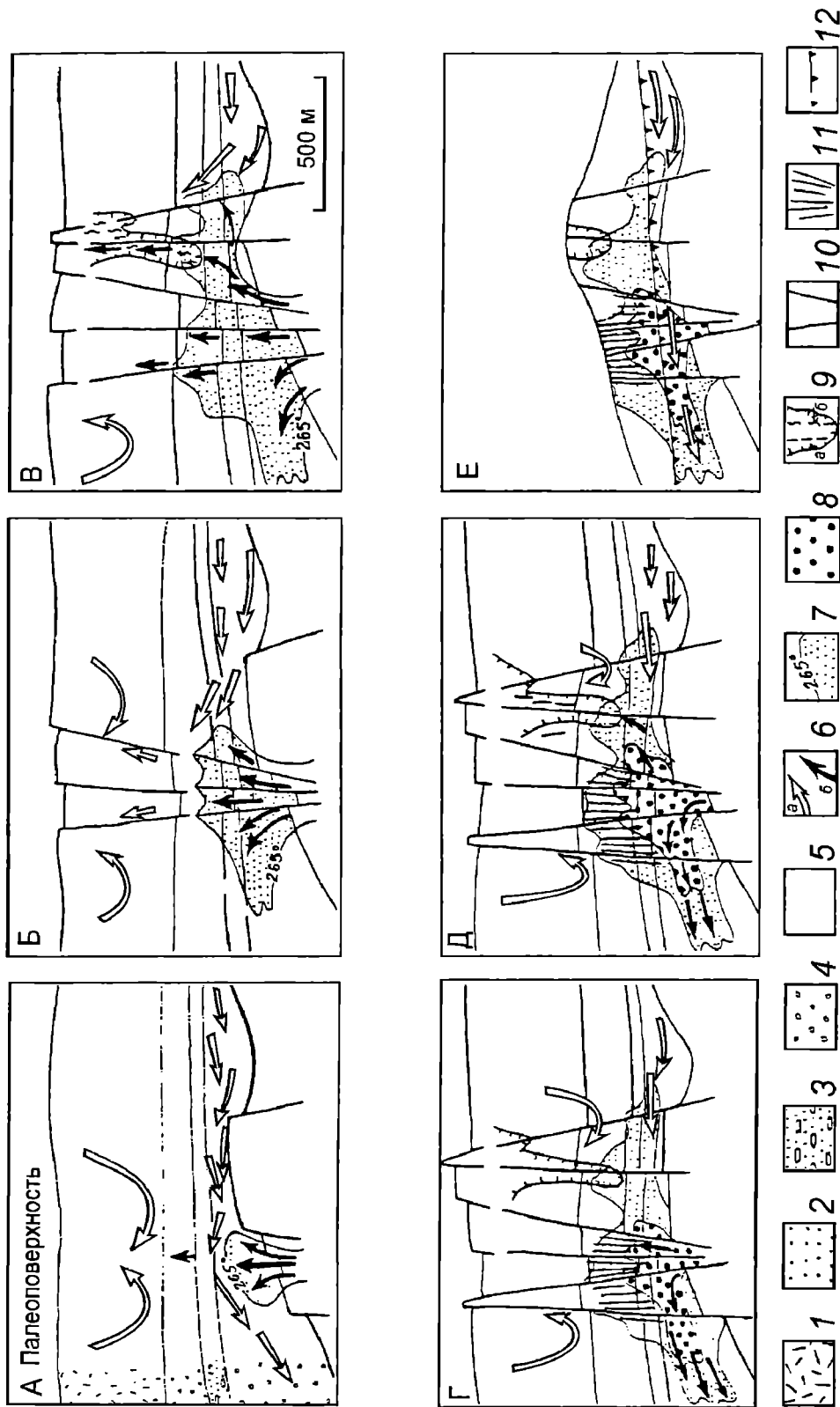


Рис. 84. Модель формирования рудообразующей гидротермальной системы Райнд Маунтин [Sander, Einaudi, 1990]

1 - туфы и вулканогенно-осадочные породы; 2 - плотные сваренные туфы; 3 - туфы умеренной плотности; 4 - пористые туфы; 5 - довулканическое основание; 6 - потоки метеорных вод; 7 - гидротермальная флюидная область; 8 - область низкотемпературной пропилитизации; 9 - область каперного метасоматоза и крапленой золоторудной минерализации; 10 - разломы; 11 - прожилковая минерализация в трещинках расщелачивания; 12 - нижний уровень окисления. А-Е - последовательность формирования системы.

падение температур ниже 200°C. Соленость гидротермальных флюидов составляла от 0,0 до 0,2% NaCl-экв., pH ~ 7,5, $\log f O_2 = -36$, $\Sigma S = -3$; $\Sigma C = -3,4$, $K^+ = -3$.

При анализе факторов, которые могли привести к образованию такого крупного золоторудного месторождения, обращают на себя внимание сравнительно большие глубины минералообразования (>750 м), наличие четко выраженного структурного экрана в виде горизонта плотных сваренных туфов и длительная (порядка 15 млн лет) эволюция рудообразующей системы, устойчиво золотоносной, от самых ранних до самых поздних продуктов минералообразования.

Месторождение Куранах

Месторождение Куранах – одно из самых необычных и загадочных в мире. Одни исследователи относят его к плутоническим вулканогенного класса, другие – к древним корам выветривания. В последние годы в отношении этого месторождения появились и другие рудогенетические гипотезы. Основы представлений о геологии этого месторождения заложены в трудах А.И.Казаринова [1967], на которых мы в основном и базируемся.

Последнее сводное описание месторождения выполнено В.Г.Ветлужских с соавторами [1988]. Месторождение находится на юге Якутии в пределах Алданского горно-промышленного района.

Куранахское рудное поле расположено на северном склоне Алданского щита в области погружения архейского кристаллического фундамента под образования платформенного чехла. Оно приурочено к пересечению Куранахского прогиба близширотного простираения зоной северо-северо-западных разломов (рис.85).

Платформенный чехол сложен существенно карбонатными породами кембрия (известняки, доломитизированные известняки, доломиты, мергели), почти горизонтально залегающими на архейских кристаллических породах фундамента. Известняки отличаются кавернозностью, значительной пористостью, содержат неравномерно рассеянное органическое вещество и повсеместно пиритизированы. В пределах рудного поля карбонатная толща достигает максимальной мощности 650–700 м и представлена полого залегающими куторгиновой и унгелинской свитами, слагающими Куранахский прогиб. Размытая поверхность кембрийских пород перекрывается маломощным (до 70 м) прерывистым чехлом песчаниковых отложений нижней юры, которые состоят из разно-

зернистых кварцевых и аркозовых песчаников с прослоями конгломератов. В основании свиты Казариновым А.И. выделен куранахский горизонт глинистых пород.

Породы фундамента и чехла прорваны мезозойскими интрузиями преимущественно щелочного состава (керсантиты, ортофиры, бостониты, минетты, роговообманковые сиенит-порфиры, авгито-биотитовые порфиры). Они образуют отдельные маломощные пластовые тела, небольшие штоки и крутопадающие дайки близмеридионального простираения. Слоистая толща полого погружается на север под углом 2–3°, разбита субмеридиональными разломами на блоки, ступенчато опускающиеся от южной и северной периферии рудного поля к его центру, осевой части широтной синеклизы. Зона разломов наследуется дайками минетт и бостонитов.

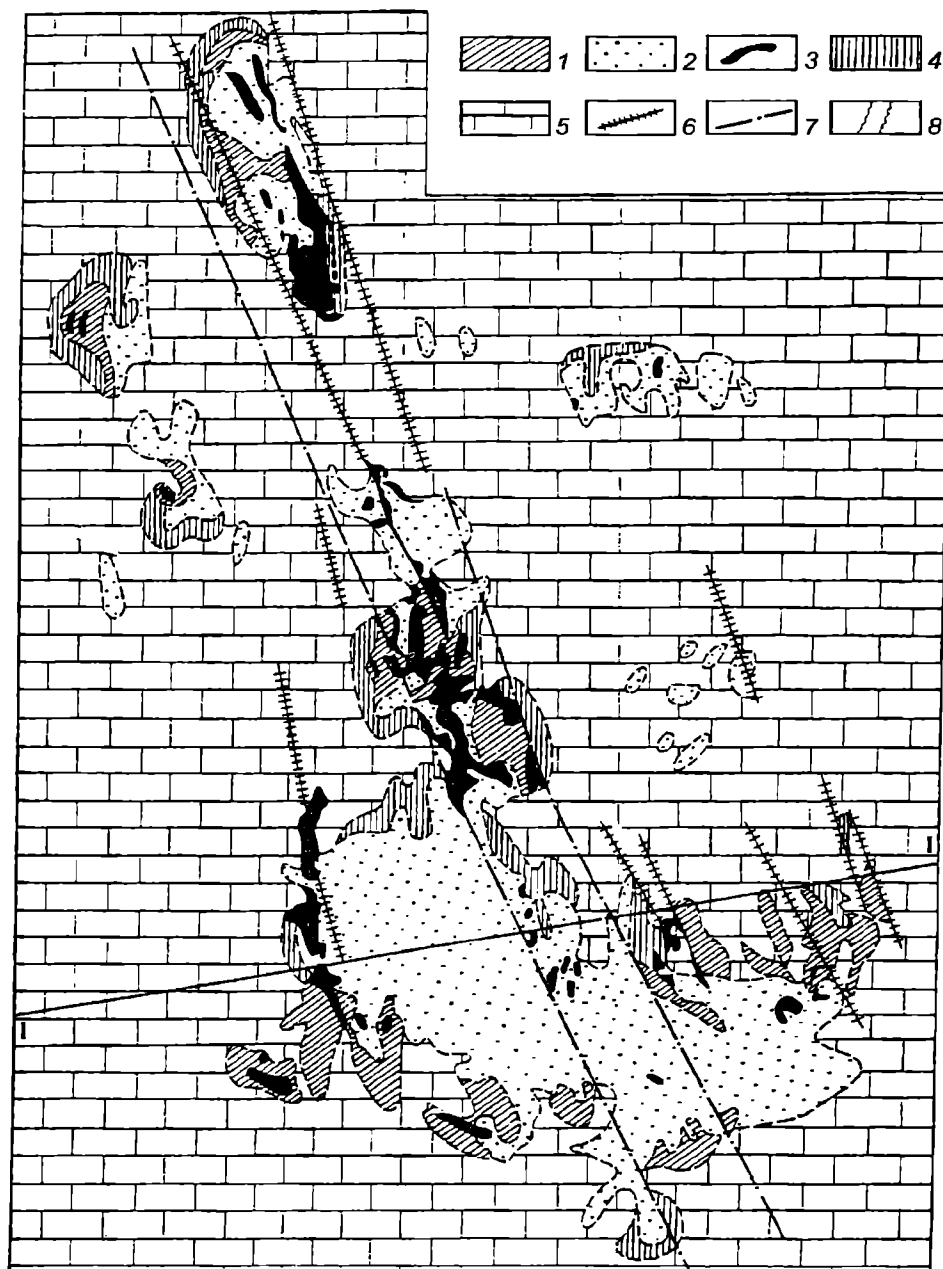
Вдоль контактовой зоны кембрийские и юрские образования подвержены интенсивному окремнению и окварцеванию, низкотемпературной калишпатизации, интенсивной пиритизации и ожелезнению.

В окварцованных разностях карбонатных пород развиты тонкозернистый халцедоновидный кварц, крупнозернистый кварц с реликтами колломорфных структур, образованный в результате перекристаллизации, и крупные кварцевые метакристаллы. В результате калишпатизации кембрийских пород происходит их полное замещение с образованием мелкозернистых, почти мономинеральных калишпатовых метасоматитов мощностью от 0,3–0,5 до 5–10 м. Для глинистых пород куранахского горизонта процесс калишпатизации сопровождается лишь привнесением K и SiO₂. В юрских песчаниках идет процесс перестройки высокотемпературных разновидностей (микроклина и нерешеччатого калиевого полевого шпата) в более устойчивую низкотемпературную модификацию с привнесением H₂O. Цемент песчаников преобразован подобно глинистым породам.

Интрузивные породы подвержены ранней калишпатизации, последующей хлоритизации, фукситизации и карбонатизации, а также поздней калишпатизации и окремнению.

В зоне контакта кембрийских и юрских отложений сохранились фрагменты доюрской коры выветривания.

В постюрское время произошло образование протяженных карстовых зон, выполненных рыхлыми грубообломочными отложениями с глинисто-песчанистым цементом. Обломки представлены измененными породами кембрия, юры и мезозойских даек. Установлено постюрское окремнение



Разрез I-I

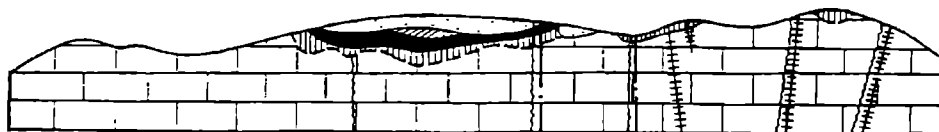


Рис. 85. Схематическая геологическая карта Куранахского рудного поля [Ветлужских и др., 1988]

1 – материал коры выветривания; 2 – нижнеюрские песчаники и конгломераты со слабой золотоносностью; 3–4 – отложения карстовых полостей: 3 – промышленные залежи, 4 – слабозолотоносный материал доюрской и современной коры выветривания; 5 – карбонатные породы нижнего кембрия; 6 – послеюрские керсантитовые дайки и лакколитообразные тела, дайки сениит-порфиоров, авгит-биотитовых порфиоров; 7 – тектонические нарушения; 8 – гидротермальные жилы

калцишпатизированных пород и рассеянная мелкогнездовая пиритизация, не несущая золотой минерализации.

Золотое оруденение приурочено к контактовой зоне кембрийских и юрских отложений, часто пространственно ассоциируя с субмеридиональными дайками. Золоторудные тела, имеющие в плане лентообразную форму, локализованы вдоль тектонических зон. Они контролируются сближенными кругопадающими субмеридиональными разломами, ограничивающими рудоносные участки. Некоторые мелкие рудные тела локализуются в зонах северо-западного простирания.

В местах пересечения вертикальных и горизонтальных рудоконтролирующих зон размещены особенно сложные рудные тела. Жилообразная часть рудных тел бывает связана с крутопадающей шелевидной карстовой полостью, а под экраном песчаников формируется залежь, состоящая из серии пологих рудных лент.

Резкое повышение мощности рудных тел отмечается вблизи крутопадающих рудоподводящих структур и даек бостонитов и лампрофиров.

В вертикальном разрезе рудные тела образуют общий уровень, близкий к стратиграфическому контакту юрских и кембрийских толщ. Рудные залежи повторяют рельеф дна предъюрской депрессии, располагаясь в ее центре и на флангах. В терригенные породы всяческого бока оруденение распространяется не более чем на 10 км. Максимально известная мощность рудных тел в карбонатных породах – 40 м. Протяженность залежей достигает нескольких километров, общая мощность продуктивного горизонта – 150 м.

Рудные залежи в лежащем боку отделены от плотных карбонатных пород горизонтом непостоянной мощности выщелоченных карбонатных пород, местами измененных до глин. При этом породы сохраняют первичные текстурные признаки – слоистость, систему трещиноватости. С глубиной они постепенно переходят в неизмененные кембрийские породы. В верхней части этих глинистых пород вблизи лежащего бока рудных тел содержатся обломки кремнисто-калцишпатовых пород. В всячем боку рудные залежи отделены от плотных юрских пород рыхлыми, большей частью песчанстыми породами, имеющими резкий контакт сложной формы.

Первоначальная форма рудных тел близка к пластообразной, часть залежей имела довольно сложные формы (рис.86). В процессе выветривания и карстообразования они претерпели значительные изменения и в настоящее время определяются очертаниями и размерами карстовых воронок.

Рудные залежи, имеющие большие размеры, содержат соответственно основные запасы руды и золота. Большой частью залежь представляет собой простое одноярусное тело, но иногда она расщепляется по вертикали на две или три параллельные ленты. В участках ярусного строения между отдельными лентами обычно наблюдаются песчаники или песчано-глинистый материал.

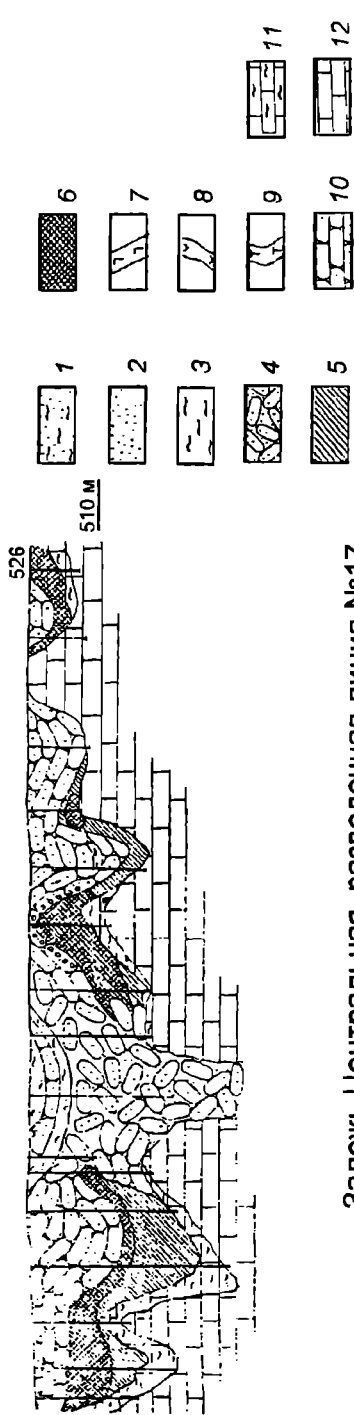
Промышленные блоки локализуются в центральных частях рудных залежей, фиксируя положение первичных руд. Обогащение характерно для центральных и особенно верхних частей залежей, приуроченных к базальному слою юрских конгломератов. Золото концентрируется преимущественно в нижних частях карстов. Оруденение распределено неравномерно – высокие содержания чередуются с убогими рудами. Рудные столбы, рудные гнезда имеют изометричную или удлиненную форму и прослеживаются по всему разрезу залежей. Они ориентированы вертикально и подчинены пересечением разрывов. Максимальные поперечные сечения отмечаются в средней, реже – верхней частях карстовой полости. Раздувы чередуются с пережимами, иногда в вертикальном разрезе наблюдаются кулцообразные обособления.

Распределение концентраций золота, несмотря на интенсивное проявление процессов гипергенеза, контролируется ортополигональными системами линейных структур различного порядка [Филонюк и др., 1977].

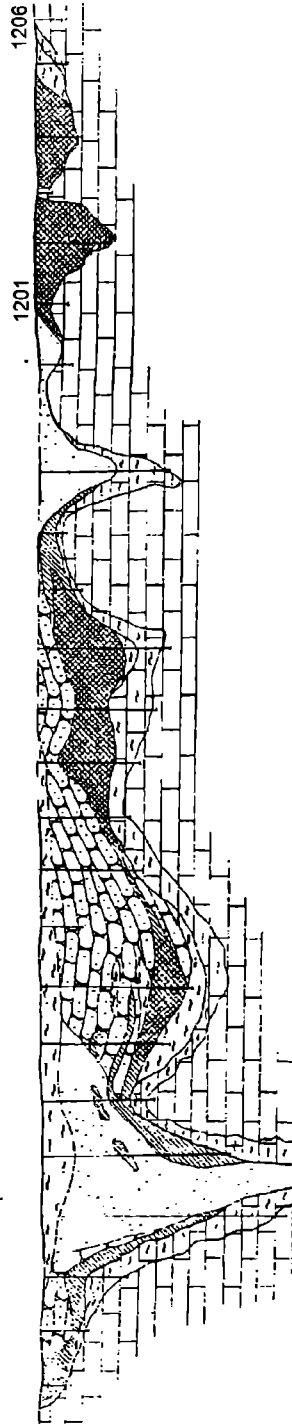
Рудные тела представляют собой кварцевые метасоматиты, содержащие непостоянное количество сульфидов, главным образом пирита, окисленные их разности пропитаны гидроокислами железа. Кварцевые метасоматиты образованы за счет пород карбонатного, калцишпатового, кремнистого состава, кварц-полевошпатовых песчаников и карстовых брекчий этих пород. При этом полностью выносятся карбонаты, в меньшей степени – калцишпат, кремнистые породы претерпевают перекристаллизацию. Низкотемпературный калцишпат превращается в адуляр, количество которого уменьшается при интенсивном окварцевании. От рудных тел в юрские породы отходит сеть сложно ветвящихся прожилков кварцевых метасоматитов и гребчатого кварца. Во многих участках, где подстилающие рудные тела карбонатные породы отделены маломощным прослоем глинистых пород мощностью 20–30 см, в известняках наблюдаются пятнистое окварцевание и пиритизация.

Кварцевые метасоматиты, образовавшиеся по разным породам, отличаются составом реликтовых обломков и участков, наличием различных

Залежь Центральная, разведочная линия №16



Залежь Центральная, разведочная линия №17



Залежь Центральная, разведочная линия №51

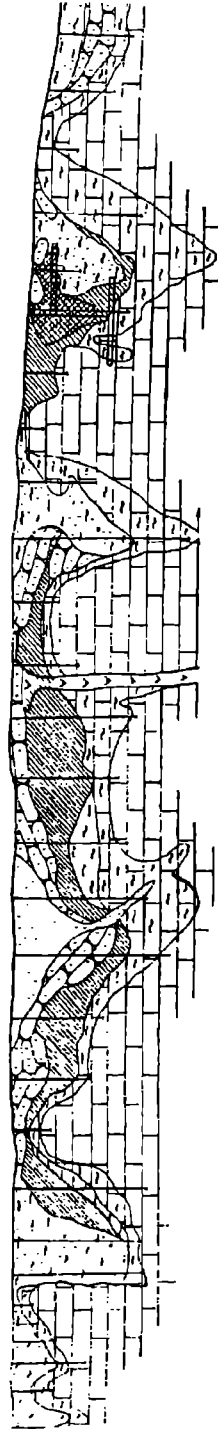


Рис. 86. Строение рудных тел Куранахского месторождения в разрезе [Казарнов, 1967]

1 – глинистые пески делювиальные и карстовые; 2 – пески делювиальные и карстовые (Q); 3 – глины делювиальные и карстовые (Q); 4 – грубообломочные песчанко-карстовые отложения (Q); 5–7 – обломки золотоносных кварцевых метасоматитов, гидротермально измененных известняков, доломитов, песчаников, цементированные песчано-глинистым материалом пропитанным гидроокислами железа; 8 – золотоносные породы с непромышленным содержанием золота (1–2 г/т); 6 – руда с промышленным содержанием золота (>2 г/т); 7 – калишпатированные известняки и доломиты; 8 – дайки гидротермально измененных биотит-пироксеновых сиенит-порфиоров; 9 – дайки биотит-пироксеновых сиенит-порфиоров (р); 10 – архозовые песчаники с редкими прослоями конгломератов (J); 11 – реликтовые глины по карбонатным породам кембрия; 12 – доломиты и известняки (Є).

реликтовых минералов, текстурой и геологической позицией. Собственно кварцевые новообразования, содержащие сульфиды, однотипны, они выделяются в виде 3-х генераций: 1) тонкозернистый (сотые доли миллиметра), по форме зерен – рисовидный, игольчато-рисовидный и удлинненно-лапчатый; 2) мелко- и среднезернистый (десятые доли миллиметра) с рисовидной и удлинненно-лапчатой формой зерен; 3) средне- и крупнозернистый (от первых миллиметров до 1 см) с булавовидной, шестоватой, изометричной формами зерен. Первая и вторая генерации образовались метасоматическим путем, третья – как метасоматически, так и в пустотах.

В кварце 1-ой генерации отмечаются адуляр, реликтовые включения бесцветной слюды, кальцита, пелитовых частиц и пирита в виде крупных корродированных кристаллов и изредка корродированных почковидных агрегатов. В кварце 2-ой генерации в большом количестве содержится мелко- и среднекристаллический пирит, включения зерен кальцита и флюорита. Кварц этой генерации изредка включает адуляр, бесцветную слюду и крупнокристаллический пирит. Пирит выделяется в виде двух генераций.

Минеральный и химический состав пирит-адуляр-кварцевых метасоматитов характеризуется некоторой изменчивостью: кварц – 70–95%; адуляр – 0–25%, иногда до 50%; пирит – первые проценты, в отдельных случаях до 40%. Доли процента – кальцит, серицит, барит, флюорит, ортоклаз, золото, халькопирит, магнетит, галенит, сфалерит, арсенопирит, пирротин, блеклые руды и другие минералы.

Минеральный состав первичных руд разнообразен, однако все рудные минералы, кроме пирита, присутствуют в незначительных количествах. Пирит-I содержит примеси: Au (до 100 г/т), Ag, Ba, Ni, Co, Cu, Mn, Mo, Pb, Sn, Ti – десятки г/т; As – до 1%. В пирите-II больше свободного золота, а примесей меньше (отсутствуют Co, Ni, Cr, Sn).

Структура руд – тонкозернистая; текстуры – брекчиевые, брекчиевидные, полосчатые, кавернозные, пятнистые, сетчатые.

В первичных рудах С.В.Яблоковой выделены следующие минеральные ассоциации: адуляр-кварцевая, золото-пирит-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-теллуридная, поздняя кварцевая. Значительная часть золота заключена в сульфиде (27–75%) и кварце (25–70%).

Ранняя продуктивная ассоциация проявлена повсеместно. Кварц – тонкозернистый, рисовидный, с кварцем ассоциирует пирит (до 1% As, сотые доли процента Cu и Mo, Au – 30–100 г/т).

Au:Ag = 7–10. Золото в пирите субмикроскопическое. Характерна примесь игольчатого арсенопирита (1–2%).

Вторая продуктивная ассоциация проявлена более локально. Она представлена более крупнозернистым прожилковым кварцем, менее золотосодержащим пиритом-II и незначительно распространенными рудными минералами (халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда), образующими микровкрапленность в пирите-II. Содержание примесей в пирите-II меньше, чем в пирите-I: Au – 0,7–30 г/т, Au:Ag = 0,3–1,7.

Золото-теллуридная ассоциация распространена еще более локально в отдельных рудных телах. Кварц в виде прожилковых выделений – агрегаты шестоватых и булавовидных кристаллов. Среди вторичных образований установлены теллуриды свинца и марганца. А.А.Ким выявлены теллуридно-карбонатные жильные проявления, сложенные кальцитом и монтмориллонитом с вкрапленными выделениями самородного золота, теллуридов и селенидов Pb, Ag и Hg (колорадоита, алтаита, науманнита, клаусталита, тиманнита), киновари, аурипигмента.

Вероятно, это наиболее поздняя минерализация.

Тонкодисперсное золото 1-ой генерации из 1-го продуктивного парагенезиса размером 1–4 мкм образует в пирите изометричные или слегка вытянутые уплощенные кристаллы (отношение длины к ширине 2:1). Более мелкие включения (0,18–0,4 мкм) округлой изометричной формы приурочены к границам блоков и дефектам структуры зерен пирита, иногда образуют цепочковидные сростки вдоль межблоковых границ. Проба 870–900.

Золото 2-ой генерации из 2-го продуктивного парагенезиса наблюдается в виде включений в сульфиде и в позднем кварце, минерализованном сульфидами. Размеры золота варьируют в широких пределах: в пирите – от 0,008 до 0,1 мм, единичные зерна – 0,25×0,25 мм; в сростании с кварцем – более крупные золотины – 0,3–10 мм. Встречаются сростки прожилковидных выделений золота, пронизывающих участки кварцевых метасоматитов, образующих объемный каркас. В единичных случаях встречаются мелкие самородки размером 8×15×19 мм. Проба – 725–860 (средняя – 825).

Формы выделений золотины: жилковидно-пластинчатые, угловато-комковидные, прожилковые, пленочные. Среди крупных выделений встречаются дендриты и дендритоиды пластинчатой, веточковидной, респетчатой формы. Дендриты, встречаемые в отдельных участках залежи Централь-

ной, имеют соотношение длины, ширины и толщины 3:2:1.

По внутреннему строению установлено 2 типа выделений: зональные индивиды и зернистые агрегаты. Большая часть монокристаллов и дендритов низкопробного золота (720–740) имеет зональное строение – от 2 до 10 зон шириной от сотых до десятых долей миллиметра, различающихся по содержанию Ag. У одних обогатено Ag ядро золотин, у других – периферия. В золоте пробностью 725–860 нередко встречаются высокопробные обособления (900–960). Постоянно наблюдается примесь Cu, Pb, Fe, Mn; установлена примесь Te. Зернистым строением обладают комковидные, жилковидно-пластинчатые и дендритовидные золотины. Зерна размером от сотых до десятых долей миллиметра наблюдаются в виде многослойных сростков. У золота 1-ой генерации отмечается монокристалльный характер тонкодисперсных выделений. Золото 2-й генерации обладает жилковидно-пластинчатой, комковидной и дендритовидной формой, зернистым с проявлением зональности внутренним строением. Руды месторождения интенсивно разрушены, в большинстве своем полностью окислены, представляют собой рыхлый материал с обломками плотных золотоносных метасоматитов. Существенную роль в их составе играет грубообломочный (26–63%) и глинистый (30–48%) материал. Промежуточные фракции имеют подчиненное значение.

Зона окисления распространена до 40–60 м и по отдельным тектоническим зонам до 200 м. Она представлена глинистыми, глинисто-алевритовыми отложениями, среди которых наблюдаются линзы кварцевой сыпучки, в разной степени выветрелых кварцевых и калишпатовых метасоматитов. Главными минералами окисленных руд являются кварц, гидрослюда, каолинит, галлуазит; второстепенными – монтмориллонит, барит, гипс, кальцит. Рудные представлены гидрогетитом, гетитом, гематитом, гидрогематитом, псиломеланом, пиролюзитом, в небольшом количестве лепидокрокитом, Pb-Mn теллуридом (куранахит), впервые открытым на месторождении.

Вторичное золото составляет в рудах от 40 до 70%. При этом золото, несущее отчетливые черты сходства с первичным золотом поздней генерации, составляет 30–60% от всего золота в окисленных рудах. Остаточное гипогенное золото представлено комковидными, жилковидно-пластинчатыми, дендритовидными выделениями и несовершенными выраженными кристаллами размером от сотых долей до целых миллиметров. Проба – 790–930 (средняя – 860). Постоянна примесь Cu (0,002%). В

зоне окисления по границам зерен золота развиваются высокопробные прожилки и обособления.

Остальная часть представлена гипергенным золотом, резко отличающимся от первичного. Количество высокопробных прожилков возрастает. Типичны сростания с игольчатыми кристаллами кварца, выполняющего пустоты в золоте. “Хрупкое” золото пробностью 963–983 (средняя – 973) содержит примеси Cu (0,003–0,1%), иногда Mn и теллура (0,007–0,02%). Встречаются изометричные или прямоугольные выделения, губчатые, ветчовидные, иногда с кристаллической огранкой. Встречаются самородки весом более 1500 мг. Для золота, перетолженного из пирита, характерны сростания с гидроокислами Fe – эмульсионные, колломорфные, порошковатые. Для него типичны малые размеры зерен (до 1 мм) и высокая проба (973). При разложении в зоне окисления теллуридов, содержащих Au, Fe, Pb и Hg, образуется золото значительных размеров (до 20 мм), низкой пробы (837), с примесью Hg, гетерогенностью обособлений золота и субграфическими, эмульсионными, колломорфными сростаниями со вторичными минералами Fe.

В зоне окисления фиксируются положительные корреляционные связи Au и As ($\rho=0,708$), Ag и As ($\rho=0,438$), Au и Te ($\rho=0,464$), Ag и Te ($\rho=0,987$), Au и Zn ($\rho=0,517$); распределение золота в рыхлых продуктах зоны окисления носит гнездообразный характер. Более обогащенные участки тяготеют к центральным частям карстовых полостей, повторяя форму залежей. Содержание Au возрастает от верхних частей к нижним, создавая незначительное накопление гипергенного золота у основания рудоносной толщи на контакте с карбонатными породами.

Ряд исследователей относит пирит-каолинит-гидрослюдистые и пирит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые руды к гипогенным образованиям – продуктам гидротермальной аргиллизации. Н.А.Фогельман рассматривает Куранахское оруденение как золото-кварц-гидрослюдистый тип золото-сульфидно-кварцевой формации области активизации.

Широкое развитие процессов низкотемпературного окварцевания (развитие джаспероидов), тонкоигольчатого арсенопирита и глинистых образований, сходных с аргиллизитами, позволяет провести некоторые аналогии между месторождением Куранах и Карлинской группой месторождений.

Об этом же свидетельствуют данные Е.М.Брадинской с сотрудниками [1981] о широком развитии на месторождении находящихся в тесном сростании битуминозных и углистых веществ преоб-

ладающего аморфного характера, придающих породам темную окраску. Наиболее тесно битуминозные и углистые вещества ассоциируют с золотосодержащими сульфидами, в которых занимают центральные зоны кристаллов и зерен и образуют вокруг них каймы. В битумоидах установлено золото, вероятно, находящееся в форме золотоорганических соединений. Е.М.Брадинская с соавто-

рами считают, что наличие углеродистых веществ с фрагментами углефицированных растительных остатков в тесной ассоциации с породообразующим кварцем и сульфидами позволяют предполагать "осадочное происхождение золотосодержащих пород" [Брадинская и др., 1981, с. 465].

Из изложенного очевидно, что рудообразование явилось следствием длительного и сложного

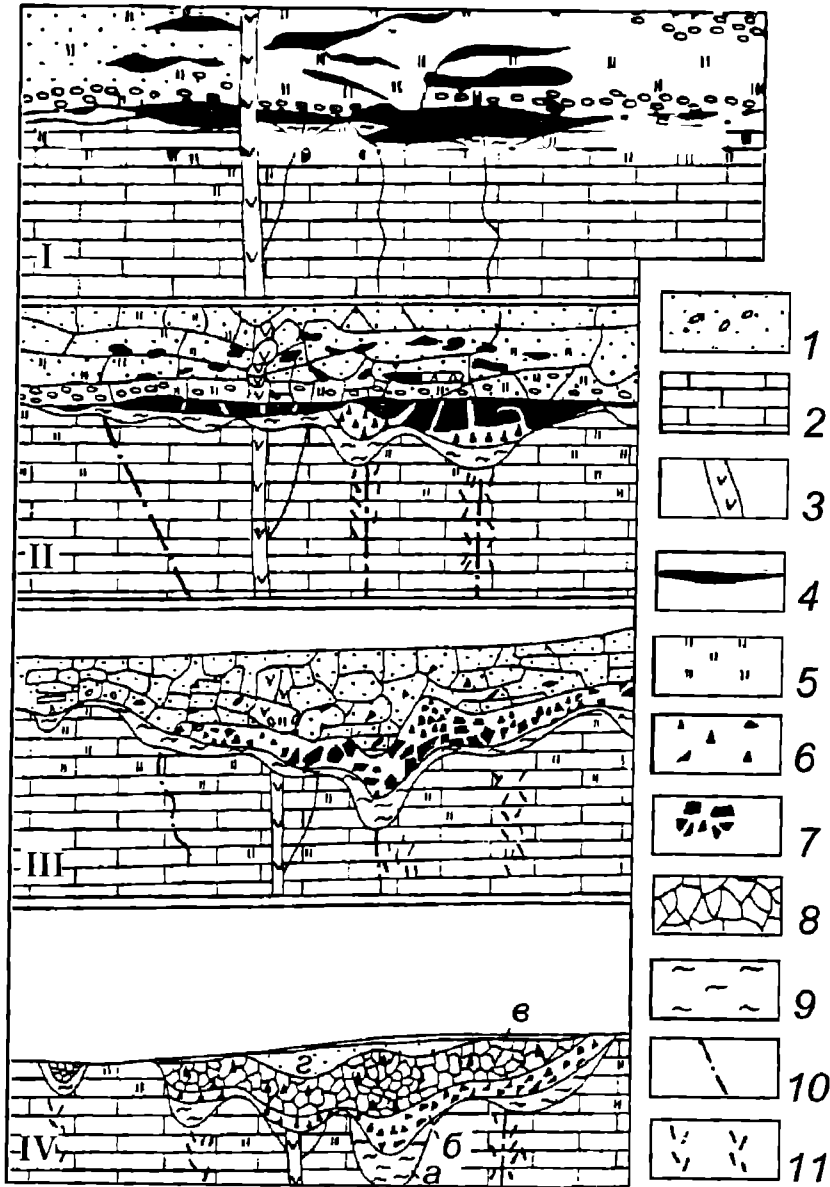


Рис. 87. Схема формирования месторождения Куранах [Ветлужских и др., 1988]

I – этап образования первичных рудных тел; II – этап закрытого карстования; III – этап открытого карстования; IV – современное состояние рудных тел в разрезе.

1 – песчаники с прослоями конгломератов (I₁); 2 – известковистые доломиты (С₁); 3 – дайки сложного состава; 4 – первичные рудные тела кварц-пиритового состава; 5 – окварцевание и пиритизация; 6 – обломки и глыбы окисленной руды с лимонитом в глинисто-рудной массе темно-бурых и красноватых тонов; 7 – песчано-глинистые рудоносные массы с обломками окисленной руды и песчаников; 8 – обломочный материал песчаников и конгломератов с глиной и песком; 9 – желтоватые и бурые реликтовые глины; 10 – тектонические трещины; 11 – трещиноватые зоны в доломитах

рудообразующего процесса, включавшего дорудные геологические и физико-химические преобразования, а также сам процесс рудоотложения, включавший в качестве элементов калишпатизацию, джаспероидизацию вмещающих пород, возможно, низкотемпературную аргиллизацию, а также образование таких “знаковых” ассоциаций, как золотоносные пирит и игольчатый арсенопирит, золото-теллуридная и др. Один из вариантов формирования месторождения приведен на рисунке 87. Н.А.Фогельман склонна отнести месторождение к полиформационным, что следует из одной из последних работ [1998]. Видимо, более правильно полагать, что месторождение относится к полигенным: смена карбонатных пород терригенными обозначает резкое изменение палеоклиматических условий от аридных к гумидным, что могло способствовать транспортировке золота в форме элементоорганических соединений и его первичному осаждению в депрессионных участках древней коры. Процессы позднеюрской и меловой активизации могли внести свой “вклад” в общий баланс оруденения – об этом свидетельствуют интенсивные процессы калишпатизации и окварцевания. Наконец, процессы выветривания могли способствовать дальнейшему концентрированию золота в карстовых полостях.

Месторождение Поргера

Это месторождение, находящееся в Республике Папуа Новая Гвинея, весьма крупное (около 300 т

Au и свыше 800 т Ag), примечательно своей тесной, возможно, генетической связью с молодым щелочно-базальтовым интрузивным комплексом, размещенным в глинисто-сланцевой формации и характерными парагенезисами дисперсного золота с сульфидами (пиритом и арсенопиритом) и его теллуридами, напоминая этим отчасти вышеописанное Зодское месторождение, отчасти золото-мышьяковисто-сульфидные руды.

Месторождение Поргера характеризуется по публикациям А.Ч.Флеминга с соавторами [Fleming et al., 1986], Дж.П.Ричардса и Р.Керригха [Richards, Kerrich, 1993] и Г.А.Хендли с соавторами [Handley, Henry, 1990; Handley, Bradshaw, 1986]. Структура Папуа Новой Гвинеи возникла в результате коллизии и аккреции Австралийской континентальной плиты на юге и Тихоокеанской океанической плиты на севере. Площадь месторождения находится в 25 км к югу от зоны разломов Лагаип, отделяющей платформу Папуан (континентальную плиту) от Центральной орогенической зоны, формирующей горный хребет Новой Гвинеи и маркирующей зону взаимодействия двух плит (рис.88). Платформа Папуан перекрывается позднеюрскими до меловых пелитовыми терригенными осадками, отложившимися в окраинном море вблизи Австралийского континента. Эти отложения были частично эродированы в течение палеоцена и с несогласием перекрываются эоценовыми и миоценовыми известняками (рис.89).

Воздымание и тектоника в результате континентальной коллизии в позднем эоцене привели к рудообразованию. Месторождение Поргера связа-

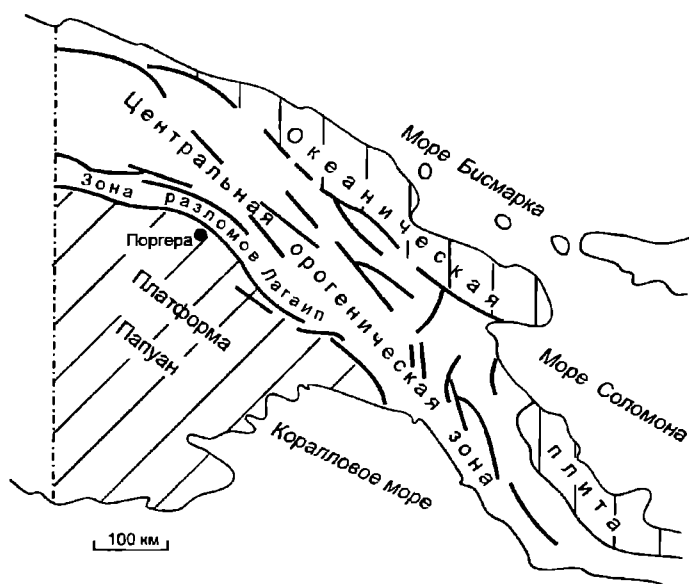


Рис. 88. Региональная позиция месторождения Поргера [Fleming et al., 1986]

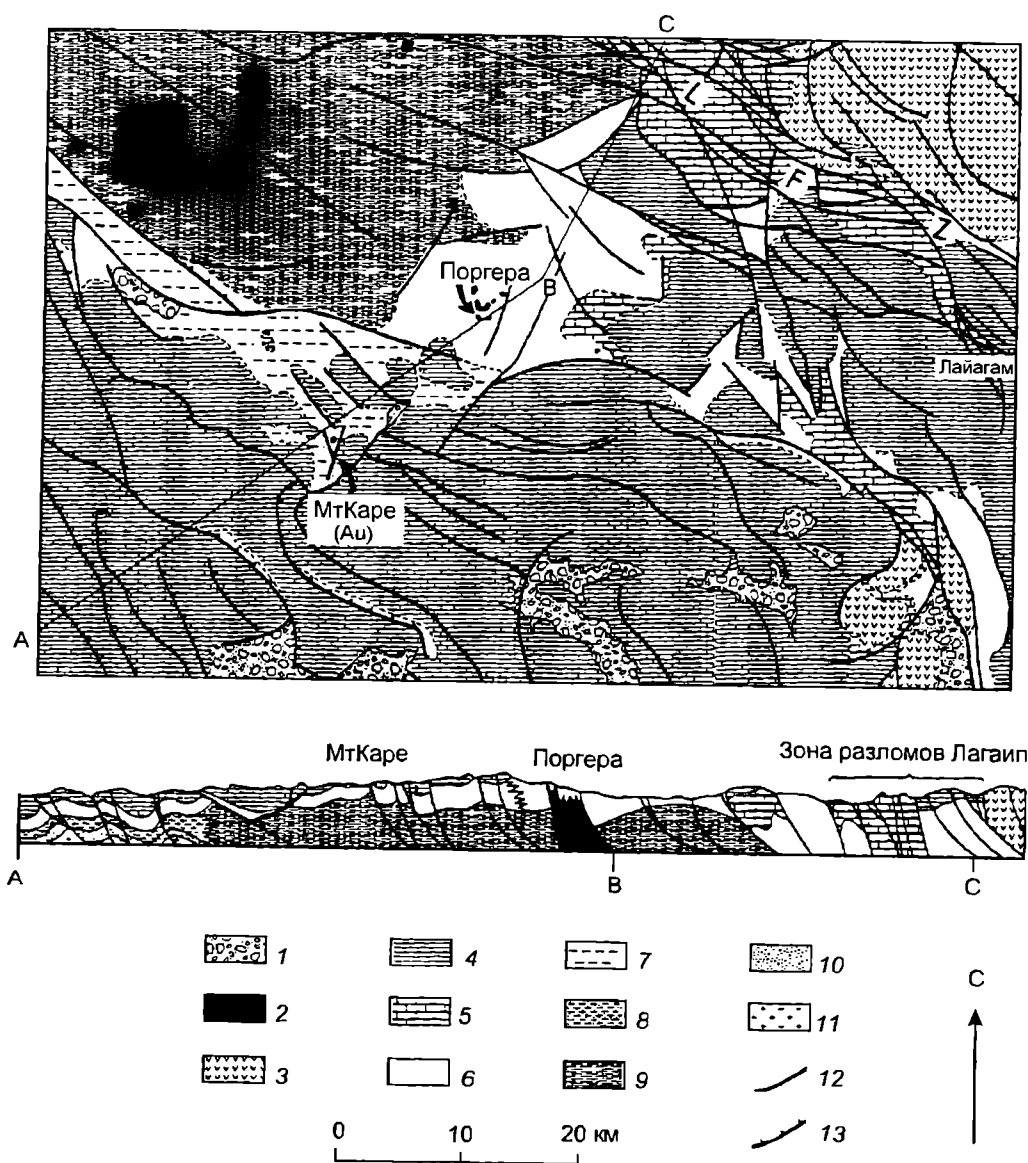


Рис. 89. Геологическое строение района месторождения Поргерра [Richards, Kerrich, 1993]

1 – четвертичные пески, гравий, глины, иногда вулканиты; 2 – интрузивный комплекс Поргерра и МтКаре: 3 – щелочные габброиды и порфириновые интрузии, средний–поздний эоцен; 4 – вулканиты и полимиктовые песчаники, водорослевые известняки, олигоцен – поздний миоцен; 5 – микритовые известняки, средний–поздний эоцен; 6 – известковистые сланцы и аргиллиты, поздний мел; 7 – глинистые песчаники и сланцы, средний–поздний мел; 8 – глинистые сланцы, поздняя юра; 9 – углеродистые сланцы, средняя–поздняя юра; 10 – песчаники, средняя юра; 11 – граниты, поздняя пермь; 12 – сбросы; 13 – надвиги

но с наиболее молодой интрузивной системой Ок Теда.

Серия диоритовых трубок, штоков и даек, в совокупности образующих интрузивную систему Поргерра, образуют бассейн диаметром 7 км, окаймленный с юга и востока известняковыми уступами (рис.90).

Позднемеловые терригенные осадки шельфа обнажаются в пределах этого бассейна и простираются на северо-запад вдоль края платформы Папуан. В основном они представлены массивными сланцами и аргиллитами с прослоями алевроитового материала, известковистых и доломитистых алевроитов, известковистых и глауконитовых

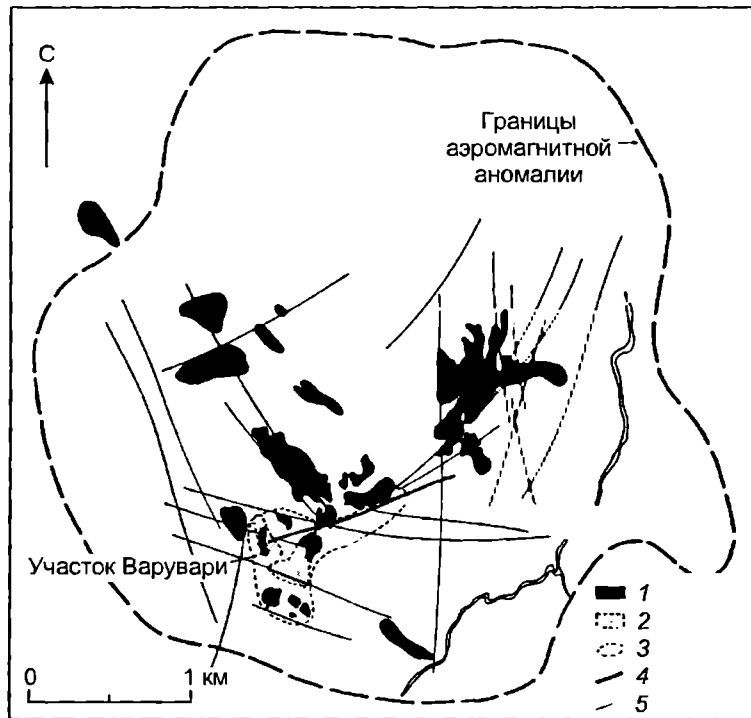


Рис. 90. Схема строения интрузивного комплекса Поргера [Richards, Kerrich, 1993]

1 – выходы интрузивов; 2 – скрытые интрузии; 3 – контур промышленной золотой минерализации; 4 – разлом Роамане; 5 – ли-насаменты, выделенные по аэрофотоснимкам

аренитов или песчанистых горизонтов. Сингенетичный пирит постоянно присутствует в этой терригенной формации.

Эоценовые известняки с несогласием перекрывают терригенные отложения. Наиболее молодые из известняков имеют олигоценый и миоценовый возраст. Известняки кремового цвета, грубополосчатые, с водорослевыми включениями. Вблизи интрузивной системы Поргера отсутствуют как известняки, так и скарны.

Интрузивная система Поргера включает как дайки метровой мощности, так и штоки и силлы, распространяющиеся на десятки и сотни метров. Экструзивные образования в системе отсутствуют. Интрузии образуют серии крутых гребней V-образной формы в плане, наблюдаясь в 2-километровом вертикальном срезе. Среди интрузивных пород выделяются авгит-горнблендитовые и горнблендитовые диориты, андезиты, полевошпатовые порфиры и горнблендитовые диоритовые порфиры.

Характер деформаций месторождения Поргера определяется его положением в складчато-разрывном поясе и варьирует в зависимости от ха-

рактера пород. Некомпетентные сланцевые толщи интенсивно смяты и рассланцованы, а вышележащие известняки на десятки километров образуют монолитные блоки.

В целом известняки образуют широкие открытые складки с пологими углами падения. Вблизи интрузивной системы осадочные толщи имеют северо-западное простирание с крутыми углами падения.

Долины многих рек контролируются разломами широтного простирания.

Вмещающие породы представляют собой осадки мелководного морского бассейна – слабо углеродистые и известковистые черные глинистые сланцы с подчиненным значением черных граувакк и осадочных брекчий. Измененные породы имеют светло-серые и кремовые цвета.

Основные интрузивные фазы: горнблендитовые диориты, полевошпатовые порфиры, горнблендитовые диоритовые порфиры, образующие штоки и силлы. Их контакты обычно круче 45° и сопровождаются зоной закалки. Размещение интрузий определяется основными структурными элементами. Интрузивы принадлежат единому

магматическому каналу, функционировавшему в интервале 7,45–14,4 млн лет.

Многочисленные тела брекчий играют важную роль в локализации рудного вещества.

Осадочная брекчия образует один узкий горизонт, сложенный угловатыми обломками сланцев и известковистых осадков, сцементированных породной “мукой” и диагенетическим кальцитом. Вкрапленность пирита присутствует в обломках и цементе.

Тектоническая брекчия контролируется зонами разломов и контактами интрузий. Тела тектонических брекчий обычно имеют мощность менее 10 м и представлены угловатыми до округлых обломками, сцементированными перетертым породным материалом. Они обычно заключают только низкосортную золотую минерализацию. Контактные тектонические брекchie, обрамляющие интрузивы и подвергшиеся закалке, могут в узкой приконтактной полосе заключать высокосортную минерализацию (>3 г/т Au).

Гидротермальная брекчия подразделяется на три группы.

1. Гальковая брекчия имеет ограниченное распространение и слабо минерализована. Обычно проявлена в виде крутопогружающихся пластов шириной менее 1 м, состоит из округлых частиц измененных осадочных и интрузивных пород в темной силкатной матрице, местами заключающей вкрапленность пирита.

2. Трещинная брекчия характеризуется сильно трещиноватыми породами, в которых автохтонные фрагменты в незначительной степени перемещены – такой брекchieй сложены две зоны: одна в горнблендитовых диоритах, другая на глубине – в полевошпатовых порфирах. Цемент в основном сложен кристаллическими карбонатом и кварцем, иногда выполняющими пустоты. Второстепенное значение имеет темный кварц с вкрапленностью пирита.

3. Брекчия дробления. Это моно- или полимиктовая брекчия, сложенная из угловатых до округлых перемещенных обломков, сцементированных кварц-карбонатным агрегатом с варьирующим количеством сульфидов. Там, где в цементе присутствует хлорит, может наблюдаться и свободное золото. Брекчия этого типа заключает высокосортную минерализацию.

Осадочная брекчия – наиболее ранняя по времени формирования, вероятно, имеет меловой возраст. Тектоническая брекчия связана с интрузивной деятельностью, которой предшествовала гидротермальная брекчия. Трещинная брекчия сформировалась позднее и контролировалась по-

стинтрузивными разломами, а брекчия дробления сопоставима с ней по времени, но сформировалась несколько позднее.

Основной разрывной структурой месторождения является субширотный разлом Роамане, круто падающий на север. Наиболее интенсивная трещиноватость характерна для участка Варувари, где она контролирует размещение рудных прожилков. Основное их направление – северо-северо-западное до северо-восточного с западными и восточными падениями. Часть кварцево-сульфидных жил и брекчиевых тел размещается параллельно разлому Роамане.

Интрузивные породы подвержены карбонатизации, серицитизации и хлоритизации, а также, в более поздние фазы – околотрещинному окварцеванию и аргиллизации (особенно в приповерхностных частях).

Рудная минерализация месторождения Поргера занимает площадь 500×400 м и распространяется на 550 м на глубину (рис.91).

Наиболее широко золотая минерализация, связанная с интрузивной системой Поргера, развита в Варувари, где скважинами вскрыта залежь приблизительно 600 м длиной, до 400 м шириной с мощностью 500 и более метров. Северные границы частично контролируются разломами, в то время как остальные определены опробованием.

Большая часть золота проявляется в ассоциации с сульфидами, среди которых преобладает пирит, в меньшей степени – сфалерит и галенит, с небольшими количествами халькопирита, тетраэдрита, арсенопирита, мышьяковистого пирита, марказита и сульфосолей. Большая часть видимого под микроскопом золота находится в пирите, мышьяковистом пирите и сфалерите, однако высокое содержание золота также связано с более мелким рассеянным золотом, распределение которого по минералам еще не изучено.

Распределение минерализации в основном является функцией переработки толщ при растрескивании и в меньшей степени – гидротермальных изменений. Трещиноватость и брекчиевание, как правило, сильнее всего развиты на контактах интрузивов, как в самих интрузивах, так и во вмещающих породах. Тем не менее мелко-трещиноватые брекchie, проявленные в центральных частях интрузивных тел, образовались, вероятно, за счет разгрузки гидротермального давления, а не за счет деформаций. Интенсивность изменений тесно связана с интенсивностью трещиноватости. Как изменения, так и трещиноватость наиболее интенсивно развиты на контактах интрузивов и понижаются при удалении от контакта и вглубь

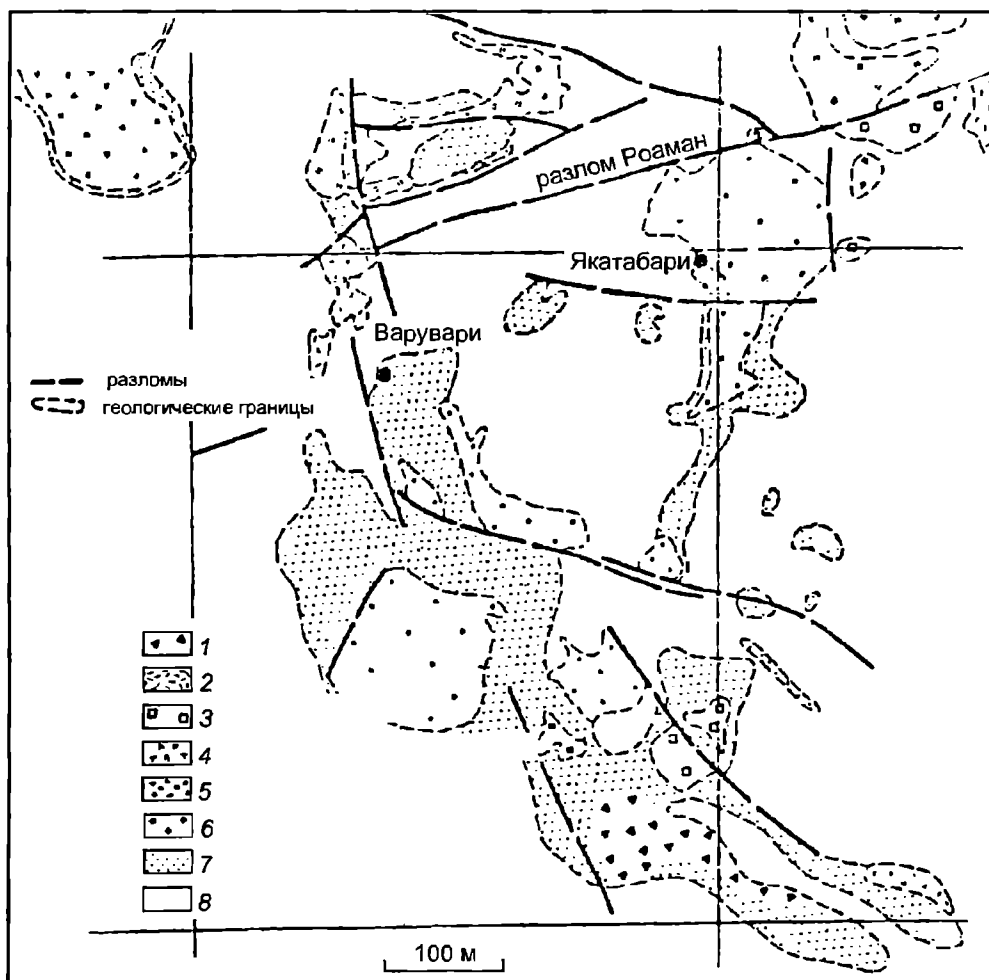


Рис. 91. Геологическая карта месторождения Поргера [Fleming et al., 1986]

Типы пород: 1 – брекчии, 2 – андезиты, 3 – полевошпатовые порфиры, 4 – горнблендитовые диоритовые порфиры, 5 – авгитовые горнблендитовые диориты, 6 – горнблендитовые диориты, 7 – измененные осадочные породы, 8 – черные углеродистые сланцы

интрузивных тел и в осадочных вмещающих породах.

Связь золотой минерализации с изменениями неоднозначна – например, слабо измененные черные и карбонатные осадки на некоторых участках верхней части месторождения характеризуются значительными содержаниями золота, и “свободное” (несульфидное) золото не всегда проявляется в видимой связи с трещиноватостью и с гидротермальными изменениями (рис.92).

Также сложный характер имеет связь между насыщенностью сульфидами и содержанием золота. В некоторых частях месторождения отмечается хорошая корреляция этих параметров, в других местах она практически отсутствует.

На основании минералогических и геохимических критериев, включая отношение Au/Ag, на-

личие полиметаллов, отношение золото/полиметаллы, ассоциации сульфидов, соотношение свободного и трудноизвлекаемого золота и в меньшей степени – литологию вмещающих пород, габитус сульфидов и характеристику наложенных изменений, выделено 5 типов минерализации (рис.93).

Типы А и В составляют основу месторождения, тип С является вторичным, D и Е по распространенности относительно незначительны. Минералогические и геохимические исследования предполагают парагенетическую последовательность рудных типов, в которой тип С – наиболее ранний, затем идут типы В, А, и Е. Тип D, по-видимому, сформирован на последних стадиях минерализации. Парагенетическая последовательность включает как привнос нового материала на

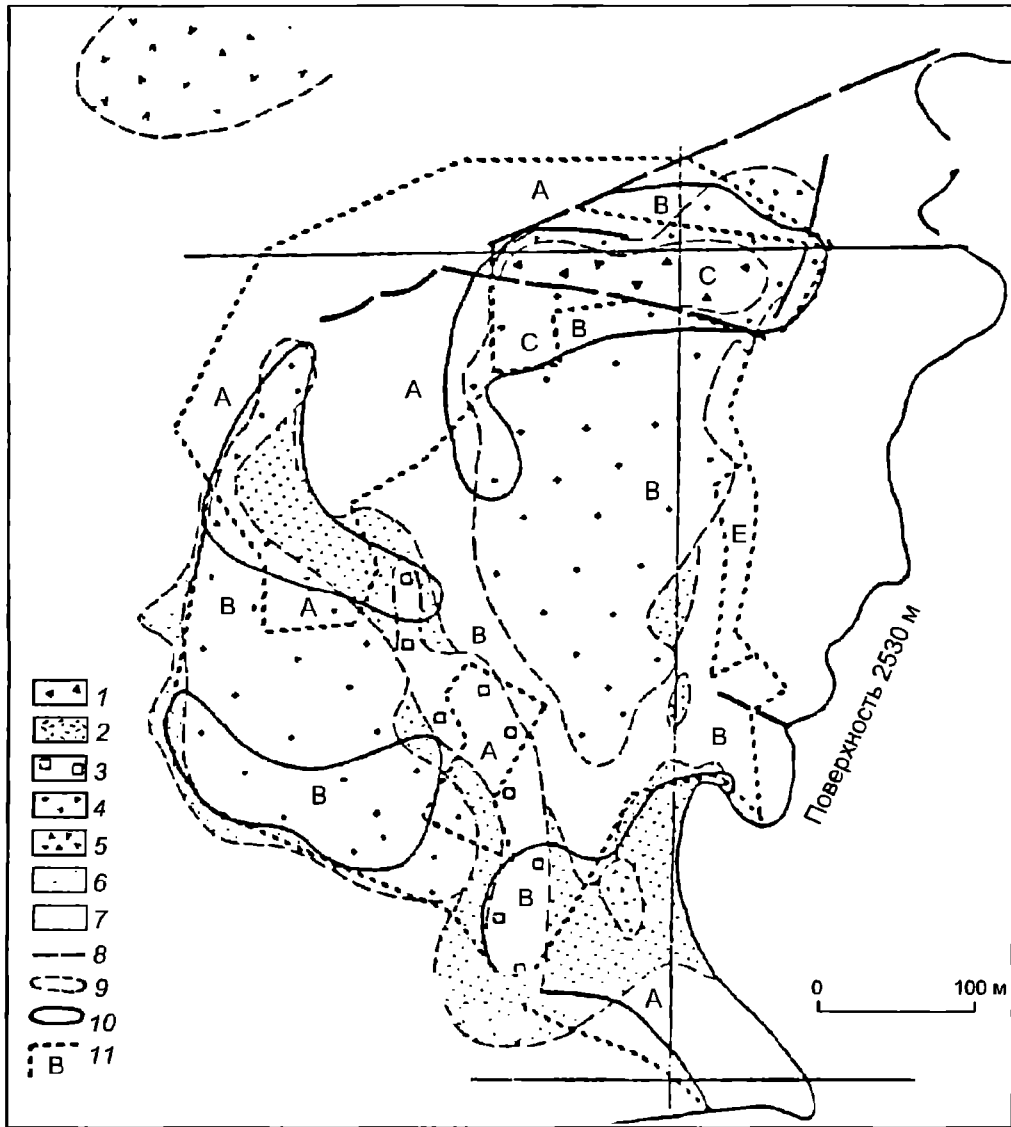


Рис. 92. Структурный план месторождения Поргера на горизонте 2 545 м, на котором минерализованная зона оконтурена по содержанию 1,5 г/т Au [Fleming et al., 1986]

1–7 – типы пород: 1 – брекчии, 2 – андезиты, 3 – полевошпатовые порфиры, 4 – горнблендитовые дноритовые порфиры, 5 – горнблендитовые днориты, 6 – измененные осадочные породы, 7 – черные углеродистые сланцы; 8 – разломы; 9 – геологические границы; 10 – содержание золота больше 1,5 г/т; 11 – типы минерализации: А, В, С, Е (описание в тексте)

каждой стадии, так и частичное переотложение более ранних ассоциаций.

Пять типов минерализации из видимых зон с типичным распределением в разрезе и в плане показаны на рисунке 93. Минерализация типа А формирует ядро, локализованное преимущественно в верхней половине месторождения. Тип В проявлен как хорошо оконтуренный ореол вокруг ядра типа А в центральной части месторождения (относительный уровень – 2,650 м) и начинает доминировать с увеличением глубины. Тип В, в свою

очередь, уступает место типу С (относительный уровень 2,335 м), распространенному вниз до предельной глубины бурения и также проявляющемуся как выступающая квазисферическая зона, окруженная минерализацией типа В, в северо-восточной части месторождения. Тип Е приурочен к восточной границе, где он представляет ограничивающую поверхность для типа А, а тип D демонстрирует в основном пространственную приуроченность к андезитовым дайкам в юго-восточной части месторождения. Типы минерализации

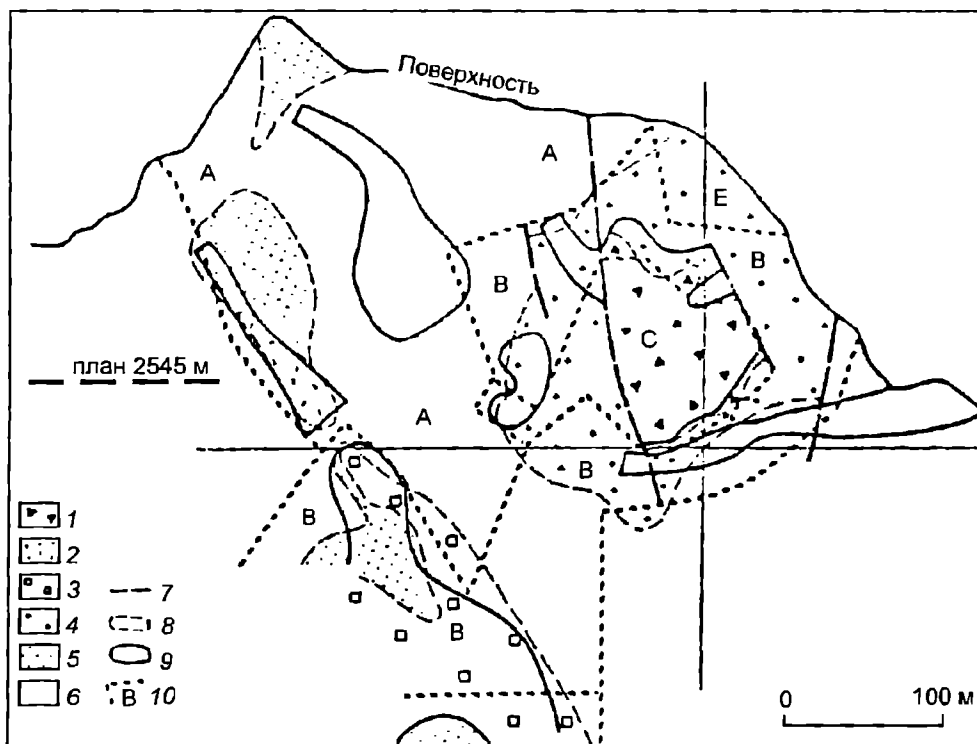


Рис. 93. Разрез через месторождение Поргера [Fleming et al., 1986]

1-6 – типы пород: 1 – брекчин, 2 – андезиты, 3 – полевошпатовые порфиры, 4 – горнблендитовые диориты, 5 – измененные осадочные породы, 6 – черные углеродистые сланцы; 7 – разломы; 8 – геологические границы; 9 – содержание золота больше 1,5 г/т; 10 – типы минерализации: А, В, С, Е (описание в тексте)

относятся как к вмещающим породам, так и к измененным ассоциациям.

Минерализация типа А характеризуется комплексом сульфидных жил и прожилков шириной до нескольких сантиметров, представленным в основном вариациями пирит-сфалерит-галенит-кварц-карбонатной ассоциации. Пирит типа А обычно представлен агрегатами гипидиоморфных до идиоморфных зерен, в основном трещиноватых и брекчированных. Сфалерит содержит точечные рассеянные пузырьковидные включения халькопирита (распад твердого раствора), которые лишь изредка достигают 0,1 мм в ширину. Похожие пузырьковидные включения пирротина в микроскопическом масштабе и мелкие гипидиоморфные кристаллы пирита также местами находятся в избытке. Сфалерит и галенит содержат мелкие спорадические включения тетраэдрита и сульфосолей.

Пирит имеет тенденцию доминировать на границах (или рядом) жил типа А, в то время как сфалерит и галенит проявлены в осевой зоне. Жильные минералы представлены в основном кварцем на контактах и карбонатом в осевой зоне. Продолжающееся растрескивание и повторное раскры-

тие жил было широко распространено, и поэтому интерпретация парагенезиса, основанная на последовательности образования жил, может быть неоднозначной. Примечательно, что зоны обогащения сфалеритом в твердом растворе халькопирита, пирротина и тетраэдрита проявляются вблизи границ зерен сфалерит-галенит или сфалерит-карбонат, подтверждая, что распад твердого раствора является результатом процесса отжига, сопровождающего кристаллизацию более молодых галенит-карбонатных ассоциаций.

Породы, вмещающие тип А, также содержат огромное количество вкрапленного тонкозернистого пирита, который часто характеризуется процессами перекристаллизации и вторичного прорастания.

Микроскопические частицы золота до 0,1 мм в диаметре, но в основном менее 0,02 мм распространены главным образом в сфалерите и пирите, часто вблизи от границ в отличие от явно более молодых галенит-карбонатных ассоциаций.

Тип В минерализации является промежуточным между А и С. Количество полиметаллов ниже, чем в А и С, отношение Au/S – сопоставимо или не-

сколько выше (но общее содержание сульфидов ниже), отношение Au/Ag – выше. Часть золота, растворимого в цианидах, довольно невелика, а свободное золото наблюдается редко, несмотря на тщательное исследование под микроскопом. Большинство сульфидных ассоциаций состоят из вкрапленного гипидиоморфного до идиоморфного пирита или мелких агрегатов или неспряженных прожилков пирита и кварца. Карбонаты, сфалерит и галенит отмечены лишь в минимальных количествах.

Тип С минерализации необычен и сильно отличается от прочих. Он представлен тонкозернистыми вкрапленными или волосовидными прожилками пирита и марказита, обычно в мелкотрещиноватой брекчии в ассоциации с минимальным количеством карбоната (часто доломита) и кварца. Содержание полиметаллов и суммарно сульфидов низкое, отношение Au/Ag, так же как и отношение Au/S, – высокое относительно А- и Б-типов. Характерно низкое отношение Au/As. Золото, представленное в этом типе минерализации, очень упорное. Извлечение цианированием обычно составляет порядка десяти процентов или ниже, а свободное золото в этом типе минерализации не обнаружено.

Для типа Д, напротив, характерно присутствие свободного золота, обычно видимого макроскопически и/или обнаруженного в 90-микронной фракции (подготовленных для исследования образцов). Это золото, которое может проявляться в виде мелких округлых выделений до нескольких миллиметров в диаметре, обычно ассоциирует с типичной жильной колломорфной или полосчатой кварц-карбонат-хлоритовой ассоциацией, как выполнение трещин и цемент брекчии (см. рис.93). Зоны, несущие крупное свободное золото, часто характеризуются окремнением. По-видимому, минерализация Д-типа проявлена как позднее наложение на зоны А- и Б-типов, что приводит к улучшению качества и обоганительных характеристик.

Минерализация Е-типа сосуществует с А и Б, от которых отличается в основном низкими отношениями Au/Ag и Au/S и высокой корреляцией Au и Sb. Для этого типа характерны вкрапленные и/или прожилковые ассоциации сульфидов со все еще преобладающим пиритом и уже относительно высоким содержанием тетрадимита и сульфосолей серебра. Содержание серебра высокое, тогда как золота – низкое. Распределение минимального количества свободного золота сопоставимо с таковым типа Б.

Подразделение этого сложного месторождения на основе минеральных типов определяет блоки,

отражающие распределение золотых концентраций лучше, чем любые другие геологические параметры.

Дж.Ричардсом и Р.Керрихом [Richards, Kerrich, 1993] выделено 2 главных стадии рудоотложения: 1) вкрапленный золотоносный пирит в зонах пропилитизации с небольшим количеством золота (Au⁰) в ассоциации с сульфидами цветных металлов и 2) локальные значительные выделения Au⁰ и Au-Ag-теллуридов с роскоэлитом, пиритом, небольшим количеством барита в полосчатом, шестоватом жильном кварце и гидравлических брекчиях, сформировавшихся позднее разломов.

Флюидные включения в кальците, апатите и гранате показывают, что пропилитовые изменения в основном связаны с относительно разбавленными флюидами (≤ 8 вес.% NaCl-экв.) при температурах около 450°C, но локально присутствуют и более соленые флюиды (до 16,8 вес.% NaCl-экв.). По наблюдениям флюидных включений в кальците, давлении минералообразования (!) составляло ~450 бар. Данные по стабильным изотопам в гидротермальном эпидоте показывают, что флюиды возникли за счет грунтовых вод, хотя установить, была ли эта вода морской или метеорной, невозможно. Высокосоленые включения могут обозначать присутствие остаточных магматических флюидов, а изотопный состав вкраплений пирита из пропилитизированных пород ($\delta^{34}\text{S} = 1,4-4,5\%$) говорит о магматическом происхождении серы. Гиперсоленые флюидные включения в кварце из филлитизированных сланцев 1-й стадии минералообразования свидетельствуют о наличии флюидов, насыщенных галитом при 200–210°C, ~32 вес.% NaCl-экв. Значение $\delta^{18}\text{O}$ и δD в этих флюидах составляет, соответственно, от 9,1 до 10,4 и -55 до -37‰ и перекрывает значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD магматических вод Поргеры, подсчитанных по составу магматических горнблендита и биотита ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 7,9$ до 9,3‰, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -63$ до -49‰). Изотопный состав серы из пирита 1-й стадии минерализации тождествен предыдущему ($\delta^{34}\text{S} = 2,4-5,2\%$).

Флюидные включения в сульфидах 1-й стадии минералообразования отвечают растворам умеренной солености (9,5±1,8 вес.% NaCl-экв.) с относительно высокими температурами гомогенизации (299±33°C). Средняя температура минералообразования – 325°C, давление ~450 бар. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, установленные для образцов кварца, прорастающего сфалеритом, составляют 8,6‰ и не укладываются в интервал $\delta^{18}\text{O}$ магматических вод.

Изотопный состав жильного пирита, сфалерита и галенита ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в жилах поздней стадии

с Mn-Fe-Ca-Mg карбонатами варьирует от -7,1 до -4,5‰ и 14,8 до 18,3‰, соответственно. Эти значения совпадают со значениями магматических источников углерода, однако $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 4,8-8,3\text{‰}$, подсчитанные при 200°C, аналогичны значениям в шестоватом кварце некоторых жил (2,7-6,1‰) и указывают на участие грунтовых вод.

Температуры гомогенизации флюидных включений для 2-й стадии – кварц-роскоэлит-золотых жил, составляет $146 \pm 13^\circ\text{C}$, соленость падает в два раза, в среднем составляя $4,3 \pm 0,4$ и $7,8 \pm 0,7$ вес.% NaCl-экв.; включения прямо коррелируют с концентрацией роскоэлита и Au. Температура формирования жил 2-й стадии $\sim 165^\circ\text{C}$. Состав стабильных изотопов во флюидах отвечает грунтовым метеорным водам ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 2,0-5,4\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -62 - -34\text{‰}$). Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита этой стадии варьирует от -14,0 до -11,4‰; поздний барит и ангидрит имеют значения 22,2 и 20,6‰, соответственно.

Предполагается, что золото переносится в хлоридных комплексах в ранних, экстрагированных из магм гиперсоленых растворах и отлагается во вкраплениях золотоносного пирита при остывании магмы как результат реакций сульфидизации и серицитизации с основными интрузивными породами. В стадии образования жил предполагается перенос золота в бисульфидных комплексах.

В целом месторождение Поргера формировалось как бы по двум сценариям: первоначально по модели формирования медно-порфирировых месторождений – ранняя ассоциация вкрапленного золотоносного пирита тесно связана со становлением магматических интрузий и продуцируется магматогенными флюидами. Далее активизация крупных разломов, как можно предполагать, привела к вскрытию глубинных остаточных очагов концентрирования флюидов в придонных частях магматических камер, а их взаимодействие в приповерхностных частях земной коры с метеорными водами привело к формированию эпitherмальных жильных систем.

Можно взглянуть на процесс рудоотложения с другой, более неожиданной точки зрения: углеродисто-сланцевые толщи в определенных условиях локализируют прожилково-вкрапленные сульфидные руды с дисперсным золотом (например, Пуэбло Вьехо), щелочно-базальтовые комплексы – золото-серебро-теллуридные жилы (например, Тавау, Фиджи).

Совмещение двух автономных линий рудообразования привело к совмещению на одном месторождении разнотипных золоторудных ассоциаций.

Таким образом, месторождение Поргера является характерным примером аномального режима развития, совмещающего благоприятные обстановки формирования разнотипных месторождений золота. Другая особенность месторождения, которую следует отметить, состоит в возможной синхронизации поздних фаз вулканизма и отложения продуктивных минеральных ассоциаций.

Месторождение Хемло

Месторождение Хемло расположено в провинции Онтарио в 30 км от северо-восточного берега оз. Верхнего и в 35 км восточнее г. Марафон, вблизи трассы “Хайвей” №17.

Его описанию посвящен ряд разубежных и отечественных публикаций [Friesen et al., 1985; Valliant, 1985; Harris, 1986, 1989; Kuhns, 1984; Апполонов и др., 1992; Некрасов, 1988; Степанов, 1993].

На сегодня это одно из крупнейших месторождений в мире – запасы его превышают 600 т золота при средних содержаниях около 8 г/т.

Месторождение Хемло локализовано в метавулканическом поясе Херон-Бей с возрастом 2,6–2,8 млрд лет. Минерализация приурочена к южному погружению синклинали Хемло (рис.94). Круто падающие к северу стратиграфические комплексы амфиболитовой фации метаморфизма включают: формацию Кеч-Лейк – основные и средние вулканыты; Рул Лейк – перемежающиеся метаосадочные породы, обогащенные серицитовыми, пелитовыми и магнетитовыми компонентами; формацию Муз Лейк – рудоносную, заключающую фельзитовые вулканокласты, порфириды и метаосадки; формацию Цедар-Лейк – кластические метаосадки, непосредственно перекрывающие рудные тела (рис.95).

Рудные тела протягиваются более чем на 2200 м при мощности от 3 до 40 м; средняя мощность – 20 м; по падению оруденение прослеживается более чем на 2500 м. Запасы золота составляют около 650 т при среднем содержании 7,7–8 г/т.

Месторождение с запада на восток делится на три шахтных участка: Лак-Минералс, Голден Гант и Тек Корона.

Участок Лак Минералс содержит 43 млн т подтвержденных бурением руд с содержанием около 6 г/т в пределах стратиформных ленточных тел между подстилающими фельзитами и перекрывающимися вулканокластическими осадочными породами. Золотоносные породы определяются как зона “А” в юго-восточной части участка, где они прослежены от поверхности до глубины 275 м.

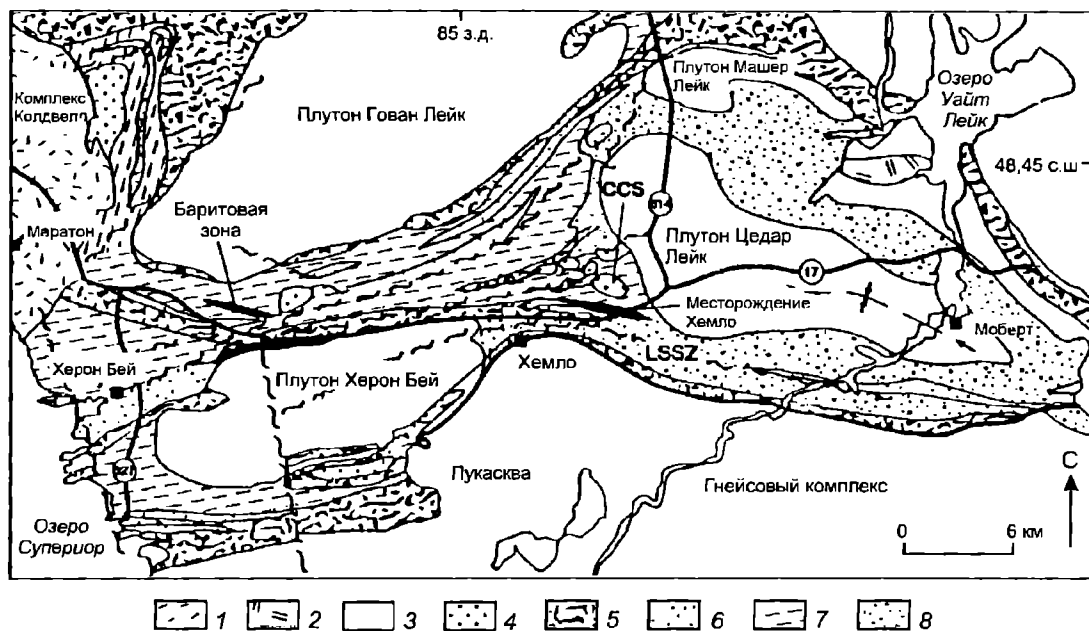


Рис. 94. Позиция месторождения Хемло в региональных структурах [Kuhns, 1984]

1 - протерозойский комплекс Кодвелл; 2 - протерозойское габбро; 3 - архейские гранодиоритовые породы; 4 - архейские гранитовые штоки; 5 - мафические метавулканические породы; 6 - фельзитовые метавулканические породы; 7 - смешанные метавулканические осадочные породы; 8 - метаосадочные породы

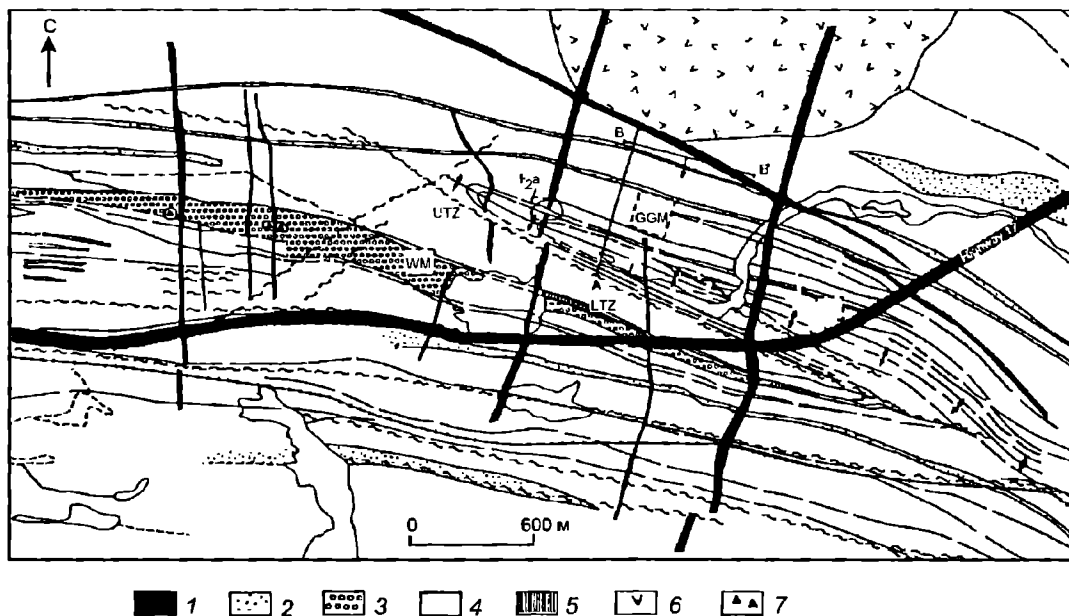


Рис. 95. Геологическая карта месторождения Хемло [Kuhns, 1984]

1 - дайки диабазов; 2 - мафические вулканиты; 3 - кварц-порфировые сланцы; 4 - недифференцированные метаосадки; 5 - главная рудная зона; 6 - шток Цедар Крик; 7 - мафические диатремы

К северо-западу зона "В", являющаяся продолжением на глубину зоны "А", прослежена на глубину не менее 1100 м. Стратиформное золото присутствует в фельзитах западной части территории, где многочисленные лентовидные кремнистые золотоносные образования, объединенные в зону "С", заключают 1,9 млн т обоснованных бурением запасов, содержащих 4,4 г/т Au на вертикальный интервал 100 м. На поверхности зона "А" представлена двумя золотоносными линзами простирания 280°с падением под углом 60°к северу, разделенных лапиллиевыми туфами. Зона "А" сменяется двумя небольшими линзами кварц-мусковит-пиритовых пород, бедных золотом, которые затухают по простиранию.

По падению зона "А" сменяется рудным телом Голден Гаент. Зона "В" представлена многочисленными линзами, разделенными фельзитовыми или осадочными пачками, и имеет максимальную мощность около 45 м в центральной части. Протяженность зоны "В" на глубине – 800 м. Стратификация слоев в рудных телах варьирует от 1 мм до нескольких метров и представлена грубо- и тонкозернистыми кварц-баритовыми и пиритовыми слоями. Основная часть золота приурочена к породам кварц-мусковит-пиритового состава. В стратиграфически нижних частях они преимущественно обогащены баритом, в верхних – кварцем и молибденитом (рис.96).

Содержания барита, молибденита, пирита и золота характерны для центральной части зоны и с глубиной увеличиваются.

Для верхних частей зоны и ее периферии характерны также сурьма и мышьяк. Слоистые текстуры руд местами осложнены брекчированием, будинированием, мелкой складчатостью и кливажем, преимущественно параллельным слоистости.

Среднее отношение в рудах Au:Ag = 4:1. Пирит составляет примерно 6% рудных тел в виде субгедральных и эвгедральных зерен размером до 3 мм, концентрируемых в слои полумассивного агрегата до 1 м мощностью. Барит образует массивные слои или единичные крупные зерна в силикатной массе. Молибденит рассеян в силикатной массе в виде зерен размером от 0,024 до 0,5 мм. Золото преимущественно ассоциирует с молибденитом и вкрапленным пиритом в виде очень мелких свободных выделений по границам зерен кварца и в пределах трещинок в грубозернистом пирите. Углеродистый материал пропитывает мусковит или выделяется по границам его зерен.

Главная руда Голден Гаент простирается по азимуту 115°с падением на север под углом 60–70°, прослежена по простиранию на 100 м по по-



Рис. 96. Схематический разрез через месторождение Хемло, показывающий положение основных рудных залежей в разрезе [Valliant, 1985]

верхности и до 650 м – на глубине. Рудная зона прослежена на глубину более 1000 м к северо-западу. Мощность рудной зоны – 3–40 м при ее плитообразном строении (рис.97). Ниже основной зоны выявлена узкая (2–5 м) зона минерализации. В строении минерализованных зон преобладают кварц, полевой шпат, серицит, пирит, барит, молибденит и ванадиевая слюда. Обычные акцессорные минералы – реальгар, антимонит, аурипигмент, киноварь и арсенопирит. Молибденит – лучший минерал-индикатор на наличие золота.

Пирит не имеет четкой корреляции с золотом. Золото образует микроскопические свободные выделения вдоль границ зерен силикатов. Иногда видимое золото, возможно, регенерированное, наблюдается в трещинах в кварце.

Выделено три основных типа руд: кремнистый (10–15 г/т Au), серицитовый и баритовый (6 г/т Au).

Подсчитано 19137 тыс. т руды с содержаниями 10,11 г/т Au, 0,1% Мо, 1,5 г/т Ag и 10–13% барита. Бортовое содержание 2,7 г/т при минимальной мощности 3 м; максимальное содержание золота – 34,29 г/т.

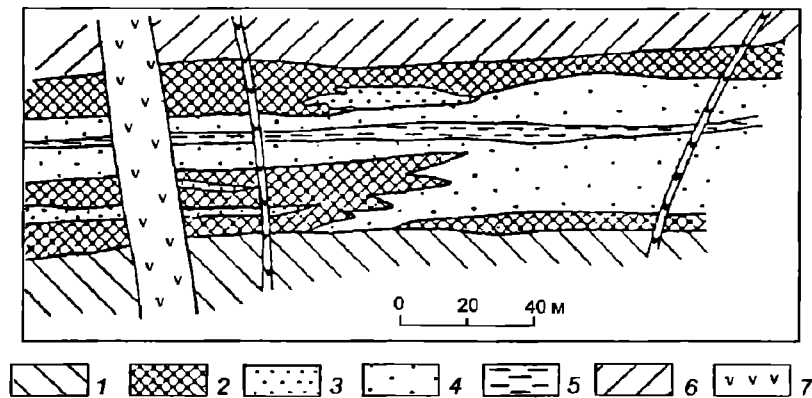


Рис. 97. Схема строения рудной зоны месторождений Хемло (план; горизонт 4466) [Апполонов и др., 1992]

1 - метаосадочные породы лежащего бока; 2 - рудные зоны; 3 - кварцевые фельзит-порфиры; 4 - сланцы лежащего бока; 5 - биотит-серпичитовые сланцы; 6 - метаосадочные породы висячего бока; 7 - диабазовые дайки

Количество минералов, установленных на месторождении Д.Харрис [Harris, 1986], включает более 80 наименований. Отмечаются уникальные изоморфные замещения (мас. %): Hg – 22 в самородном золоте, до 27,5 в сфалерите, до 18,6 в тетраэдрите, V_2O_3 – до 8,5 в мусковите; BaO – до 16,6 в микроклине.

Рудные минералы (кроме пирита) составляют менее 1% руды, имеют мелкие размеры выделений и вследствие этого часто диагностируются с трудом.

Пирит – наиболее распространенный сульфид, и его распределение может служить для стратификации рудных тел. Он встречается в двух видах – как грубозернистый деформированный агрегат зерен с различной степенью огранки размером до 3 мм в поперечнике, сосредоточенный в прослоях мощностью до 2 мм, и как рассеянная вкрапленность идиоморфных кристаллов с размером зерен менее 0,2 мм в силикатной массе руды.

Основная золотосодержащая фаза – это самородное золото. В рудах установлено ничтожно малое содержание ауриститита и крайне редкое присутствие калаверита. Ассоциации самородного золота: 1) свободные зерна золота размером 1–20 мкм вдоль границ кварцевых и полевошпатовых зерен; 2) зерна золота, включенные в самородный мышьяк, киноварь, антимонит, ауриститит и сульфосоли или окруженные каймами этих минералов; 3) в виде включений в пиритовом агрегате. Видимое самородное золото редко. В самородном золоте может содержаться до 22,1 мас.% Hg и до 29,1 мас.% Ag. Значительные вариации состава наблюдаются не только от образца к образцу, но и от зерна к зерну в пределах одного шлифа. Усредненный состав 89 зерен золота из полирован-

ных шлифов всех типов руд месторождения (в мас.%): 86,2 Au; 6,5 Hg; 5,9 Ag. Наиболее высокопробное золото отмечено в образцах северо-восточной части рудного тела Лак. Какой-либо корреляции между золотосодержанием руд и содержанием в них пирита не наблюдается. Наилучшим индикатором золотосодержания руд служит присутствие в них молибденита. Высокие содержания золота приурочены к зонам, где развиты сильнораздробленные будинированные кварцевые жилы с богатой сульфидной минерализацией реальгаркиноварь-антимонитового состава.

Отмечается тесная ассоциация ртутных и таллиевых минералов. Наиболее распространенный ртутный минерал – киноварь. Он встречается в центральной, наиболее мощной части рудного тела Лак от поверхности до глубины 1000 м и латерально вдоль разломов к западу от рудной залежи Тек-Корона вблизи скважины W220, где рудное тело сужается до 10 м и где исчезает барит. Другие ртутьсодержащие минералы – это сфалерит (до 27,9 мас.% Hg), самородное золото и промежуточные члены ряда тетраэдрит–теннантит. Они обнаружены как на периферии, так и в центральных частях рудных тел. Электронно-зондовое изучение указывает на изоморфный характер вхождения ртути в сфалерит. Наблюдается возрастание размеров элементарной ячейки сфалерита при увеличении содержания ртути.

Минералы галлия – парапьеротит и рутьерит – редки на месторождении и вследствие сходства оптических свойств с киноварью трудны для диагностики.

Молибденит распространен повсеместно и, как уже отмечалось, лучший индикатор золота. Он встречается преимущественно в ассоциации с си-

ликатными минералами и лишь в некоторых случаях – в виде включений в пирите и реже в барите. Молибденит образует как обособленные идиоморфные кристаллы, так и чешуйчатые скопления, ориентированные параллельно слоистости руд.

Иногда в молибденитовых чешуйках и их скоплениях обнаруживаются мельчайшие (2 мкм) зерна самородного золота.

Сурьмяные и мышьяковистые минералы являются ведущими для месторождения. Изоморфизм между ними характерен для различных по составу сульфосолей. Главные концентраторы сурьмы – антимонит, цинкениит и тетраэдрит. Антимонит наиболее распространен и легко распознается в некоторых образцах, особенно из будинированных кварцевых жил, где он встречается в виде вкрапленности и в виде скоплений вдоль контактов кварцевых будин. Реальгар – главный мышьяковистый минерал, его присутствие в кварцевых рудах определяется по оранжевой окраске руды. Теннантит – редкая фаза, но в керне некоторых скважин, обычно из северо-западного погружения рудного тела Лак, это главный мышьяковистый минерал. Самородные мышьяк и сурьма найдены в образцах в ассоциации с аурустибитом, бертьеритом, реальгаром, антимонитом и гудмундитом.

Главные нерудные минералы месторождения – кварц, слюда, полевой шпат и барит. Распределение барита крайне неравномерно. Встречаются как массивные баритовые породы (до 40 об.% барита), так и рудные тела, где барит обнаружен лишь в виде тонкой вкрапленности или мелких прожилков. В некоторых участках (восточное рудное тело Тек-Корона) он почти отсутствует, в других наблюдается только в нижних частях рудных горизонтов. Во вмещающих породах ниже рудного горизонта встречаются лишь единичные зерна барита. Микроанализом барита из скважин W135 и W70 рудного тела Лак Минерал в нем установлено содержание SrO от 0,5 до 7,2 мас.%. Высокое содержание барита в рудах месторождения, развитие в них Sb, As, Hg и Tl служат аргументами для отнесения руд Хемло к типу месторождений, образовавшихся в результате деятельности системы горячих источников в близповерхностных условиях. Такие факты, как интерстициальное положение барита в кварц-полевошпатовых агрегатах, отсутствие рудных минералов в баритовых скоплениях, секущее положение баритовых жил, почти полное отсутствие барита на участке Тек-Корона свидетельствуют о несинхронности кристаллизации барита и рудных минералов. Наиболее вероятна более поздняя кристаллизация ба-

рита, возможно, как результат тектонических деформаций или повторной гидротермальной активности.

Слюды (серицит, мусковит, ванадийсодержащий мусковит) широко распространены на месторождении. Серицитовые разности приурочены к приконтактовым частям рудных тел. Заметного замещения полевого шпата серицитом не отмечено. Мусковит и ванадийсодержащий (до 8,5% V_2O_5) мусковит наиболее характерны для рудных тел. Ванадийсодержащий мусковит легко отличим по его травяно-зеленой окраске. Так же как и молибденит, ванадийсодержащий мусковит – индикатор золотого оруденения.

Полевой шпат (микроклин и барийсодержащий микроклин) наряду с баритом и кварцем – главный нерудный минерал. В рудных телах наиболее обычен микроклин с содержанием BaO до 9,4 мас.%; в висячих контактах содержание бария в этом минерале иногда повышается до 16,6 мас.%. Микроклин (вслед за баритом) – основной барийсодержащий минерал, а в некоторых зонах – это главный носитель бария.

В рудных зонах повсеместно отмечается рассеянная вкрапленность рутила с размером зерен менее 0,2 мм. Некоторые зерна частично или полностью замещены титанитом. По данным электронно-зондового анализа, рутил из рудоносных зон содержит в виде изоморфной примеси до 5,6 мас.% V_2O_5 , 6,5 мас.% Sb_2O_5 и 2,3 мас.% WO_2 . Повышенное содержание этих элементов в рутиле – показатель золотоносности рудных горизонтов месторождения.

Наиболее вероятен, по А.Д.Щеглову [1994], гидротермально-осадочный генезис оруденения в связи с проявлениями кислого вулканизма, о чем свидетельствует стратиформный характер рудных залежей, переслаивание рудных тел с туфами, слоистые текстуры руд, изотопный состав серы рудных баритов, аналогичный составу серы из заведомо осадочных баритов района. В то же время тесная ассоциация молибдена с золотом напоминает месторождения порфирирового типа. Модель образования месторождения включает:

– формирование стратиформных осадочно-гидротермальных руд в мелководном морском бассейне архейского возраста, возможно, обогащенном сероводородом, в связи с проявлением кислого субмаринного вулканизма;

– последующий многократный метаморфизм руд, приводящий к перекристаллизации мелкозернистых руд, их брекчированию и частичной регенерации в пределах первично-обогащенных прослоев пород определенного состава. Возможно

более позднее наложение реальгар-аурипигментовой минерализации.

Формирование месторождения охватывало длительный – свыше 200 млн лет – временной интервал, в течение которого сопряженно развивались процессы магматизма, метаморфизма, тектонических дислокаций и рудообразования.

Необычно сочетание золотой, молибденовой и ртутной минерализации, что является косвенным свидетельством возможной многоэтапности рудообразования, как это характерно для крупных рудных концентраций.

Золото-железисто-кварцитовая формация

Месторождение Хоумстейк

Хоумстейк – одно из крупнейших в мире месторождений: за 108 лет эксплуатации на нем добыто свыше 128 млн т руды, содержащей 1320 т золота. Разработка и горные работы достигли глубины 2400 м. Среднее содержание Au в добываемых в настоящее время рудах составляет 4 г/т.

Характеристике месторождения посвящен ряд сводных работ американских геологов [Noble, 1950; Rye, Rye, 1974; Roders, 1990; Caddey, 1991].

Месторождение Хоумстейк расположено на севере известной золоторудной провинции Блек Хилл, охватывающей склоны восточной части Скалистых гор (штат Южная Дакота).

Обращает внимание прежде всего региональная позиция месторождения: оно расположено на продолжении канадской золоторудной провинции Абитибн – архейского зеленокаменного пояса, погружающегося на юго-запад под протерозойские сланцевые отложения (рис.98А).

Главная структура рудного поля – куполовидное поднятие, ядро которого сложено докембрийскими интенсивно дислоцированными филлитами, метавулканитами и метагаббро, интродуцированными третичными порфирированными некками, дайками и силлами. Обрамляют купол палеозойские субплатформенные и платформенные пестроцветно-карбонатные отложения с базальными конгломератами в основании (рис.98Б).

Докембрийские образования расчленены на три формации: Пурмен (подстилающая), Хоумстейк (рудовмещающая) и Элвисон (перекрывающая). Формация Пурмен (видимой мощностью до 610 м) состоит из метавулканитов и метасадочных по-

род: биотит-кварц-карбонат-графитовых сланцев, серпигит-карбонатных, кварц-графитовых, пирротин-графитовых филлитов. Формация Хоумстейк (мощность от 30 до 120 м) сложена хлоритовыми, сидеритовыми, куммингтонитовыми сланцами и кварцитами, содержащими жилы кварца, вкрапленность сульфидов. В обеих формациях, особенно в верхах разреза Пурмен и низах Хоумстейка, помимо рассеянной вкрапленности метакристаллов пирротина и пирита отчетливо выделяются стратифицированные рудоносные горизонты интенсивно графитизированных филлитов, представленные скоплениями крупнозернистых метакристаллов и их сгустков вплоть до небольших линз сплошных сульфидов.

Указанные горизонты обогащены метаморфизованными линзами и “лентами” мозаичного кварца, которые согласно с вмещающими породами были интенсивно дислоцированы и испытали пегматитовые перерождения. Золотоносность сульфидов – как вкрапленного ореола, так и горизонтов – весьма низкая (0,1–0,5, редко до 1,5 г/т), однако в участках максимальных дислокаций многочисленные переотложенные прожитково-вкрапленные кварц-хлорит-сульфидные агрегаты и лентовидно-четковидные жилы обогащены золотом до промышленных концентраций.

Формация Элвисон (надрудная) представлена массивными кварцитами, переслаивающимися с метапелитами, включающими биотит-кварц-карбонат-графитовые сланцы и серпигит-карбонатные, пирротин-графитовые филлиты.

Отложения указанных формаций относятся к фациям стабильного мелководного шельфа с изолированными впадинами палеобассейна, где накапливались фации черных сланцев. Рудовмещающая формация Хоумстейк обогащена FeO, MgO, P₂O₅ (FeO:MgO = 0,75), типичными для смешанных карбонатно-сульфидных фаций формации железистых кварцитов. Сингенетичный пирит содержится в породах в количестве от 1 до 2%, в графитистых прослоях рудоносных горизонтов – до 20–30%. Первичные, без видимых признаков ремобилизации, содержания золота в породах составляют 17 г/т. Предполагаемый возраст формации, по данным изотопии свинца и урана, – около 2,5 млрд лет.

Наиболее древние гнейсовидные граниты формации Литтл Элк (возраст 2,5 млрд лет) испытали два периода метаморфизма: около 1,6 млрд лет и 60 млн лет назад. Третичные порфиры (39–60 млн лет) представлены некками, дайками и силлами гранитного, монзонитового, фонолитового и сиенитового составов.

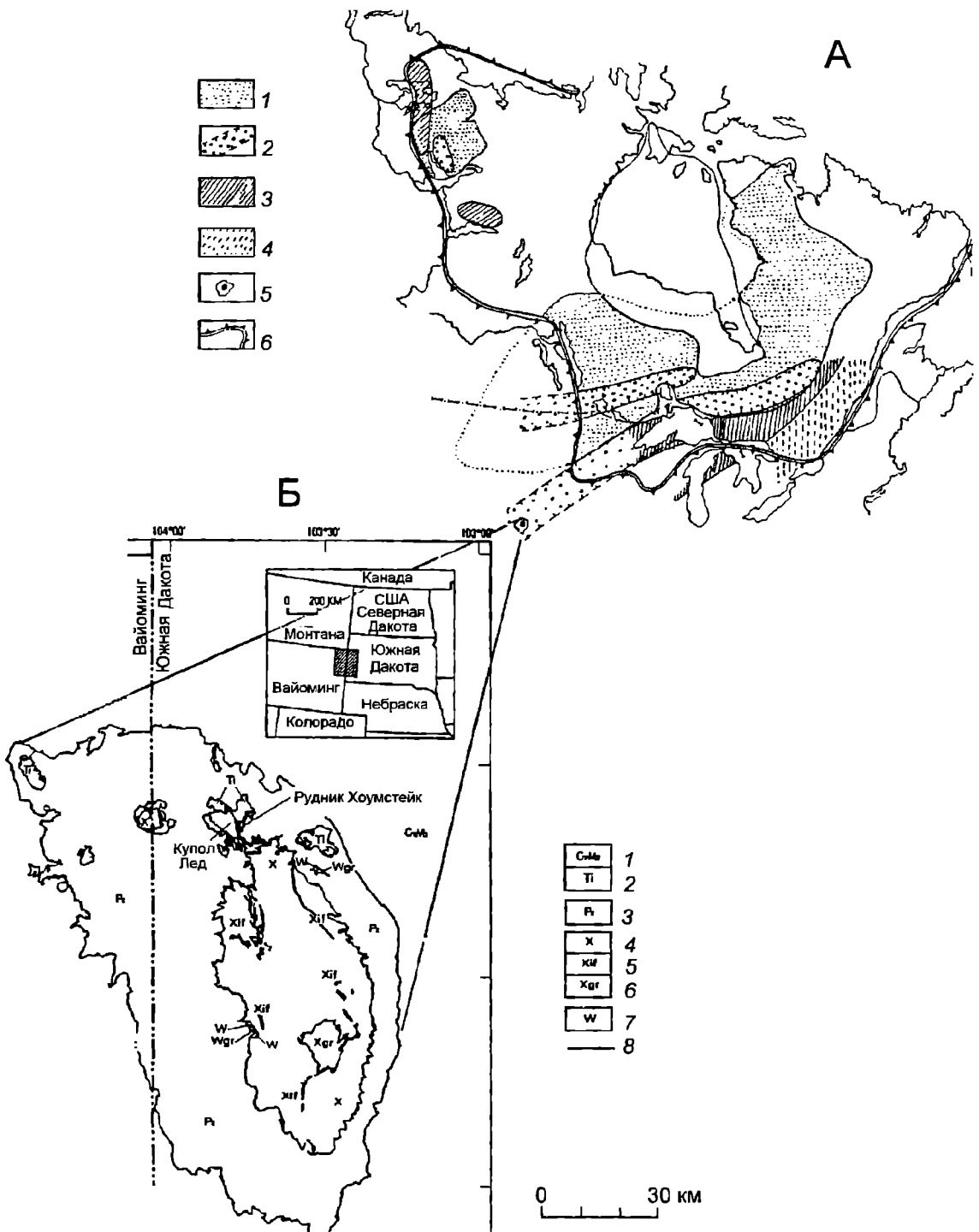


Рис. 98. Региональная позиция месторождения Хоумстейк [Noble, 1950]

А - позиция месторождения на продолжении золоторудного пояса Абитибби. 1 - зеленокаменные пояса; 2 - блоки архейской коры - гранито-гнейсовые комплексы; 3 - чехол протерозойских отложений; 4 - зона глубинного метаморфизма с редкометалльным оруденением; 5 - купол Хоумстейк; 6 - граница Канадского щита.

Б - геологическая схема брахиантиклинального поднятия Блек Хиллс. 1 - кайнозойские и мезозойские породы; 2 - третичные интрузии; 3 - палеозойские отложения; 4-6 - раннепалеозойские образования: 4 - недифференцированные, 5 - железная формация, 6 - граниты; 7 - позднеархейские образования; 8 - контакты пород

В пределах рудного поля широко проявлен прогрессивный региональный метаморфизм пород с развитием зон биотита, граната и ставролита, который возрастает в направлении с юго-запада на северо-восток, где сидероплезит формации Хоумстейк метаморфизован в куммингтонит выше изограды граната. Возраст метаморфизма 1600–1800 млн лет.

Докембрийские породы на площади рудного поля смяты в узкие, крутопарнирные изоклиналильные складки, у которых оси погружаются под углом от 10 до 45° на юго-восток, а осевые поверхности слегка наклонены на восток (рис.99). При этом везде выдерживаются согласные структурные соотношения главных (протяженностью до нескольких километров) изоклиналильных складок.

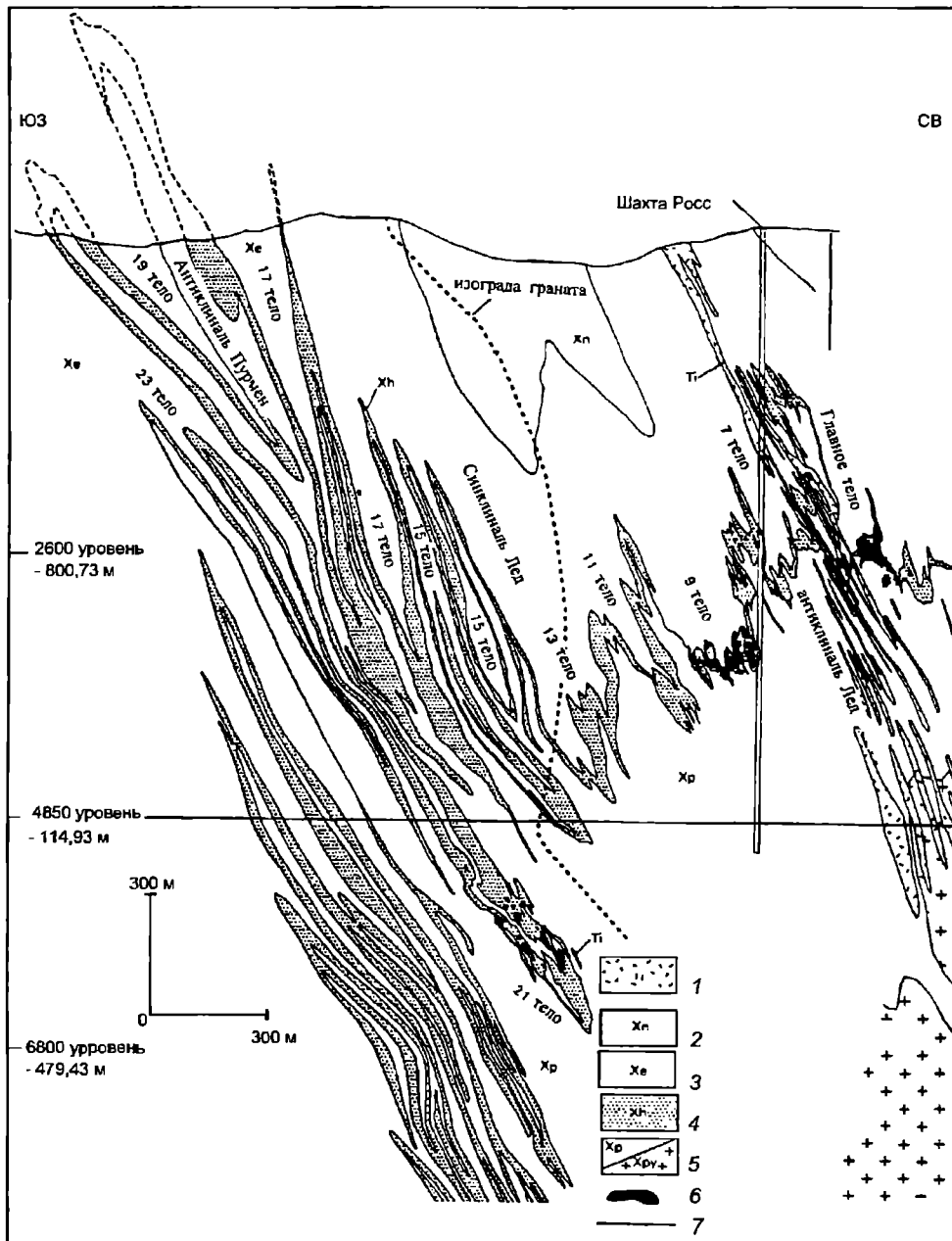


Рис. 99. Схема геологического строения рудного поля Хоумстейк [Noble, 1950]

1 – третичные интрузивы; 2–5 – раннепротерозойские формации: 2 – Норфвестерн, 3 – Эллисон, 4 – Хоумстейк, 5 – Пурмен; 6 – рудные тела; 7 – контакты пород

Установлено два разновозрастных типа складчатости: продольная изоклиная (докембрийская) и поперечная наложенная, связанная с третичным поднятием и интрузией. В рудном поле выделяются два типа золоторудной минерализации: руды типа Хоумстейк, развитые только в докембрийских вмещающих породах, и третичные жильные золото-кварцевые руды в палеозойских и докембрийских вмещающих породах.

Рудные тела месторождения Хоумстейк размещены в едином стратиграфическом комплексе формации железистых кварцитов, в рудоносных горизонтах (обогащенных железом и магнием углеро-

дистых породах формации Хоумстейк (рис.100, 101). Рудные тела обычно локализуются в тех участках, где наложенные поперечные складки пересекают осевые части более древних изоклиналиных складок и при этом не выходят за пределы стратиграфических границ сложного смятого комплекса пород Хоумстейк.

Рудные тела представляют собой хлоритизированные участки куммингтонитовых и сидероплезитовых сланцев, которые пронизаны жилами и неправильными телами кварца и содержат обильную вкрапленность сульфидов железа и арсенопирита с самородным золотом (рис.102). Главное

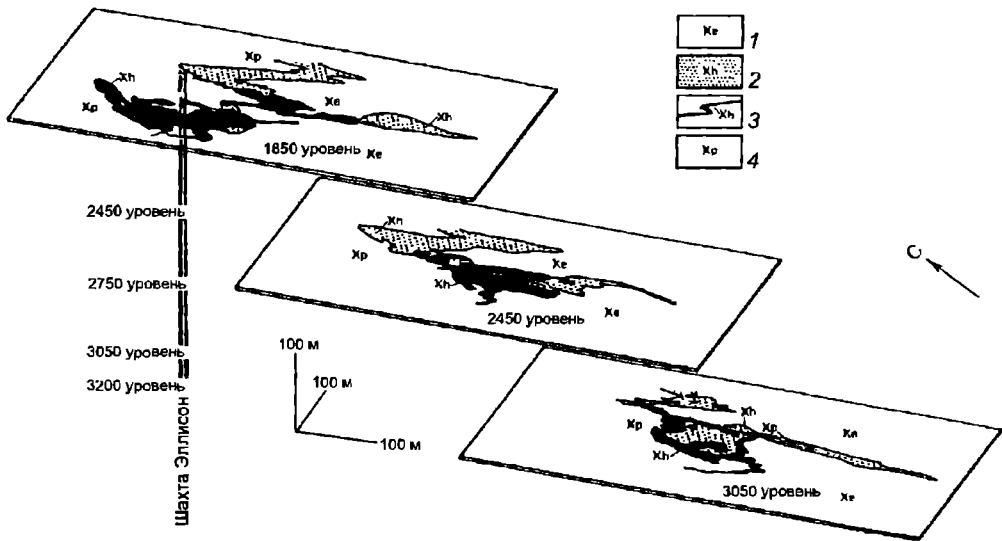


Рис. 100. Морфология рудных тел месторождения Хоумстейк [Stanton et al., 1991]
1-4 - формации: 1 - Эллисон, 2 - Хоумстейк (бедная), 3 - Хоумстейк (рудная), 4 - Пурмен

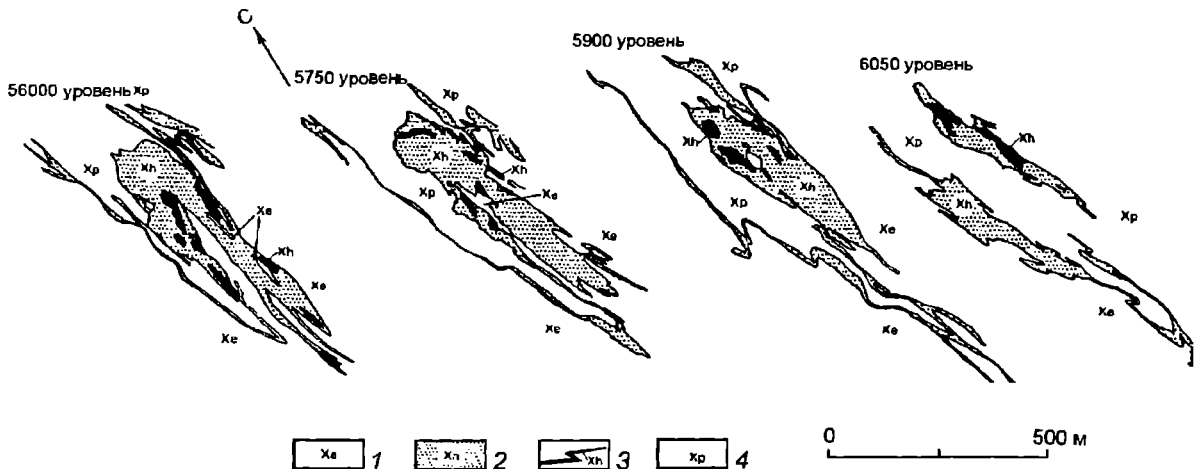


Рис. 101. Структура рудных тел месторождения Хоумстейк [Stanton et al., 1991]
1-4 - формации: 1 - Эллисон, 2 - Хоумстейк (бедная), 3 - Хоумстейк (рудная), 4 - Пурмен

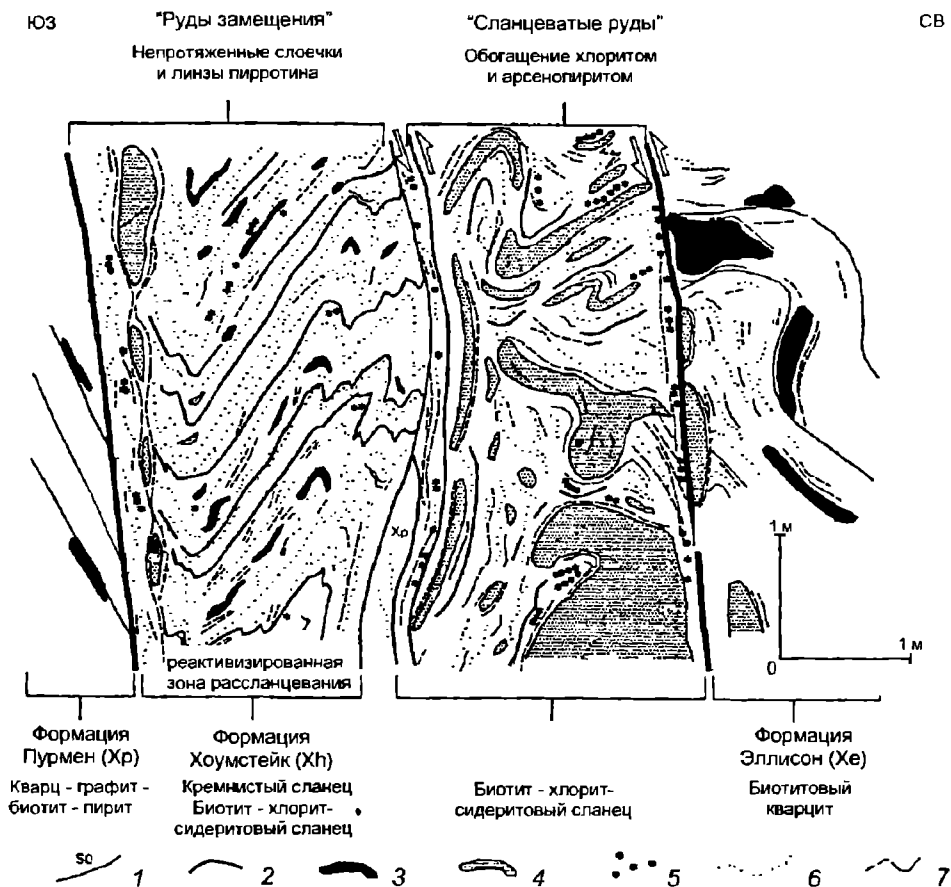


Рис. 102. Строение рудного тела в разрезе [Stanton et al., 1991]

Жирными линиями показаны основные разломы, стрелками – направления перемещений по ним. 1 – напластование; 2 – кремнистые сланцы; 3 – кварцевые жилы 1-й стадии; 4 – кварцевые жилы 2-й стадии; 5 – арсенопирит; 6 – пирротин; 7 – биотит и (или) хлорит

рудное тело сложного строения объединяет группу рудных столбов, вытянутых параллельно погружению складок. При этом в участках пересечения осей ранних изоклинальных складок с наложенными складками рудные столбы нередко приобретают очертания сложных неправильных тел.

Выделяются следующие главные минеральные ассоциации: 1) кварц-арсенопирит-хлоритовая, 2) кварц-пирротин-анкеритовая, 3) пирротиновая.

Золото в основном ассоциирует с арсенопиритом и рассеяно в его кристаллах, а также в небольшом количестве – в хлорите и пирротине. Извлекаемость – 98%, из которых 60% – гравитацией, остальное, тоже свободное золото – выщелачиванием.

Детальные изотопные исследования дали следующие результаты: $\delta^{34}\text{S}$ пирротина и арсенопирита на месторождении Хоумстейк меняются от +5,6 до +9,8‰ в золотоносной формации Хоумстейк, от +2,7 до +5,7‰ в нижележащей формации

Пурмен и от +4,1 до +29,9‰ в перекрывающей формации Эллисон. Зависимость значения $\delta^{34}\text{S}$ от принадлежности к указанным формациям свидетельствует об осадочном происхождении серы сульфидов на месторождении.

Анализ влияния рН, $f\text{O}_2$, температуры и биогенной активности на значение $\delta^{34}\text{S}$ первичных осадочных сульфидов показывает, что большая часть серы была извлечена из сульфата морской воды.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ различных типов кварца в Хоумстейке и регионально развитых сегрегационных кварцевых жил демонстрируют их строгую зависимость от локальных вмещающих пород (+13,8‰ в карбонатных и силикатных вмещающих породах) и позволяют предполагать, что кварц в Хоумстейке был обычной составной частью метаморфических фаций.

Местное метаморфическое происхождение кварца и арсенопирита подтверждается данными

изучения флюидных включений. Последние имеют высокие и изменчивые отношения молей CO_2/H_2O (0,1 до 1,8), высокие содержания CH_4 и изменчивые отношения δD (-112 ... -56‰) и $\delta^{13}C$ (-1,2 ... +8,4‰).

Изучены изотопы свинца из галенитов кварцевых жил, ассоциирующих с золотой минерализацией месторождения Хоумстейк, из галенита третичных месторождений, из калишпата третичных интрузивных штоков.

По изотопным соотношениям свинца из Хоумстейка установлено его происхождение из источника с возрастом 2,5 млрд лет. Свинец из месторождений третичного возраста подразделяется на две группы. Третичные галениты, находящиеся в докембрийских вмещающих породах, имеют отношения изотопов свинца, которые вновь указыва-

ют на источник вещества с возрастом 2,5 млрд лет. Свинец из галенитов, локализующихся в палеозойских вмещающих породах, интерпретируется как произошедший в большой степени из этих пород и частично отражающий и докембрийский источник вещества, имея как бы усредненный возраст источника – приблизительно 2,2 млрд лет.

По данным изотопии свинца возраст оруденения Хоумстейк – от 1600 до 1800 млн лет, соответствует таковому региональному метаморфизма, установленного в районе. Палеореконструкции, выполненные Х.Роджером [Roger, 1990], свидетельствуют о том, что на период заложения золоторудный район представлял собой асимметричный изолированный морской бассейн, в котором происходило накопление грубозернистых кварцитов, углеродистых и известковистых сланцев (рис.103).

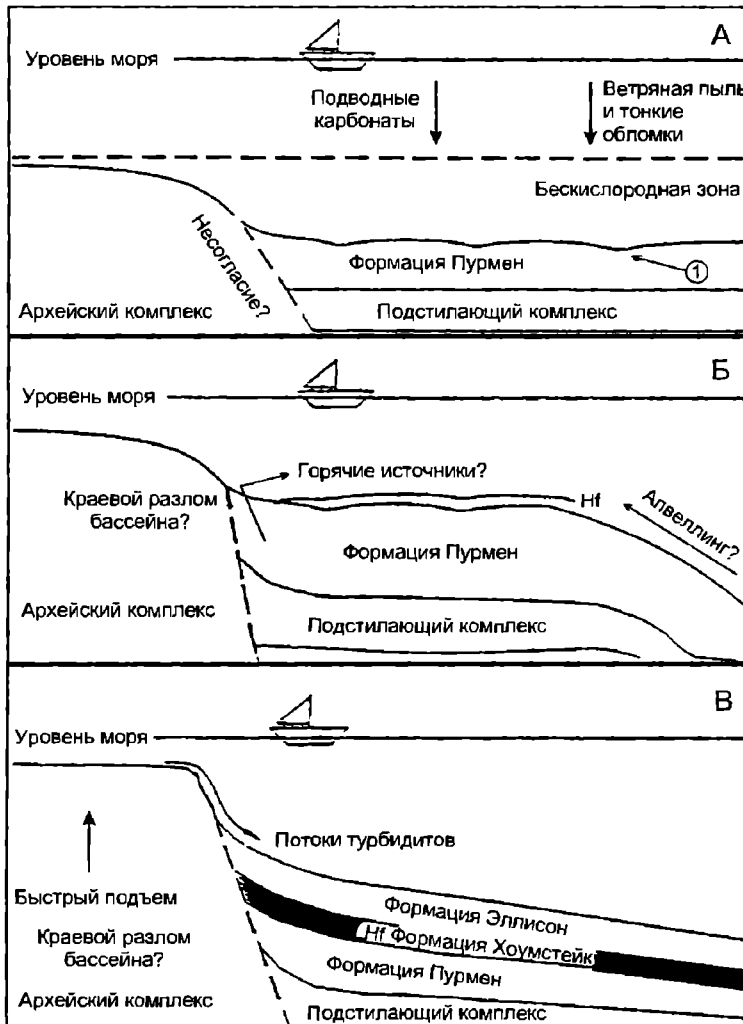


Рис. 103. Схематическая реконструкция бассейна Хоумстейк

А – время формирования формации Пурмен, 1 – отложение черных золотоносных сланцев в изолированном минибассейне; Б – время отложения рудоносной формации Хоумстейк; В – время формирования формации Эллисон [Nigam, 1990]

Интенсивные динамометаморфические преобразования в более поздний этап складчатости привели к образованию графитовых, кремнистых, филлитовых и сидеритовых сланцев. Намечается, таким образом, следующая последовательность событий: возникновение эпикратонного прогиба и накопление рудоносных фаций, интенсивная складчатость, сводовое воздымание и рудообразование.

Таким образом, как геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности месторождения, так и изотопно-геохимические характеристики сульфидов и рудных залежей позволяют предполагать сингенетичный докембрийским дислокациям гидротермально-метаморфогенный генезис промышленных руд, образовавшихся за счет регенерации и переотложения рудного вещества рудоносных горизонтов.

В третичное время древняя рудоносная структура испытала активизацию и внедрение даек гранит-порфиоров, с которыми связана небольшая по масштабам пирит-кальцитовая минерализация "эпитермального" типа с небольшим количеством кварца, хлорита, опала, доломита, родохрозита, спекуларита, магнетита, сфалерита, галенита, халькопирита, реальгара, самородного мышьяка и золота.

В целом месторождение Хоумстейк интересно тем, что на нем удалось реставрировать геологическую предысторию. Оказалось, что современный облик месторождения и рудоконтролирующая брахиформная структура сформировались в результате длительной истории развития, включавшей формирование прогиба, его последующую инверсию и последующую складчатость. Этот период в предыстории развития структуры, как нам представляется, является ключевым в понимании многих, недостаточно расшифрованных обстановок нахождения золоторудных гигантов.

Золото-урановая формация

Месторождение Витватерсранд

Под понятием «месторождение Витватерсранд» в мировую литературу вошла крупнейшая золотоносная провинция, давшая около трети всей мировой добычи золота, учтенной за последние столетия, и включающая около 40 шахтных полей, каждое из которых может рассматриваться как самостоятельное месторождение. Отсюда, вероятно, и «уникальность» месторождения Витватерсранд, объединяющего несколько десятков очень

крупных месторождений. С года его открытия – 1885, глубина отработки опустилась до 3,5 км, а среднее содержание металла в рудах упало с 12 г/т до 5 г/т. Соответственно, если ранее месторождение давало свыше половины мировой добычи, сейчас его доля уменьшилась до четверти. Экономический анализ, выполненный южноафриканскими геологами, показывает, что глубина отработки в 4 км является предельной рентабельной на обозримую перспективу. Отсутствие сколько-нибудь равнозначных по масштабу аналогов в других регионах мира постоянно побуждает исследователей вновь и вновь обращаться к условиям образования этого мирового гиганта.

А.Д.Щеглов [1994], ссылаясь на данные А.Дю Тойта, полагает, что Витватерсранд приурочен к рифтогенной структуре, а рудообразование обусловлено наиболее древним этапом активизации в истории Земли (рис.104).

Рудный район Витватерсранд приурочен к крупному синклинорному прогибу северо-восточного простираения протяженностью около 350 км при ширине 25–50 км. Эта структура интерпретируется В.Е.Хайным [1971] как межгорный прогиб, выполненный орогенной молассой. Прогиб осложнен серией куполов, в ядрах которых выходят граниты, а по периферии последовательно фиксируются все составляющие рудоносной свиты Витватерсранд общей мощностью около 8 км. Залегание ее более крутое в бортах прогиба и более пологое в центральных частях (рис.105).

Рудоносная свита Витватерсранд сложена терригенными обломочными отложениями – кварцитами, гравелитами, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами. Нижний ее отдел мощностью 2700–6000 м менее золотоносен. Он состоит преимущественно из сланцев и тонкозернистых кварцитов. Верхний отдел мощностью от 1500 до 4500 м в большей степени насыщен грубообломочными фациями и включает основные горизонты золотоносных конгломератов – Майн, Майн Лидер, Южный и Карбон Лидер.

Слои, включающие пласты конгломератов, образовались в пределах равнины вблизи уровня моря. Остается предметом дискуссии вопрос, была ли эта поверхность дном моря или озера, морским побережьем, низкой дельтой или предгорной равниной. Грубость материала, мощность и постоянство галечниковых слоев указывают на снос больших масс гравия, частично образовавшихся, по видимому, в результате ледниковой деятельности в горах (на что указывают горизонты тиллитов). Такой, например, выдержанный слой, как Майн-Риф-Лидер, мог образоваться путем выноса огром-

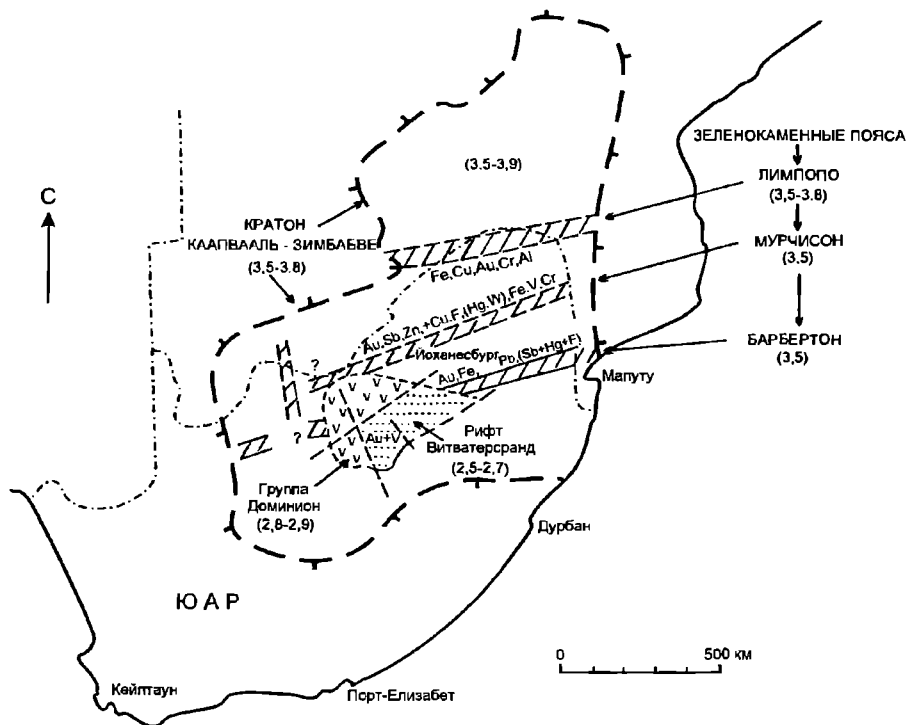


Рис. 104. Схема расположения основных зеленокаменных поясов и рифта Витватерсранд на едином архейском кратоне Каапвааль-Зимбабве [Щеглов, 1994]
 В скобках – абсолютный возраст. Показаны элементы, характеризующие особенности металлогении разных структур

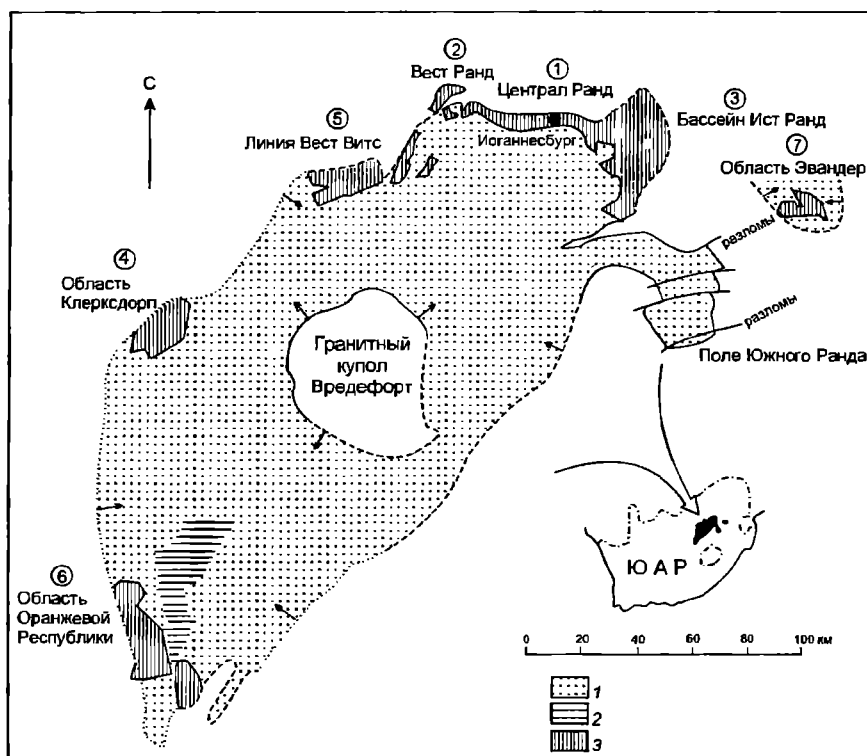


Рис. 105. Бассейн Витватерсранд и его окрестности [Witwatersrand... 1986]
 1 – группа Центрального Ранда; 2 – группа Западного Ранда; 3 – территории горной добычи

ного количества материала целой системой рек и затем его сортировки в результате наступления береговой линии. Естественно, что тяжелые минералы железа, золота, платины – отлагались вместе с галькой и концентрировались внутри гравийных или конгломератовых слоев. Позже рудоносные слои были пересечены дайками диабазов и многочисленными кварцевыми жилами, заключающими в небольших количествах тальк, турмалин и сульфиды.

Золотоносные горизонты представляют собой пласты конгломерата мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров с кварцевой галькой и плотным кварцевым цементом, содержащим золото (рис.106). Наряду с кварцем, составляющим 70–80% цемента конгломерата, в нем отмечаются также тонкозернистый серицит, хлорит, мусковит, пирофиллит и небольшое количество акцессорных минералов: рутил, циркон, ксенотим, монацит, турмалин и гранат. Из рудных минералов в основной массе конгломерата содержатся сульфиды: пирит, марказит, пентландит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, кобальтин, арсенопирит (рис.107).

Преобладающим сульфидом является пирит, к которому часто приурочено золото, представленное обычно тонкозернистой вкрапленностью. В цементе отмечаются также детритовые зерна осмистого иридия в сростании с самородной платиной, обрастающие новообразованиями самородного золота и пирита. Содержание осмистого иридия изменяется от 3 до 28 г/т, в год добывается около 200 кг этого металла.

Широко распространена урановая минерализация, приуроченная к прослойкам конгломерата и пиритовым кварцитам различных стратиграфических уровней. Главные минералы урана – уранинит, настуран и тухолит – согласно детальным минераграфическим исследованиям, имеют детритовый характер. При этом тухолит часто ассоциирует с самородным золотом.

Золото присутствует в сульфидах – пирите, пирротине, халькопирите, арсенопирите, линнеите, пентландите, сфалерите, галените и кобальтине. Наиболее тесно золото ассоциирует с пирротинном.

Характерно наличие двух типов золота. Первичное – представлено округлыми зернами размером 1–100 мкм, сцементированными кварцем и обрастающими новообразованиями кварца и пирротина. Вторичное – имеет отчетливо выраженный эпигенетический характер. Оно замещает обломки и зерна кварца в цементе, выполняет интерстиции, замещает хлорит, серицит, мусковит. Однако в целом золото не выходит далеко за пределы

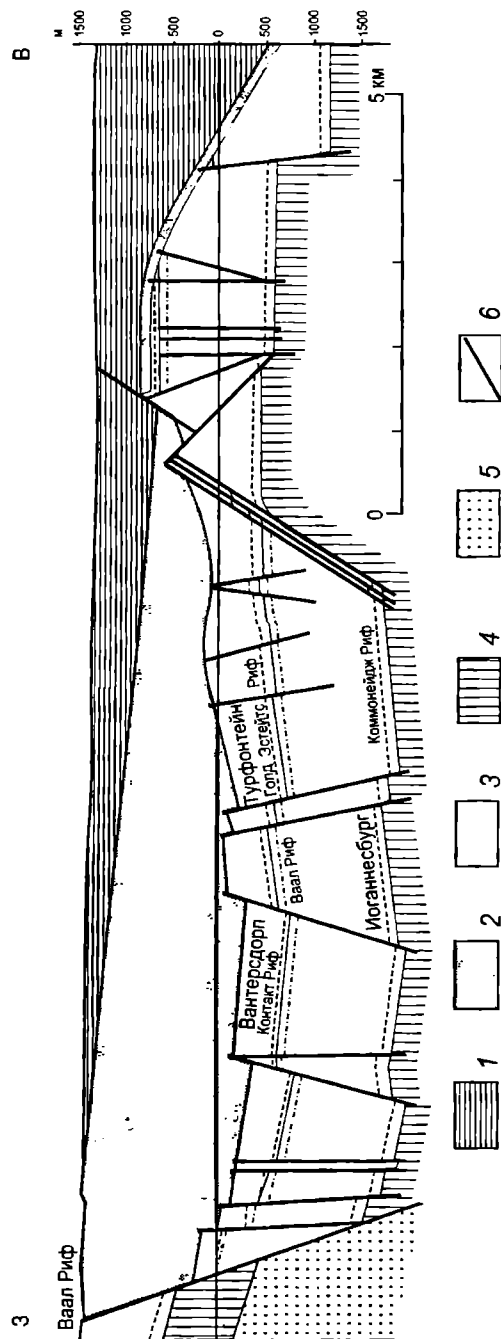


Рис. 106. Разрез через золоторудное поле Клерксдорп [Witwatersand... 1986]

1 – группа Чуниспурт (доломиты); 2 – кварцитовая формация Блек Риф; 3 – супергруппы Иоганнесбург, Турфонтейн; Вангерсдорп; 4 – супергруппа Джелперстаун; 5 – супергруппа Совермент; 6 – разломы

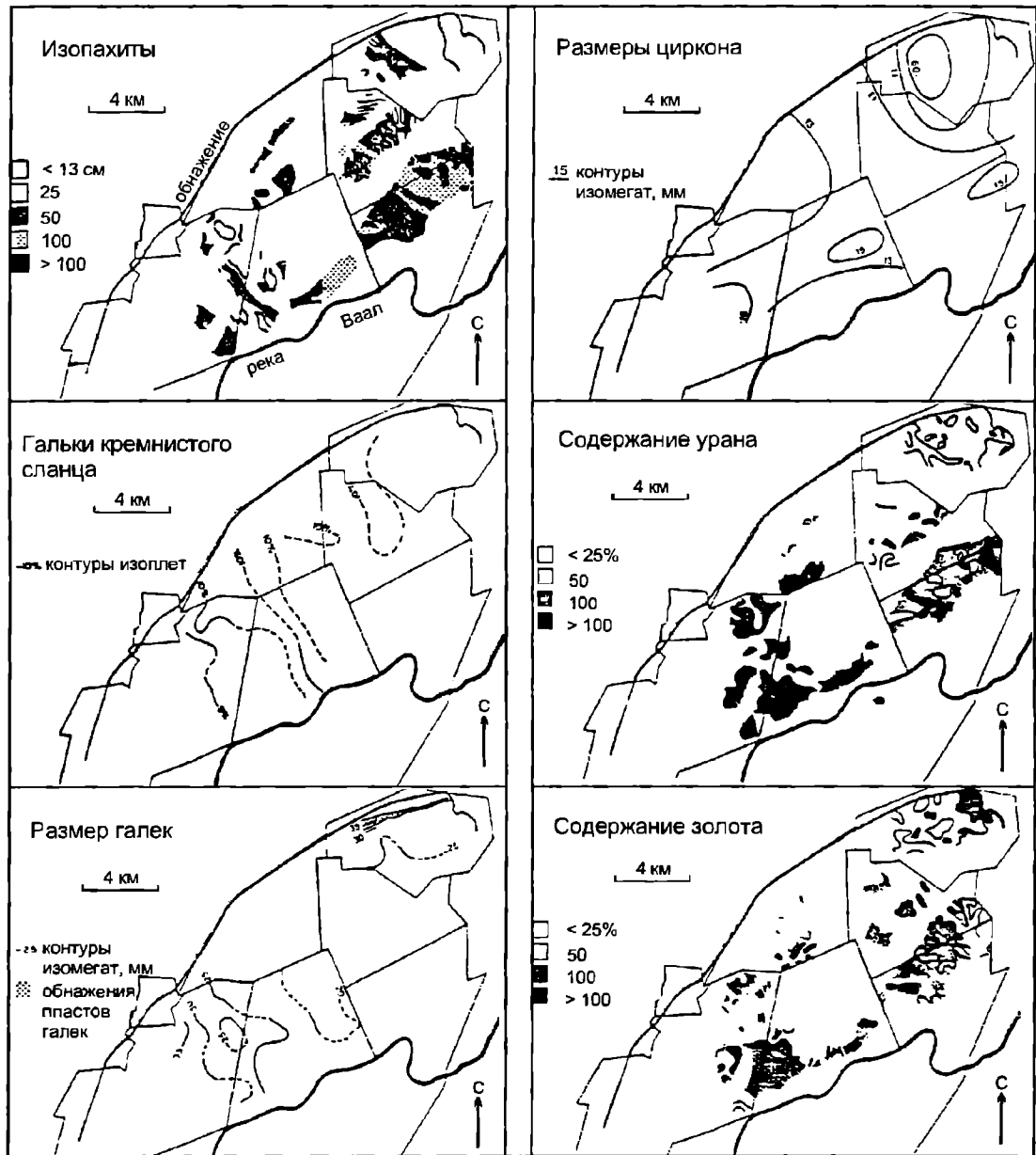


Рис. 107. Комплексная характеристика фрагмента рудного тела месторождения Витватерсранд (рудное поле Клерксдорп, риф Ваал) [Witwatersrand... 1986]

золотоносных конгломератов. Кварцевые жилы, секущие более богатые участки пластов, могут содержать золото, иногда в них встречаются и очень богатые карманы. Однако ни разу не удалось зафиксировать продолжение подобных золотоносных жил за пределы рудоносного горизонта. В цементе вторичное золото встречается в виде тонких слоев или пленок на кристалликах пирита или в виде прожилков, проходящих из цемента в трещины кварцевых галек и даже частично замещающих последние. В богатых пластах золото

может присутствовать в крупных кристаллах, при этом оно часто сопровождается графитом, либо нарастая на зерна последнего, либо пересекая их. Однако графит может встречаться и независимо от золота.

Золото в рудах высокопробное (850–950), отношение серебра к золоту, по данным различных авторов, составляет 1:10–10:15.

Золото распространено в рудоносных горизонтах неравномерно. Оно может концентрироваться у основания или верхней части слоя и явно свя-

зывается с более крупной галькой, что указывает на более сильную деятельность течения. В целом скопления золота, или богатые струи, совпадают с полосами более крупнообломочных конгломератов и, как можно судить по ориентировке галек, с направлением транспортировки материала. Между струями в рудном горизонте уменьшается размер галек, появляются участки кварцитов. Богатые струи расположены на широкой низкой равнине, не зависят от структур, сбросов или глубины от поверхности и являются по существу древними россыпями. Детально исследовав такие палеорусла, А.Баттон [Batton, 1976] обосновал значение сочетания известково-карбонатного и органического материала как наиболее благоприятного фактора концентрации золота. Принимая гипотезу дельтового происхождения золотоносных конгломератов, этот исследователь допускает ведущую роль в карбонатообразовании известковистых водорослей, развивавшихся на поверхности галек. Образование галек связывается с периодами многоводья, а отложение карбонатного материала – с периодами малой обводненности. Механизм одновременного отложения крупногалечного и дезинтегрированного материала, часто обогащенного органикой и аккумулярующего Au и U, предлагается использовать для объяснения условий образования рудоносных баров (рифов) Витватерсранда, представляющих, возможно, русловые отложения бурных палеорек.

В последние годы появились новые исследования по уникальным золотоносным конгломератам Южной Африки, которые касаются вопросов источника золота и способов его концентрации.

Так, Т.Реймер [Reimer, 1984] считает, что существующие модели источника золота в конгломератах Витватерсранда, предполагающие его обломочное происхождение за счет первичных месторождений в архейских сланцевых поясах, несостоятельны. Месторождение Витватерсранд характеризуется насыщенностью золотом 923 кг/км^2 , в то время как самые богатые архейские пояса имеют насыщенность 65 кг/км^2 . Проба золота, размер и морфология золотин тоже несопоставимы в Витватерсранде и архейских месторождениях. Первичным источником золота предполагаются основные и ультраосновные породы. Золото, вероятно, поступало в бассейн осадконакопления в растворенном виде и фиксировалось органическими соединениями. Процессы диагенеза и метаморфизма сформировали современный комплекс минеральных ассоциаций.

Напротив, К.Гелен, исследовавший с помощью электронного микроскопа содержание Ag и Hg в

323 точках зерен самородного золота в Витватерсранде и архейских жильных месторождениях, выявил их полную аналогию.

Как считает этот автор, содержания Ag и Hg в золотилах палеороссыпей Витватерсранда являются геохимическими "отпечатками", унаследованными от их эродированных первичных источников, и могут уверенно использоваться для целей корреляции.

Общепризнанная палеорусловая модель образования руд этого уникального месторождения, являющаяся руководящей при поисках однотипного оруденения на древних щитах, обладает рядом фундаментальных противоречий. Так, в связи с находками ископаемых остатков подвергается все большему сомнению постулат о бескислородной атмосфере архея, с помощью которого снимались некоторые противоречия модели (наличие неокисленных сульфидов и др.). Палеорусловая модель не позволяет объяснить и некоторые другие обстоятельства: наличие геохимических ассоциаций Au-S-Fe-As-Cu и U-C-Ti; обогащенность самородного золота ртутью (1–4%) и его мелкая размерность, не соответствующая размерности золота в россыпях и в целом отвечающая таковой в месторождениях архейских зеленокаменных поясов; обогащение золотом глинистых составляющих разреза (до 0,1–1 г/т) на площадях в сотни квадратных километров.

Нельзя не учитывать и установленную в последнее время повышенную золотоносность гранитоидов, подстилающих осадочный золотоносный бассейн. В частности, по материалам бурения 130 скважин по периферии бассейна установлен характер субповерхности архейского гранитного основания ниже нижнепротерозойских осадочных и вулканических покровов. Оно характеризуется площадным развитием пропилитизации, серицитизации, карбонатизации и грейзенизации, а также околожильными изменениями состава кварц-калишпат-хлорит-карбонаты-сульфиды-флюорит. Гидротермально измененные граниты с возрастом <3,050 млрд лет обогащены Au и U, причем концентрация Au достигает 5,4–5,9 г/т. Выдвигается гипотеза, что развитие россыпеобразующих процессов в бассейне и концентрация Au и U в верхних составляющих свиты Витватерсранд синхронизированы с процессами гидротермально-метасоматического преобразования апикальных частей гранитоидов, а часть металлюносных гидротерм могла непосредственно обогащать осадочные породы (см. рис.107).

Новые данные побудили исследователей предложить гидротермально-осадочную модель обра-

зования золотоносных конгломератов. В частности, Р.Хатчинсон [Hatchinson, 1988] проводит параллель между конгломератами Витватерсранд и месторождениями архейских зеленокаменных поясов. Золото в обоих случаях тонкое, с высоким содержанием Hg. Субпластовые залежи пирита присутствуют в виде стяжений в Витватерсранде и эксгалтятов -- в вулканитах. Толеитовые базальтовые напластования и железосодержащие осадочные горизонты сходны геохимически и литологически. Обогащение золотом ряда стратиграфических уровней позволяет предполагать, что химическое отложение преобладало над обломочным. Интересны описанные Р.Хатчинсоном водорослевые нитевидные текстуры золота в углеродных пластах. По его данным, золотоносные эксгалтяты поступали вдоль тектонически активного северо-западного края бассейна на дно мелкого моря. При этом концентрации пирита приурочены к краевой части бассейна, а отложение золота происходило в более удаленных окислительных обстановках вблизи водорослевых скоплений.

В целом после острой дискуссии о генезисе месторождения Витватерсранд победила модель "палеорусл", в течение последних 20 лет эффективно направляющая поисково-разведочные работы. Однако ею нельзя объяснить многие важные элементы формирования месторождения, появившиеся и новые, противоречащие этой гипотезе данные. При прогнозировании месторождений этого типа в России их необходимо учитывать:

1. Тектонический характер возникновения впадины Витватерсранд. Выделено шесть крупных импульсов прогибания, фиксируемых значительными угловыми несогласиями горизонтов осадочных толщ.

2. Наличие перекрывающих рудоносные толщ покровов базальтов, "запечатывающих" прогибы и являющихся естественной составляющей всего орогенного комплекса. Подобные платобазальты характерны для завершающих стадий фанерозойских орогенных областей.

3. Выше уже отмечалась неясность первичного источника золота. Если золото имеет обломочное происхождение и образовалось при эрозии рудных месторождений, должен существовать эквивалент в виде одного гигантского (1000 т) месторождения для каждого из 40 рудников Витватерсранда (не считая оставшихся запасов, оцениваемых в 30 тыс. т Au).

4. С позиции россыпной модели труднообъяснимы концентрация минерализации в лежащем боку рифов, структурный контроль рудных лент,

базовые геохимические ассоциации Au-S-Fe-As-C и U-C-Ti.

5. Повышенные концентрации в самородном золоте ртути (1-4%), что не характерно для россыпного золота.

6. Установление стабильно повышенных концентраций Au в "пустых" породах, сланцах и песчаниках, которые, по последним данным, содержат 0,1-1,0 г/т Au, так что валовые концентрации в них Au достигают огромных масштабов.

7. Наличие в основании депрессии разломов, которые могли определять положение осевых частей палеорусл. Такие разломы близмеридионального простирания, определяющие положение конгломератов, установлены в пределах южной части ЮАР, где ведется поиск погребенных месторождений (рис.108).

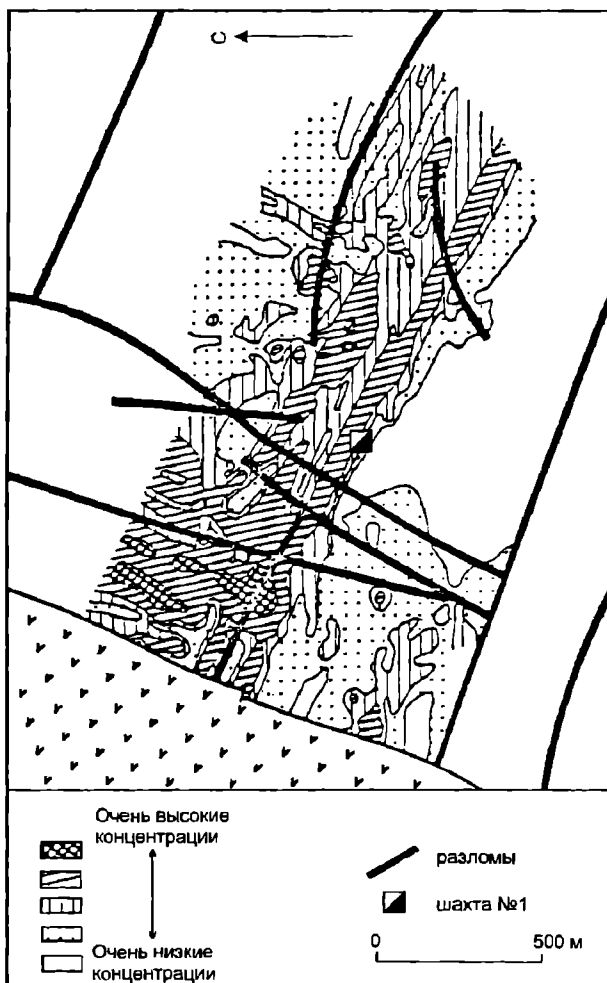


Рис. 108. Фрагмент плана Западного Ранда, иллюстрирующий распределение концентраций золота в связи с разломами [Hutchinson, 1978]



Рис. 109. Фотография золотоносной кварцевой залежи ("риф") месторождения Витватерсранд [Witwatersrand... 1986]

Представляется, что при анализе условий образования этого уникального месторождения заслуживает внимания гидротермально-осадочная модель рудообразования, предложенная нами для близкого по составу стратиформного золото-кварцевого оруденения.

Специалисты, не имевшие возможности ознакомиться с месторождением Витватерсранд, могут по воспроизводимой фотографии (рис.109) убедиться в поразительном сходстве залежей ("рифов") этого месторождения с пластообразными телами ("жилами") месторождений Южного Верхоянья, изучение которых позволило разработать гидротермально-осадочно-метаморфическую гипотезу рудообразования [Константинов, Косовец, 1996]. Можно предположить, что обогащенные кремнеземом золотоносные гидротермальные растворы частично цементировали русловые фации конгломератов, а частично поступали в мелководный морской бассейн и обогащали золотом горизонты кремнистых сланцев и песчаников. При тектонических подвижках происходили локальный размыв и переотложение золота, обогащавшего нижние горизонты, а также поступление новых порций растворов. Нараставшее прогибание впадины и активизации структур растяжения обусловили вскрытие глубоких

магматических камер и поступление базальтов, завершивших длительный период формирования рудоносной структуры. Представляется в первом приближении, что эта гипотеза снимает многие противоречия и ограничения "палеорусловой" модели, сохраняя ее практическое значение при детальном поисках обогащенных рудоносных горизонтов.

А.Д.Щеглов [1994, с.40] акцентировал внимание на длительности и полигенности руд Витватерсранда и значении рифтогенеза этапа древней активизации: "эти уникальные по запасам и условиям образования золото-урановые месторождения имеют сложный комбинированный полигенный осадочно-гидротермально-метаморфический генезис при широком развитии процессов гидротермального метасоматоза и одновременном образовании прибрежно-озерных (?) аллювиальных россыпей с минералами урана, алмазами, платиноидами и частично золотом, заимствованным из раннеархейского субстрата. Такие месторождения формируются в связи с позднеархейскими процессами тектоно-магматической активизации, ведущими к образованию наложенных на консолидированные структуры Каапваальского кратона приразломных континентальных асимметричных грабеноподобных депрессий".

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Металлогенические эпохи и провинции золоторудных гигантов

В качестве базы для исследования нами собрана информация по 80 отечественным и зарубежным месторождениям (рис.110), для которых суммарные запасы и добыча составляют 100 т Au и более и достаточно определенно датирован возраст оруденения. Для полноты картины включены два вулканогенных месторождения серебра (Дукат и Канмансур) из крупных золотоносных провинций. В таблицу нам не удалось включить данные по золоторудным месторождениям Китая, но в целом данная выборка представляется достаточно полной и значительно превосходит таковые в обзорных работах Р.Силлитое и К.Ходжсона [Sillitoe, 1995a; Hodgson et al., 1995]. Анализ распределения месторождений на шкале геологического времени позволяет сделать ряд заключений.

Месторождения распределены резко неравномерно. Отчетливо выделяется архейский цикл формирования зеленокаменных поясов и связанных с ними месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации в интервале 2700–2600 млн лет. К этому же циклу относится и формирование руд Витватерсранда. По некоторым данным, к этому же периоду относится и образование руд месторождения Колар в Индии, хотя другие источники называют цифру 2900 млн лет.

Крупнейшие провинции зеленокаменных поясов Абитибби в Канаде с месторождениями Керкленд-Лейк, Поркьюпайн, Хемло и др., и блока Йилгарн в Австралии с месторождением Калгурли. Как отмечалось выше, для месторождения Витватерсранд в Южной Африке, приуроченного к крупной межгорной котловине, подчеркивается большая роль рифтов основания, и само месторождение параллелизуется с оруденением зеленокаменных

поясов. Месторождения зеленокаменных поясов характеризуются устойчивостью высоких концентраций золота по латерали, что и обусловило их интенсивную отработку в XIX веке. Так, месторождение Йеллоунайф было представлено свитой рудных жил протяженностью до 4 км, с высокими содержаниями металла. Наиболее крупная, полностью отработывавшаяся жила месторождения Керкленд-Лейк прослежена на 2 км. Особенно следует подчеркнуть, что для этих месторождений было характерно устойчивое высокое содержание золота по вертикали, из-за чего глубина отработки многих месторождений превысила 2000 м.

Золото-сульфидно-кварцевые месторождения зеленокаменных поясов архея Йеллоунайф и Поркьюпайн (Канада), Калгурли (Австралия) и др. представлены жильными зонами протяженностью десятки километров, при этом сохраняются устойчивый состав и строение. Вмещающие эти уникальные объекты зеленокаменные пояса образуют тектонические зоны шириной 10–60 км, в пределах которых выделяются центральная грабеновая и бортовые части. Последние характеризуются интенсивной складчатостью, развитием зон расланцевания, продольных и поперечных диагональных разломов. Общая последовательность формирования поясов: накопление трех ассоциаций пород – мафической–ультрамафической вулканической, кислой вулканической и осадочной. Вулканические лавовые и пирокластические образования перемежаются с комагматичными им штоками, силлами и дайками интрузивных пород. Месторождения зеленокаменных поясов представляют собой кварц-карбонат-альбитовые метасоматические залежи в крутопадающих зонах расланцевания, заключающие от 5 до 10% тонкозернистого пирита, небольшие количества теллуридов и сульфидов. Золото встречается в виде самородных выделений в кварце, сульфидах и теллуридах. Оно простран-

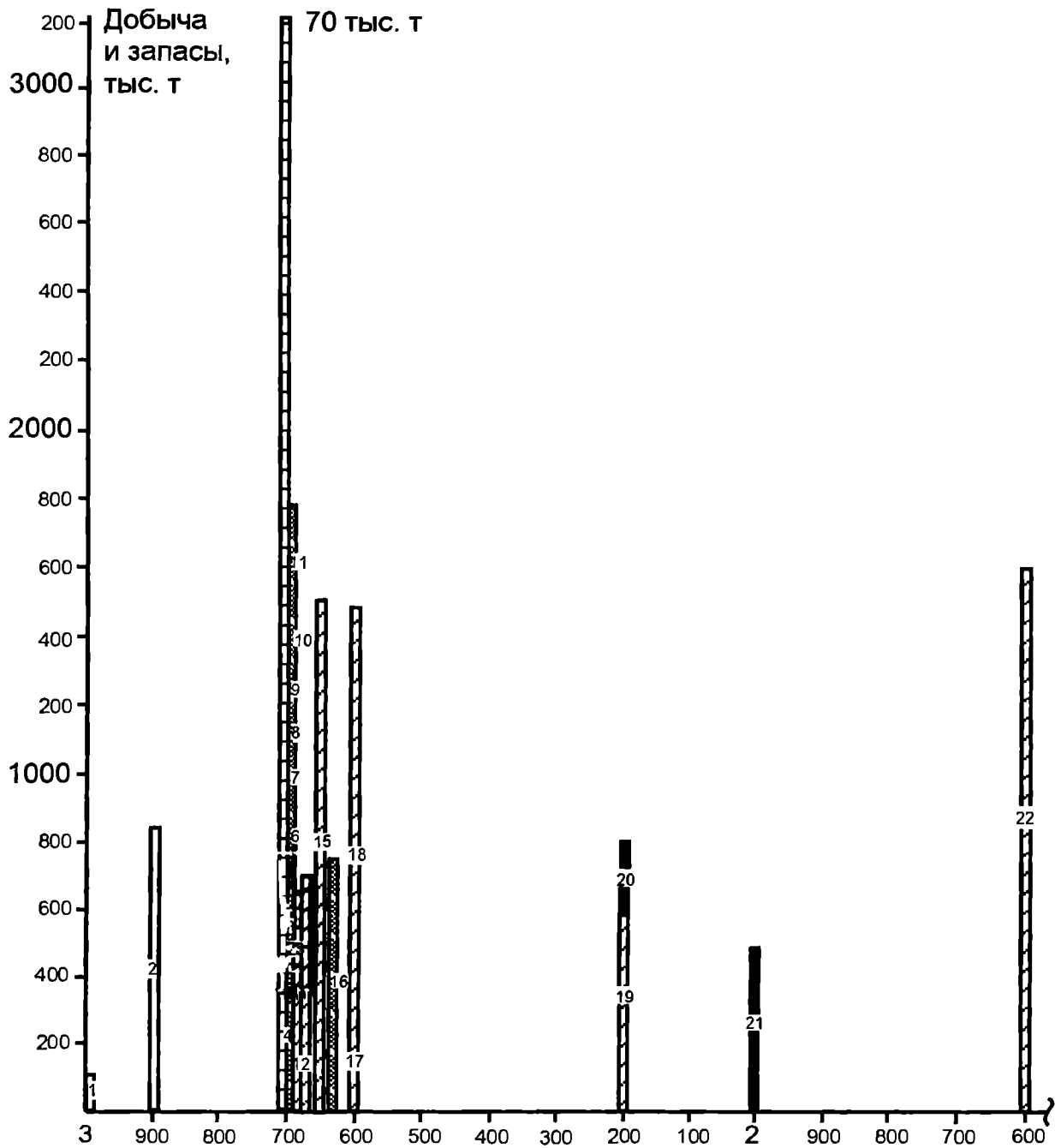
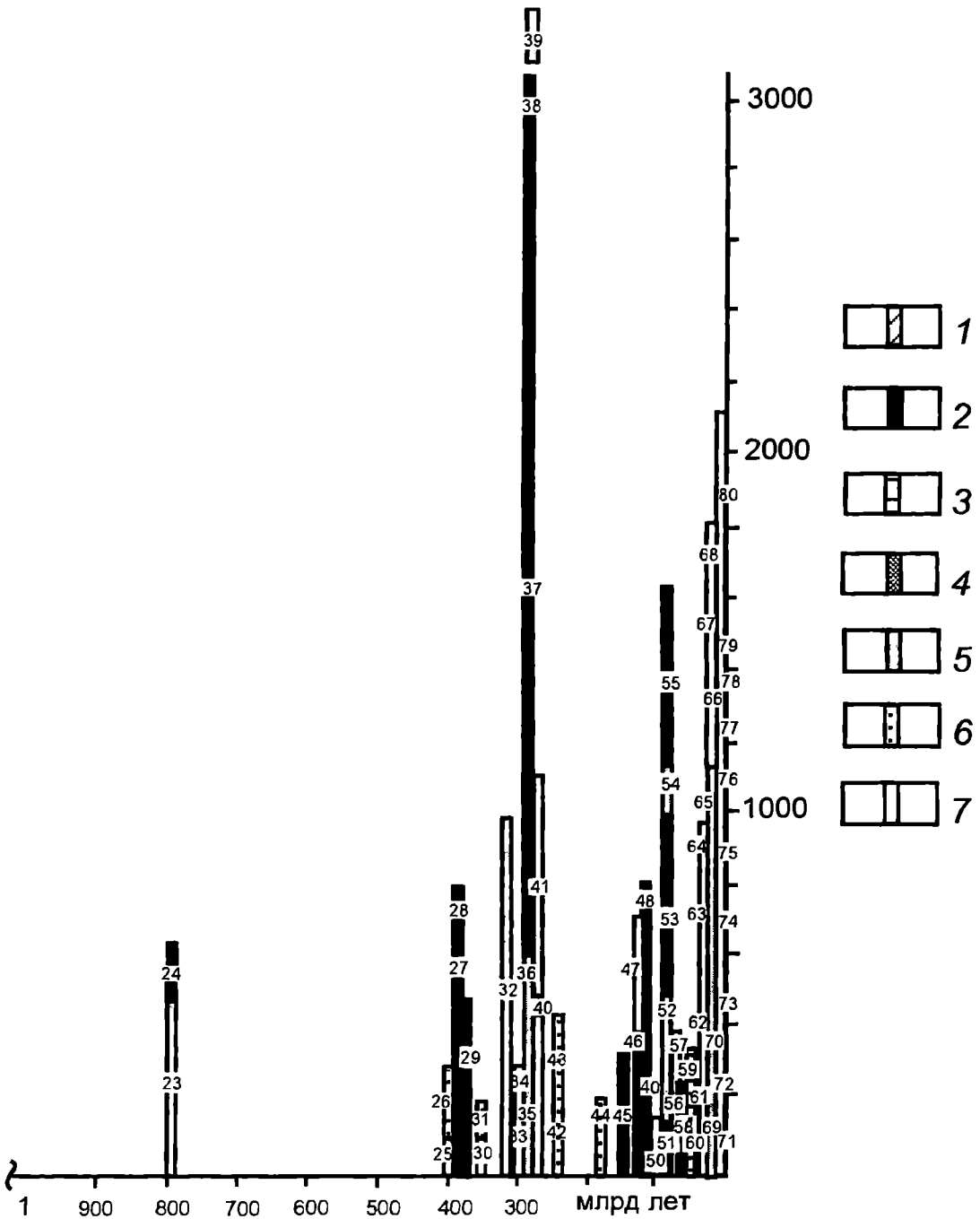


Рис. 110. Распределение крупных и сверхкрупных месторождений золота на шкале геологического времени

1–7 – месторождения: 1 – золото-сульфидно-кварцевые, 2 – золото-кварцевые; 3 – золотоносных конгломератов, 4 – золото-железисто-кварцевые; 5 – золото-мышьяковисто-сульфидные; 6 – золото-полисульфидно-кварцевые, 7 – золото-серебряные. Номера на схеме – месторождения: 1 – Шэбл-Фейрвью, 2 – Колар, 3 – Витватерсранд, 4 – Морроу Велью, 5 – Сигма Ламак, 6 – Гаент, 7 – Норсеман, 8 – Раносос, 9 – Кем Мотор, 10 – Пеймор Хелнор, 11 – Кемпбелл-Уайт, 12 – Керр Эдисон, 13 – Доум, 14 – Керкленд Лейк, 15 – Поркьюпайн, 16 – Хемло, 17 – Йеллоунайф, 18 – Калгурли, 19 – Фазенда Бразильеро, 20 – Престеа, 21 – Ашанти, 22 – Хоумстейк, 23 – Олимпиада, 24 – Советское, 25 – Зун-Холбинское, 26 – Чаптер-Тауерс, 27 – Бендиго, 28 – Воронцовское, 29 – Васильковское,



30 – Кубака, 31 – Березовское, 32 – Сухой Лог, 33 – Кызылалмасай, 34 – Кочбулак, 35 – Даугызтау, 36 – Кокпатас, 37 – Мурунтау, 38 – Зармитан, 39 – Амантай-Тау, 40 – Канимансур, 41 – Кумтор, 42 – Маунт Морган, 43 – Хорн, 44 – Дарасун, 45 – Грасс Валли, 46 – Мазер Лоуд, 47 – Пуэбло Вьехо, 48 – Наталка, 49 – Балейкос, 50 – Дукадское, 51 – Бралорн, 52 – Майское, 53 – Нежданнское, 54 – Кючус, 55 – Юрска, 56 – Куранах, 57 – Многовершиннос, 58 – Джуню, 59- Бингхем, 60 – Аметистовос, 61 – Репаблик, 62 – Крипл Крик, 63 – Гуанохуато, 64 – Пачука, 65 – Карлин, 66 – Теллурид-Силвертон, 67 – Раунд Маунтин, 68 – Зодское, 69 – Комшток, 70 – Голдфилд, 71 – Акупан, 72 – Эмлерор, 73 – Уайхл, 74 – Кошпа Монтана, 75 – Хисикари, 76 – Кусикино, 77 – Поргера, 78 – Эл Индио, 79 – Чинкуаши, 80 – Лалолом

ственно связано с вулканитами, будучи приурочено к поздним фазам вулканизма, и контролируется разрывными структурами. Выполненные в последнее десятилетие исследования зеленокаменных поясов показывают, что месторождения всего заключенного в них металлогенического ряда – медно-никелевые, золото-железисто-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые – являются вулканогенными и вулканогенно-осадочными, занимающими закономерное положение в разрезе вулканогенных грабенов. Современное же строение месторождений определяется многоэтапными деформациями сжатия, региональным и дислокационным метаморфизмом.

В отношении генезиса этой группы месторождений высказаны самые разнообразные точки зрения. Объективными факторами, определяющими позицию месторождений, следует считать приуроченность к древним вулканическим постройкам, характеризующимся многофазным дифференцированным вулканизмом, и областям с интенсивно проявленным метаморфизмом, структурный контроль региональными разломами (рис. 111).

Далее, до девонского времени (400 млн лет) огромный временной интервал почти не заполнен крупными месторождениями. Наиболее закономерно положение месторождения Хоумстейк (1600 млн лет), отвечающее крупному протерозойскому циклу, с которым также связано образование медно-никелевых руд Бушвельда и Садбери, уникальных по концентрациям серебряных руд месторождения Кобальт, гигантских урановых месторождений. Как было отмечено выше, месторождение Хоумстейк находится на продолжении зеленокаменного пояса Абитибби, погружающегося под протерозойские сланцевые толщи, поэтому идея о “мегарегенерации” рудного вещества в стиле известной гипотезы Г.Шнейдерхена в данном случае заслуживает внимания.

Из других крупных месторождений, возникших в отмеченном в целом малопродуктивном временном периоде, необходимо отметить Советское и Олимпиадинское сформировавшихся в позднерифейских глинисто-сланцевых толщах Енисейского кряжа. По существу, региональная позиция этих месторождений, стратиграфический, тектонический и отчасти литологический контроль оруденения, наличие “рудноносного” гранодиоритового комплекса, ареал многочисленных мелких россыпей образующих объектов ничем не отличимы от других месторождений в сланцевых геосинклиналях палеозойского и мезозойского возраста.

С девонского времени выделяется 4 пика концентрации месторождений в интервалах 400–

380, 320–280, 130–80 и 20–10 млн лет. В целом для них характерно совмещение золото-кварцевых, золото-мышьяковисто-сульфидных, золото-серебряных и золото-полисульфидно-кварцевых формаций, и в то же время происходит “отмирание” золото-кварцевых руд и увеличение доли золото-серебряных, приобретающих с верхнемелового времени определяющее значение.

Первый из выделенных максимумов представлен эпимиогеосинклинальными орогенными складчатыми поясами Австралии, включающими полностью отработанное гигантское месторождение Бендиго, а также месторождения Бурятии, Урала и Казахстана (Васильковское). Основную долю этого максимума создают золото-кварцевые месторождения.

Второй максимум в значительной мере определяется золотоносной провинцией Западного Узбекистана, где гигантских размеров достигают как золото-кварцевые (Мурунтау), так и золото-мышьяковисто-сульфидные месторождения. К этому же циклу принадлежит месторождение Сухой Лог в Иркутской области, Кумтор в Киргизии.

К этому циклу следует отнести появление первых крупных месторождений вулканогенного класса – Кубакинского на Омолонском массиве и серебро-полиметаллического месторождения Канмансур в Таджикистане. Этим циклом рудоконцентрирования можно, с другой стороны, обозначить ослабление пространственно-временных связей оруденения с плутоногенным магматизмом и значительную роль золото-мышьяковисто-сульфидного оруденения с большим удельным значением арсенопирита и субмикроскопического тонкодисперсного золота.

Следующий цикл – позднеюрский–позднемеловой, наиболее характерен для мезозойских складчатых сооружений и областей тектономагматической активизации Востока России, в меньшей степени – восточной ветви Тихоокеанского пояса. В этом цикле, как и в предыдущем, сформировались крупные золото-кварцевые и золото-мышьяковистые месторождения (Майское, Нежданское), но кроме того, синхронно формируются достаточно экзотические месторождения-гиганты, такие, как Куранах на Алданском щите и Балейское в Восточном Забайкалье.

Наконец, третичный цикл, захватывающий также и антропогенный период, характеризуется резким изменением ситуации: исчезают крупные золото-кварцевые и золото-мышьяковисто-сульфидные месторождения и доминируют месторождения вулканогенного класса, как естественно-серебряные (Комшток, Гуанохуато), так

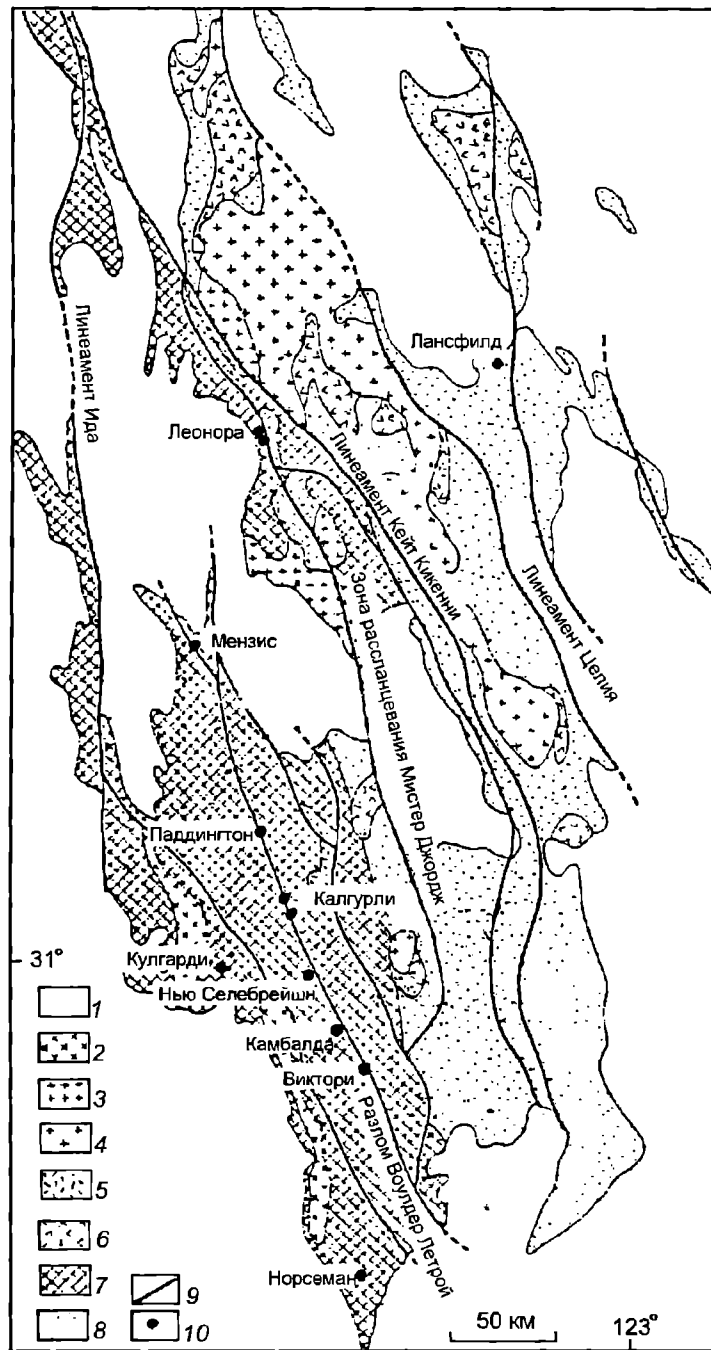


Рис. 111. Структурная схема размещения золоторудных месторождений в архейском блоке Пилларн (Австралия)

1 - общее поле гранитоидов; 2 - коровые гранитоиды; 3 - гранитоиды 1 типа; 4 - островодужные гранитоиды; 5 - риолитовые вулканические центры; 6 - андезитовые вулканические центры; 7 - ассоциации окраинного бассейна (2,7 млрд лет); 8 - ассоциации вулканической дуги (2,7 млрд лет); 9 - главные региональные разломы; 10 - месторождения

и существенно золотые (Хисикари, Поргера и др.). Данные по крупным золотоносным регионам позволяют конкретизировать и сопоставить между собой важнейшие золоторудные эпохи. В этой связи представляет большой интерес анализ ме-

таллогении золота Тихоокеанского рудного пояса (рис.112).

Выбор месторождений золота в качестве объекта анализа оправдан еще и тем, что оно является связующим элементом металлогении всего пи-

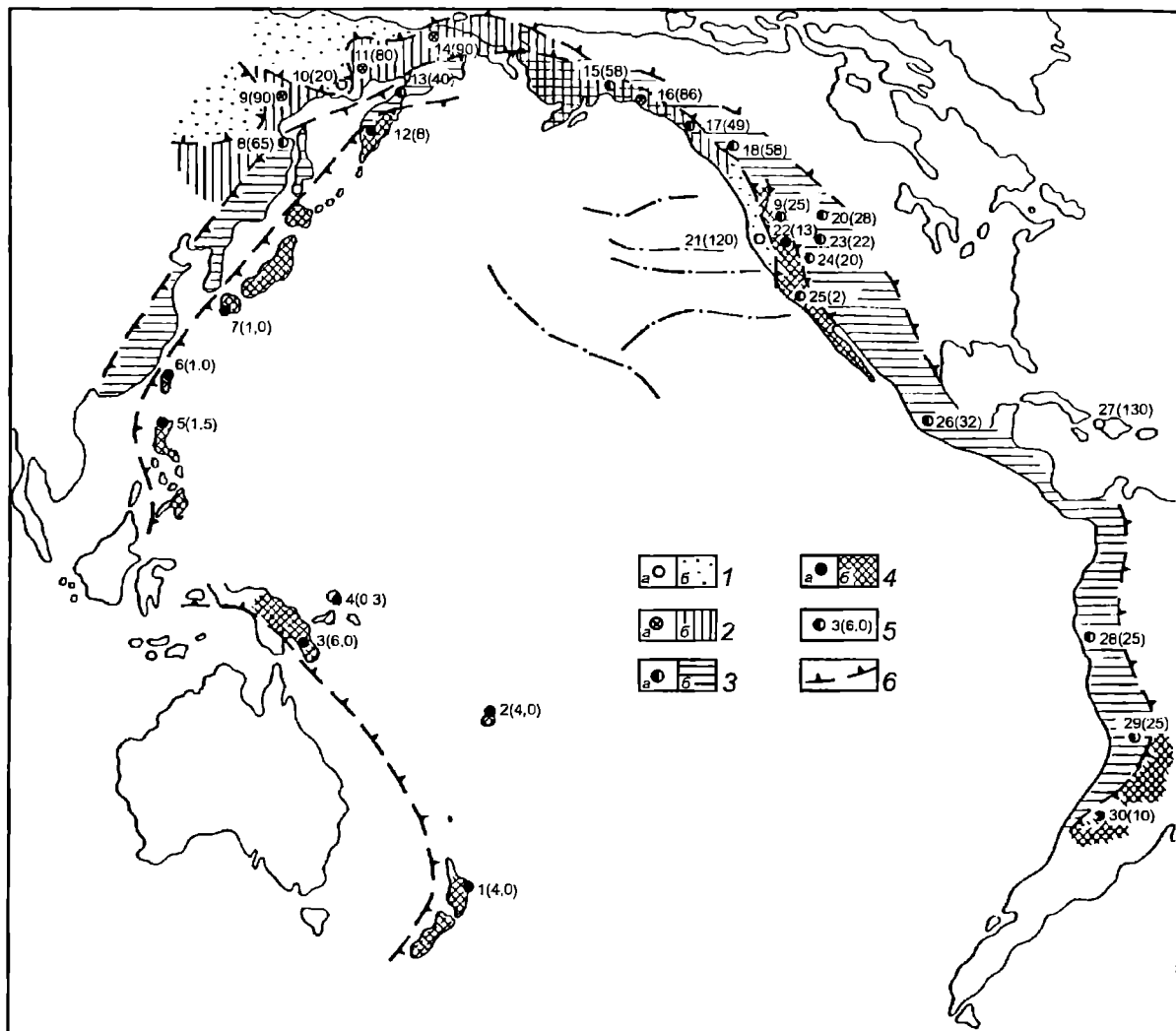


Рис. 112. Размещение крупных месторождений золота в Тихоокеанском рудном поясе

1 – позднеюрское–раннемеловое оруденение: а – золоторудные месторождения, б – регионы; 2 – позднемеловое оруденение: а – золоторудные месторождения, б – регионы; 3 – палеоген–неогеновое оруденение: а – золоторудные месторождения, б – регионы; 4 – неоген–четвертичное оруденение: а – золоторудные месторождения, б – регионы; 5 – отдельные месторождения золота (в скобках усредненный возраст оруденения): 1 – Уайхи, 2 – Эмпириор, 3 – Поргера, 4 – Ладолом, 5 – Акупан, 6 – Чанкуашин, 7 – Хисикари, 8 – Многовершинное, 9 – Нежданниковое, 10 – Наталкинское, 11 – Дукаг, 12 – Агинское, 13 – Аметистовое, 14 – Майское, 15 – Аляска-Джуно, 16 – Бралори, 17 – Репаблик, 18 – Бингхем, 19 – Раунд Маунтин, 20 – Крипл-Крик, 21 – Мазер Лоуд, 22 – Комшток, 23 – Теллуриэт-Силвертон, 24 – Голдфилд, 25 – Ноксвилл, 26 – Гуанохуато, 27 – Пуэбло Вьехо, 28 – Церро де Паско (серебро), 29 – Потоси (серебро), 30 – Эл Индио; б – границы разновозрастных металлогенических областей

гантского Тихоокеанского кольца от Новой Гвинеи на востоке до Китая на западе с образованием разновозрастных и разнотипных металлогенических провинций, рудно-геохимических ассоциаций и типов месторождений. Многочисленные определения абсолютного возраста, приведенные в различных источниках, позволяют выделить основные временные интервалы образования золоторудных месторождений и провести их сопоставление в различных частях Тихоокеанского пояса.

Основные временные интервалы, отражающие максимумы формирования месторождений золота и связанные с ними магматические циклы включают эпохи: раннемеловую (135–100 млн лет); позднемеловую (90–75 млн лет); палеоцен–раннемиоценовую (65–20 млн лет) и миоцен–четвертичную (13–0,9 млн лет).

Раннемеловая металлогеническая эпоха представлена в западной части пояса одним из крупнейших в мире Центрально-Колымским золоторудным районом, в котором наряду с многочис-

денными, в основном уже отработанными россыпями представлены многочисленные коренные золото-кварцевые месторождения жильных и штокерковых руд, некоторые из которых имеют крупные масштабы. Многолетние усилия исследователей по выявлению связи этих месторождений с магматизмом позволили установить поэтапность формирования гранитоидов, их перемежаемость во времени с формированием послерудных интрузивных фаз и метаморфизма руд [Фирсов, 1985]. Характерен широкий ареал распространения оруденения и магматических комплексов, развитие которых обусловлено орогенными сводовыми поднятиями, ядра которых слагают древние срединные массивы.

По геофизическим данным, отдельные выходы гранитоидов на глубинах до 10 км соединяются в крупные батолиты. Как показали специальные исследования, выполненные Н.П.Аникеевым, месторождения концентрируются в пределах "амагматических" блоков, сложенных терригенными породами верхоянского комплекса с оптимальными их мощностями порядка 8 км. Это подтверждает предположения некоторых исследователей о внемагматическом источнике золота, экстрагированном из вмещающих пород при процессах их метаморфизма и гранитации [Фирсов, 1985].

В восточной части Тихоокеанского пояса аналогами этих месторождений можно считать месторождения Калифорнии (пояс Мазер Лоуд), связанные с Невадийским плутоном и протягивающиеся вдоль его западного контакта. Здесь также зоне распространения гранитоидов соответствует утолщение земной коры до 50 км; к западу ее мощность резко уменьшается. В разрезе рудовмещающих глинисто-сланцевых пород широко развиты андезиты и базальты (типичная "сланцевая геосинклиналь"), а оруденение сконцентрировано в узких и протяженных трещинных системах. В настоящее время жилы Мазер Лоуд полностью отработаны, пополнив своими образцами с кристаллами золота многие музеи мира. Объектами отработки небольшими карьерами стали участки золотоносной сульфидной пирит-арсенопиритовой вкрапленности с содержанием Au 1–2 г/т.

В это же время формируется крупное и своеобразное месторождение Пуэбло Вьехо в Доминиканской Республике, представленное золотоносными сульфидными рудами в глинистых сланцах на склонах палеовулкана.

Позднемеловая металлогеническая эпоха широко проявлена на западе в виде окраинно-континентальных вулканических поясов и реду-

цирована в восточной части Тихоокеанского пояса. Металлогения этой эпохи связана прежде всего с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП), заключающим ряд крупных золото-серебряных месторождений (Дукат и другие). Вытягиваясь вдоль окраины континента, ОЧВП осложняется системой близмеридиональных трансформных разломов, глубоко уходящих вглубь континента. С такими системами, вероятно, связаны крупные месторождения: Майское, в котором руды в основном представлены вкрапленной минерализацией пирита и арсенопирита с тонкодисперсным золотом в зонах смятия, и Нежданинское в Якутии. Последнее, вероятно, сформировалось в результате многоэтапного процесса совмещения кварц-арсенопиритовых жильных зон со свободным золотом, вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд с дисперсным золотом и сульфосольно-серебряной минерализацией, развитой на верхних горизонтах некоторых мощных жильных зон.

Этой металлогенической эпохе на востоке отвечает провинция Британской Колумбии с группой золото-кварцевых месторождений.

Самое крупное из них – месторождение Бралорн, на котором добыто около 130 т Au при среднем содержании Au 18 г/т [Leitch, 1990]. Свита золото-кварцевых жил в андезито-сланцевой толще протяженностью около 6 км контролируется разломами и пространственно ассоциирует с позднемеловыми альбититовыми дайками с возрастом 85–90 млн лет, а также линейно-вытянутыми телами серпентинитов и диоритов. Ореол золото-кварцевых жил шириной в несколько метров сопровождается вкрапленностью пирита, пирротина и халькопирита. В жильном выполнении присутствует арсенопирит, а также сфалерит и галенит, концентрации которых увеличиваются в богатых золотом участках. Самородное золото имеет размеры 2–10 мкм, заключено в сульфидах и высвобождается только во флотационном концентрате. Более крупные его зерна размером 15–20 мкм выделяются при дроблении и гравитации. Проба золота 800–900, необычны высокие содержания в нем ртути, составляющие свыше 4%, что, вероятно, связано с проявленными на рудном поле линзами серпентинитов. Глубина формирования месторождения оценивается в 5–7 км, при этом необычно сочетание больших глубин формирования и полосчатых текстур руд, характеризующих выполнение открытых полостей. Последнее объясняется с позиции динамической модели формирования и эпизодов высокого флюидного давления.

Палеоген-раннемиоценовая металлогеническая эпоха, напротив, редуцирована в западной части Тихоокеанского пояса и интенсивно и разнообразно проявлена в восточной.

К палеогену в пределах Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса относится крупное месторождение Многовершинное, представленное жильными зонами кварц-адюлярового состава. Жильные зоны сконцентрированы в вулкано-тектоническом грабене по периферии полифазного гранодиоритового плутона. На месторождении проявлено многоэтапное оруденение и процессы послерудного скарнирования, характерные для длительно функционирующей рудоносной вулканоплутонической рудообразующей системы. Аналогичные объекты выявлены и на южном продолжении Сихотэ-Алиньского пояса.

На севере эта эпоха проявлена рядом золото-серебряных месторождений Северной Камчатки (Аметистовое и др.) и, видимо, без перерыва переходит в восточную ветвь Тихоокеанского пояса, где она представлена вытягивающейся вдоль побережья полосой золото-кварцевых месторождений в сланцевых толщах, наиболее крупное из которых Аляска-Джуно.

В целом в восточной ветви металлогеническая деятельность палеоген-раннемиоценовой эпохи необычайно разнообразна и включает помимо вышеупомянутых золото-кварцевых классические эпitherмальные золото-серебряные месторождения в кальдерах типа Теллурид-Силвертон, золото-алунитовые и золото-флюоритовые месторождения с теллуридами золота (Крипл Крик, Голдфилд), плащевидные месторождения кислотно-сульфатного типа с вкрапленными рудами (Раунд Маунтин), гигантскими золото-медно-порфиоровыми системами (Бингем). К этому же циклу американские геологи относят формирование вкрапленных руд с дисперсным золотом в битуминозно-карбонатных комплексах (типа Карлин). К югу полоса палеоген-миоценовых месторождений представлена золото-серебряными с повышенной долей серебра месторождениями Мексики (Гуанахуато и др.), затем многочисленными, но мелкими золотыми месторождениями Колумбии, Боливии и Эквадора, серебро-полиметаллическими месторождениями Перу (Серро де Паско и др.) и серебряно-оловянными месторождениями Боливии (Потоси, Оруро и др.).

Верхнемиоцен-четвертичная металлогеническая эпоха включает объекты, некоторые из которых формировались уже на глазах первобытного человека (<1 млн лет) и образуют естественные переходы к современным термальным источникам

Новой Зеландии, где в опалитах зафиксировано до 50 г/т Au.

На западе эта эпоха захватывает всю систему Тихоокеанских островных дуг и в виде крупных эпitherмальных золото-серебряных месторождений проявлена в Новой Зеландии, островах Фиджи, Индонезии, Филиппинах, Японии и Камчатке [Щепотьев и др., 1989]. В последние годы, особенно на территории Филиппин и Новой Зеландии, большой интерес проявляется к золото-медно-порфиоровым месторождениям, которые при низких содержаниях металла (1 г/т Au) обладают большими объемами руд, пригодных для открытой массовой отработки, и рентабельны при применении современных технологий.

На востоке эта эпоха проявлена спорадически. В провинции Бассейнов и Хребтов месторождения этого возраста локализованы по ее периферии, вероятно, в связи с общей эволюцией сводово-рифтогенного поднятия, и характеризуются золото-серебряными рудами повышенной серебристости (Компток, Силвер Пик и др.). Вдоль Калифорнийского побережья проходит связанный с гипербазитами третичный ртутный пояс, некоторые месторождения которого включают также и золото. Так, на месторождении Ноксвилл установлено около 100 т Au.

В пределах металлогенической провинции Чили отчетливо фиксируется смещение орогенических процессов от океана к континенту в последовательности Fe-Cu-Au с образованием полиэтапных золото-медных месторождений, самое крупное из которых Эл Индио включает около 120 т Au.

Таким образом, в отличие от Западной части Тихоокеанского пояса в восточной эта золотоносная эпоха проявлена спорадически, и ее возникновение обусловлено региональными особенностями формирования отдельных провинций.

Проведенное нами сопоставление даже в рамках месторождений одного металла позволяет сделать несколько выводов общего характера.

1. Тихоокеанский рудный пояс концентрирует необычайно широкий спектр золоторудных месторождений. Наряду с традиционными золото-кварцевыми и золото-серебряными месторождениями практическое значение приобретают плащевидные залежи кислотно-сульфатного типа и вкрапленных сульфидных руд дисперсного типа, низкие содержания в которых металла (1–2 г/т Au) компенсируются возможностью открытых массовых отработок с применением технологии кучного выщелачивания.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что возможности выявления богатых руд далеко не исчер-

паны. Об этом свидетельствуют недавние открытия богатейшего месторождения Хисикари на юге Японии и месторождения Джульетта в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.

2. Отчетливо проявлена металлогеническая асимметрия Тихоокеанского пояса [Константинов, 1959] которую еще Г.Штилле связывал, и, видимо, справедливо, с ротационными механизмами планеты.

3. В западной части пояса происходило смещение золотоносных эпох на восток, с последовательным наращиванием континентальной коры. На востоке эта тенденция сохраняется, однако имеются данные о базификации континентальной коры, все металлогенические процессы происходят в более узком пространстве по латерали, имеют в ряде случаев телескопированный или даже возвратный характер, в связи с чем в этой части пояса возникло больше условий для формирования многоэтапных, возможно, полициклических и многометалльных месторождений.

4. Весьма интересно и, видимо, не привлекало ранее внимания исследователей синхронное формирование разнотипного оруденения в различных частях пояса. Особенно показательным в этом плане формирование в позднем мелу вулканогенных золото-серебряных месторождений на западе в пределах ОЧВП и месторождений золото-кварцевой формации на востоке, в пределах Британской Колумбии.

Рабочая гипотеза, объясняющая это явление, состоит в том, что процессам глобального тектонического растяжения, захватившим в верхнем мелу западную часть пояса с интенсивными проявлениями вулканизма, синхронны частично компенсирующие их процессы тектонического сжатия в восточной части пояса, обусловившие гранитоидный магматизм и золото-кварцевое оруденение.

5. В целом отмечается большее разнообразие рудноформационных и геолого-промышленных типов месторождений в восточной части Тихоокеанского пояса, что свидетельствует о возможных перспективах в этом плане восточных регионов России, где могут быть выявлены нетрадиционные типы месторождений.

1. Триада рифтогенез–угленакопление–золоторудные гиганты

Нами был осуществлен поиск эмпирических соотношений, которые позволили бы увязать пики концентрирования золота с набором геологических формаций. Для этого были использованы мо-

нографии А.Б.Ронова [1980], В.Н.Холодова [1984] и ряд других публикаций, в которых произведен количественный подсчет накопления геологических формаций в фанерозое. За одним исключением, такого соответствия выявить не удалось. Таким исключением являются бассейны угленакопления. Оказалось, что максимумы накопления углей в целом хорошо соответствуют таковым для золота. Другую корреляционную связь удалось обнаружить, вынеся на геологическую шкалу пики максимального рифтогенеза, по Е.Е.Милановскому (рис.113). Как известно, этот автор последовательно развивает гипотезу пульсационного развития Земли, и максимумы рифтогенеза отвечают, по Е.Е.Милановскому, импульсам максимального расширения Земли.

Таким образом, по результатам проведенного анализа, наметилась коррелятивная триада: пики образования крупных месторождений золота – импульсы рифтогенеза (расширения Земли) – максимумы угленакопления.

В отдельных своих частях эта триада, безусловно, не нова. Так, Н.М.Страхов в своем капитальном труде "Основы теории литогенеза" еще в начале 60-х годов писал о том, что основной глобальной закономерностью угленосных бассейнов является их приуроченность к зонам глубинных разломов. Существует и ряд других высказываний в этом плане, в том числе П.Ф.Иванкина об "углеродистом метасоматозе". Однако в представленном виде, базирующемся на большом, впервые собранном фактическом материале, полученная закономерность представляет, на наш взгляд, определенный интерес как в научном плане, так и для регионального прогнозирования.

Изложенные выше данные, из которых следовало наличие корреляции пиков концентрации крупных месторождений с этапами рифтогенеза и угленакопления, реализуются достаточно определенно на среднемасштабном уровне, где выявляется, что при наличии двух составляющих – рифтогенных структур и бассейнов угленакопления – крупные месторождения приурочены к периферии последних. Продемонстрируем эту их позицию на примере районов двух уже охарактеризованных выше объектов: Балейского и Дукатского месторождений.

Первый представляет собой систему позднемезозойских впадин, развитых на крупном сводовом поднятии, в которых в процессе раннемелового этапа континентального осадконакопления сформировалась толща угленосных осадков, наземных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований и конгломератов. Угленосная свита (пер-

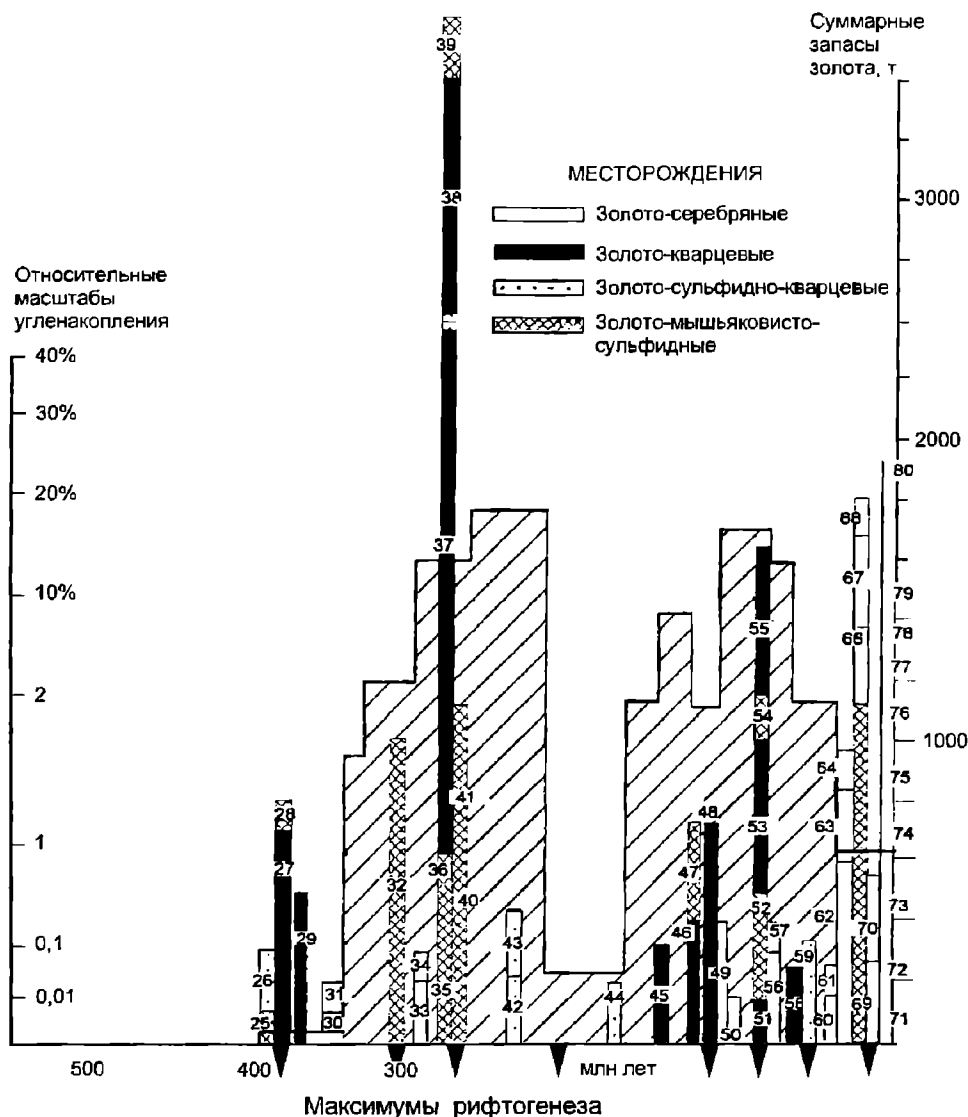


Рис. 113. Соотношение между концентрациями крупных месторождений, угленакоплением и рифтогенезом в истории Земли

вая) сложена переслаивающимися разномерными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями бурых углей иногда промышленной мощности. Накопление тонкозернистых, местами угленосных толщ в начале раннего мела происходило в большинстве впадин на значительной территории в условиях стабилизированной тектонической обстановки.

Свита вулканогенно-осадочных пород (вторая) сложена липаритами, трахилпаритами, стеклами, кислыми туфами, туффитами и песчаниками. Наиболее широко эти отложения развиты в юго-восточной части рассматриваемого района. К северо-западу проявления раннемелового магматизма представлены небольшими потоками кислых эф-

фузивов, субвулканическими и субинтрузивными телами.

Конгломератовая (третья) свита сложена толщиной грубообломочных валунно- и крупногалечных конгломератов, брекчий и конгломерато-брекчий с маломощными непотяженными линзами и прослоями разномерных песчаников и гравелитов, обладающих грубой косою слоистостью дельтового типа. Нижнемеловые отложения распространены в описываемых впадинах неравномерно и непоследовательно. В ряде случаев отмечаются фациальные взаимоотношения угленосной свиты с низами конгломератовой. Это обстоятельство, очевидно, указывает на непрерывность нижнемелового осадконакопления и интенсивные конседиментацион-

ные блоковые движения, обусловившие неравномерность распространения толщ.

Для анализа конседиментационных тектонических движений показательно изменение мощностей первой и третьей свит. Максимальная мощность первой свиты (1100 м) установлена на северо-востоке, в одном из развитых там грабенов, а третьей свиты (1100–1300 м) – на юго-западе.

В пределах крупной депрессии в центральной части района, в строении которой участвует рудоносный Центральный грабен, максимальная мощность первой свиты отмечена у ее юго-восточного борта (около 150 м), третьей свиты (250 м) – у северо-западного борта, вблизи ограничивающего впадину глубинного разлома. Кроме того, отложения третьей свиты развиты в восточном блоке самого Центрального грабена, вмещающего золотое оруденение.

В целом из сравнительного анализа мощностей конгломератовой и угленосной свит следует, что блоки, в которых накапливались угленосные отложения, были малоподвижны и стабилизировались в период резких вертикальных движений блоков, в которых шло образование грубообломочных толщ конгломератовой свиты. Следовательно, в раннемеловой этап в пределах впадин происходили дифференцированные тектонические движения с автономным развитием каждого из составляющих их блоков.

К участкам, активно воздымавшимся на границе раннего–позднего мела, относится рудоносный блок Центрального грабена. К началу раннего мела Центральный грабен имел сложную блоковую структуру. Интенсивные тектонические движения этого времени обусловили максимальную нарушенность блока, вмещающего золотое оруденение.

Раннемеловой тектогенез, с которым связано формирование золоторудных месторождений (возраст по адуляру 114–120 млн лет), характеризуется близким по времени формированием золотого оруденения в одном блоке и накоплением валуно-галечных конгломератов третьей свиты – в другом.

О многократных тектонических движениях в этап рудообразования свидетельствует широкое развитие полосчатых и брекчиевых текстур халцедоновидных кварцев, гетерогенных брекчий, выполняющих рудные тела и тектонические зоны, в которых обломки кварцев разных генераций имеют неправильные, нередко округлые формы, что, возможно, свидетельствует о формировании этих брекчий из еще не затвердевших гелевых образований, а также сложные пересечения рудных

тел, заключенных в системах полого- и крутопадающих разломов.

В целом Центральный грабен занимает периферическое положение по отношению к раннемеловому палеобассейну угленакопления и относится к тому типу структур, которые испытывали синхронные угленакоплению вертикальные блоковые перемещения.

Второй из рассматриваемых районов представляет собой крупную раннемеловую вулканотектоническую депрессию, заложенную на мезозойском (триасовом) складчатом основании.

Раннемеловые континентальные вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные комплексы, выполняющие депрессию, представлены вулканами кислого состава – пепловыми и витрокластическими туфами, шнимбритами, флюидальными афировыми и порфиоровыми лапаритами, на которых с размывом и небольшим угловым несогласием залегает существенно осадочная угленосная свита, сменяемая выше по разрезу залегающей согласно свитой пород терригенного состава.

Нижняя, фациально резко изменчивая подсвита угленосной свиты сложена темно-серыми глинистыми, песчано-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами песчаников, полимиктовых конгломератов, гравелитов, а также андезитов и их туфов. В этой толще есть прослой и пачки каменных углей, достигающих иногда промышленных масштабов. Верхняя подсвита сложена светло-серыми алевролитами, песчаниками и более редко встречающимися полимиктовыми конгломератами и песчано-глинистыми сланцами. Свита терригенных пород согласно перекрывает отложения угленосной и состоит преимущественно из темно-серых глинистых и песчано-глинистых сланцев с редкими прослоями серых алевролитов и песчаников. Выше по разрезу они сменяются переслаивающимися конгломератами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, алевролитами, андезитами, их лавобрекчиями и туфами.

Мощность угленосной толщи в пределах выявленного угольного месторождения оценивается в 600–700 м. Она прослежена на 3500 м по простиранию и 600–700 м по падению. Угленосная толща в основном распространена вдоль краевых частей впадины. Литолого-фациальные особенности толщи, мощности отложений, характер их залегания и распространения позволяют считать, что толща формировалась в локальном прогибе, в озерно-болотных условиях. Степень углефикации (угли относятся к каменным) свидетельствует о

значительном метаморфизме, обусловленном последующими тектоническими движениями и интрузиями гранитоидов верхнего мела. На бортах депрессии происходит выклинивание углисто-терригенной толщи и формационная смена ее туфами кислого состава, по-видимому, поступавшими из вулканических центров, активность которых была синхронна процессам осадкообразования в депрессии.

К небольшому вулкано-купольному сооружению, расположенному в бортовой части депрессии, приурочено золото-серебряное оруденение.

Позиция оруденения определяется в целом его положением в бортовой части палеобассейна, в месте выклинивания угольной толщи и ее фациального замещения синхронно формировавшимися вулканиками кислого состава, наличием здесь раннемеловых вулканических построек, осложненных системами разрывов, выполненных субвулканическими телами. Кислые вулканики формировались синхронно отложению нижних частей угленосной свиты и были перекрыты ее верхними частями, имеющими здесь небольшие мощности. В позднемеловое время произошла частичная активизация разломов в периферической части вулкано-тектонической депрессии, игравших роль рудоконтролирующих структур, и формирование новых, сопряженных с первыми рудовмещающих нарушений.

Воздействие высокотемпературных газовойодородных поствулканических эманаций привело к переходу в газовойодородную эмульсию и к переотложению в трещинах углисто-алевролитового материала в виде инъекционных и взрывных тел линзовидной и трубообразной формы, выклинивающихся с глубиной, их диффузии и тонким инъекциям по трещинам во вмещающие породы. Последующее наложение на них продуктивных минеральных ассоциаций, вероятно, благодаря восстановительной роли углерода, привело к формированию в таких участках рудных столбов.

Соотношения, близкие показанным выше, намечаются во многих других угленосных бассейнах, отечественных и зарубежных.

2. Бимодальные окисно-сульфидные рудообразующие системы

Сонахождение крупных сульфидных и окисных (существенно кварцевых) месторождений в единых или сопряженных структурах позволяет предполагать существование длительно развивающихся рудообразующих систем, в процессе эво-

люции и дифференциации которых происходит разделение сульфидных и окисных составляющих и формирование соответствующих месторождений. Поясним это положение на ряде примеров.

Лебединский и Куранахский сопряженные рудные узлы Алданского щита, приуроченные к отложениям его чехла, представлены сопряженным и пологим чашеобразным прогибом и валообразным поднятием, объединенным наложенной на них золоторудной зоной северо-северо-восточного простирания. Золоторудные месторождения связаны с мезозойской тектоно-магматической активизацией и имеют юрско-меловой возраст. Охарактеризованное выше месторождение Куранах представлено залежами золотоносных кварц-адуляровых метасоматитов гидротермального близповерхностного генезиса, сформировавшихся по древнему карсту в кембрийских известняках под экраном юрских песчаников. Выделяются стадии рисовидного кварца и адуляра с золотоносным пиритом, золото-кварцевая и стадия безрудного шестоватого кварца. Оруденение предположительно связывается с позднеальпийским (позднемеловым и палеогеновым) вулканическим циклом.

Лебединое месторождение приурочено к нижней (150–200 м) части кембрийской толщи, представлено многоярусными пластообразными телами и крутопадающими жилами. Кварц-сульфидные руды месторождения сложены преимущественно пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом; выделены ассоциации: пирит-анкеритовая, шестоватого кварца, поздняя сульфидная, золотая, поздних карбонатов.

Оруденение сопровождается мезозойские (юрско-меловые) пластовые интрузии, штоки и дайки щелочных и щелочноземельных сиенитов и сформировалось, по построениям Ю.А.Билибина, на глубинах 700–1000 м, что соответствует общепринятому субвулканическому уровню. Таким образом, существенно сульфидная и существенно кварцевая золотоносные системы сопряженных рудных узлов объединяются:

- близким временным интервалом рудоотложения;
- небольшими глубинами формирования (первые сотни – тысяча метров);
- сопряженными валообразным поднятием и чашеобразным прогибом длительного развития;
- единой золотоносной рудоконтролирующей зоной;
- наличием щелочного магматизма, характерного для активизированных платформ.

Сходное сообщество образуют золото-полиметаллическое месторождение Ледвилл в США (до-

было около 90 т золота) и золото-адуляр-кварцевое месторождение Крипл-Крик (добыто свыше 600 т Au), приуроченные к сопряжению близмеридиональной рифтовой системы Скалистых гор и северо-восточного пояса рудоносных порфировых интрузий плато Колорадо.

Месторождение Ледвилл приурочено к крылу антиклинали, сложенному палеозойскими доломитами и разбитому серией ступенчатых взбросов [Тведо, 1972]. Пластовые метасоматические залежи локализованы в доломитах непосредственно под силлами риолитовых порфиров позднемелового палеогенового возраста (70–60 млн лет) и имеют, соответственно размещению силлов, многоярусное строение. Руды состоят из агрегата пирита, сфалерита и галенита с серебродержащим тетраэдритом, содержат 60–120 г/т Ag и свободное золото, представленное золото-пирит-сфалерит-халькопиритовой ассоциацией, концентрации которой в высокосортных рудах достигало нескольких процентов.

Характерна многометальность оруденения, в связи с чем выделяются типы руд: магнетитово-спекуляритово-сидеритовые с наложенной золото-пирит-сфалерит-халькопиритовой минерализацией; существенно висмутовые; вольфрамсодержащие силикатные золото-пиритовые с ранним вольфрамитом и более поздним пиритом; марганец-сидеритовые. Возможно частичное обогащение руд золотом за счет гипергенных процессов.

Месторождение Крипл Крик приурочено к третичной вулканической депрессии, сформировавшейся на фундаменте протерозойских гранитоидов и кристаллических сланцев и сложенной базальтовыми вулканическими брекчиями, песчаниками и алевритами, рассеченными многоэтапными сериями щелочнобазальтовых даек. По данным С.Д.Шера [1972], насчитывается до пяти этапов внедрения сходных по составу дайковых систем и тел взрывных брекчий. Общий временной интервал формирования щелочного магматического комплекса составляет 37–27 млн лет, [Berger, Vanham, 1990]. Его представителем является уникальное грубообразное тело фонолитовых брекчий, сцементированных рудой ("Крессонов раздув") с возрастом 27–29 млн лет. Главные компоненты руд – кварц и халцедон (60%), флюорит, доломит и анкерит (до 20%). Присутствуют адуляр и кальцит. Золото представлено преимущественно теллуридами, главным образом калаверитом. В рудах установлено небольшое количество гюбнерита, что наряду со значительным развитием доломита и анкерита, необычных для этого типа месторождений, свидетельствует о некоторой

родственности с предыдущим объектом. Другой элемент общности, отмечаемый независимо разными исследователями, – контроль оруденения двумя системами разломов, одна из которых отвечает рифтовой системе Скалистых гор, другая – порфировому поясу Колорадо.

Два гигантских золоторудных месторождения Узбекистана – Мурунтау и Даугызтау – контролируются долгоживущим разломом близмеридионального простирания. Оба месторождения чрезвычайно сходны по геологической позиции, приурочены к верхам бесапанской свиты (S–C), подстилаемый вулканогенно-углеродисто-кремнистой формацией (R–V) и перекрываемой известково-доломитовой формацией (D₁₋₂). Позиция Даугызтауского рудного поля определяется, по геофизическим данным, провесом кровли скрытого массива гранитоидов; на месторождении Мурунтау скрытые гранитоиды установлены бурением на глубине 4 км. Формирование главного продуктивного этапа рудоотложения происходило синхронно (286±2 млн лет т.н.). Мурунтау – типичное золото-кварцевое месторождение штокверкового типа, руды которого на 95–99% состоят из кварца и включают мелкое высокопробное золото, распространены также сульфиды цветных металлов и шешлит. Необычным является широкий ареал флогопитового метасоматоза, что позволяет некоторым исследователям относить это месторождение к глубинным образованиям.

Руды месторождения Даугызтау представлены прожилково-вкрапленными агрегатами серцит-карбонат-пиритового состава с переменным количеством дорудного кварца в виде гнезд, прожилков и жил. Второстепенную роль в рудах играют сложные сульфиды, сульфосоли Pb-Ag, антимонит. Золото тонкодисперсное, концентрируется в мышьяковистом пирите и арсенопирите. Меньшее количество (около 3%) – более позднего тонкого самородного золота средней пробы (750–850), ассоциирует с сульфосолями.

Таким образом, охарактеризованные пары рудных месторождений видимо отражают довольно распространенное природное явление, рассматриваемое нами как проявление бимодальной рудообразующей системы. Подобные системы характеризуются:

- контролем региональными структурами глубокого заложения и их сопряжениями;
- проявлением крупных и гигантских по запасам руд месторождений;
- охватом во времени сопряженных тектономагматических циклов либо близким по времени рудообразованием. Последнее наиболее интерес-

но, поскольку позволяет убедительно аргументировать параллельное развитие окисной и сульфидной ветвей золотоносности;

– глубинными энергетическими источниками, возможно, мантийными диапирами, о чем свидетельствуют масштабы проявления магматических и рудообразующих процессов. Как следует из приведенных выше данных, не существует “жесткой” связи окисдных и сульфидных руд с теми или иными магматическими ассоциациями.

Вырисовывается приуроченность золото-сульфидных руд к эпицентрам магматических систем, которые могут быть как гранитоидными, так и базитовыми, а золото-кварцевых – к периферии таких систем. Генетические связи оруденения с конкретными магматическими ассоциациями во многих случаях являются проблематичными.

Первичная дифференциация рудного вещества на окисдные и сульфидные контрастные пары, по имеющимся геологическим данным, обусловлены длительным направленным воздействием условий регионального растяжения (возможно, происходившего в осевых частях рифтов или в эпицентрах “горячих точек”) и сопряженного сжатия на больших глубинах. В случае, когда такие факторы дифференциации отсутствуют, могут сформироваться месторождения, в которых совмещены окисные и сульфидные золотоносные ассоциации, например Нежданинское в Якутии, Зармитан в Узбекистане.

Практическое значение сформулированной гипотезы состоит в возможности прогнозирования пропущенной “пары” месторождений в случае, где для этого есть геологические предпосылки: данные о широком развитии рудообразующих процессов и их многоэтапности; наличие разнонаправленных рудоконтролирующих структур глубокого заложения, сопряженных прогибов и поднятий; магматические образования сложного состава и многофазного развития.

3. Рудоподготовительный этап как необходимая предпосылка образования золоторудных гигантов

Изложенный выше подход к крупным месторождениям как историко-геологическим аномалиям приводит нас к выводу о необходимости выделения рудоподготовительного этапа как показателя возможности обнаружения крупного месторождения, длительность которого может распространяться на предыдущий, безрудный тек-

тоно-магматический цикл и характеризоваться как геологическими, так и слабыми геохимическими аномалиями.

Наиболее наглядно наличие рудоподготовительного этапа прослеживается в рудно-магматических системах длительного развития: полициклических плутонах, “вложенных” одна в другую вулкано-интрузивно-купольных и кальдерных сооружений, полифазных дайковых системах. Принципиальная схема такой историко-геологической аномалии показана на рисунке 114. Конкретно она проявляется своеобразно для различных формационных типов месторождений, как это было отмечено при их описании. Предлагаемый критерий следует рассматривать в качестве рабочей гипотезы, нуждающейся в дальнейшей разработке.

4. Рудогенетические модели

Анализ разнообразных и порою противоречивых геологических явлений привел нас к гипотезе рудогенеза золоторудных гигантов [Константинов, 1993].

Суть нашей гипотезы состоит в том, что длительно формирующиеся энергетические центры предопределяли особенности структурообразования и седиментации, возможность концентрирования гидротермально-осадочных, гидротермальных и метаморфогенных золотых руд в “фокусах” эндогенной активности.

По данным А.Г.Миронова (1989 г.), при взаимодействии сосуществующих кислого и базальтового расплавов при температуре 1200°C и давлении 100 МПа происходит перераспределение золота в кислый расплав за счет уменьшения его концентрации в базальте, причем флюидная фаза служит главным агентом такого переноса. В случае возникновения андезитового слоя в зоне смешения магм он становится основным концентратом золота. Как только механизм диффузионного перемещения золота вступает в действие, масштабы концентрирования металла начинают зависеть, по-видимому, от трех факторов: содержания золота в первичном базальтовом расплаве, длительности процесса, интенсивности энергетического глубинного потока.

Эксперименты позволяют наметить два возможных варианта процесса: диффузия золота в гранитный слой и его дальнейшее перемещение в область рудоотложения гидротермами различного генезиса (флюидный тип диффузии); накопление золота в андезитовых магматических камерах и его концентрированное поступление в результа-

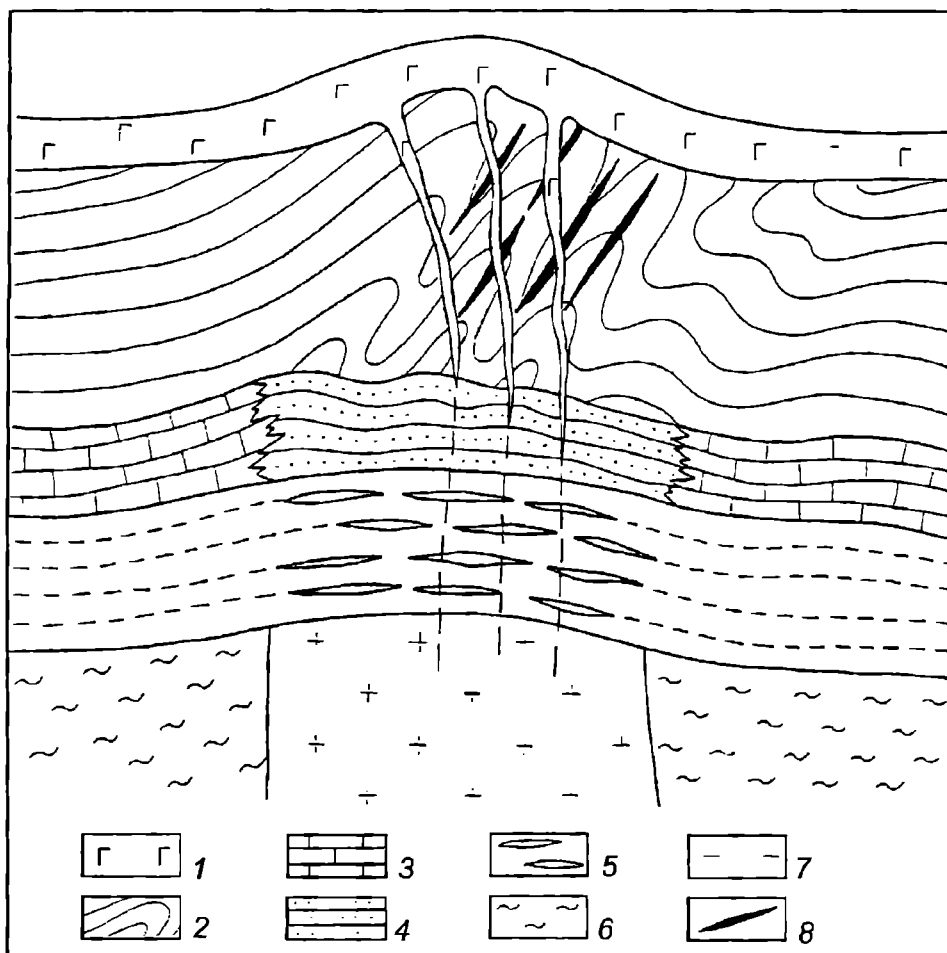


Рис. 114. Схема золотоносной истории геологической аномалии

1 – вулканические покровы и дайки; 2 – сланцы; 3 – известняки; 4 – песчаники и алевролиты; 5 – линзы сидерита, угля, пирита и марказита; 6 – кристаллические сланцы и гнейсы; 7 – граниты; 8 – рудные тела

те трещинообразования и эксплозивных процессов (условно флюидно-вулканический тип диффузии). В первом случае формируются гидротермально-осадочные руды, развивается коровый гранитоидный магматизм с сопряженным оруденением или эти процессы совмещаются. Ко второму – флюидно-вулканическому – варианту диффузии золота можно отнести формирование золото-серебряного оруденения эпикратонных и окраинно-континентальных вулканических поясов, областей тектоно-магматической активизации.

С двумя вариантами реализации механизма энергетического перераспределения золота корреспондируются два типа структурообразования: в системе базальт–гранит происходит объемное расширение пород и развитие куполов, в системе базальт–андезит–гранит – формирование магматической камеры, вулканизм и компенсационная

депрессия. Смена одного варианта другим должна, соответственно, вызвать смену структур: сначала куполообразование, затем секториальное погружение или вовлечение в общую депрессию.

Рассмотренными моделями не исчерпываются условия формирования крупных месторождений золота. Третью модель, условно названную лампрофировой, можно приложить к ряду объектов с интенсивно проявленным трещинным магматизмом. Объем выполняющих трещинные системы даек на золоторудных полях достигает 30–50% от общего объема пород, слагающих рудные поля, и вполне соизмерим с таковым интрузивного штока. При этом отмечается как многофазное развитие даек сходного состава, пересекающих и выполняющих разноориентированные системы трещин, так и чередование разнообразных по составу, нередко контрастных дайковых серий. Для предруд-

ных дайковых комплексов характерны устойчивые повышенные концентрации золота – на два порядка выше кларковых.

Примерно подобный стиль развития магматизма наблюдается на месторождении Крипл Крик в штате Невада (США). Палеоген-неогеновая вулканическая депрессия, контролирующая рудное поле, размещена в древних гранитах и включает серии даек, которые, согласно описаниям С.Д.Шера [1972], отражают не менее десяти стадий эруптивной деятельности. Среди них выделяются серии даек латито-фонолитов, сиенитов, фонолитов и базальтов.

Позднее в центре вулканической депрессии сформировалось вертикальное трубообразное тело, известное под названием “Крессонов раздв”, из которого добыто около 550 т золота. Работы остановлены на глубине 900 м из-за сильного притока горячих минерализованных вод. К лампрофировой модели рудообразования можно предположительно отнести также Кочкарское месторождение на Урале и Дарасунское в Восточном Забайкалье.

Формирование локальных глубоких очагов магмообразования на границе мантии и нижних уровней коры, с которыми связаны дайковые серии и концентрации золота, обусловлено развитием разломов глубокой проницаемости в консолидированных блоках; эта рудообразующая система наиболее характерна для областей тектоно-магматической активизации. Однако разрабатывающие эту гипотезу австралийские геологи считают ее значительно более универсальной [Barley, 1990]. Как следует из приведенной схемы, лампрофировый вариант развития магматической системы может быть пространственно связан с порфировым, а месторождения – образовывать переходные или совмещенные типы.

Сопоставление колонны дифференциации вещества земной коры [Щерба, 1975] с экспериментальными данными позволяет наметить хотя бы в первом приближении общую модель концентрирования золота в месторождениях-гигантах. Из нее следует, что в основе формирования золоторудных гигантов лежит коро-мантийное взаимодействие в зонах глубинных тепловых потоков. Оно происходит при миграции золота из основных и ультраосновных пород верхней мантии в гранитный слой коры при его концентрации в промежуточном андезитовом слое или магматических дифференциатах глубоких магматических камер. Этими вариантами определяются три основных типа рудно-магматических и рудно-энергетических систем (рис.115).

Глубинные тепловые потоки играли структурообразующую роль; с этим связана приуроченность месторождений к локальным депрессионным и купольным структурам, нередко замаскированным сложной изоклинальной складчатостью более поздних периодов деформаций.

Общими особенностями крупных концентраций являются: длительность формирования рудно-магматических и тектоно-рудных систем, относящихся к термокупольным и очаговым структурам приуроченность к сквозным рудоконцентрирующим структурам; “развернутость” рудообразующего цикла с широким развитием пострудных ассоциаций и сквозное обогащение золотом самых ранних и поздних ассоциаций.

В первом типе систем оруденение характеризуется длительностью формирования, возможной полигенностью, совмещением гидротермально-осадочных и плутоногенных процессов, многоярусностью и стратифицированностью.

Во втором типе систем рудоотложение может составлять кратковременный эпизод взрывного характера на фоне длительного “созревания” структур и дифференциации вулканических комплексов. Оно отличается наличием парагенетических и пространственных связей с магматизмом нескольких одновременных циклов, совмещением приповерхностных низкотемпературных и высокотемпературных фаций метасоматитов.

В третьем типе систем рудоотложению предшествует многофазный предрудный магматизм трещинного типа, по объему сопоставимый с интрузивными штоками. Оруденение характеризуется высокой концентрированностью и тесной ассоциацией с дайковым комплексом.

Рассматривая ту часть рудогенетической модели, которая описывает способы отложения рудного вещества, необходимо подчеркнуть, что все больше исследователей приходит к мнению о ведущей роли *гидротермально-осадочного* рудоотложения.

Наверно, одним из первых эту гипотезу применил Р.Хатчинсон [Hutchinson, Viljoen 1988] к обоснованию происхождения руд Витватерсранда. В частности, Р.Хатчинсон проводит параллель между конгломератами Витватерсранда и месторождениями архейских зеленокаменных поясов. Золото в обоих случаях тонкое, с высоким содержанием Hg. Субпластовые залежи пирита присутствуют в виде стяжений в Витватерсранде и эгсгалтов в вулканиках. Толентовые базальтовые напластования и железосодержащие осадочные горизонты сходны геохимически и литологически. Обогащение золотом ряда стратиграфических уровней по-

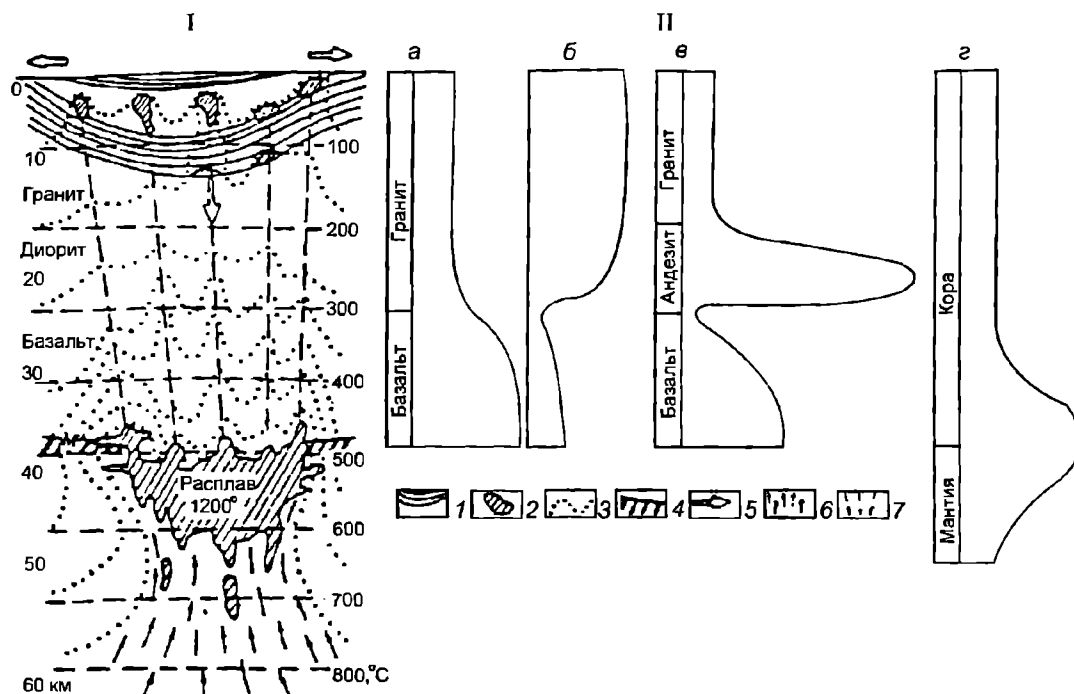


Рис. 115. Модели рудно-энергетических систем

I - строение колонны преобразования земной коры; II - концентрирование золота в расплавах. а - исходные концентрации в колонне базальтового и гранитного расплавов; б, в - перераспределение золота в гранитную и андезитовую части колонны; г - концентрация золота в очаге на границе мантия-кора; 1 - слоистые толщи земной коры; 2 - магматические расплавы и интрузии; 3 - изотермы; 4 - граница земной коры; 5 - направления растяжений земной коры; 6 - направления термомассопотока; 7 - зоны проницаемости

звояет предполагать, что химическое отложение преобладало над обломочным. Интересны описанные Р.Хатчинсоном водорослевые нитевидные текстуры золота в углеродных пластах. По его данным, золотоносные эксгалиты поступали вдоль тектонически активного северо-западного края бассейна на дно мелкого моря. При этом концентрации пирита приурочены к краевой части бассейна, а отложение золота происходило в более удаленных окислительных обстановках вблизи водорослевых скоплений.

М.М.Константинов и Т.Н.Косовец [1996] разработали гидротермально-осадочную модель рудообразования применительно к золото-кварце-

вым месторождениям в турбидитах Южной Якутии.

А.Д.Щеглов полагал, что таким способом могло сформироваться месторождение Хемло в Канаде.

Вышеприведенные фактические данные показывают, что таким образом могли сформироваться также такие золоторудные гиганты, как Хоумстейк в США, Мурунтау в Узбекистане, Ашанги в Гане, Бендиго в Австралии. Очевидно, что гидротермально-осадочная гипотеза требует дальнейшей разработки как перспективное направление в прогнозировании золоторудных гигантов.

Глава 4

РУДНОФОРМАЦИОННЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большеобъемные месторождения и принципы многомерной их систематики (на рудноформационной основе)

Под крупными и сверхкрупными следует понимать месторождения, приближающиеся по своим параметрам к регионально значимым геологическим объектам (образованиям магматических, осадочных, метасоматических или метаморфических формаций) и отличающиеся от них прежде всего аномально высокими содержаниями рудных элементов. Как правило, они сопровождаются рядами средних и мелких преимущественно жильных месторождений-сателлитов. Таким образом, едва ли следует относить к крупным месторождениям только современные уникальные промышленные объекты, иначе пришлось бы исключить из этого разряда основное количество комплексных золотосодержащих месторождений будущего, какими являются, например, гигантские зоны тонкой сульфидизации в черносланцевых толщах. Кстати, если мы посмотрим на ретроспективу изменения размеров крупных промышленных месторождений, то увидим, что они все более приближаются к размерам таких членов геологических формаций, как свиты и интрузивные комплексы.

Крупные и сверхкрупные (большеобъемные, уникальные) месторождения можно рассматривать в качестве естественных классификационных единиц (табл.4), если, разумеется, есть доказательства элементов общности источников рудного вещества.

Определение этих источников (коровые, подкоровые, или магматические ювенильные, магматические ассимилированные, постмагматические выщелачивания и пр.) всегда представлялось сложным и гипотетичным. Вместе с тем источники

нередко генетически связаны и развивались унаследованно, а элементы их неоднородности при все нарастающих объемах изотопных исследований элементов руд и пород вполне познаваемы.

В связи с этим для дальнейшего совершенствования рудноформационного направления необходимо усилить исследование эволюционно-исторического аспекта рудообразования [Сидоров, 1995а]. Хорошо известно, что основная масса континентальной коры возникла в архее и “ее последующая история выражалась в виде взламывания, переработки, раздвижения и сдвигания сиалических блоков при сравнительно небольшом латеральном наращивании” [Яншин и др., 1984]. Минеральное вещество земной коры за обозримое геологическое время (около 4 млрд лет) повсеместно и неоднократно реювенировалось [Рундквист, 1993]. Именно поэтому докембрийские рудные формации в значительной мере определяют металлогению различных геологических эпох и провинций. Одними из первых скопления рудного вещества, которые могли именоваться большеобъемными (крупными, уникальными) месторождениями и представлять геологические формации, являются залежи железистых кварцитов – самых древних и распространенных хемогенных осадков загадочной, но, по всей вероятности, биогенной природы. В архее они обнаруживают отчетливые связи с вулканогенными породами. Однако наиболее крупные месторождения полосчатых железистых кварцитов типа озера Верхнего не являются, по-видимому, вулканогенными. Их накопление нарастало до середины протерозоя и существенно замедлилось ко времени первых перемещений литосферных плит. Вторая группа древнейших рудных формаций является магматической; она представлена стратиформными кумулятами с хромсодержащими шпинелями и сульфидно-никелевыми скоплениями в коматитовых лавах оснований разрезом архейских зеле-

Таблица 4

Большееобъемные рудные месторождения и их спутники

| Большееобъемные месторождения | Примеры | Спутанные месторождения |
|---|--|---|
| Железистые кварциты | Исуа (Гренландия), Хилл (Зап. Австралия) | Колчеданные (пиритовые), магнетитовые скарны, <u>золото-кварцевые, золото-серебряные, редкоземельные</u> |
| <i>Уран-многометалльные</i> | Олимпик-Дам (Австралия), Витватерсранд (Ю. Африка), Болиден (Европа) | Скарновые редкометалльные и редкоземельные, пятиэлементные, полиметаллические, вольфрамовые, <u>золото-сульфидно-кварцевые, золото-кварцевые, золото-серебряные, сурьмяные</u> |
| Колчеданные полиметаллические | Норанда (Канада), Куроко (Япония) | Полиметаллические (скарновые, жильные, метасоматические), <u>золото-серебряные</u> , серебряные, сурьмяные, ртутные |
| <i>Сульфидные вкрапленных руд</i> | Майское (Чукотка), Бакырчик (Казахстан), Карлин (США) | Золото-(мышьяковисто)-сульфидные, золото-сульфидно-кварцевые, золото-кварцевые, золото-серебряные, серебряные; оловоносные касситерит-кварцевые, силикатные, сульфидные: вольфрамитовые, урановые |
| <i>Медно (молибден)-порфировые</i> | Бингем (США), Песчанка (Чукотка) | Полиметаллические, <u>золото-серебряные, золото-сульфидно-кварцевые</u> , сурьмяно-ртутные, ртутные (метасоматические, жильные кварц-сульфидные, порфировые) |
| Серебро-полиметаллические, олово-(серебро)-порфировые | Боливийский, Лулат (Северо-Восток России) | Редкометалльные, касситерит-силикатно-сульфидные, олово-серебряные, <u>золото-серебряные</u> , сурьмяные (порфировые, грейзеновые, жильные) |
| <i>Медно-никелевые, хромитовые, платинометалльные</i> | Бупшвельд (Южная Африка), Норильск (Россия) | Медно-порфировые, колчеданные, полиметаллические, <u>золото-сульфидно-кварцевые, золото-серебряные (теллуридные)</u> , вольфрам-ртутные (в ультрабазитах Корякии) |

Курсивом выделены болееобъемные месторождения, в связи с которыми установлены уникальные и крупные месторождения золота. Подчеркнуты основные типы

нокаменных толщ. Эти образования свидетельствуют, что гравитационное осаждение кристаллов в магматических расплавах – древнейший рудообразующий процесс в истории развития земной коры. Эти две группы, определившие соответствующие эволюционные линии рудообразования, имеют не только принципиально различное генетическое содержание. Первая группа тесно связана с ранними этапами развития земной коры и в последующем многократно реювенирована. Вторая группа – мантийная и связана с развитием земной коры опосредованно; ее месторождения развиваются на протяжении всей геологической истории. Более того, именно очевидность магматической природы этой группы месторождений способствовала бурному развитию представлений о генетической связи рудообразования с интрузиями, хотя образование расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и связанных с ними хромитовых и медно-никелевых месторождений абсолютно несопоставимо с отложением руд из горячих растворов в пределах и вблизи гранитоидных интрузивов.

С началом первых перемещений литосферных плит и образованием активных континентальных окраин связывается формирование мощных рифтогенных гематитизированных, сульфидизирован-

ных и колчеданосных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ с медистыми и ураноносными песчаниками и сланцами. При формировании этих толщ железисто-кварцитовые провинции и мафит-ультрамафитовые расслоенные массивы представляются уже в качестве областей сноса (размыва) и реювенации. Именно поэтому металлогения раннего рифтогенеза наиболее разнообразна и содержательна. Рудные районы этой, третьей группы месторождений характеризуются повышенной ураноносностью. С.Г.Неручев [1982], исследуя влияние концентраций урана на биопродуктивность континентов и океана в фанерозое, пришел к выводу, что эпохи интенсивного накопления планктоногенного органического вещества связаны с активизацией выноса из подкоровых глубин U, P, V, Ni, Cu, Co и ряда других элементов, включая золото. Представляется естественным, что в докембрии эти эпохи проявлялись на несколько порядков интенсивнее и особенно в период усиления рифтогенеза. Необходимо также предположить возрастание поступлений в земную кору углеродородного флюида, необходимого для объяснения резкого увеличения биомассы органического вещества в эпохи интенсивного накопления планктоногенного органического вещества. При этом можно согласиться с гипотезой образования руд

непосредственно из глубинного флюида. Однако, как показывают многочисленные сведения, биоорганические субмаринные осадки также являются весьма эффективным источником рудного вещества.

Первоначальными рудными формациями, следовательно, являются: 1 – железистые кварциты; 2 – хромитовые и медно-никелевые месторождения в расслоенных базит-ультрабазитовых интрузивах; 3 – рудоносные сульфидизированные, гематитизированные, метаморфизованные и гранитизированные толщи раннедокембрийского рифтогенеза (медистые сланцы и песчаники, уран-многометалльные, в том числе пятиэлементные, колчеданные и другие рудные формации). С этими базовыми геологическими преформациями связаны генетически или парагенетически многочисленные сателлитные (преимущественно жильные) рудные формации, как докембрия, так и фанерозоя. Соответственно, сравнительно легко выделяются три линии полихронных рудноформационных рядов (табл.5): эпиконтинентальная (железисто-кварцитовая), мантийная (хромитовая и медно-никелевая) и раннего рифтогенеза (довольно пестрый набор месторождений этих рудных формаций объединяет повышенная их ураноносность). Рудные формации последней линии развиваются несопоставимо сложнее по сравнению с двумя первыми, так как при рифтогенезе вновь имеют место как осадочное рудообразование, так и формирование расслоенных базит-ультрабазитовых интрузивов. Однако, будучи подобными, они по масштабам и временным интервалам развития на несколько порядков уступают своим раннедокембрийским аналогам. И вместе с тем в каждой эпохе рифтообразования могут быть выделены субмаринная и мантийная рудноформационные линии второго порядка, что имеет большое значение при построении региональных генетических систематик рудных месторождений.

В позднем докембрии и в фанерозое в пределах каждой линии зарождались и развивались порфировые, колчеданно-полиметаллические, новые сульфидные (вкрапленных руд) ряды рудных формаций. В пределах фанерозойских геологических провинций с метаморфизованным или гранитизированным докембрийским фундаментом в соответствии с принципом металлогенической унаследованности также прослеживаются перечисленные рудноформационные ряды, обусловленные эволюцией (и в особенности реювенацией) первоначальных раннедокембрийских рудных формаций [Сидоров, 1992]. По вкладу в первичное рудонакопление фанерозой, безусловно, в несколько раз ус-

тупает докембрию (по длительности геологических процессов более чем в 4 раза).

В предлагаемой общей многомерной систематике (см. табл.5) семь групп рудных формаций, традиционных для современных систематик, расклассифицированы по охарактеризованным выше трем генетическим линиям (вертикальные колонки). Рудные формации каждой линии связаны единым или родственными источниками рудного вещества. В пределах различных линий нередко отмечаются одноименные рудные формации, характеризующиеся близкими или даже идентичными физико-химическими условиями рудоотложения. Однако это всего лишь конвергентные рудные формации, так как их источники минерального вещества, безусловно, различны. В пределах платформенных и эпиплатформенных блоков земной коры три рудногенетические линии докембрия довольно контрастны. Как показывает опыт изучения тихоокеанских провинций, многократный рифтогенез, а также аккреции террейнов и преобразования активных континентальных окраин не изменяют существенным образом раннедокембрийскую металлогеническую специализацию рудных районов. Исключения составляют случаи наложения позднего мантийного магматизма и связанных с ним рудных формаций, что сравнительно легко диагностируется.

Многомерная систематика представляет не только теоретический интерес, намечая пути изучения металлогенической унаследованности и подходов к первоисточникам рудного вещества конвергентных месторождений. Она имеет определенное прогностическое значение. Установлено, например, что распространенность и промышленная ценность месторождений одноименных формаций существенно различны. Эти различия определяются их принадлежностью к соответствующей рудноформационной линии.

Крупные и сверхкрупные месторождения золота

Наиболее древние и самые впечатляющие концентрации золота известны в золото-урановой и платино-медно-никелевой Южно-Африканской провинции, возраст оруденения на месторождении Витватерсранд, по данным различных авторов, колеблется: от 2550 до 3850 млн лет [Burger et al., 1962; Шер, 1972] до 1900–2070 млн лет [Davidson, 1960]; метабазаальты, перекрывающие рудные залежи, датированы по циркону в 2716 млн лет

Принципы многомерной систематики рудных месторождений

| Генетическая характеристика месторождений | Рудные формации | | |
|---|---|---|--|
| | эпиконтинентальной линии (железистые кварциты) | мантйной линии (расслоенные мафит-ультрамафитовые комплексы) | линии протерозойского рифтогенеза (минерализованные и гранитизированные черносланцевые толщи и медистые песчаники) |
| 1. Магматические (в том числе пегматитовые) | Редкоземельные пегматиты | Медно-никелевые, благороднометалльные. Хромитовые, титано-магнетитовые | Рудоносные (U, Th, Nb, Ta, Ni, Cu) пегматиты |
| 2. Осадочные, осадочно (вулканогенно)-гидротермальные | Железистые кварциты, железняковые, железо-марганцевые, колчеданные | Медно-колчеданные, полиметаллические стратиформные, титано-магнетитовые, сульфидные вкрапленных руд (в том числе золотые и МПГ) | Полиметаллические колчеданные, медно-колчеданные полиметаллические и уран-многометалльные (в том числе уран-ванадиевые стратиформные), золото-сульфидные вкрапленных руд |
| 3. Гипо- и мезотермальные, связанные с аккреционными и постаккреционными гранитоидами, в том числе порфировые | Редкоземельные, магнетит-скарновые, апатит магнетитовые, титано-магнетитовые, золото кварцевые | Медно(молибден)-порфировые, золото-сульфидно-кварцевые (в том числе золото-порфировые), полиметаллические, вольфрам-ртутные | Медно(молибден)-порфировые, скарново-полиметаллические, золото-сульфидно-кварцевые (в том числе золото-порфировые), медно-уран-золото-серебряные, олово вольфрам-редкометалльные, олово (серебро)-порфировые, золото-серебряные, сурьмяные |
| 4. Мезо-эпитермальные, связанные с субвулканическими телами | Золото-серебряные, Au:Ag = 1:10 | Медно-порфировые, золото-серебро-теллуридные, золото-серебряные, полиметаллические сульфидные | Медно-порфировые, олово(серебро)-порфировые, серебро-полиметаллические, золото-серебряные, сурьмяно-ртутные, флюоритовые |
| 5. Эпитермальные, связанные с субэпиральными эффузивами | Золото-серебряные, ртутные | Золото-серебряные, ртутные, флюоритовые | Золото-серебряные риолитовые (оловянные), сурьмяно-ртутные, флюоритовые |
| 6. Мезотермальные, связанные с региональным метаморфизмом, в том числе регенерированные | Золото-сульфидные (пиритовые) вкрапленные, золото-кварцевые | Сульфидные вкрапленных руд (в том числе золотые), золото-сульфидно-кварцевые | Золото-сульфидные вкрапленных руд, золото-сульфидно-кварцевые, касситерит-сипкатные, сурьмяные, урмяно-ртутные |
| 7. Телетермальные | Сурьмяно-ртутные, сурьмяные | Сурьмяно-ртутные, ртутные | Сурьмяные, сурьмяно-ртутные, ртутные |
| Примеры рудных районов, месторождений | Западная окраина Алданского щита, Исуа (Гренландия), Кривой Рог (Украина), Клинтон (Аппалачи), Центральная Колыма | Бушвельд, Инсизва (Ю. Африка), Норильск (Россия), Аляска, Корьякия (Россия) | Олимпик-Дам, Брокен Хилл (Австралия), Кызыл-Кумы (Узбекистан), Майское (Чукотка), Нежданиское (Якутия), Сухой Лог (Сибирь) |

(Armstrong, 1991 г.). Сингенетичная (россыпная) гипотеза образования руд этого уникального месторождения в течение многих лет держалась исключительно на авторитете П.Рамдора. В последние годы все большее признание получает гипотеза образования руд Витватерсранда из гидротермальных растворов, предложенная Г.Ф. Дэвидсоном в 60-ых годах и подтвержденная сравнительно недавно большой группой исследователей [Barnicoat et al., 1997]. Последние при этом отмечают, что осаждение золота было связано с взаимодействием рудоносного флюида с углеводородами глинистых осадков бассейна Витватерс-

ранд. Для провинции в целом характерны два важнейших золотоносных ряда рудных формаций: золото-урановый (уран-многометалльный), [Сидоров, 1998] и медно-никелевый сульфидный. Кроме руд Витватерсранда, здесь развиты также свиты стратиформных жил в породах доломитовой свиты Трансваальской системы (типа руд Пиларимсрест), отмечены секущие золото-кварцевые жилы. Стратиформные жилы, судя по типу минеральных ассоциаций, могут быть отнесены к золото-пиритовой и золото-сульфидно-кварцевой (золото-редкометалльной) формации. Высокое содержание (до 70%) и золотоносность гальки кварца в конгломе-

ратах, по всей вероятности, указывают на интенсивное метаморфогенное образование кварцевых жил еще в добушвельдский период. Золотоносность предшествовала кварцеобразованию, сопровождала его и продолжалась на протяжении развития и становления бушвельдских интрузивных комплексов. Однако основная золотоносность связана с формированием архейских и протерозойских песчано-сланцевых и вулканогенных толщ, особенно с их метаморфизмом. Несколько источников рудного вещества просматриваются из сравнений изотопных разновидностей свинца, сделанных Г.Ф. Дэвидсоном [1960]. По его мнению, бушвельдский галенитовый свинец (1910–2010 млн лет) поступал непосредственно из пород, в которых не существовало загрязнений из более древних образований; смешанный галенитовый свинец золото-урановой минерализации показал колебания возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от 1900 до 2280 млн лет; наиболее древний галенитовый свинец отмечен в золоторудных жилах Трансвааля близ Барбертона (3350 млн лет). Все это подтверждает полхронность источников рудного вещества при образовании южноафриканского золоторудного гиганта.

Рудные источники золотых и золотосодержащих месторождений уран-многометалльной группы формаций (золото-урановая, пятиэлементная, железо-редкоземельная, медно-уран-золото-серебряная) связаны с различными по составу осадочными и осадочно-вулканогенными толщами с минерализацией сульфидно-вкрапленного и гематит-вкрапленного типов. Установлены довольно отчетливые признаки геохимической унаследованности электрум-уранинитового жильного оруденения от сульфидно-гематитовых залежей. Примером может служить стратиформное месторождение Олимпик-Дам, руды которого залегают в интенсивно гематитизированных и сульфидизированных осадочных и осадочно-вулканогенных породах протерозоя, интродуцированных дайками, neckами и силлами долеритов [Phillips, Groves, 1983; Roberts, Hudson, 1983]. Свободное золото связано главным образом с медносульфидными рудами, эпигенетическими по отношению к стратиформным. Золото представлено очень мелкими зернами (менее 20 мкм), образующими включения в сульфидах и гематите, либо рассеянными в породе. Микропрожилки золота и зерна размером менее 10 мкм отмечаются в связи с зонами сульфидизации, в прожилках барита, в брекчиях окварцованного и серицитизированного гранита [Roberts, Hudson, 1983]. Формирование подобных месторождений связано с глобальными событиями рифто-

образования, приведшими к распаду протерозойского суперконтинента. Осадконакопление и породообразование (в т.ч. гранитизация) в рудоносных рифтовых системах сочеталось с поступлением эндогенного металлоносного флюида. В рудах пятиэлементного месторождения Атабаска (Канада) установлены минеральные ассоциации урана, золота и осмистого иридия [Davidson, 1960]. Вместе с тем состав элементов, характеризующий пятиэлементные и золото-урановые руды, близок типичной "черносланцевой ассоциации" [Сидоров, 1998]. Не менее сложным и еще более полхронным представляется формирование месторождения Хоумстейк (штат Южная Дакота), ассоциирующегося с железистокварцитовый линией развития; возраст руд на месторождении датируется от докембрия (2500 млн лет) до третичного периода (38–58 млн лет). Однако возраст основного источника рудного вещества, определенный по изотопному составу свинца отвечает возрасту метаосадочных (в т.ч. черносланцевых) докембрийских пород [Рай и др., 1977].

Уран-многометалльная линия рудных формаций отчетливо характеризуется развитием сверхкрупных золотых (и многометалльных) месторождений. Крупные докембрийские месторождения железистокварцитовый и медно-никелевой (мантийной) линией (см. табл. 4, 5) развиваются в основном при благоприятных сочетаниях с уран-многометалльной линией рудных формаций. Однако с дифференциатами основной магмы связаны широко известные золоторудные гиганты Калгурли (докембрий) и Крипл-Крик (миоцен). Золото-теллуридное месторождение Калгурли отличается от своих более молодых минералогических аналогов прежде всего тем, что его руды связаны преимущественно с зонами золотоносной минерализации (главным образом сульфидизации) пород; из кварцевых жил добыто не более 2% золота [Шер, 1972]. В рудах наиболее распространены пирит и теллуриды (калаверит, петцит, силванит, калгурлит); наряду с теллуридами распространено субмикроскопическое золото в пирите, что рассматривается крайне неубедительно некоторыми геологами как определенный признак родства с золото-сульфидными рудами в черносланцевых толщах. Фанерозойские сверхкрупные и крупные месторождения представлены преимущественно зонами золото-сульфидных руд вкрапленного типа (Карлин, Нежданское, Майское, Бакырчик, Кумтор и др.) и нередко порфиоровыми рудами, если вспомнить, что до открытия Карлинского рудного района крупнейшим золоторудным объектом США считалось медно-порфиоровое месторождение Бингем.

Формирование фанерозойских большеобъемных месторождений золота рассмотрим на примере крупнейших объектов Северо-Востока России.

Золоторудные месторождения Северо-Востока России. Из многих десятков золоторудных месторождений и рудопроявлений региона крупнейшими в настоящее время являются Нежданинское (Якутия), Наталкинское (Кольма) и Майское (Чукотка) (рис.116, табл.6). Эти три месторождения залегают в черносланцевых толщах верхоянского комплекса. Нежданинское и Наталкинское – в пермских глинистых сланцах и песчаниках, Майское – в средне-верхнетриасовых глинистых сланцах и алевролитах. Месторождения расположены в пределах перивулканической зоны постаккреционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Сидоров и др., 1993]: Нежданинское вблизи западного фланга этого 2500 километрового пояса, Майское – в пределах восточной (чукотской) ветви пояса и Наталкинское – вблизи центрально-охотской его ветви. Минерализация на каждом из названных месторождений развивалась в три этапа: 1 – доаккреционный гидротермально-осадочный, сингенетичный осадконакоп-

лению; 2 – синаккреционный плутоногенно-метаморфогенный; 3 – постаккреционный.

Во вмещающих породах Нежданинского месторождения, судя по публикациям [Силычев, 1970; Гамянин и др., 1985] и личным впечатлениям автора, на доаккреционном этапе (возможно, даже в период осадконакопления) широкое развитие получила сульфидная импреньция (по выражению М.К.Силычева), представленная мелкой равномерно распределенной вкрапленностью пирита и арсенопирита. Проявления седиментогенной золотоносности сульфидов в турбидитах Южной Якутии сравнительно недавно рассматривались М.М.Константиновым и Т.Н.Косовец [1996]. На синаккреционном этапе (постинтрузивном-1, по Гамянину и др.) происходило образование многочисленных метаморфогенно-гидротермальных кварцевых жил с гнездовой вкрапленностью рудных минералов, выделены следующие минеральные ассоциации: шеелит-пирит-арсенопирит-кварцевая, халькопирит-галенит-сфалеритовая, тетраэдрит-сульфоантимонитовая и антимонитовая. На постаккреционном этапе, связанном с верхнемеловым палеогеновым магматизмом Охот-

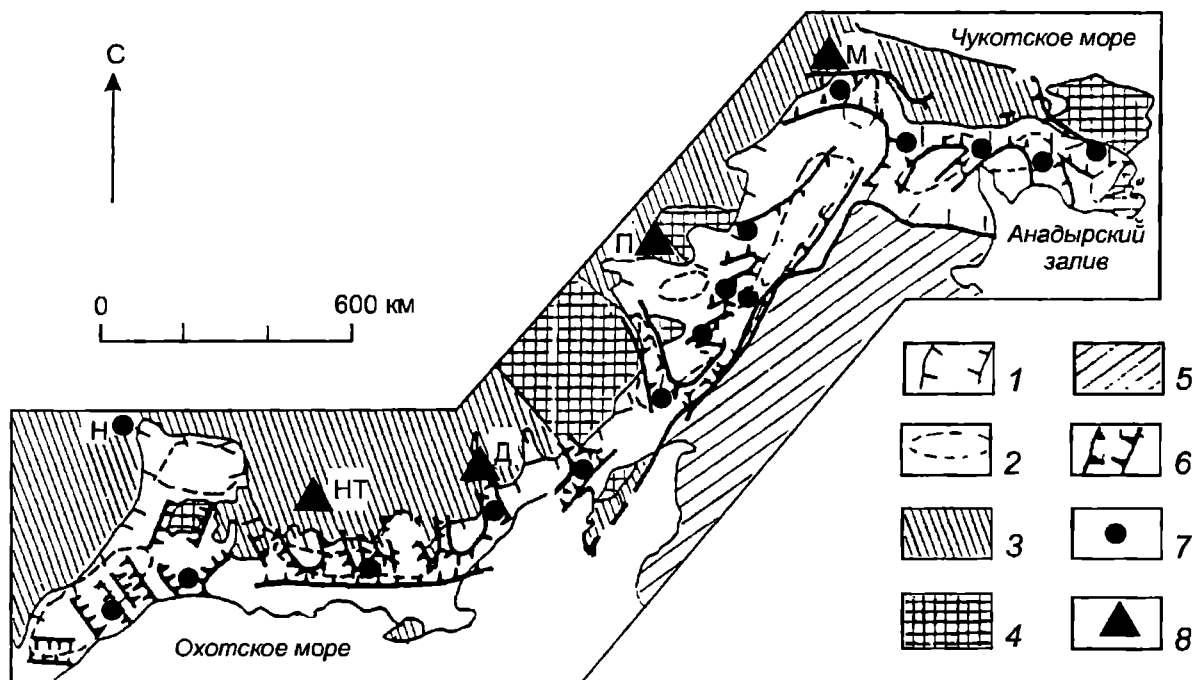


Рис. 116. Золотые и золотосодержащие месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его перивулканической зоны

1 - постаккреционный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 - крупнейшие отрицательные (кальдерообразные) вулканоструктуры; 3-4 - террейны, аккрецированные до образования Охотско-Чукотского пояса; 3 - кольмские и чукотские группы террейнов (преимущественно пассивных континентальных окраин), 4 - кратонные террейны; 5 - корьякско-камчатская группа террейнов; 6 - границы золото-сереброносных зон в Охотско-Чукотском поясе; 7 - эпитермальные золото-серебряные месторождения и рудопроявления; 8 - большеобъемные золотые (Н - Нежданинское, Нт - Наталкинское, М - Майское) и золотосодержащие (Д - Дукатское серебряное, П - Песчанка - медно-порфирировое) месторождения

Схема формирования полихронных золоторудных месторождений в черносланцевых толщах (Северо-Восток России)

| Этапные и стадийные минеральные ассоциации руд | Характеристика руд большеобъемных месторождений | | |
|---|---|---|---|
| | Месторождения | | |
| | Нежданнинское (Якутия) | Наталкинское (Колыма) | Майское (Чукотка) |
| Доаккреционные | Пиритовые (с золото-кварцевыми жилами в турбидитах смежных районов. по [Константинов, Косовец, 1996]) | Пиритовые с хлоритом, карбонатами, рутилом в углеродистых метасоматитах | Пиритовые (выражены слабо) |
| Синаккреционные | Ранние – кварц-пиритовые с микроассоциациями полиметаллических сульфидов и золота; поздние – пирит-арсенопиритовые с полиметаллическими сульфидами и золотом | Ранние – кварц-пиритовые с микроассоциациями полиметаллических сульфидов и золота (дегдеканский тип); поздние – кварц-пирит-арсенопиритовые с полиметаллическими сульфидами и золотом | Кварц-пирит-арсенопиритовые с полиметаллическими сульфидами и золотом в смежных районах (Средний Ичувеем) |
| Постаккреционные: 1. Эпитермальные допорфировые 2. Порфировые | 1. Золото-пирит-арсенопиритовые вкрапленные руды в метасоматитах; 2. Золото-сульфидно-шешлит-кварцевые с Ag-сульфосолями и антимонитом (постинтрузивная-2. по [Гамянин и др., 1985]) | 1. Золото-пирит-арсенопиритовые вкрапленные руды в углеродистых метасоматитах; адуляр-кварцевые жилы с электрумом [Скорняков, 1946] | 1. Пирит-арсенопиритовые вкрапленные руды с тонким золотом в углеродистых метасоматитах; кварцевые жилы с Ag-сульфосолями. 2. Золото-редкометалльная (кварц-арсенопиритовые жилы с минералами Sn, W, Mo, Bi, Sb) |

ско-Чукотского пояса, значительное развитие получили маломощные кварцевые и сидерит-кварцевые прожилки эпитеpмального типа с вкрапленностью арсенопирита, пирита, а также овихшита, пираргирита и фрейбергита; минерализация сопровождалась гидротермальными изменениями типа пропилитизации и, по-видимому, сульфидизацией вмещающих пород. Пирит и арсенопирит позднего этапа представлены друзовидными сростками мелких кристаллов [Гамянин и др., 1985].

На Майском месторождении доаккреционная и синаккреционная минерализация на вскрытом уровне проявлены слабо, хотя в смежных Средне-Ичувеемском и Сыпучинском районах широко распространены синаккреционные золото-кварцевые жилы, представляющие источники уникальных чукотских россыпей золота; отмечены также седиментогенные золотоносные конкреции пирита и марказита в черносланцевых триасовых толщах; в карнийских неизмененных глинистых сланцах в 1981 г. автором было обнаружено прожилковидное выделение высокопробного золота вне ассоциации с кварцем или с какими-либо другими минералами; в кварце базальных конгломератов, подстилающих нижнемеловые вулканогенные толщи, отмечалась вкрапленность галенита, сфалерита и пирита. Основные рудные тела месторождения представлены зонами мелко- и тонковкрапленной сульфидизации (арсенопирит, пирит) в глинистых сланцах и алевритовых черносланцевых толщ, и только в пределах верхних горизон-

тов месторождения развиты эпитермальные жилы кварца с вкрапленностью сульфидов, сульфосолей серебра и электрума. Объем жильных руд, включая самые поздние золотоносные антимонит-кварцевые жилы, незначителен. Основная масса золота (90%) заключена в виде субмикроскопических самородных выделений в арсенопирите и пирите. Интересно отметить, что мелкие и тонкие выделения золотоносных сростаний игольчатого арсенопирита и пирита в углеродистых метасоматитах глинистых триасовых толщ подобны аналогичным и более крупным сростаниям друзовидного арсенопирита и пирита в эпитеpмальных халцедон-кварцевых жилах, несущих также гнездовую вкрапленность сульфосолей серебра и электрума [Сидоров, 1966].

Наталкинское месторождение сравнительно недавно считалось типичным представителем золото-кварцевой россыпеобразующей формации [Шило, 1960]. Однако еще П.И.Скорняков в 40-ых годах в первых своих отчетах охарактеризовал его как эпитермальное золото-серебряное. Учитывая, что верхние горизонты этого месторождения давно отработаны, возникло убеждение об ошибочности этого утверждения. Тем более, что значительная часть руд на месторождении представлена мезотермальными золото-кварцевыми жилами колымского типа. Не менее значительная часть прожилково-вкрапленных руд рассматривалась в качестве околосильных образований. И только после обнаружения в районе месторождения эпи-

термальных жил и сравнительного изучения вкрапленных майских и наталкинских руд, а также выявления золотоносного пирита во вмещающих пермских турбидитах, стала очевидной полихронность Наталкинского месторождения: от доаккреционной золотоносной пиритизации и синаккреционных золото-кварцевых жил колымского типа до постаккреционных пирит-арсенопиритовых вкрапленных руд майского типа и эпитеpmальных образований.

Золотосодержащие большеобъемные месторождения представлены серебряным месторождением Дукат, сопоставимым по ряду черт с крупнейшим боливийским месторождением Потоси, и медно-порфировым месторождением Песчанка, сопоставимым по ряду параметров с таким рудным гигантом, как Бингем (США, штат Юта). Оба месторождения расположены также в перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (см. рис.116). Месторождение Дукат расположено в пределах рифтогенного прогиба, наложенного на верхоянские турбидиты пассивной континентальной окраины. Прогиб сложен вулканогенно-осадочной угленосной толщей нижнего мела, несогласно перекрытой позднемеловыми вулканическими покровами. Последние развивались синхронно с вулканической деятельностью Охотско-Чукотского пояса. Серебряное оруденение структурно ассоциирует с оловянным (преимущественно в терригенных толщах, прорванных синаккреционными гранитоидными интрузиями), золотым (в вулканогенных зонах), полиметаллическим (в пермских карбонатно-терригенных комплексах). Тесная парагенетическая связь серебряных допорфировых и порфировых формаций с серебросодержащими оловянными, полиметаллическими и эпитеpmальными золото-серебряными проявлениями достаточно хорошо установлена в пределах рифтогенного прогиба. Рудообразованию присущи длительные устойчивые сравнительно высокотемпературные условия формирования жильной и вкрапленной минерализации. Характерны при этом высокие межстадийные перепады температур и, как следствие, полипродуктивность рудоотложения с выделением сереброносных сульфосолюно-сульфидных парагенезисов в конце нескольких последовательных стадий минерализации при снижении температуры до 200–250°C. Среднее содержание золота в комплексных рудах 1 г/т при отношении Au:Ag = 1:400 [Сидоров и др., 1989].

Медно-порфировое месторождение Песчанка расположено в Баймской зоне разломов северо-западного и субмеридионального направления,

где наряду с медно-порфировыми рудами известны эпитеpmальные золото-серебряные и полиметаллические рудопроявления. Оруденение связано с синаккреционными позднемеловыми и постаккреционными меловыми многофазными интрузивами монцонитового и диорит-монцонитового состава, а также с дайками трахиандезитов и диоритовых порфиритов. В порфировых рудах (около 1000 млн т прогнозных запасов) установлено 0,51% Cu, 0,019% Mo, 0,42 г/т Au и 1,4 г/т Ag [Significant Metalliferous..., 1996]. В жилах и прожилках средние содержания золота на порядок выше.

На большеобъемных месторождениях объем вкрапленных (прожилково-вкрапленных) руд преобладает. По аналогии с гидротермально-осадочными месторождениями можно предположить, что доаккреционная золотоносность преимущественно золото-пиритовая. Эта золотоносность не имеет существенного промышленного значения на синаккреционных жильных месторождениях, хотя, судя по смежному с Наталкинским Дегдекан-Токичанскому рудному узлу, вкрапленность золотоносного пирита сухоложского типа [Буряк, Хмелевская, 1997] в районе достаточно распространена. Вполне возможно, что эта вкрапленность в пределах полихронных месторождений была регенерирована и перестроена в золото-кварцевых жилах уже в виде арсенопирит-пиритовых и золото-пирит-сфалерит-галенитовых парагенезисов. Учитывая, что толщи глинистых (углеродистых) сланцев обычно обогащены мышьяком [Ониси, Сандел, 1959], появление большого количества арсенопирита в синаккреционных метаморфогенно-гидротермальных жильных рудах представляется вполне закономерным. Вместе с тем, как показывает большой опыт исследований околожильных изменений вмещающих пород, золото-кварцевые жилы колымского типа сопровождаются незначительной (2–3 см) приазбандовой сульфидизацией. И, следовательно, основная часть метасоматических руд с мелкой и тонкой вкрапленностью золотоносных арсенопирита и пирита связана в большинстве случаев с постаккреционной активизацией в ранне- и позднемеловые этапы формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти руды нередко представляют “корневую систему” (нижний ярус оруденения) эпитеpmальных золото-серебряных жил [Сидоров и др., 1981; Сидоров, Волков, 1998].

Таким образом, очевидна приуроченность большеобъемных золоторудных и золотосодержащих месторождений к постаккреционным металлогеническим зонам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

генного пояса, с которым связаны также поздне-меловые эпitherмальные золото-серебряные месторождения (см. рис. 116). Последние, как показали наши исследования [Сидоров, 1998], развивались унаследовано от до- и синаккреционных металлогенических эпох. Однако вклад постаккреционной минерализации в полихронные месторождения значителен, если не определяющий. Жильные эпitherмальные золото-серебряные проявления представляются в рассматриваемом случае несомненным указанием особенностей размещения крупных скоплений полихронных золотых и золото-содержащих комплексных руд жильно-вкрапленного типа. Судя по изотопным исследованиям свинца [Шпикерман, Горячев, 1999], именно при эпitherмальном (вулканогенном) рудообразовании источники рудного вещества характеризуются максимальной полихронностью (от 1700 до 400 млн лет).

Ниже мы подробно рассмотрим некоторые аналогии состава минеральных ассоциаций крупных месторождений Майское (Чукотка) и Карлин (США, штат Невада). Феномен минеральных ассоциаций Майского рудного поля показан на рисунке 117. Состав этих минеральных ассоциаций в сущности превосходит минеральные типы месторождений (от касситерит-сульфидных до золото-серебряных и сурьмяных) всего рудного района. По данным Д. Хаусена и П. Кера [1973], в пределах золото-сульфидных залежей рудного района Карлин также распространены жильные золото-

серебряные и сурьмяно-ртутные месторождения и рудопроявления. Геохимические ассоциации вкрапленных руд на этих месторождениях в целом согласуются с составом минеральных ассоциаций. Минеральные ассоциации медно-порфировых (например, Бингем, США и Песчанка, Чукотка) и олово-серебро-порфировых (например, Дукал на Северо-Востоке России) в значительной, если не в полной мере отражают состав жильных месторождений этих крупных рудных районов. Соответственно, по составу руд эпitherмальных жильных месторождений мною и другими исследователями (например, [Wallace, 1978] для Западной Невады) предлагалось оценивать перспективность рудных районов в отношении большеобъемных порфировых и золото-сульфидных месторождений.

На этой основе нами разработаны региональные и локальные критерии связи жильных рудопроявлений с большеобъемными месторождениями вкрапленных руд, а также обобщенная схема связей крупнейших месторождений с их жильными сателлитами (см. рис. 117).

Таким образом, руды крупных месторождений содержат основную часть информации по вещественному составу других более мелких месторождений и рудопроявлений. И поэтому нередко крупнейшие месторождения представляют базовые рудные формации. Вместе с тем даже большеобъемные ртутные месторождения, обычно завершающие рудноформационные ряды, несут в своих мине-

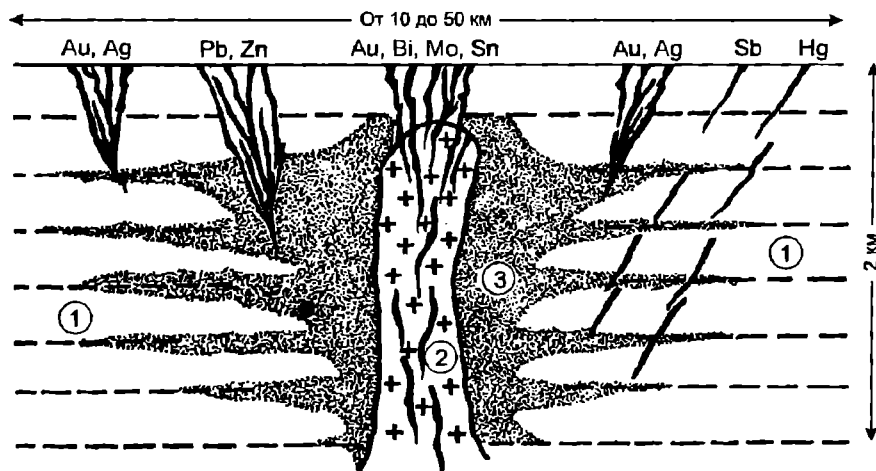


Рис. 117. Схема строения золото-сульфидного ряда рудных формаций

1 – глинистые, песчано-глинистые толщи мезозойд в основании Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 2 – гранитоиды, субвулканические дайки риолитов; 3 – зоны золотоносной сульфидизации, золото(мышьяк)-сульфидная формация вкрапленных руд; другие рудные формации: Au, Bi, Mo, Sn – золото-сульфидно-кварцевая (золото-редкометаллическая), Pb, Zn – полиметаллическая, Au, Ag – золото-серебряная, Sb – сурьмяная, Hg – ртутная

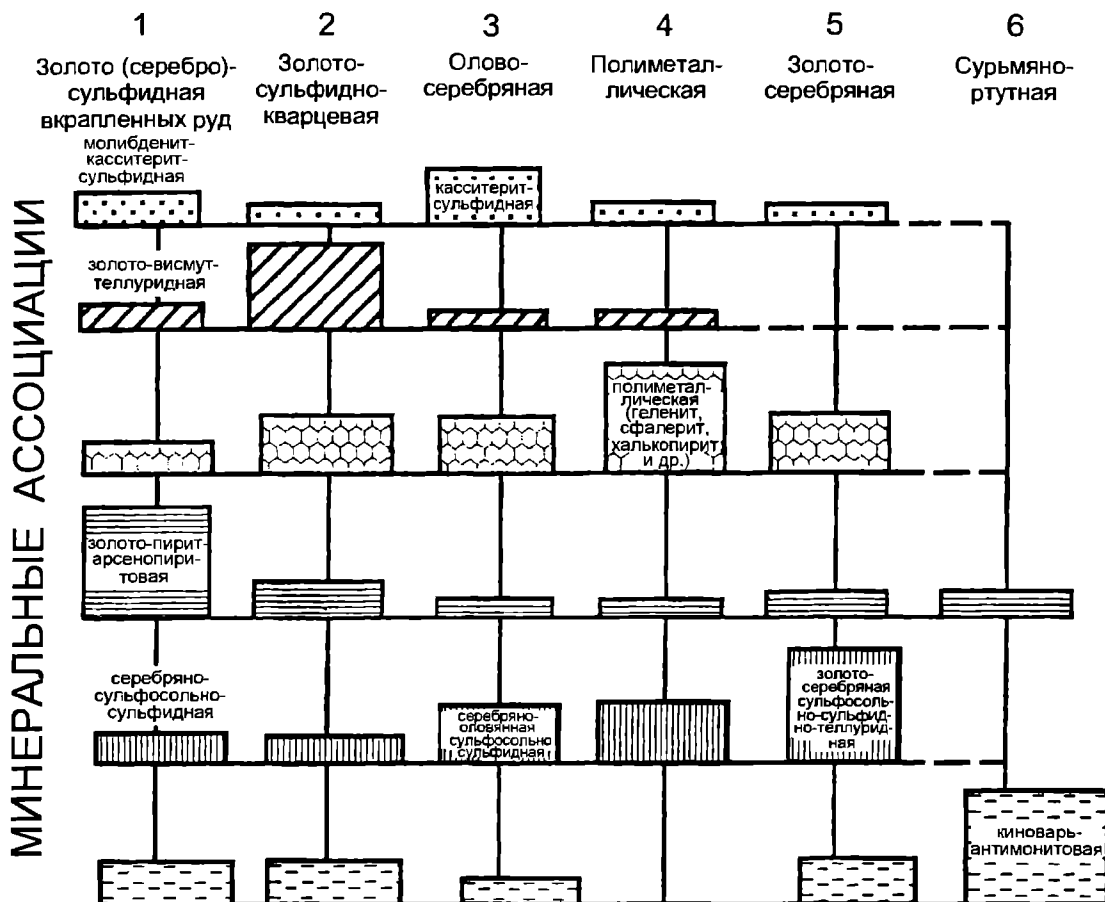


Рис. 118. Схема минеральных ассоциаций в месторождениях Майского рудного района

1 – Майское месторождение золото (мышьяковисто)-сульфидной рудной формации; 2 – месторождения Карпунг и Гытойхин золото-сульфидно-кварцевой формации; 3 – Кукейское месторождение серебро-оловянной (касситерит-сульфидной) формации; 4 – полиметаллические рудопроявления; 5 – месторождения Согка Рудная и Промежуточное золото-серебряной формации; 6 – рудопроявления сурьмяно-ртутной формации

ральных ассоциациях информацию о составе руд других месторождений своего рудноформационного ряда (рис.118).

Так, крупнейшее Палянское ртутное месторождение (Чукотка) образовалось в протяженной зоне брекчирования, смятия и милонитизации (прослежена на 6 км при мощности 2–2,5 км) в метаморфизованных песчано-глинистых толщах триаса. По направлению и внутреннему строению эта зона подобна Майской зоне золото-(олово)-сульфидного оруденения, отнесенной нами в пределах рудного района к базовой рудной формации. Близки эти зоны и по характеру тонкой сульфидизации пород (пирит, арсенопирит), определенные черты сходства отмечаются в составе рудных микроассоциаций (самородный мышьяк, галенит, сфалерит, пирротин, пентландит-миллерит, халькопирит, пирит, марказит, золото). Ртутное место-

рождение сформировалось в связи с гидротермально-магматическими процессами постаккреционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Однако полиметаллическая тонкая сульфидизация черносланцевых толщ в Майской и Палянской зонах имели длительное развитие с этапов образования рудовмещающих толщ [Ким, Цветков, 1968]. Не случайно на продолжении Палянской зоны [Сидоров, 1966] находятся уникальная Средне-Ичувеевская золотая россыпь. В связи с этим представляется, что рудная золотоносность Палянской зоны также уникальна. Именно поэтому мы оцениваем золотоносность этих зон, выделенных еще в 60-ых годах [Сидоров, 1966], как сопоставимые по объему руд с районами Карлина и Голд Кворри. В сущности, все большеобъемные месторождения в подобных рудных районах характеризуются определенными чертами базовых

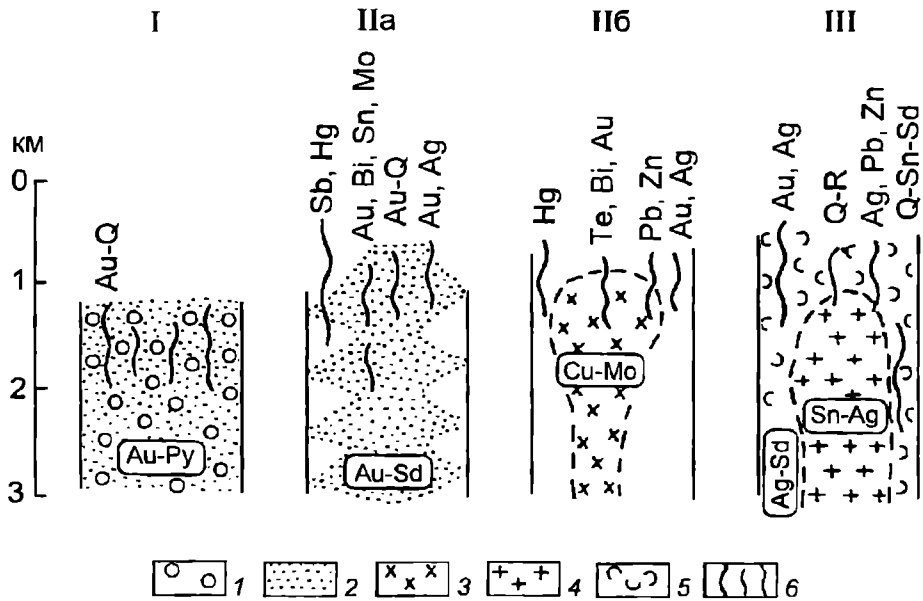


Рис. 119. Схема типовых связей жильных месторождений с месторождениями базовых рудных формаций (на примере рудных районов Дальнего Востока России)

1-5 - месторождения базовых рудных формаций: 1 - Дегдекан-Токичанские золото-пиритовые вкрапленные руды сухоложского типа (Au-He), 2 - Майские золото-(мышьяковисто)-сульфидные тонкодисперсные вкрапленные руды (Au-Sd), 3 - Банмские медно-молибден-порфиновые руды (Cu-Mo), 4 - Омсукчанские олово-(серебро)-порфиновые руды (Sn-Ag), 5 - Дукаатские серебро-сульфидные жильно-вкрапленные руды (Ag-Sd); 6 - жильные рудные формации: Au-Q - золото-кварцевая, Au, Ag, Te, Bi - золото-сульфидно-кварцевая (в т.ч. золото-порфировая), Au-Ag - золото-серебряная, Q-R - редкометалльно-кварцевая, Ag, Pb, Zn - серебро-полиметаллическая, Q-Sn-Sd - кварц-касситерит-сульфидная. Тип связи: I - генетический (черносланцевый), IIa - парагенетический черносланцевый, IIб - парагенетический порфировый, III - смешанный

рудных формаций, а все мелкие и средние жильные месторождения (в т.ч. россыпеобразующие) являются сателлитными, так как минеральный состав жильных руд обнаруживает убедительные элементы минералого-геохимического родства с тонкорассеянной преимущественно сульфидной вкрапленностью пород минерализованных зон (рис.119).

Нетрудно представить, что от геохимической неоднородности минерализованных пород (источников жильного рудного вещества) и динамики физико-химических процессов рудообразования зависит мобилизация-концентрация тех или иных элементов (Sn, W, Au, Ag, Sb, Hg) в пределах металлоносных зон. Следует также заметить, что по объему руд нередко наиболее эффективны так называемые подготовительные этапы рудообразования. Если, конечно, основными этапами полагать только жильное рудоотложение, что, по нашему мнению, совершенно неправильно.

На основе текстурно-структурного изучения руд и большого объема исследований газово-жидких включений в минералах нами выделены следующие уровни эффективного рудоотложе-

ния [Гончаров, Сидоров, 1979]: мезотермальный ярус - 1 - зона зеленосланцевого метаморфизма с золото-кварцевыми жилами ($P=0,4-1,3$ кб, $T=80-400^{\circ}\text{C}$), 2 - зона внутри- и окологранитоидная золото-редкометалльная кварцевожильная ($P=0,4-2,5$ кб, $T=150-500^{\circ}\text{C}$); сопряженный мезо- и эпитеермальный ярус ($P=0,1-1,4$ кб, $T=80-500^{\circ}\text{C}$): 1 - высокого температурного градиента (кварцевые жилы с массивными и поясовыми текстурами Cu-Mo, Pb-Zn, Au-редкометалльными, Au-Ag, Sb, а также Sn-Ag, Ag-Pb-Zn руд), 2 - резко изменчивых температурных градиентов (эксплозивные брекчии с Cu-Mo, Au-Te, Au-Ag, Cu-Pb или с Sn-Ag, Ag, Au-Ag, Ag-Pb-Zn рудами), 3 - изотермальная низкотемпературная зона (кварцевые и адуляр-кварцевые жилы с ритмично-полосчатыми, поясово-дрозовыми, каркасно-пластинчатыми текстурами с Au-Ag, Sb, Hg рудами), 4 - конденсации газо-паровой фазы (массивные метасоматические каолиниты, алуниты, кварциты с вкрапленностью и гнездами антимонита, киновари, иногда с гнездовой мышьяковой и молибденовой минерализацией). Эти зоны рудоотложения отчетливо совмещены только на таких крупных место-

рождениях, как Нежданинское, Майское, Дукат; третья и четвертая зоны эпitherмального яруса нередко характерны для слабо эродированных золото-серебряных месторождений.

Интересно отметить, что на верхних горизонтах крупнейших золоторудных месторождений Наталкинском, Нежданинском и Майском в разное время и разными исследователями (П.И.Скорняковым в 40-ых годах, А.А.Сидоровым в 60-ых годах, Г.П.Волорovichем в 70-ых годах) отмечались проявления эпitherмального оруденения, которое, как сейчас стало очевидным, является постаккреционным и связано с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Начало формирования этих месторождений связано с доаккреционными (по-видимому, гидротермально-осадочными пермо-триасовыми) зонами золотоносной пиритизации, значительная масса жильных руд представляется позднемезозойскими синаккреционными, а определенная часть вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд образовалась совместно с упомянутыми выше эпitherмальными проявлениями в постаккреционный позднемеловый этап.

Как в докембрии, так и в фанерозое, изучая рудные образования, ассоциирующие с интрузивными комплексами, мы практически всегда обнаруживаем родственное доинтрузивное оруденение.

Формирование крупнейших докембрийских месторождений определяется в 200 и более млн лет (Олимпик-Дам), а на месторождении Хоумстейк рудообразование завершилось в миоценовую эпоху глобального развития эпitherмальных месторождений в Тихоокеанском рудном поясе. Крупные временные перерывы в рудоотложении на месторождениях-гигантах нередко сопровождались размывом и обогащением руд в результате экзогенных процессов.

На примере развития большеобъемных месторождений Северо-Востока России хорошо различима динамика двух типов.

Первый тип, назовем его майским, характерен для интрузивно-купольных структур в пределах глинистых пластичных толщ: после образования плутона, гидротермальное рудообразование осуществляется на фоне постумных "выдавливаний" гранитоидных массивов. В результате этого мы наблюдаем на одном и том же уровне от дневной поверхности мезотермальные и наложенные эпitherмальные рудные образования; в пострудный период по той же причине верхние надинтрузивные части месторождения, а нередко и порфиоровые руды, уничтожаются эрозионными процессами. И вместе с тем сохраняются непорфиоровые

эпitherмальные рудоносные жилы в пределах глинистых толщ рамы.

Второй тип, назовем его дукатским, характерен для интрузивно-купольных структур в более жестких вулканогенно-осадочных или высоко метаморфизованных толщах. Вертикальные движения здесь обратимы, в том числе компенсационны, и поэтому отмечены внутрирудными размывами с образованием рудокластических слоев. Этот тип развития характерен для многих докембрийских месторождений и, по-видимому, более свойственен большеобъемным месторождениям.

При изучении стадийных минеральных ассоциаций крупных и средних месторождений Северо-Востока России (Дукат, Майское, Мраморная группа, Нявленга, Джульетта, Хаканджа и др.) отмечены многочисленные проявления реювенации рудного процесса в средние и заключительные стадии гидротермального жильного минералообразования.

С большой долей вероятности можно сделать следующий практический вывод:

а) прерывание средне-низкотемпературной (100–200°C) стадии рудообразования и редуцированный характер ее минеральных ассоциаций с последующим высокотемпературным минералообразованием представляется благоприятным фактором для золото-серебряных, серебряных, олово-серебряных и олово-полуметаллических месторождений, и в целом неблагоприятна для образования крупных золоторудных месторождений;

б) стабильность средне-низкотемпературных стадий благоприятна для крупных золоторудных, а также для сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений. Это подтверждается не только в пределах конкретных месторождений, но и при сравнительном изучении крупных рудных районов. Так, в Охотской ветви вулканогенного пояса от Охотского кратона до Дукатского рудного района включительно низкотемпературные жильные образования развиты слабо. Соответственно, здесь распространены средние и крупные олово-серебряные, существенно серебряные и золото-серебряные месторождения. И, напротив, в Чукотской ветви пояса (причаунский отрезок) низкотемпературные жилы широко развиты, и в пределах их ареалов открыты крупные золото-сульфидные, ртутные, а также средние и мелкие золото-серебряные месторождения. Впрочем, здесь развиты также золото-сульфидно-кварцевые (в т.ч. золото-порфиоровые), медно-порфиоровые, олово-порфиоровые и другие оловянные и олово-вольфрамовые месторождения и рудопроявления.

Анализируя с позиций размещения раннедокембрийских праформаций (см. вводный раздел) рудные месторождения Северо-Востока России, можно предположить следующее: золоторудные месторождения Центральной Колымы, чрезвычайно бедной другими полезными ископаемыми, по всей вероятности, образовались в связи с реовенацией (метаморфизмом, гранитизацией) пород преимущественно железисто-кварцевой формации, так как эти породы, как правило, исключительно бедны рудогенными элементами; золото, судя по некоторым сведениям [Boyle, 1979], составляет исключение. Следовательно, есть основания думать, что большинство старых россыпных районов Северо-Востока России характеризуется металлогеническими чертами, унаследованными, по всей вероятности, от железисто-кварцевой линии. Многочисленные метаморфогенные кварцевые жилы несут здесь мелкогнездовое золотое оруденение в пределах зон сульфидизации (пирротинизации), унаследованных при гранитизации железистых кварцитов. Районы крупнейших золотых месторождений необычно ассоциируют здесь с оловянными, олово-серебряными и олово-урановыми месторождениями. И при анализе металлоносности гранитоидов, развитых в этих районах, нетрудно рассмотреть черты уран-многометалльной линии (см. табл.5).

Аналогичным образом может быть установлена принадлежность других месторождений к определенной линии рудноформационных рядов, хотя при совмещении этих линий (в особенности, мантийной) анализ усложняется. Вместе с тем рудноформационные ряды мантийной линии, наиболее консервативной во времени, диагностируются сравнительно просто по распространенности мафит-ультрамафитовых пород.

Разумеется, сделанные выводы предварительны и нуждаются в подтверждении с помощью сравнительного изучения стабильных изотопов элементов из раннедокембрийских и фанерозойских руд и пород. И особенно недостаточно исследовано влияние областей сноса при формировании рудовмещающих толщ на факторы металлогенической унаследованности. Вместе с тем, прогностические возможности и перспективы развития многомерных систематик рудных месторождений очевидны.

О феномене сквозной золотоносности. В рудных районах с крупными и сверхкрупными месторождениями, как правило, при тщательном изучении удается обнаружить полихронную золотоносность от самых древних до самых молодых тектоно-магматических эпох. Как уже отмечалось ранее, в районе месторождения Хоумстейк отмечена золото-

носность докембрийских и третичных пород. При этом поздняя золотоносность этого района, судя по изотопным исследованиям разновозрастного свинца, регенерирована из докембрийского источника [Рай и др., 1977]. Полихронная и, по-видимому, сквозная золотоносность прослеживается в районах Витватерсранда и Бушвельдского комплекса расслоенных интрузий, сквозной представляется сингенетично-эпигенетическая золотоносность Мурунтау и Кумтора. Достаточно убедительно удалось показать также сквозную золотоносность Колымского региона.

Сравнительно недавно в пределах Омолонского кратонного террейна (см. рис.116) выявлены рудопроявления золота, относимые к среднепалеозойскому [Савва и др., 1997] и к докембрийскому [Аксенова, Шевченко, 1997] возрасту. Аккреция околоомолонского ансамбля террейнов: колымских – пассивной континентальной окраины на западе и чукотских – островодужных на северо-востоке, завершилась в послеготеривское-предальбское время. Фрагменты докембрийского фундамента обнажены преимущественно в палеозойских интрузивно-купольных поднятиях-выступах с месторождениями железистых кварцитов и магнетитовых скарновых залежей, ассоциирующихся с рядом других рудопроявлений. В частности, на Коаргычанском выступе в докембрийских катаклазитах среди очковых гнейсов и диафторитов отмечены амфиболиты и магнетитовые кварциты с гематитизированным кварцем, в штучной пробе из которого обнаружено 40,1 г/т золота и 306 г/т серебра; в магнетитовых кварцитах содержания золота достигают 2,4 г/т и серебра – 30 г/т. Неоднократно отмечалась также золотоносность сульфидизированных докембрийских амфиболитов, гнейсов и мигматитов в пределах Абкитского поднятия. Геологическая ситуация и минеральные ассоциации рудопроявлений позволили сопоставить их с оруденением типа Калгурли (Западно-Австралийский щит) [Фомина, 1998].

Многочисленные обширные районы распространения ранне-среднепалеозойских преимущественно кислых магматических пород занимают более 40000 км² площади Омолонского террейна и характеризуются железорудными скарновыми, медно-порфировыми, эпитемальными золото-серебряными и другими месторождениями окраино-континентальных магматических дуг. Золотоносность, по данным В.П.Показаньева (1976 г.), В.Д.Аксеновой и В.М.Шевченко [1997], представлена золото-кварцевыми прожилками в гранитах и сенигах раннепалеозойского абкитского и анмандьканского интрузивных комплексов; в квар-

це с вкрапленностью пирита и галенита зафиксировано до 42,5 г/т золота и 92,5 г/т серебра. Среди пропильтизированных базальтов раннекембрийской сезамской толщи отмечено большое количество кварцевых, кварц-полевошпатовых, кварц-магнетитовых, кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-кальцитовых жил и прожилков с повышенными содержаниями марганца, ванадия, серебра и золота. Среди карбонатных толщ ордовика выявлены золотоносные зоны сульфидизации в джаспероидах. Однако наиболее изучены в настоящее время эпитермальные золото-серебряные месторождения и рудопроявления палеозойских континентальных вулканических зон (месторождения Кубака, Ольча, Инняга, Туманное и др.). Они представлены адуляр-кварцевыми жилами с незначительной вкрапленностью сульфидов (пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, акантит, фрейбергит), электрума, кюстелита, золота и серебра, с еще более редкой вкрапленностью теллуридов (гессит, алтаит и др.) и сульфосолей (полибазит, стефанит, шпираргирит и др.). Именно незначительным содержанием рудных минералов в жилах эти месторождения отличаются от своих поздне меловых аналогов в приомолонских и других золото-сереброносных зонах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В кольмских и чукотских террейнах пассивных континентальных окраин распространены зоны золотоносной пиритизации (пирротинизации) в черносланцевых толщах перми, триаса и верхней юры. Эта пиритизация представляется доаккреционной гидротермально-осадочной. В период синаккреционного магматизма в зонах пиритизации формировалось большое количество метаморфогенно-гидротермальных золото-кварцевых жил [Сидоров, 1998]. Золотоносность сравнительно широко распространена также в связи с орогенными и позднеорогенными вулканоплутоническими поясами. При этом золото-редкометалльное (золото-сульфидно-кварцевое) оруденение отмечалось как в связи с меловыми оловоносными гранитоидными интрузивами Балыгычано-Сугойского рифтогенного прогиба (Au-Co месторождение Подгорное), так и с габбро-сиенитовым раннемеловым комплексом, интрузивы которого несут медно-порфиоровое и золото-порфиоровое оруденение (Баимская зона медно-порфиорового и золото-серебряного оруденения).

Тесная структурная и пространственно-временная связь золото-сульфидного, золото-серебряного и касситерит-сульфидного оруденений рассматривалась нами ранее [Сидоров и др., 1982; Сидоров, Волков, 1998] на примере Майского рудного

района (см. рис. 118, 119), расположенного северо-восточнее Баимской зоны. Месторождения и рудопроявления Майского района тесно ассоциируют с Кукенейским гранитоидным массивом, сложенным аляскитовыми гранитами и гранитпорфирами; распространены также более поздние дайки лампрофиров, риолитов и андезитобазальтов. Интрузивные породы характеризуют син- и постаккреционные этапы развития района; абсолютный возраст пород варьирует в пределах 107–115 млн лет.

На основе этих фрагментов сквозного золотого оруденения удастся проследить эволюцию его источников и формы связей с оруденением других минеральных типов. Данные о наименее радиогенном свинце из руд палеозойских эпитермальных и мезотермальных месторождений Омолонского кратона укладываются на вторичную изохрону с возрастом источника рудного вещества около 2,8–3 млрд лет [Горячев и др., 1997]. Докембрийская золотоносность связана с железистыми кварцитами и альбит-эпидот-амфиболовой фазией метаморфизма. Палеозойская доаккреционная и мезозойская син- и постаккреционная золотоносность представлены мезо- и эпитермальными месторождениями близких минеральных типов. Определение возраста рудоносных адуляр-кварцевых жил месторождения Ольча калий-аргоновым методом показало 251–275 млн лет; подобные же определения руд месторождения Кубака в южной золото-сереброносной зоне обнаружили разброс от 88–113 и до 312 млн лет. Это месторождение находится уже в пределах зоны активной мезозойской активизации [Степанов, Шипакова, 1994]. Многочисленные определения возраста эпитермальных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, включая рудопроявления Эвенской зоны, характеризуются разбросом величин от 32 до 88 млн лет (40 определений), хотя большинство определений относятся к интервалу 60–75 млн лет [Сидоров, и др., 1970], что соответствует нижнему палеогену-позднему мелу, хотя возраст вмещающих вулканитов преимущественно нижнемеловой. Вместе с тем в сопредельных восточных океанических и островодужных террейнах Корякии и Камчатки известны эпитермальные золото-серебряные месторождения в миоценовых вулканитах.

Золотое оруденение отмечено в тесной связи с магматическими породами самого различного состава от аляскитов до натровых монцититов, долеритов и базальтов. Соответственно, феноменом региона является золотоносность буквально всех рудноформационных рядов (рудных комплексов):

медно (молибден)-порфирового, оловорудных (включая олово-порфировый ряд), сульфидного – вкрапленных руд и собственно золотого (золото-пиритового вкрапленных руд). Разумеется, золотоносность этих рудноформационных рядов различна. Однако в пределах каждого ряда распространены золото-сульфидно-кварцевые (в т.ч. золото-порфировые), эпitherмальные золото-серебряные и золото-кварцевые месторождения. В собственно золотой ряд (рудный комплекс) входит основная масса золото-кварцевых месторождений, представляющих главные источники уникальных золотых россыпей Кольмы и Чукотки. Вместе с тем в пределах крупных медно- или олово-порфировых рудных районов также выявлены золотые и золото-серебряные месторождения, в том числе уникальные по запасам и содержаниям металла в рудах, хотя в ряде таких районов значительных россыпных месторождений не обнаружено.

Учитывая определенные элементы металлогенической близости в фанерозое Омолонского террейна с кольмскими и чукотскими террейнами пассивных континентальных окраин, можно предположить элементы подобия в металлонности их докембрийских фундаментов. В этом случае сквозная золотоносность объясняется существенным развитием золотого оруденения в большинстве тектоно-стратиграфических террейнов региона уже на этапах формирования докембрийского фундамента, а феномен золотонности самых различных по составу магматических комплексов и рудноформационных рядов в значительной степени является следствием рековенации (регенерации) докембрийских образований.

В осадочных и вулканогенно-осадочных толщах различного возраста чрезвычайно распространено углеродистое вещество и все крупные и сверхкрупные месторождения в разной мере связаны с углеродистыми метасоматитами или, по крайней мере, со слоями науглероженных пород. В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть золотонность так называемых черносланцевых толщ, обычно в разной мере обогащенных углеродистым веществом

Золотонность черносланцевых толщ

Зоны сульфидизации в черносланцевых толщах следует рассматривать как неисчерпаемые комплексные месторождения цветных и особенно благородных металлов, так как их параметры в це-

лом ряде докембрийских и фанерозойских провинций сопоставимы с крупнейшими геологическими телами. Самый общий анализ металлонности углеродистых горизонтов позволяет сделать вывод, что для глинисто-терригенных и карбонатно (кремнисто)-вулканогенных толщ характерно золото-сульфидное оруденение, для вулканогенно-кремнистых – ванадий-молибденовое с фосфором, для карбонатных – полиметаллическое и железомарганцевое.

Глинисто-терригенные (глинисто-известковистые) толщи, представленные графитистыми и сульфидоносными углеродистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками, глинистыми и доломитистыми алевролитами, вмещают крупнейшие золоторудные месторождения Северо-Востока России (Неждановское, Наталкинское, Майское), Аляски (Джуно), Калифорнии (Мазер Лоуд), провинции Бассейнов и Хребтов (Карлин, Голд Квотри), Австралии (Бендиго, Балларат) и др. Карбонатно (кремнисто)-вулканогенные толщи сложены углеродистыми сланцами с известняками и доломитами, а также вулканитами; существенно рудоносные карбонатные пачки распространены в протерозойских толщах Карелии, Западного и Восточного Саяна и фанерозойских толщах Казахстана.

Вулканогенно-кремнистые толщи, сложенные раннекембрийскими переслаивающимися кремнистыми сланцами и яшмами, известковыми и углеродистыми сланцами, а также интенсивно измененными эффузивами и туфами с ванадий-молибденовой и фосфорной минерализацией, образуют пояс протяженностью 2000 км (от Китая до Центрального Казахстана). Кембрийские горизонты сульфидизированных черных сланцев Китая содержат до 2% Mo и аномальные концентрации Zn, Ni, Au, Pt, Pd [Coveney et al., 1991]. В ряде случаев отмечена положительная корреляция между рудным (V, Mo, Ni, Co) и углеродистым веществом. Эти наблюдения в равной степени относятся как к сингенетичным, так и эпигенетическим (приразломным) углеродистым сланцам.

Все толщи с сингенетичным или эпигенетическим углеродистым веществом (УВ) и оруденением обычно сопровождаются перераспределением УВ при прогрессивном и регрессивном метаморфизме пород, что препятствует установлению корреляционных связей УВ с рудными элементами. Особый интерес в перечисленных толщах представляют зоны тонкой рудной минерализации, проявленной преимущественно в сульфидизации (и гематитизации в докембрийских толщах). Однако специальные направленные исследований этих зон, имеющих

нередко региональное значение, не проводилось. Наиболее изученными можно считать зоны благороднометалльной, преимущественно золотоносной сульфидизации, часто сопровождающейся платинометалльной минерализацией и проявляющейся в форме крупных или даже уникальных месторождений.

Золотоносные зоны сульфидизации. В подавляющем большинстве зоны сульфидизации являются первичными по отношению к смежным жильно-прожилковым телам. Зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации весьма распространены в земной коре и разнообразны по своему генезису. Это наиболее легко мобилизуемый материал при метаморфизме или вообще реювенации любого типа. Зоны особенно типоморфны для террейнов турбидитных бассейнов, а также островодужных террейнов и окраинноматериковых магматических дуг, где занимают огромные пространства, смежные с колчеданными залежами; широко развиты в пределах гетерогенного основания вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных поясов различного возраста, в том числе в терригенных песчано-глинистых, углисто-глинистых или карбонатных породах. В зеленотуфовых провинциях их природа, очевидно, близка к генезису руд курок. Разумеется, не все эти зоны связаны с развитием черносланцевых формаций и имеют определяющее металлогеническое значение в регионах. В подавляющем большинстве зоны тонкой сульфидизации рассматривались в качестве околорудных (околожильных) образований и, соответственно, их изучение всегда проходило под знаком ореолов рассеяния, сопровождающих оруденение. Так, на золото-сурьмяном месторождении Сарыллах (Якутия) металлоносные зоны сульфидизации были обнаружены значительно позже освоения жильных рудных тел.

В зонах сульфидизации нередко отмечаются также другие тонкорассеянные минералы. Так, на месторождении Сухой Лог выявлено более 75 видов и минеральных разновидностей, представляющих классы самородных металлов, металлических твердых растворов и интерметаллидов, сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов, теллуридов и сульфотеллуридов, селенидов, висмутидов, антимонидов, фосфатов, вольфрамов, галоидов и оксидов [Дистлер и др., 1996]. Есть основание утверждать, что подобное разнообразие минеральных видов характерно для подавляющего большинства золотых месторождений в черносланцевых толщах с рудами вкрапленного типа. Вместе с тем эти руды обычно именуются пиритовыми или арсенопирит-пиритовыми, так как основная часть

минералов рассеяна в пирите, арсенопирите и породе в виде субмикроскопических выделений. Представление о положительных и отрицательных аномалиях в ореолах рассеяния в принципе хорошо подтверждают высокую степень мобилизации тонковкрапленного в породах рудного вещества. Даже частицы самородного золота с размерами 0,1 мкм и меньше являются легко растворимыми [Росляков, 1981; Boyle, Steacy, 1972] в средах, содержащих галоиды, сернокислые соли металлов, органические кислоты или специфические бактерии. Изученность зон тонкой сульфидизации (и вообще тонкой минерализации пород) чрезвычайно низка и позволяет предположить, что кларки рудогенных элементов, особенно так называемые местные кларки, в значительной мере обусловлены этой тонкой минерализацией.

Наиболее изученными являются зоны тонкорассеянной сульфидизации в пределах крупных золоторудных месторождений, таких, как Карлин (США, штат Невада), Майское (Чукотка), Нежданинское (Якутия), Бакырчик (Казахстан) и другие.

Руды базовых золото-сульфидных месторождений нередко отличаются от вмещающих пород лишь концентрациями равномерно рассеянных сульфидов. Главными продуктивными ассоциациями являются пирит-арсенопиритовая и пиритовая. Эти ассоциации представлены мелким и тонким мышьяковистым пиритом и игольчатым (удлиненно-призматическим) арсенопиритом, рассеянным в углисто-глинистой или глинисто-карбонатной породе. Основная масса золота сосредоточена в виде округлых субмикроскопических выделений в зернах пирита и арсенопирита. Среднее содержание сульфидов в рудах варьирует от 1–2 до 5–7%.

Рассмотрим особенности рудообразования в глинисто-известковых толщах золото-сульфидного месторождения Карлин (США, штат Невада) и терригенных толщах Майского месторождения (Россия, Чукотка). Суммарные запасы золота в рудном районе Карлин (Провинция Бассейнов и Хребтов) оцениваются в 2160 т. Это одно из уникальных открытий, сделанных геологами США во второй половине XX века. По данным Д. Хаусена и П. Керра [1973], месторождения этого рудного района приурочены к силурийским глинисто-карбонатным толщам, выступающим из-под тектонического покрова эвгеосинклинальных осадков. Тектонические окна образовались в результате размыва аллохтона на куполовидных поднятиях и прослеживаются вдоль северо-западных разломов, контролирующих размещение даек кварце-

вых порфириров. Рудные тела согласны с литологически благоприятными горизонтами алевролитистых известняков и алевролитов. В пределах восточной части Провинции Бассейнов и Хребтов (включая штат Юта), с которой одному из авторов удалось познакомиться в период научной экскурсии 1978 года, оруденение карлинского типа пространственно тесно ассоциируется с кайнозойскими медно-порфировыми (Бингем), золото-редкометалльными (Ок-Майн и др.), полиметаллическими (Тинтик), эпитермальными золото-серебряными (Гетчелл, Кортес и др.) и ртутными (Мёркер) вулканогенными месторождениями. Первичные (неокисленные) руды золото-сульфидных месторождений нередко отличаются от вмещающих глинисто-карбонатных пород лишь повышенным содержанием тонкорассеянных сульфидов. Основная масса золота сосредоточена в виде округлых субмикроскопических выделений (до 0,04–0,3 мкм) в мышьяковистом пирите. Среднее содержание золота в первичных рудах – 8–9 г/т; окисленные руды более богаты и весьма благоприятны для добычи и переработки. На первых этапах исследования в первичных рудах не было обнаружено самородного золота и поэтому их золотоносность связывалась исключительно с золото-органическими соединениями [Radtke, Scheiner, 1970]. Последующие исследования [Wells, Mullens, 1973] убедительно показали, что руды этого месторождения подобны рудам многих месторождений с тонкодисперсным золотом.

Майское месторождение расположено в триасовой толще глинистых сланцев (алевролитов) и песчаников в пределах зоны тектоно-магматической активизации, связанной с развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Сидоров и др., 1982]. Рудный район приурочен к структурам оперения крупного вулканического прогиба. Эти структуры приурочены к “скрытым” субмеридиональным разломам. Зоны тонкорассеянной сульфидизации сопряжены с вулканоструктурами, и есть основания думать, что рудные процессы развивались в определенной мере синхронно с важнейшими этапами вулканизма, хотя источники рудного вещества находились, по-видимому, в пределах терригенных толщ основания пояса. В золотоносных зонах тонкорассеянной сульфидизации, формировавшихся (реювенированных) по крайней мере на протяжении всего вулканогенного цикла, выявлена углеродисто-сульфидная минерализация, проявления игнимбрит-гранитоидного магматизма и кварцево-жильного оруденения в так называемых очаговых и купольных структурах. При этом игнимбрит-гранитоидный

магматизм синхронен или сопряжен с мощным гидротермальным метаморфизмом пород по периферии вулканоструктур и в перивулканической зоне; по окончании наземных извержений гидротермальные системы вновь реювенируются, локализуясь на участках становления гранитоидных интрузий. В период формирования платобазальтов в рудных полях перивулканической зоны развивались пострудные (иногда внутрирудные) дайки андезито-базальтов, секущие рудные тела.

Детально изученные нами золото-сульфидные зоны вкрапленных руд приурочены к интенсивно смятым темно-серым алевролитам с тонкорассеянным пиритом и арсенопиритом; в зонах отмечено также повышенное содержание углерода (до 1,5%), самородных сурьмы и мышьяка. Состав и характер вкрапленных руд оставался неизменным до изученных глубин (>2000 м).

Рудовмещающая структура представлена куполовидным поднятием в узле пересечения важнейших региональных разломов района. Оруденение и дайки гранит-порфириров и риолитов сосредоточены в горстообразном блоке в пределах приразломных зон динамометаморфизма (рис. 120). Интенсивность оруденения обнаруживает отчетливую зависимость от зон пластической деформации, слоистости и сланцеватости пород. Золото в рудах, так же как и на месторождении Карлин, преимущественно тонкодисперсное и образует субмикроскопические включения в игольчатом арсенопирите и мышьяковом пирите; среднее его содержание в рудных телах, оконтуренных в минерализованных зонах по данным химических и химико-спектральных анализов, 9–10 г/т. В пределах рудного поля отмечены жилы и прожилки различного минерального состава: от кварц-молибденитовых, кварц-касситеритовых, арсенопирит-пиритовых, халькопирит-пирротитовых и галенит-сфалеритовых до эпитермальных серебро-сульфоантимонитовых, антимонит-кварцевых и диксит-самородномышьяковых. Однако их объем в рудах месторождения незначителен. Вместе с тем эти жилы и прожилки хорошо отражают металлогеническую специализацию рудного района. В частности, золото-сульфидное оруденение в Майском рудном районе тесно связано с оловянным и олово-серебряным оруденением, а также с эпитермальными золото-серебряными и сурьмяно-ртутными месторождениями. Именно на этом основании мы рассматриваем все перечисленные рудные образования в качестве единого рудноформационного ряда, возглавляемого месторождениями золото-сульфидных вкрапленных руд. Золото-сульфидная формация является, таким образом,

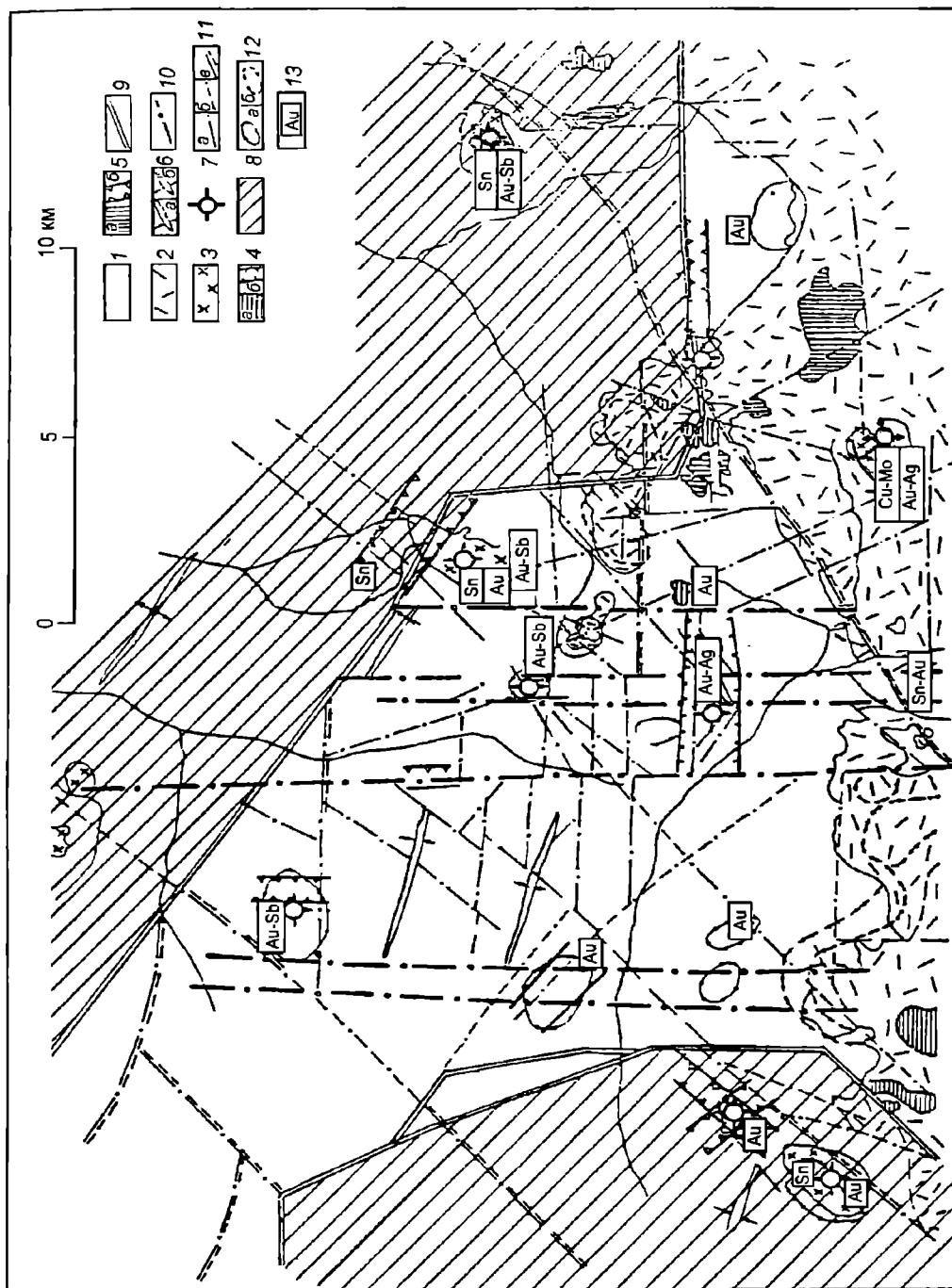


Рис. 120. Схема строения Майкopsкого района [Сидоров и др., 1982]

1 – нижний структурный этаж (трисовая чернослапцевая толща); 2 – верхний структурный этаж (вулканогенные толщи Охотско-Чукотского пояса); 3 – интрузивные гранитоидные массивы; 4 – магматические тела среднего и основного состава; а – субвулканические массивы, б – дайковые поля; 5 – магматические тела риолитового состава; а – субвулканические массивы, б – дайковые рон; 6 – ося брахискладок; а – синклинали, б – антиклинальные; 7 – рудоносные купольные структуры; 8 – блоки с предполагаемым залеганием слабоантитизированного основания более 3000 м; 9 – границы блоков с поднятым слабоантитизированным основанием (цифры на схеме – глубины залегания этого основания); 10 – рудо локализирующие разрывные нарушения и зоны смятия (фрагменты “скрытых” разломов); 11 – прочие разрывные нарушения; а, б – по геологическим данным (установленные и предполагаемые), в – по данным гравиметрии; 12 – магнитные аномалии; а – связанные с минерализацией пород, б – связанные с магматическими породами; 13 – месторождения и рудопроявления

базовой по отношению к другим рудным формациям. По данным Д.Хаусена и П.Керра [1973], месторождения карлинского типа также тесно связаны с эпitherмальными золото-серебряными, сурьмяно-ртутными и ртутными месторождениями Провинции Бассейнов и Хребтов.

Если проанализировать состав карлинских и майских руд (табл.7, 8; рис.121) [Нарсеев и др., 1986], то нетрудно увидеть целый ряд аналогий по содержанию рудогенных (Au, Ag) и петрогенных элементов – от содержания $C_{орг}$ (1,9–0,17% в рудах Карлина и 1,44–0,08% в майских рудах) до поведения калия и натрия в рудоносных метасоматитах. И это при том, что вмещающие породы Карлинс-

кого месторождения существенно карбонатные, а Майского – глинистые. Наиболее высокие содержания золота отмечены в тонкоугольчатом арсенопирите. Вместе с тем, на Карлине главным концентратом золота является мышьяковый пирит. Содержания золота в пирите достигают первых килограммов на тонну. Размеры золотин в сульфиде 0,3–0,04 мкм. Жильный и прожилковый пирит и арсенопирит обычно слабо золотосны. В наиболее распространенной поздней антимонит-кварцевой ассоциации иногда отмечается высокопробное (от 800 до 920) золото с размером золотин до первых миллиметров. Однако в целом золотосность этой ассоциации исключительно

Таблица 7

Спектрографические анализы проб руд разных типов (первичных, окисленных и выщелоченно-окисленных) месторождения золота Карлин, окно Линн, округ Эрика, штат Невада

| Элементы | Типы руд | | | | | | | |
|----------|----------|------|-------|------|------|-------|-------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Si | 10,0 | 10,0 | 10,0 | 10,0 | 10,0 | 10,0 | 10,0 | 10,0 |
| Al | 5,0 | 7,0 | 0,5 | 2,0 | 3,0 | 5,0 | 5,0 | 5,0 |
| Fe | 2,0 | 2,0 | 0,5 | 3,0 | 1,5 | 2,0 | 2,0 | 2,0 |
| Mg | 5,0 | 10,0 | 0,15 | 5,0 | 10,0 | 7,0 | 5,0 | 0,5 |
| Ca | 7,0 | 10,0 | 0,003 | 7,0 | 10,0 | 10,0 | 10,0 | 0,2 |
| Na | 0,05 | 0,1 | 0,03 | 0,05 | 0,1 | 0,07 | 0,03 | 0,07 |
| K | 1,5 | 3,0 | 0 | 1,5 | 1,5 | 2,0 | 1,5 | 2,0 |
| Ti | 0,2 | 0,2 | 0,02 | 0,1 | 0,1 | 0,15 | 0,15 | 0,3 |
| P | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2,0 | 0 | 0 |
| Mn | 100 | 150 | 7 | 150 | 500 | 150 | 150 | 10 |
| Ag | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0,7 |
| As | 154 | 800 | 385 | 180 | 480 | 1,000 | 1,450 | 790 |
| Au | 9 | 18 | 23 | 6 | 5 | 69 | 10 | 50 |
| B | 150 | 70 | 7 | 20 | 100 | 30 | 70 | 70 |
| Ba | 200 | 200 | 500 | 100 | 500 | 500 | 130 | 300 |
| Co | 7 | 5 | 0 | 7 | 3 | 3 | 3 | 1,5 |
| Cr | 70 | 70 | 10 | 30 | 70 | 70 | 50 | 100 |
| Cu | 50 | 20 | 70 | 30 | 70 | 50 | 20 | 30 |
| Ga | 15 | 15 | 0 | 7 | 7 | 10 | 10 | 20 |
| Hg | 25 | 40 | 55 | 25 | 20 | 200 | 35 | 100 |
| La | 50 | 0 | 0 | 50 | 0 | 50 | 70 | 50 |
| Mo | 15 | 7 | 5 | 15 | 50 | 10 | 5 | 5 |
| Nb | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 |
| Ni | 50 | 20 | 3 | 70 | 100 | 20 | 20 | 15 |
| Pb | 15 | 0 | 0 | 10 | 15 | 0 | 15 | 30 |
| Sb | 40 | 150 | 40 | 40 | 60 | 115 | 129 | 360 |
| S | 10 | 15 | 0 | 7 | 7 | 10 | 15 | 15 |
| Sr | 150 | 0 | 10 | 100 | 200 | 150 | 100 | 100 |
| Tl | 70 | 200 | 0 | 0 | 0 | 150 | 50 | 0 |
| V | 200 | 0 | 70 | 100 | 700 | 70 | 50 | 200 |
| W | 20 | 20 | 20 | 20 | 30 | 20 | 20 | 20 |
| Y | 20 | 30 | 0 | 15 | 70 | 20 | 30 | 30 |
| Yb | 2 | 2,5 | 0 | 1 | 3 | 1,5 | 3 | 3 |
| Zn | 51 | 114 | 6 | 7 | 100 | 5 | 163 | 65 |
| Zr | 100 | 150 | 20 | 100 | 70 | 150 | 200 | 300 |

Элементы от Si до P включительно даны в весовом процентном содержании, далее – в г/т.

1 – нормальный тип, главное рудное тело, высота 6300 м; Au = 9 г/т. 2 – нормальный тип, главное рудное тело, высота 6280 м; Au = 18 г/т. 3 – кремнеземистый тип, восточное рудное тело, высота 6300 м; Au = 23 г/т. 4 – пиритовый тип, главное рудное тело, высота 6300 м; Au = 6 г/т. 5 – углеродистый тип, восточное рудное тело, скважина колонкового бурения P8; Au = 5 г/т. 6 – мышьяковистый тип, восточное рудное тело, высота 6380 м; Au = 69 г/т. 7 – окисленный тип, главное рудное тело, высота 6330 м; Au = 10 г/т. 8 – выщелоченный, окисленный тип, главное рудное тело, высота 6320 м; Au = 50 г/т

Таблица 8

Химические анализы проб руд разных типов (первичных, окисленных и выщелоченно-окисленных) месторождения золота Карлин, окно Линн, округ Эрика, штат Невада

| Оксиды | Типы руд | | | | | | | |
|--------------------------------|----------|------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 32,6 | 39,6 | 95,7 | 51,9 | 33,4 | 42,1 | 50,9 | 73,9 |
| Al ₂ O ₃ | 5,2 | 6,7 | 1,6 | 4,2 | 3,3 | 6,0 | 5,5 | 12,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,69 | 1,9 | 0,66 | 3,3 | 1,2 | 1,9 | 2,0 | 3,1 |
| FeO | 1,0 | 0,84 | 0,1 | 1,1 | 0,14 | 0,68 | 0,12 | 0,16 |
| MgO | 8,0 | 9,3 | 0,06 | 7,3 | 11,2 | 9,1 | 4,9 | 1,3 |
| CaO | 22,1 | 14,4 | 0 | 10,3 | 18,0 | 13,1 | 15,6 | 0,48 |
| BaO | 0,03 | 0,02 | 0,08 | 0,01 | 0,09 | 0,06 | 0,02 | 0,03 |
| MnO | 0,04 | 0,03 | 0,21 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0 |
| Na ₂ O | 0,12 | 0 | 0 | 0 | 0,53 | 0,03 | 0,20 | 0,04 |
| K ₂ O | 1,5 | 1,7 | 0,26 | 1,0 | 1,1 | 1,06 | 1,3 | 3,5 |
| TiO ₂ | 0,26 | 0,36 | 0,03 | 0,26 | 0,15 | 0,30 | 0,23 | 0,63 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,12 | 0,07 | 0,12 | 1,1 | 0,25 | 0,12 | 0,09 |
| H ₂ O ⁻ | 0,17 | 0,42 | 0,10 | 0,41 | 0,23 | 0,39 | 0,24 | 1,1 |
| H ₂ O ⁺ | 1,2 | 1,6 | 0,83 | 1,1 | 1,2 | 1,8 | 1,4 | 3,1 |
| CO ₂ | 26,0 | 21,6 | 0,02 | 15,9 | 25,6 | 19,1 | 16,9 | 0,04 |
| S _{общ} | 0,72 | 0,82 | 0,11 | 2,8 | 0,8 | 2,2 | 0,2 | 0,11 |
| S _{срт} | 0,20 | 0,31 | 0,17 | 0,51 | 1,9 | 0,5 | 0,2 | 0,05 |
| As | 0,02 | 0,09 | 0,04 | 0,02 | 0,06 | 1,11 | 0,15 | 0,08 |
| Всего | 99,92 | 99,8 | 100,04 | 100,27 | 100,05 | 99,72 | 99,71 | 100,71 |

Описание типов руд дано в таблице 7

гнездовая, и ее роль в рудах невелика. Первичные руды месторождения Карлин со средним содержанием золота 10г/т разделены на нормальные, кремнеземистые, пиритовые, углеродистые, мышьяковистые (см. табл.8). Среднее содержание золота в выщелоченных окисленных рудах – 50 г/т. Руды нормального типа составляют 60% первичных руд и визуально почти неотличимы от неизмененных вмещающих пород. Однако в большинстве случаев от 25 до 50% карбонатных зерен породы выщелочено или замещено мелкозернистым кварцем и пиритом с привнесом золота (8 г/т), ртути (25 г/т), галлия (50 г/т), сурьмы (100 г/т) и мышьяка (400 г/т); содержание S_{срт} не превышает 0,25–0,30%, что отвечает его концентрациям в неизмененных породах. Состав гипогенных вкрапленных руд на глубину в пределах изученных интервалов (более 2000 м) остается неизменным, что указывает, по-видимому, на осадочное или гидротермально-осадочное рудообразование. Элементы рудной зональности отмечаются только для минеральных ассоциаций жил и прожилков, что в свою очередь подтверждает их гидротермальное образование. При этом в минералах эпитермальной зоны (в жилах и прожилках) резко возрастает количество серебра (табл.9), отмечаются также серебряные сульфосоли [Сидоров и др., 1982]. Подобные характеристики вкрапленных и жильных руд легко обнаружить на таких крупных золото-сульфидных месторождениях, как Бакырчик (Казахстан), Кумтор (Киргизия), Даугызтау (Узбекистан), Нежданское (Якутия) и многих других. Что же касает-

ся самого вкрапленного золото-сульфидного оруднения, то оно в той или иной мере проявлено в пределах каждого золотоносного рудного района. Состав элементов-примесей в тонкорассеянном пирите и арсенипирите вкрапленных руд обычно коррелирует с минеральными ассоциациями жил и прожилков, хотя условия образования последних представляются иными.

Золоторудные месторождения тонковкрапленных руд нередко относятся к большеобъемным и уникальным по запасам благородного металла. Однако первичные (гипогенные) руды этих месторождений являются “упорными” и требуют значительных затрат при извлечении из них золота. Гипергенные процессы (зоны окисления), а также метаморфизм руд, способствующий разложению золотоносных сульфидов и укрупнению золотин, многократно увеличивают промышленную ценность месторождений.

Таким образом, вкрапленные руды в конкретных рудных районах имеют, по-видимому, как парагенетические, так и генетические связи с жильными рудами. В первом случае вкрапленные и жильные руды имеют единый источник рудного вещества, во втором вкрапленные руды представляются промежуточным источником рудного вещества жильных месторождений.

Учитывая преимущественно дожилый (как на месторождениях Карлин и Майском) возраст вкрапленных руд, представляется логичным и целесообразным рассматривать их в качестве начального базового элемента в универсальной геолого-

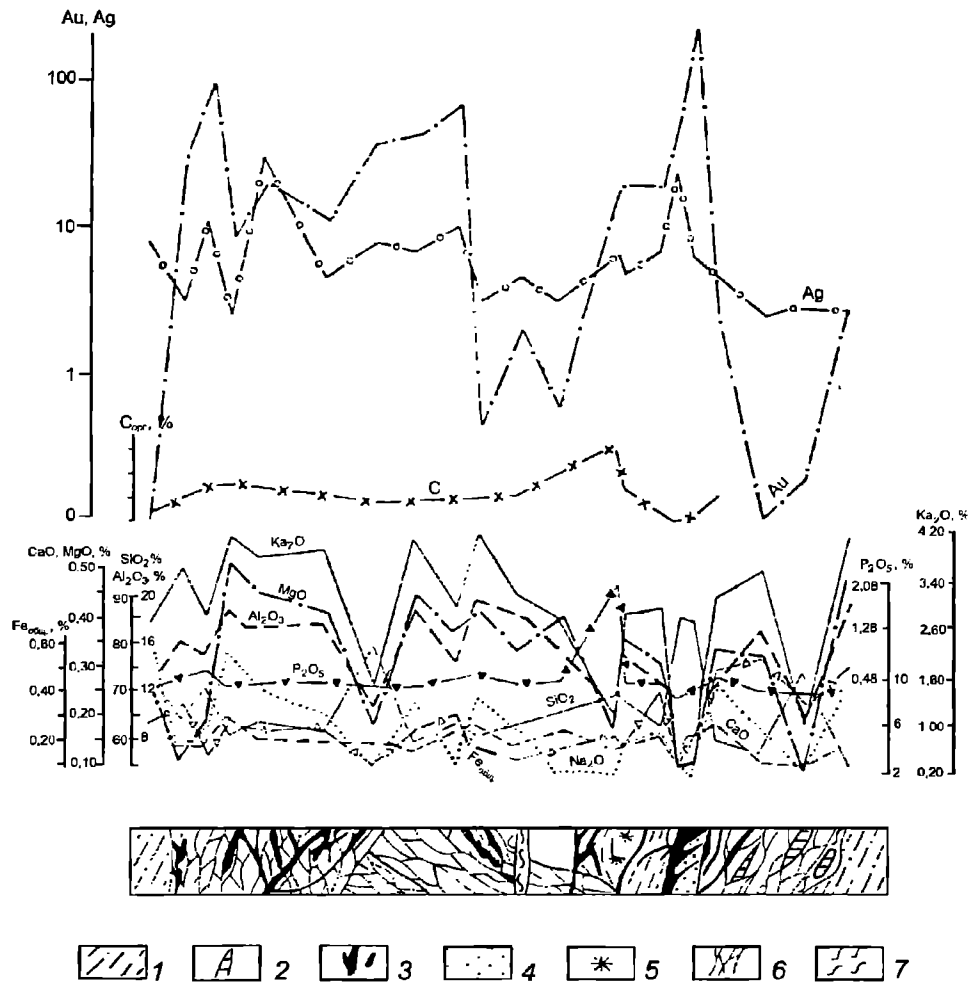


Рис. 121. Строение рудного тела (мощностью 7 м) на Майском месторождении и распределение петрогенных компонентов, металлов и $C_{орг}$ в минерализованных породах черносланцевой толщи триасового возраста (Au, Ag в г/т)

1 – алевролиты и глинистые сланцы; 2 – метаморфогенный кварц; 3 – гнезда и прожилки позднего кварца с антимонитом и самородным мышьяком; 4 – интенсивно окварцованные породы; 5 – скопления углистого вещества; 6 – интенсивно смятые и рассланцованные породы; 7 – зоны милонитов

генетической модели образования полихронных золоторудных месторождений. Вместе с тем существенный состав руд этих месторождений убедительно демонстрирует их комплексность с элементами отчетливой зональности более позднего эпitherмального рудоотложения.

Минералогическое и геохимическое изучение сульфидного концентрата руд показало неравномерную локальную обогащенность тонкорассеянных сульфидов золотом, серебром, свинцом, цинком, сурьмой и платиновыми металлами [Сидоров и др., 1997б], а также другими элементами. В минерализованных породах выделяется углеродистое вещество двух разновидностей: ранняя, представленная скрытокристаллическими агрегатами типа

графит-антрацит, и поздними – битуминоидами типа антраколлит-керит. Содержание углерода в рудах невелико и часто близко к таковым в неизмененных вмещающих породах. Наиболее характерной тенденцией изменения химического состава минерализованных пород является вынос или перераспределение калия, натрия, кальция, магния и железа. Хотя в зонах окварцевания количество глинозема и щелочных элементов уменьшается, отношение калия к натрию всегда заметно возрастает.

Рассмотренные выше зоны сульфидизации отличаются от зон вкрапленной пирротиновой минерализации, развитой в терригенных толщах верхоянского комплекса с типичными месторож-

Таблица 9

**Содержание золота и серебра в рудных минералах Майского месторождения
(по результатам абсорбционного и нейтронно-активационного анализов)**

| Минералы | Содержание в граммах на тонну | |
|--|-------------------------------|-----------------------------|
| | Золото | Серебро |
| Арсенопирит тонкоиглочатый из вкрапленных руд (из штучных проб) | <u>181-1299 (593)</u> 10 | <u>1,3-45 (26)</u> 6 |
| Арсенопирит тонкоиглочатый (из технологических и валовых проб) | <u>302-1554 (689)</u> 8 | <u>5-880 (78)</u> 7 |
| Пирит из вкрапленных руд (из штучных проб) | <u>5,5-110 (30)</u> 16 | <u>6,3-72 (28)</u> 13 |
| Пирит из вкрапленных руд (из технологических и валовых проб) | <u>2,3-209 (43)</u> 25 | <u>0,3-210 (25)</u> 24 |
| Антимонит (из штучных проб) | <u>0,01-9 (1)</u> 37 | <u>0,4-78 (18)</u> 31 |
| Антимонит (из технологических проб) | <u>3,3-15 (9)</u> 6 | <u>22-56 (34)</u> 4 |
| Арсенопирит изометричный (мелко-, средне- и крупнозернистый) из кварц-сульфидных жил и прожилков | <u>1,7-75,8 (14)</u> 13 | <u>5,2-336 (57)</u> 13 |
| Пирит из кварц-сульфидных жил и прожилков | <u>0,05-40,4 (3,9)</u> 44 | <u>3,6-154 (27)</u> 43 |
| Сфалерит из кварц-сульфидных жил | <u>0,8-61,5</u> 4 | <u>145-1032 (434)</u> 4 |
| Галенит из кварц-сульфидных жил | <u>0,4-1,3 (0,8)</u> 2 | <u>319-1200 (759)</u> 2 |
| Сульфоантимониты свинца из кварц-сульфидных жил | <u>0,9-4,8 (2,6)</u> 3 | <u>854-2697 (2080)</u> 3 |

В скобках – среднее содержание, в знаменателе – число анализов

дениями колымской россыпеобразующей золото-кварцевой формации. Зоны пирротиновой минерализации бедны другими рудными минералами и элементами-примесями; они вполне отвечают регенерированным рудным образованиям Г.Шнейдерхена [1957], что подтверждается также обилием сопутствующих метаморфогенных кварцевых жил.

Таким образом, крупные зоны сульфидизации в терригенных черносланцевых толщах имеют, по видимому, различную природу – от гидротермально-осадочной до метаморфогенной и эпигенетической (в том числе глубинно-флюидной). Эти зоны, масштабы которых исключительно велики, являются важнейшими источниками рудного вещества при образовании последующих порфировых и жильных месторождений. Глубина развития охарактеризованных приразломных зон сульфидизации не установлена, но на отдельных участках прослежена до первых километров.

О связи золотого и уранового оруденения и проблеме источников вещества тонковкрапленных руд. Крупные золоторудные месторождения в черносланцевых толщах нередко сопряжены не только с оловянными, олово-серебряными, полуметаллическими, но и с урановыми месторождениями и проявлениями (Северо-Казахстанская рудная провинция, Мурунтау, Узбекистан; Майское на Чу-

котке и др.). В Северо-Казахстанской провинции золотоносные березиты сформированы магмато-метаморфогенными среднетемпературными растворами (260–360°C), ураноносные метасоматиты образовались из низко-среднетемпературных (170–340°C) растворов [Борщевский и др., 1995]. Состав руд таких докембрийских месторождений как Витватерсранд, Олимпик-Дам (Австралия), Атабаска и Ричардсон (Канада), свидетельствует в пользу общности первичных источников рудного вещества для месторождений золота и урана. По мнению А.Барникота с соавторами [Barnicoat et al., 1997], золотая и урановая минерализация Витватерсранда сформировалась в результате взаимодействия рудоносного флюида с пластами осадочных пород, обогащенных углеводородами.

Б.Г.Лутц [1980], анализируя состав летучей фазы в мантийных породах, определяет начальный состав этих флюидных растворов как метано-водородный (H₂, CH₄, C). Реликты подобного восстановленного флюида были обнаружены в закрытых порах углеродистых метасоматитов Приморья [Томсон и др., 1984]. Подъем подкорковых флюидов сопровождается их окислением, а также выщелачиванием и экстракцией щелочей и сильных оснований из мантийных пород. Из-за окисления и улутучивания водорода и углеводородов щелочность возрастает настолько, что начинает-

ся растворение кремнезема. В результате ювенильные подкоровые растворы, богатые щелочами, кремнеземом и группой некогерентных элементов, в том числе и ураном, оказываются способными гранитизировать континентальную кору. В районах развития континентальной коры накопление тяжелых некогерентных элементов в гидротермальных и осадочных месторождениях (U, Th, TR) проходило особенно эффективно [Казанский и др., 1978]. С.Г.Неручевым [1982] показано, что эпохи уранонакопления характеризуются интенсивным накоплением планктоногенного органического вещества. В свою очередь масса последнего зависит от поступления углеводов в биосферу эпиконтинентальных водоемов. Таким образом, поступление эндогенного флюида в земную кору, с одной стороны, способствует ее гранитизации, с другой – стимулирует бурное накопление в осадочных толщах органического вещества, концентрирующего поступающие в водоемы углеводороды. Органические соединения различных металлов, в том числе золота, могут быть привнесены углеводородным флюидом в процессе выщелачивания пород. Вместе с тем осадочные толщи, богатые органикой (биогенными углеводородами), представляются эффективными сорбентами металлов в период регрессивного метаморфизма пород. В результате ареалы глубинных углеводородных флюидов в районах гранитизированной земной коры представляются районами многократного обогащения пород ураном, золотом и сульфидами различных металлов.

Осадочная и гидротермально-осадочная гипотеза циклического накопления планктоногенного органического вещества (и урановых руд) в земной коре наиболее интересно изложена С.Г.Неручевым [1982], который выделяет следующие наиболее глобальные планктоногенные и радиоактивные эпохи в фанерозое: поздний венд – ранний кембрий, поздний девон – ранний карбон, поздняя пермь, поздняя юра – ранний мел, ранний мел – ранний палеоцен, средний и поздний эоцен. Формирование золотых руд Тихоокеанского пояса в общем согласуется с этими и другими эпохами С.Г.Неручева. Однако есть основания думать, что в докембрии эти эпохи были значительно интенсивнее, продолжительнее и, естественно, эффективнее. Планктоногенные эпохи тесно связаны прежде всего с дегазацией углеводов из мантии и коры в океанические бассейны. Так, накопление урана в зонах субдукции подтверждается почти пятидесятикратным уменьшением отношения Nb/U в породах континентальной коры по сравнению с породами океанической коры

[Hofmann, 1997]. Представляется важным положение о совпадении циклических эпох интенсивного накопления урана, фосфора и планктоногенного органического вещества в период усиления рифтогенеза, для которого характерно интенсивное развитие эндогенных и экзогенных источников U, V, P, Ni, Cu, Au, Ag, PGE и других элементов. Это подтверждается данными о приуроченности крупнейших золотых, золото-урановых и медно-уран-золото-серебряных месторождений к проторифтовым структурам [Oreskes et al., 1989; Roberts, Hydson, 1983; Сидоров, 1995a]. Накопление углеводов в терригенных и терригенно-карбонатных толщах связывается, как известно, с развитием планктоногенной биомассы, которая может “многократно превышать суммарную биомассу растений и животных вместе взятых” [Соколов, 1996]. И эти “взрывы” планктоногенной биомассы обусловлены мощным привнесом углеводов, урана, фосфора и других, в том числе рудогенных, элементов в субмаринные осадки при рифтообразовании. Существует даже крайнее мнение, что если бы эти элементы систематически не поглощались планктоногенной биомассой (в особенности прокариотами), то более высокоорганизованная жизнь на Земле была бы уничтожена. На примере геохимии урана это показано в работах С.Г.Неручева, и на примере геохимии углеводов представляется еще более убедительным. Планктоногенная биомасса в определенные эпохи являлась экологически важным фильтром, или “своеобразным санитаром планеты” (по выражению С.Г.Неручева), обеспечившим выведение избытка урана, углеводов и целого ряда элементов из гидросферы и биосферы. В результате с терригенными и терригенно-карбонатными толщами этих в полном смысле слова рудоконцентрирующих эпох связаны крупнейшие месторождения урана, золота, полиметаллов, а также сапропелевых горючих сланцев и нефти. Именно поэтому в докембрийских толщах сохранились такие необычные в физико-химическом отношении руды, как золото-урановые типа Витватерсранд, медно-уран-золото-серебро-редкоземельные типа Олимпик-Дам в Австралии или даже золотосодержащие урановые руды с металлами платиновой группы типа Атабаска в Канаде. При регенерации, в том числе переплавлении подобных рудных скоплений, происходила естественная химическая и физико-химическая дифференциация столь различных элементов, как золото и уран, хотя элементы единства их первичных источников в той или иной мере сохранялись.

Об эндогенной составляющей источников вещества тонковкрапленных руд. Широко известны иридиевые аномалии, рассматриваемые рядом исследователей как метеоритные, нередко локализируются на рубежах геологических эпох в пределах черносланцевых толщ; в ассоциации с иридием обычно отмечаются повышенные содержания меди, халькофильных элементов, редких земель, хрома и металлов платиновой группы, которые имеют, по всей вероятности, земное происхождение [Маракушев и др., 1997]. Эти геохимические аномалии в различных регионах имеют неодинаковый состав. В одних – преобладают элементы группы железа, в других – халькофильные элементы и редкие земли. Так, на Северо-Востоке России распространены золотоносные метасоматиты с элементами платиновой группы в сидерофильной и редкометалльной ассоциациях. В Приморье Дальнего Востока России – графит-ильменитовые метасоматиты содержат высокие концентрации титана, а также Mo, W, Zn, Cu, Te, Se, Ag, Au, V. На Сибирской платформе, по данным С.Г.Неручева [1982], в черносланцевых толщах распространены аномалии P, U, V, Mo, Ni, Cu, Zn, Cr, Co. Несмотря на высокую роль биологических соединений в концентрации перечисленных элементов, углеродистое вещество в зонах смятия и трубках взрыва имеет эндогенное происхождение. При углеродизации карбонатных толщ обычно развивается сопутствующий магнезиальный метасоматоз в форме доломитизации, которая широко распространена, например, на месторождениях Карлинского и Дальнегорского районов.

Эксталяционный привнос вещества, особенно в приразломных зонах, вероятен как при осадконакоплении, так и в орогенный и посторогенный периоды. В науглероженных зонах смятия Приморья в составе газов из закрытых пор пород преобладают водород, азот, метан, диоксид углерода; обращает внимание сходство этих компонентов с составом поровых газов кимберлитов и непосредственных спутников алмазов. Избирательное замещение слюдяных сланцев углеродистым веществом известно в пределах Осоговского рудного района в Македонии, а полиметаллические рудные тела залегают здесь на контакте с науглероженными породами [Томсон и др., 1984].

Эпигенетический характер углеродистых скоплений становится особенно очевидным тогда, когда они развиваются по светлоокрашенным неуглистым породам. Так, например, в пределах Тагобикуль-Кумархского оловорудного поля на Гиссарском хребте широко распространены сланцы барзангинской свиты оловика. Это светло-

зеленые тонкорассланцованные породы. Вдоль крутопадающих разломов в них развиты зоны графитизации, в которых сланцы приобретают темную до черной окраску и напоминают углистые сланцы [Томсон и др., 1984].

О тектонических условиях и периодичности формирования черносланцевых толщ. Рассматривая результаты глубоководного бурения в Тихом океане, Г.М.Власов [1994] отметил, что при осадконакоплении в мелу и палеоцене периодически происходило формирование черных сланцев с “кладбищами” моллосков. При этом некоторые горизонты черных сланцев в стабильных геоблоках имеют глобальное распространение. Эти слои, прослеживаясь на определенных стратиграфических уровнях в океане, находят продолжение в углеродистых слоях на континенте. Интересно, что в Приморье (как уже отмечалось выше) установлена синхронность проявления приразломной углеродизации (117 млн лет) с образованием альбских “черных” алевролитов. Вместе с тем рудообразование с перераспределением или привносом углеродистого вещества проявилось здесь в два этапа – в верхнем мелу (70–80 млн лет) и в эоцене (45–50 млн лет).

В подвижных геоблоках массовое формирование углеродистых пород особенно характерно для предороженного тектонического режима (в заключительную стадию морского режима). Этот режим характеризуется геологическими формациями, отличающимися от предшествующей офиолитовой и последующих орогенных формаций. Типоморфные для предороженных условий формации образуются при активном рифтогенезе и включают вулканиты базит-ультрабазитового субщелочного состава, олистоострому, кремнистые и углеродистые сланцы.

По С.Г.Неручеву [1982], периодичность возникновения углеродистых толщ составляет 30–32 млн лет и коррелируется с активизацией рифтогенеза. В конце мезозоя углеродистые слои формировались в апт-альбе, сеноман-туроне, коньяк-сантоне. С этими же периодами совпадали бескислородные субмаринные условия. В результате происходила гибель высших форм организмов и возрастала продуктивность примитивных форм жизни благодаря выделению тепла и притоку углеводородов. В частности, одним из рубежей такой биологической катастрофы представляется граница мела и палеогена (65 млн лет), когда внезапно вымерло 1/2 всех родов и 3/4 растений.

По мнению А.А.Маракушева с сотрудниками [1997], источники восстановленных флюидов

связаны с дегазацией жидкого ядра Земли. Дегазация происходила импульсивно и сопровождалась развитием пород черносланцевых формаций в процессе осадконакопления. Г. Шнейдерхен [1957] одним из первых осознал необходимость выделения эпох рудонакопления (рудоконцентрирующих) и эпох регенерации руд. С ними можно, как было показано выше, связать также аномальные концентрации в породах золота, серебра и ряда других элементов. Наиболее значительными эпохами накопления следует считать, разумеется, докембрийские эпохи, так как по своей продолжительности (более 3,5 млрд лет) они несопоставимы с фанерозойскими. И металлогенический анализ фанерозойских провинций показал, что крупнейшие рудоносные зоны развивались обычно унаследованно по отношению к рудоносности докембрийского фундамента этих провинций. На примере Тихоокеанского рудного пояса нами были прослежены три эволюционные линии образования рядов рудных формаций: мантийная, железистокварцитовая и раннего рифтогенеза [Сидоров, 1995б]. Именно последняя была определена как уран-многометалльная. С этой линией связано максимальное рудоформационное разнообразие, в котором зафиксировано сочетание золотых, серебряных и урановых месторождений. Это сочетание вполне объяснимо с позиции планктоногенных эпох.

В заключение отметим, что формирование металлогенных черносланцевых толщ происходило периодически, что сопряжено, по-видимому, с пульсационными явлениями дегазации мантии или даже ядра Земли [Неручев, 1982]. Флюидные потоки при достижении земной коры и ее поверхности помимо привноса углеводородов, ряда элементов и тепла стимулировали расцвет примитивных форм жизни на фоне катастрофических вымираний ее высокоорганизованных форм. Металлогенные черные сланцы образуют две фациальные разновидности: стратиформные залежи и приразломные зоны смятия, включая трубки взрыва с эксплозивными брекчиями.

Сохранение золотых и урановых месторождений в черносланцевых толщах представляется закономерным, особенно в докембрии. Однако при дальнейшей и тем более многократной ремобилизации вещества представляется очевидной дифференциация золота и урана в связи с весьма различными физико-химическими свойствами этих элементов в земной коре.

Геохимические аномалии, связанные с черными сланцами, имеют, по всей вероятности, эндогенно-биогенную природу; их образование следует рассматривать как протометаллогенический

этап развития соответствующего тектоно-магматического цикла. Вместе с тем центральные части таких аномалий нередко представляют собой крупнейшие комплексные месторождения вкрапленных руд. Заключенный в черных сланцах общий ресурс металлов при последующих метаморфических, магматических и гидротермальных процессах представляется легко ремобилизуемым в процессе формирования жильных и прожилково-вкрапленных месторождений.

Как уже неоднократно случалось в различных научных отраслях, первоначально альтернативные концепции (волновая и корпускулярная теория света, магматическая и метаморфическая природа гранитов и т.д.) удивительно просто совмещались. В настоящее время почти очевидны пути совмещения эндогенной и биогенной природы углеводородных залежей, а также осадочного и флюидно-гидротермального генезиса золотых, урановых и многих других рудных месторождений. Учитывая, что тонкорассеянные сульфиды углеродистых метасоматитов насыщены разнообразными элементами-примесями и ассоциируются с включениями самородных металлов, в том числе редкими и благородными, необходимо планомерное изучение вещественного состава этих зон с целью их геохимической систематизации. В практическом отношении зоны могут рассматриваться в качестве комплексных и в сущности неисчерпаемых рудных месторождений будущего.

Общие выводы

1. Крупные и сверхкрупные золоторудные месторождения обычно полухронны и возглавляют рудоформационные ряды в рудных районах; минералого-геохимические ассоциации этих месторождений отражают состав руд месторождений-сателлитов в своих районах, которые характеризуются стабильными условиями развития для средне- и особенно низкотемпературных условий рудообразования.

2. Совмещение мезо- и эпитептермальных зон рудоотложения представляется благоприятным фактором развития для крупных месторождений. Однако сопряженный (реювенированный) тип развития эпи- и мезотермальных зон в пределах вулканогенных поясов не сопровождается образованием значительных золоторудных месторождений.

3. Крупные и сверхкрупные золоторудные месторождения на определенных (чаще на ранних) этапах развития рудных районов обнаруживают отчетливые связи с черносланцевыми толщами

(углеродистыми метасоматитами, науглероженными породами) и нередко в сочетании с гранитизированными зеленокаменными поясами (в центральных частях древних рифтовых систем) и расчлененными базит-ультрабазитовыми комплексами в основании рудовмещающих толщ.

4. Зоны тонковкрапленной сульфидизации распространены в самых различных осадочных и магматических породах. Однако в черносланцевых (первично углисто-глинистых и глинисто-карбонатных) толщах докембрийских и фанерозойских рудных провинций они имеют региональные масштабы развития и являлись важнейшим металлогеническим ресурсом при образовании месторождений золота (а также металлов платиновой группы, серебра, олова, вольфрама, урана и других полезных ископаемых). Именно поэтому Майский рудный район на Чукотке, по нашему мнению, сопоставим по запасам золотых руд с районом Карлин – Голд Кворри штата Невада.

5. Крупные и уникальные месторождения благородных металлов (Au, Ag, PGE) в черносланцевых толщах являются унаследованно развивавшимися многоактными образованиями со сравнительно равномерными прожилково-метасомати-

ческими рудами первых (гидротермально-осадочных, углеводородно-флюидных) этапов и гнездово- жильными рудами последующих метаморфогенных или магматогенно-гидротермальных этапов. Полихронность источников рудного вещества, в особенности докембрийских, представляется важным критерием оценки крупных золоторудных месторождений различного возраста.

6. Формирование черносланцевых толщ и углеродистых метасоматитов связано с предорогеным рифтогенезом в пределах активных и пассивных континентальных окраин и кратонов. Рифтогенез и осадконакопление сопровождались дегазацией углеводородов из мантии и коры на субмаринный уровень. Поступление эндогенного флюида в осадочные толщи сопровождалось не только привнесом металлов, но и стимулировало бурное накопление в осадках биогенного органического вещества, концентрирующего компоненты этого флюида. Совместное или смежное накопление руд благородных металлов и урана согласуется с эндогенно-биогенной концепцией С.Г. Неручева о металлоносности планктоногенных эпох в развитии стратисферы Земли.

Глава 5

СТРУКТУРНЫЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Понятие “крупное” и “крупнейшее” золоторудное месторождение за несколько последних десятилетий значительно трансформировалось. Ранее, в начале и середине XX века, крупные месторождения (запасы золота на которых превышали 100 т), как правило, были представлены группой жильных или жиллообразных тел, характеризовавшихся сравнительно высокими содержаниями золота – около или выше 10–20 г/т. Это обусловило проявление довольно компактно расположенных скоплений минерального вещества, заключающих миллионы тонн, изредка первые десятки миллионов тонн руды. Практически все крупные эндогенные месторождения до 60–70-ых годов нашего века являлись глубокопроникающими объектами, на которых оруденение было прослежено на глубину до 1,0–3,5 км от уровня современной поверхности. Минеральные массы, даже встреченные в процессе доразведки таких месторождений на их флангах, но характеризовавшиеся содержаниями золота на уровне первых граммов на тонну, выбраковывались при практиковавшихся тогда методах обогащения и переработки руд как забалансовые образования, не рентабельные для отработки.

Однако в дальнейшем, в связи с внедрением и совершенствованием новых способов эксплуатации и технологии переработки руд, а главное – с удешевлением этих методик, в разработку оказалось возможным вовлекать низкосортные руды. При этом новые выявленные крупные и особенно крупнейшие месторождения стали заключать многие десятки и даже первые сотни миллионов тонн низкосортной руды. В результате они трансформировались либо в очень протяженные линейные участки, либо оказались обладающими крупными изометричными контурами с большими поперечными размерами. Возникло понятие золото- и золото-серебропорфировых месторождений, т.е. ме-

сторождений особого морфологического типа (независимо от генезиса и формационной принадлежности), представленных единым, очень мощным, обычно штокообразным рудным телом или залежью вкрапленных (прожилково-вкрапленных) руд, либо группой таких сближенных тел (например, месторождение Форт-Нокс, Аляска, США, и Васильковское, Казахстан, залегающие в гранитоидах, и, с другой стороны – Лихир в Папуа–Новой Гвинее и Голд-Кворри в США, локализованные, соответственно, в вулканитах и углеродистых алевритовых и известковых сланцах).

Уточнились также представления и о закономерностях размещения крупных золоторудных месторождений.

Таким образом, оказалось необходимым еще раз получить ответ – какие геологические элементы и сочетания их благоприятны для формирования оруденения в крупном масштабе.

К концу нашего века сложились также представления, что размещение крупных золоторудных объектов в первую очередь подчиняется элементам трещинной и складчатой структуры и в значительно меньшей степени – магматическим телам и литологическим образованиям. Оказалось, что все крупные месторождения тем или иным образом пространственно связаны с рудоконтролирующими нарушениями трещинного типа. Со складчатыми элементами структуры пространственную связь обнаружили уже менее трети (около 30%) тестируемых месторождений. Еще меньшее количество крупных золоторудных месторождений контролируется (наряду с вышеназванными рудоконтролирующими элементами) магматическими и литологическими образованиями – около 12–13 и 10%, соответственно.

В связи с повсеместным влиянием на размещение оруденения рудоконтролирующих трещинных нарушений для осмысления предлагаемого

ниже материала целесообразно расшифровать понятие "рудоконтролирующее нарушение". Напомним, что под ним понимается любое трещинное нарушение дорудного заложения, вдоль направления и вблизи которого размещается оруденение сходного состава. В предлагаемом ниже материале фигурируют два типа рудоконтролирующих нарушений – региональные и локальные. К первым были отнесены нарушения, которые характеризуются большой протяженностью (десятки и первые сотни километров), расположением в пределах металлогенического подразделения (металлогенической единицы) и размещением вдоль них месторождений и проявлений золота разных типов. Локальное рудоконтролирующее нарушение, нередко отделяющееся от регионального, характеризуется меньшей протяженностью (от километров до одного-двух десятков километров) и проявлением на участках рудных узлов, полей и месторождений. Здесь вблизи него размещаются однотипные скопления руд и отдельные, иногда примыкающие к нему рудные тела, которые, таким образом, демонстрируют с ним тесную пространственную связь. Оруденение в ряде случаев распространяется и в зону рудоконтролирующего нарушения, причем в благоприятной обстановке – на большое расстояние. Соответственно, локальное рудоконтролирующее нарушение на таком протяженном интервале выполняет роль рудовмещающего разрыва.

Сопоставительный анализ крупных золоторудных месторождений и преобладающих однотипных рядовых аналогов показывает [Некрасов, 1999], что руды, заключающие запасы золота в количестве более 100 т, избирательно обособляются в масштабных трещинных нарушениях. Ими не обязательно должны являться исключительно секущие разрывные нарушения. Например, на хорошо изученных месторождениях в золоторудных поясах штата Невада, США, залегающих в породах терригенно-карбонатных и карбонатных формаций, пластовые, нередко межслоевые рудовмещающие разрывы выступают сначала как каналы, проводники растворов. В связи с ними в примыкающих глинисто- и углеродсодержащих разностях пород образуются мощные тела джаспероидных метасоматитов. Последние настолько замаскировывают положение трещинных послонных каналов, что они выявляются обычно только по косвенным признакам.

К настоящему времени многие геологи также склоняются к представлению о том, что подавляющее большинство крупных и, особенно, крупнейших золоторудных месторождений (с запасами

золота, превышающими 300 т, считая и извлеченное), образуются в крупномасштабных трещинных нарушениях. Последние при формировании таких скоплений руд выполняют главное условие – выступают их локализаторами, "вместилищами" их или, по крайней мере, способствуют обособлению руд в крупном масштабе.

Как известно, крупномасштабные трещинные нарушения представлены тремя типами:

1 – протяженными и мощными отрезками рудоносных разломов, зон расщепления и дробления, а также узлами их пересечений и сопряжений;

2 – протяженными и широкими рудоносными трещинными системами, сложенными многочисленными рядовыми разрывами рудовмещающего типа, сменяющимися друг друга по простиранию и на большую глубину;

3 – протяженными трещинными пучками и зонами сближенных субпараллельных разрывов, в том числе осложняющих контактовые участки, тела и слои хрупких, избирательно деформирующихся пород, подвергающихся оруденению.

В зависимости от пространственного сочетания выделенных масштабных разрывов со складчатыми элементами структуры, с контактовыми зонами преимущественно магматических образований, с вулкано-тектоническими постройками для эпитермальных месторождений, с избирательно деформируемыми малыми магматическими телами и слоями пород, намечаются две группы геологических обстановок размещения крупных месторождений. Одна группа, характеризующаяся сравнительно однородной геологической средой, отличается проявлением почти исключительно структурных обстановок, благоприятных для локализации золотого оруденения в крупном масштабе. Сопоставительным статистическим анализом установлено, что структурные факторы определяют локализацию примерно 60% крупных золоторудных месторождений. Для другой группы обстановок (около 40%), в которой размещаются крупные скопления руд и золота, характерна контрастная среда и пространственное сочетание структурных, магматических и литологических предпосылок образования оруденения, в том числе проявление эффекта экранирования золотоносных растворов.

Понятно, что в геологических обстановках как той, так и другой группы формируются масштабные трещинные нарушения всех трех типов – рудоносные разломы и масштабные зоны расщепления, протяженные и широкие рудоносные трещинные системы, а также трещинные пучки и зоны

протяженных сближенных разрывов. Среди крупных месторождений наиболее многочисленны (67%) представители, приуроченные к пучкам и зонам сближенных разрывов. Достаточно распространены также месторождения, локализованные в рудоносных разломах и зонах расланцевания (до 26%). Совсем немного объектов, связанных с рудоносными трещинными системами (7%).

Для решения поставленной задачи, видимо, наиболее рационален раздельный анализ размещения крупных месторождений, приуроченных к определенному типу масштабных рудовмещающих разрывов, проявляющихся, в одних случаях, в однородной, в других – в контрастной среде.

1. Геологические обстановки формирования крупных месторождений в рудоносных разломах, масштабных зонах расланцевания и дробления

В протяженных отрезках рудоносных разломов, в масштабных зонах расланцевания и дробления в России и странах СНГ размещаются следующие крупные золоторудные месторождения – Сухой Лог, Олимпиадинское, Нежданинское, Кумтор, Бакырчик, Амантайтау и Даугызтау и, кроме того, в сочетании со штоками интрузивных пород – Васильковское месторождение. За рубежом в подобных нарушениях локализуется ряд крупных и крупнейших месторождений в США – Голдстрайк, Комшток, Гетчелл, Таркьюз-Ридж и Хоумстейк (последнее – в сочетании со смятым в сжатые складки горизонтом кварц-карбонатных сланцев, подвергшихся избирательному оруденению). В обстановке, сходной с Хоумстейком, размещаются также месторождения Морроу-Велью (Бразилия), Ашанти и Престеа в Гане, Кеновна-Белле в Австралии, в меньшей степени Кемпбелл-Дикенсон (Канада) и Садиола в Мали, и, наконец, в сочетании с малыми штоками интрузивных пород – Керкленд-Лейк и Керр-Эдисон в Канаде и др.

Оказывается, что в рассматриваемой группе месторождений преобладают крупнейшие объекты с запасами золота, превышающими 300 т (61%). Большинство месторождений группы (78%) размещаются в однородной среде, где локализация их подчиняется главенствующим структурным факторам и сочетаниям их. В контрастной среде

сформировалось менее четверти месторождений. Вместе с тем среди них в настоящее время известны только крупнейшие объекты. Видимо, контрастная геологическая среда наиболее благоприятна для образования в ней мощных и протяженных разрывных нарушений и обособления на отдельных участках крупных скопления руд и золота.

Вначале остановимся на геологической обстановке размещения месторождений, залегающих в однородной среде.

Геологические обстановки формирования крупных месторождений в рудоносных разломах и масштабных зонах расланцевания, развитых в однородной среде

В такой обстановке находятся месторождения Нежданинское, Кумтор, Бакырчик, Амантайтау и Даугызтау, Ашанти и Престеа, Кеновна-Белле, Голдстрайк, Кемпбелл-Дикенсон, Комшток и др. Как типичную зону рудовмещающего разлома (т.е. с вкрапленностью золотосодержащих сульфидов, с золоторудными сульфидно-кварцевыми прожилками, их штокверковой сетью, гнездами и жилами в зонах брекчий, в расланцеванных, перемятых и брекчированных породах, характеризующихся проявлением глинистых тектонических швов, плоскостей скольжения и т.д.), пожалуй, можно наблюдать только на месторождении Кумтор, Бакырчик и Комшток. Для остальных представителей группы более характерным рудовмещающим элементом являются мощные зоны расланцевания сложного внутреннего строения – с оруденелыми участками расланцеванной и разлитостановленной породы, перемежающимися перемятыми, буднированными и даже местами слабо деформированными образованиями.

Только для месторождений Ашанти и Кеновна-Белле довольно четко устанавливается приуроченность оруденелой зоны расланцевания к элементам складок. На других месторождениях рудоносные зоны расланцевания или разломы сочленяются с рудоконтролирующими нарушениями регионального плана, размещаются между их ветвями, выступающими в роли блокоразделяющих разрывов, или представляют протяженные изогнутые интервалы региональных нарушений, вмещающие золоторудные тела вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд, т.е. оруденение локализуется, подчиняясь почти исключительно элементам трещинной структуры.

Одним из типоморфных примеров размещения крупных месторождений в однородной среде может служить рудное поле и месторождение Ашанти в Гане. Здесь с начала эксплуатации (1898 г.) и до конца 1997 г. из месторождений рудного поля было добыто 622 т золота, а запасы его различных категорий в сумме составляли на начало 1998 г. 560 т со средним содержанием золота в руде 7,9 г/т, причем для руд, добываемых подземным способом, – 10,6 г/т. Примерно 80% запасов и мас-

сы извлеченного золота приходится на собственно месторождение Ашанти, где глубина подземных выработок достигает 1700–1900 м. В настоящее время в пределах рудного поля разрабатываются 4 месторождения, располагающиеся в узкой линейно вытянутой полосе протяженностью около 10 км (рис.122).

Золоторудные тела собственно месторождения Ашанти представлены мощными (до 17 м) золото-турмалин-кварцевыми жилами, протягивающи-

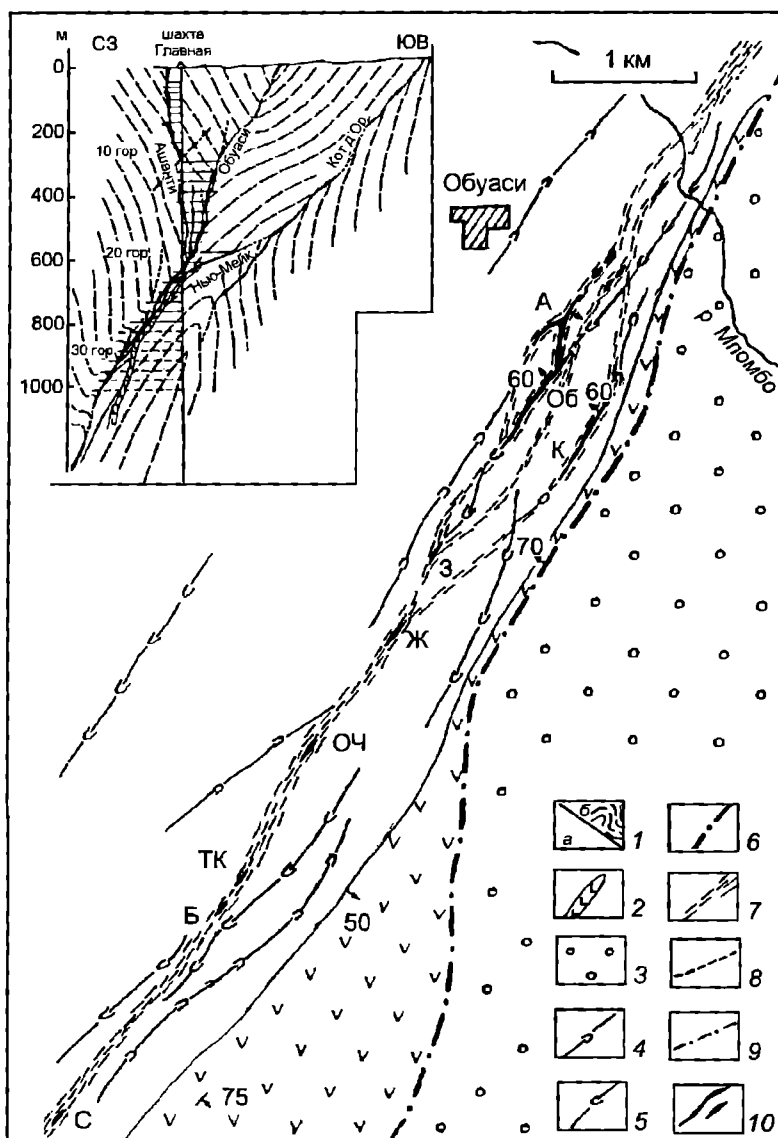


Рис. 122. Схема размещения золоторудных участков и отдельных рудных тел в золоторудном поле Ашанти и разрез через основное одноименное месторождение

1 - углеродистые филлиты и глинисто-серицитовые сланцы (PR_1^1), 2 - дайки габбро-диабазов (PR_1^2); 3 - конгломераты, кварциты и алевролиты (PR_2); 4 - оси антиклиналей; 5 - оси синклиналей; 6 - региональный взброс; 7 - рудоконтролирующие зоны расланцевания, местами вмещающие золоторудные тела; 8 - фланги оруденелых зои расланцевания; 9 - неперпендикулярные разрывы; 10 - золоторудные жилы и залежи прожилково-вкрапленных руд. Буквами обозначены рудоносные участки и отдельные золоторудные жилы и залежи: А - Ашанти, Об - Обуаси, К - Кот д'Ор, Э - Эйеи, Ж - Жюстис, ОЧ - Олд-Чиф, ТК - Том-Коллинг, Б - Блэки, С - Сансю

мися на поверхности на многие сотни метров, а на глубину – до 2 км и более [Blenkinsop et al., 1994]. Они размещаются в мощной (многокилометровой) монотонной толще филлитов и глинисто-серицитовых сланцев нижнепротерозойского возраста. Месторождение приурочено к сравнительно протяженному интервалу региональной зоны рассланцевания, которая прослеживается с юго-запада на северо-восток почти на 150 км. Оруденению подвергся участок зоны протяженностью около 1,5 км. В пределах оруденелого участка проявилась серия сжатых складок с угловатыми шарнирами и крыльями, погружающимися под углом от 60 до 80°. Шарниры складок вытягиваются в северо-северо-восточном направлении. Региональная зона рассланцевания, достигая участка, породы которого смяты в серию сжатых складок, коренным образом изменяет свою ориентировку и строение. Зона, имеющая ширину 400–600 м, на участке месторождения изгибается и расщепляется на 3–4 субпараллельных ветви [Некрасов, 1988]. Они наследуют северо-северо-восточное направление складок. При этом каждая из ветвей обладает сравнительно небольшой мощностью – не более 20–30 м. Вместе с тем в их пределах степень рассланцевания филлитов и сланцев резко возрастает, достигая листоватости. В них развиваются глинистые тектонические швы и плоскости скольжения с антраксолитом и другими углеродсодержащими минералами. На участке перегиба почти все ветви зоны рассланцевания приспособляются к осевым плоскостям угловатых складок (т.е. сланцеватости осевой плоскости), особенно тем, вдоль шарниров которых были внедрены дорудные дайки габбро-диабазов (см. рис.122). Как правило, эти жильные тела, как бы создавшие локальную контрастную обстановку, оказались нарушенными по контактам глинистыми тектоническими швами. Вдоль этих нарушений, использующих зоны осевых плоскостей сжатых складок, развились мощные золоторудные жилы, обычно характеризующиеся плитообразной формой. Примечательно, что южнее, за пределами рудоносного участка, зоны рассланцевания пересекают шарниры сжатых складок и не подвергаются здесь оруденению.

На месторождении изгибы складок в плане вызывают увеличение мощности жил или их выклинивание (при смене простирания на более северо-восточные румбы). Мощность жил, как правило, колеблется в интервале 3–5 м, но в местах редких отделений от швов оперяющих сколов образовалась сеть дополнительных трещин, с которыми связываются участки штокеркового и прожилкового оруденения. Мощность их достига-

ет 10–15 и более метров, а содержания золота возрастают в несколько и даже десятки раз, достигая первых сотен граммов на тонну. За первые тридцать лет эксплуатации, до сороковых годов нашего века, среднее содержание золота в добываемых рудах составило 27 г/т.

Из приведенного краткого описания геологической обстановки размещения месторождения Ашанти вытекает, что рудовмещающие нарушения, являющиеся по своей сути ветвями региональной зоны рассланцевания, подверглись оруденению на том ее отрезке, где изогнутый интервал зоны приспособился к направлению сжатых складок и использовал кливажные трещинки их осевых плоскостей. Скорее всего, в пределах этих элементов складок ветви зоны рассланцевания оказались наиболее мобильными. Только здесь в этих нарушениях возникли глинистые тектонические швы, отразившие подвижность оруденелого участка зоны.

Почти повторяется рассмотренная геологическая обстановка на недавно разведанном и введенном в эксплуатацию крупном месторождении в Западной Австралии – Кеновна-Белле [Ren, Helthersay, 1994; Kenowna Belle, 1998]. Запасы золота на начало 1998 г. составляли 127,4 т с содержанием его в руде 4,9 г/т. Месторождение представлено мощным штокообразным телом прожилково-вкрапленных и вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд. Это тело прослеживается в северо-западном направлении на 600 м, имея ширину (мощность) от 190 до 430 м. Оруденение разведано на глубину более 1000 м и не оконтурено.

Руды локализованы в верхнеархейской свите метафельзитов, подстилающей ее песчаниково-сланцевой пачке и метаандезитовых лавах, сменяющих последние с глубиной. Названные породы смяты в довольно широкую и протяженную (не менее 20 км) антиклиналь северо-западного направления с почти горизонтально вытянутым сводом. В очень косом направлении эта складка изоклинального типа пересекается протяженным разломом Фитцрой. На участке месторождения свод антиклинали приобретает в разрезе угловатую форму, перегибается в плане и круто погружается на юго-юго-восток. Здесь от перегиба близко расположенного разлома Фитцрой отделяется зона рассланцевания, унаследовавшая кливажированный шарнир складки. Следуя его направлению, зона протягивается на юго-восток вдоль осевой плоскости погружающегося угловатого свода антиклинали. На удалении от перегиба свода, в метафельзитах, мощность зоны рассланцевания рез-

ко сокращается – до первых десятков метров, интенсивность рассланцевания уменьшается, а сопровождающая вкрапленность золотосодержащих сульфидов сначала существенно убывает, а затем и совершенно исчезает. Таким образом, геологическая обстановка размещения оруденения на месторождении Кеновна-Белле, наподобие месторождения Ашанти, определяется сочетанием как трещинных, так и складчатых элементов структуры, в то время как различный состав рудовмещающих пород никак не отразился на локализации оруденения.

На другом месторождении – Кумтор, в восточной части Киргизии, золотое оруденение также использовало протяженные отрезки двух-трех сближенных ветвей мощной (100–250 м) зоны рассланцевания. Особенности размещения месторождения в последнее время рассмотрены В.Г.Дзялошинским [1992], В.В.Никаноровым [1993] и другими исследователями. Вмещают его углеродсодержащие алевролитовые сланцы и филлиты венда.

Они распространены в периферической полосе жесткого срединного массива протяженной складчатой системы Среднего Тянь-Шаня. Породы смяты в крупную синклиналичную структуру и круто, обычно под углом 60–70°, падают на юго-восток. В субпродольном северо-восточном направлении крыло структуры осложнено мощной зоной рас-

сланцевания и тектонического смятия, вытягивающейся на десятки километров. В районе месторождения она расщепляется на систему субпараллельных сближенных зон и на интервале 7–8 км сопровождается золоторудной минерализацией. Имеются представления [Сагындыков и др., 1989], что оруденелый интервал зоны рассланцевания, вытягивающейся обычно в субширотном направлении, на участке месторождения представляет протяженный перегиб и обладает северо-восточным простиранием.

Основное промышленное оруденение приурочено к сравнительно ограниченному отрезку зон, протягивающемуся всего на 1,5–2,0 км (рис.123). Как следует из материалов В.В.Никанорова [1993] и Н.П.Ермолаева с соавторами [1994], отрезок зон заключен между двумя поперечными разрывами северо-западного (на юго-западном фланге месторождения) и северо-северо-восточного простирания (на противоположном северо-восточном фланге). Поперечные нарушения сыграли, возможно, основную локальную рудоконтролирующую роль.

Одновременно, как полагал В.Г.Дзялошинский [1992], локализация оруденения протекала под экранирующей поверхностью широтных надвигов – т.е. субпродольных пологих нарушений, на большом протяжении перекрывавших “кровлю” рудовмещающих зон рассланцевания (см. рис.123). По-

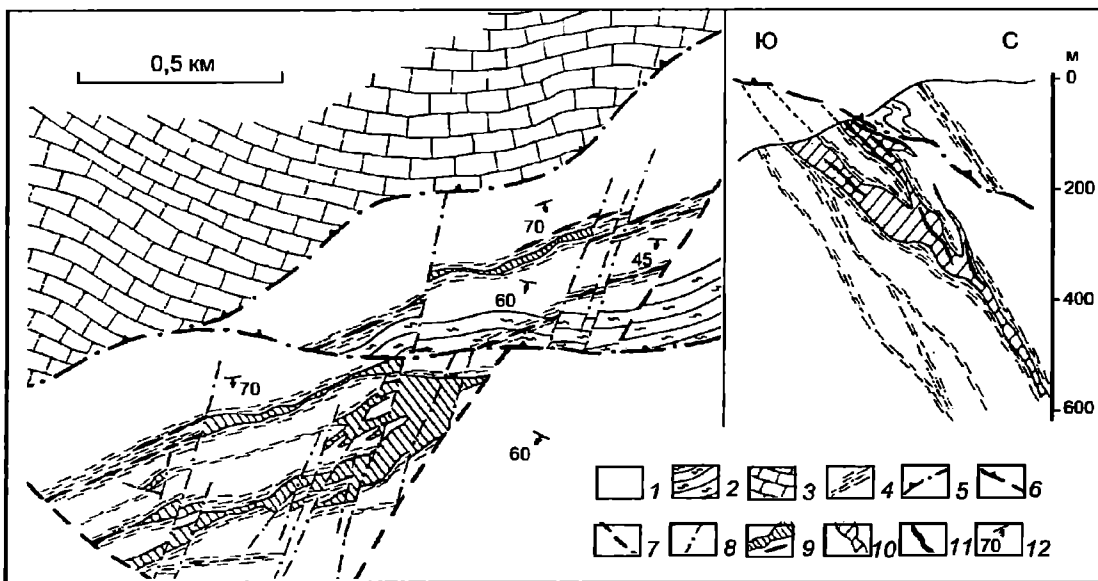


Рис. 123. Схема размещения золотого оруденения в центральной и юго-западных частях Кумторского рудного поля и разрез через центральный участок месторождения (по Н.П.Ермолову, В.Г.Дзялошинскому, В.В.Никанорову)

1 – углеродистые алевролитовые сланцы, филлиты, песчаники (V); 2 – алевролитовые сланцы, известковистые (V); 3 – терригенно-карбонатные породы (С–О); 4 – мощные зоны рассланцевания и тектонического смятия; 5 – дорудные надвиги; 6 – предполагаемые эродированные части дорудных надвигов; 7 – предполагаемые локальные рудоконтролирующие разрывы; 8 – прочие разрывы; 9 – золоторудные залежи в плане, в том числе внемасштабные; 10 – то же, на разрезе; 11 – участки богатых руд в контуре золоторудных залежей (на разрезе); 12 – направление и угол падения слоистости

перечные рудоконтролирующие нарушения также перекрыты и перемещены надвигами.

Под тектонической поверхностью надвигов обособились сравнительно богатые, обычно штокверковые руды с содержанием золота более 7 г/т, а в бонанцевых гнездах – более 25 г/т (при среднем содержании золота в руде 3,58 г/т). Мощность рудных тел колеблется от 8 до более 100 м, запасы золота составляют 514 т. Золоторудные столбы в контуре залежей круто склоняются в виде трубообразных тел. Как правило, они погружаются вдоль линии сопряжения поверхности зоны и оперяющего ее нарушения.

Отсутствие влияния каких-либо складчатых элементов структуры на локализацию золотого оруденения, проявившегося в особо крупном масштабе, подмечено и на других месторождениях, залегающих в слоистых породах, например на Нежданинском месторождении (Северо-Восток России), а также Амантайтау и Даугызтау в Южном Узбекистане. Роль крупных рудоконтролирующих нарушений на всех этих объектах “взяла” на себя серия протяженных разломов дорудного заложения (возможно, и регионального типа). Такими разветвляющимися и затем вновь сливающимися воедино разломами в мощных толщах однородных пород вычленены наиболее подвижные, заключенные между ними тектонические блоки. Ширина их достигает многих сотен метров – 1 км и более. Именно этим параметром определяется протяженность рудовмещающих зон расланцевания большой мощности, формирующихся и непрерывно протягивающихся от одного блокоразделяющего разлома до другого. Зоны являются главными локализаторами крупных скоплений руд.

Обычно на участках крупнейших месторождений обособляется несколько рудоносных тектонических блоков, примыкающих друг к другу. Например, на Нежданинском месторождении таких блоков, заключенных между серией разломов северо-северо-восточного простирания, оказалось пять. При этом наиболее крупные блоки имеют ширину, превышающую 1 км, а меньшие – от нескольких до многих сотен метров [Яновский, 1990; Яновский и др., 1988].

В каждом из блоков в субмеридиональном направлении (диагональном по отношению к их длинной стороне) заложилась, а затем развились многоэтапно подновлявшиеся в дорудное время рудовмещающие зоны расланцевания. Одна из них – Главная, протягивается из одного блока в другой на протяжении более 4 км, каждый раз начинаясь от поверхности очередного блокоразде-

ляющего разлома как бы с правосторонним смещением. Она включает 85% запасов золота на месторождении.

Один из знатоков геологии месторождения, В.М.Яновский [1990], показал на фактическом материале, что рудовмещающая толща алевролитовых и глинистых сланцев пермского возраста изогнута в крупную продольную флексуру субмеридионального направления. Выявляется она только при прослеживании ее в поперечном разрезе с запада на восток. На западном перегибе ее породы, круто погружающиеся в западном направлении, сравнительно выполаживаются. Именно этот шарнир перегиба был использован одним из блокоразделяющих разломов, ограничивших развитие Главной рудоносной зоны в северном направлении. К юго-востоку от него проявились другие блокоразделяющие разломы, между которыми и сформировалось Главное рудовмещающее и сопутствующее ему нарушения.

Другие геологи [Силичев, 1970; Бахарев и др., 1997] полагают, что рудовмещающие зоны расланцевания образовались в узле сочленения Сунтарского регионального разлома северо-восточного направления и серии субширотных разрывов, которым придается блокоразделяющая роль. Последнее представление, по мнению автора, с большими натяжками может быть проиллюстрировано материалом, наблюдаемым на месторождении.

Поэтому автор наряду с В.М.Яновским склонен считать, что возникновение масштабных рудовмещающих нарушений Нежданинского месторождения произошло в литологически однородной среде, вблизи узла сопряжения с Сунтарским региональным разломом серии блокоразделяющих разломов северо-северо-восточного направления. Последние в пределах узла сопряжения перегибаются и приспособляются к северо-восточному направлению регионального разлома. Далее на юго-запад они следуют как бы в точку слияния всех этих нарушений воедино (рис.124).

В средней, наиболее широкой части блоков задолго до оруденения произошло заложение полосы разрывов рудовмещающего субмеридионального направления. Скорее всего, это были расцепляющиеся трещины отрывного типа. Об этом свидетельствует залечивание их дорудными дайками гранодиорит-порфиров и лампрофиров, местами сопровождающихся ветвящимися апофизами. В совокупности они образовали дайковое поле, протягивающееся с юга на север через серию тектонических блоков. Додайковые трещины как бы наметили положение для более по-

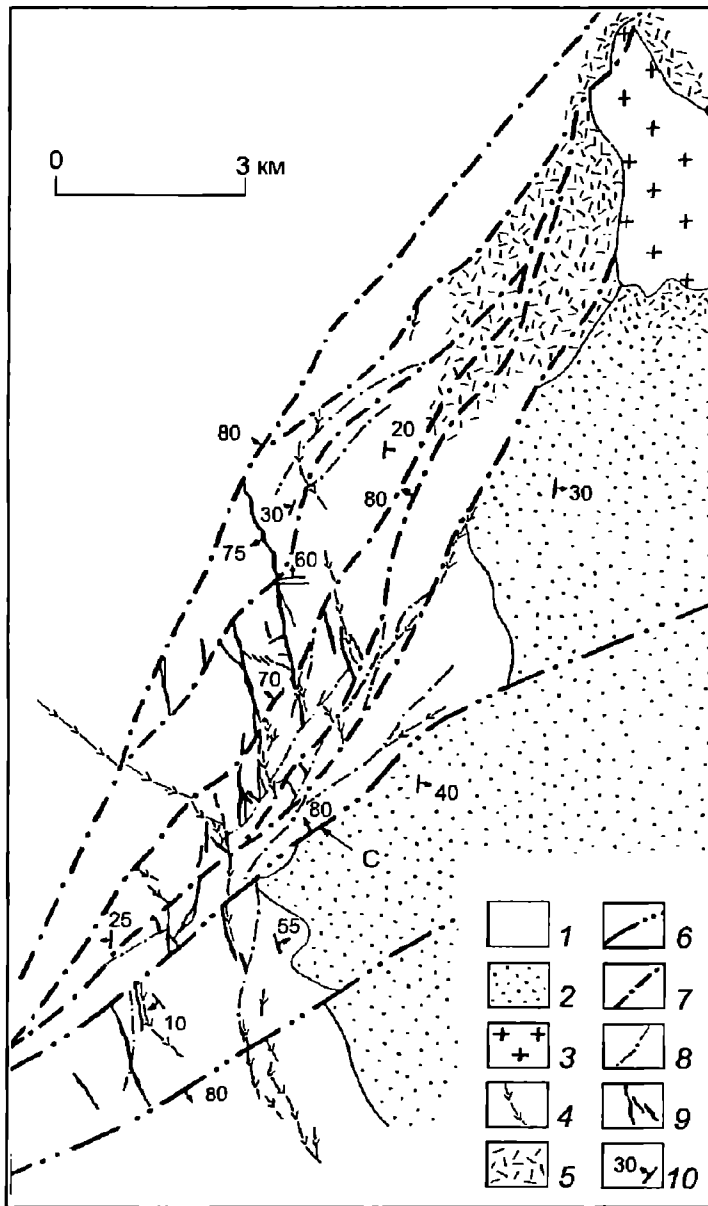


Рис. 124. Схема размещения золотого оруденения на Нежданском рудном поле (по В.М.Яновскому и Н.П.Остроумовой)

1 – песчанико-сланцевые породы (P_{1-2}); 2 – преобладающие песчаники; 3 – гранит-гранодиориты Курумского массива (K_1^1); 4 – диоритовые порфириды, лампрофилы (K_1^H); 5 – контактовые ставролитовые и биотитовые роговики; 6 – региональные рудоконтролирующие разломы, в том числе главная зона Сунтарского разлома – С; 7 – локальные рудоконтролирующие зоны расланцевания; 8 – прочие разрывы; 9 – золото-кварцевые жилы и преобладающие зоны прожилково-вкрапленного оруденения; 10 – ориентировка и угол падения

здних трещинных нарушений. Разрывы, не использованные дайками, развились в сколы – мощные зоны расланцевания, подвергшиеся оруденению.

Таким образом, во всех кратко рассмотренных примерах главные рудовмещающие нарушения закладывались в однородной литологической среде. Позиция их определялась особенностями крупных трещинных элементов структуры, контроли-

рующих их образование. Чаще такими элементами являются протяженные рудоконтролирующие нарушения локального, а иногда и регионального плана. В свою очередь места преимущественного заложения масштабных рудовмещающих разрывов определяются перегибами рудоконтролирующих нарушений, расщеплениями их на серию субпараллельных ветвей, а также участками, пред-

ставляющими совокупность линзовидных, реже пластинчатых тектонических блоков.

Там, где формирование крупномасштабных рудовмещающих разрывов протекало в породах, смятых в сжатые, но непротяженные складки, разрывам сопутствуют элементы складчатой структуры. Действительно, на месторождении Ашанти и Кеновна-Белле рудовмещающие нарушения закладывались, наследуя кливаж осевых плоскостей сжатых складок. Они настолько подчиняются этому элементу складчатой структуры, что следуют точно в границах осевой плоскости любой складки – будь она изоклиальной или угловатой.

Геологические обстановки формирования крупных месторождений в рудоносных разломах и масштабных зонах расщепления, размещающихся в контрастной среде

В рудовмещающих структурах подобного типа локализован ряд зарубежных крупных и крупнейших месторождений золота, например, Керкленд-Лейк и Керр-Эдисон в Канаде, Морроу-Велью в Бразилии, Хоумстейк в США, а в России и странах СНГ – Сухой Лог, Олимпиадинское и Васильковское. Доля этих месторождений в группе сравнительно невелика – только четверть их размещается в контрастной среде, однако все они – крупнейшие, с запасами золота, превышающими 300 т. По отношению к крупным месторождениям, залегающим в контрастной среде, доля объектов, приуроченных к разломам и зонам расщепления, еще меньшая – примерно 17%.

На перечисленных месторождениях масштабные рудовмещающие нарушения размещаются в контактовых зонах малых интрузивных тел – штоков, или рассекают их, а на месторождениях Сухой Лог, Олимпиадинском, Хоумстейк и Морроу-Велью – в горизонтах углеродсодержащих алевролитовых, глинистых или кварц-карбонатных сланцев, литологически благоприятных для трещинообразования и замещения рудным веществом. Одновременно рудовмещающие нарушения сочетаются с элементами сжатых складок, заключающих горизонты пород, подвергшихся избирательному оруденению.

Месторождениями, локализованными в типичных брекчиевых зонах мощных разломов, заключенных между четкими ограничивающими их тек-

тоническими швами с дорудной глиной трения, можно признать лишь Керкленд-Лейк и Керр-Эдисон (Канада). На прочих названных объектах золоторудные тела залегают в зонах расщепления, не обладающих ясными геологическими границами.

Наиболее типична и одновременно своеобразна геологическая позиция месторождения Керкленд-Лейк. Оно сильно истощено: к началу 1999 г. из его недр извлечено 770 т золота, а запасы металла на действующем руднике, называемом Маккасса, составляют не более 30 т с содержанием в руде 8 г/т. Опираясь на многочисленные работы, посвященные закономерностям размещения и геологии месторождения, в том числе автора раздела [Некрасов, 1988], приведем главные факторы, контролирующие здесь локализацию крупных скоплений руд.

Необходимо подчеркнуть, что оруденение почти целиком заключено в крутопадающем штоке дайкообразной формы, сложенном щелочными габбро и габбро-порфиритами. Он протягивается с юго-запада на северо-восток на 5 км. Строение этого интрузивного тела своеобразно. Мощность его на верхних горизонтах составляет 400 м и увеличивается на глубине до 800 м. На обоих своих флангах шток переходит в веер апофиз, проникающих на 0,3–1,0 км во вмещающие его верхнеархейские туфы, частью в туфопесчаники (с прослоями конгломератов). Оруденение связано с рудоносным разломом, прослеживающимся почти в средней части штока на всем протяжении вдоль его длинной стороны. На интервале 5 км он залечен мощной (до 15 м) золото-сульфидно-кварцевой жиллой, сопровождающейся оруденелыми кварцевыми метасоматитами. В центральной части месторождения разлом сопровождается веером отделяющихся от него оперяющихся сколов, также подвергшихся оруденению. Вниз по разрезу, на средних горизонтах они прилегают к разлому и исчезают, а разлом и залечивающая его жила прослеживаются ниже до самых больших глубин месторождения (2200 м).

Рудоносный разлом заложился в 9–10 км юго-западнее штока, отделившись от перегиба регионального рудоконтролирующего нарушения Лардер-Лейк. Наряду с другим региональным разломом – Дестор-Поркьюпайн, он контролировал в целом золотое оруденение пояса Абитибии.

При заложении рудоносный разлом, наращая свою протяженность северо-восточным флангом, унаследовал направление интрузивного штока. Однако он развился не по контакту, а вдоль средней части последнего. Геологи, изучавшие

месторождение, почти однозначно полагают, что шток габбро залечил раскрывшуюся зону древнего разлома восток-северо-восточного направления. При этом, фланговые апофизы штока, далеко проникающие в боковые породы, настолько "зацементировали", как бы закрепили его контакты, что он не "смог" развиваться в контактовой зоне. Более ослабленным оказалось само интрузивное тело, проявившее себя как хрупкое образование (сравнительно с вмещающими туфами и туфопесчаниками).

Важное влияние малых интрузивных штоков, как бы аккумуляровавших тектонические напряжения и способствовавших образованию трещин в сравнительно хрупком теле, подтверждается геологической обстановкой размещения оруденения на расположенном в том же районе другом крупнейшем месторождении аналогичного типа – Керр-Эдисон. Здесь одноименный рудоносный разлом отделяется от другого перегиба упоминавшегося выше регионального субширотного нарушения Лардер-Лейк. На протяжении более 2,5 км рудоносный разлом деформирует цепочку мелких штоков сиенитов и диоритов, вытягивающуюся с запада на восток. Штоки залегают, видимо, в более пластичных рассланцеванных туфах метаандезитов и metabазальтов и сравнительно с последними оказались избирательно брекчированными. Брекчия этих пород почти нацело была замещена и сцементирована агрегатом анкерита, кварца, хлорита и пирита и наложенными на него рудами золото-сульфидно-кварцевого состава. Окончание цепочки оруденелых сиенитовых и диоритовых тел определяет на месторождении геологическую границу оруденения. Вместе с тем разлом, не изменяя внутреннего строения своей зоны, прослежен канадскими геологами на восток как безрудное нарушение еще на много километров. Эксплуатационные выработки на месторождении достигли глубины 1,5 км.

Васильковское месторождение в Казахстане имеет меньший вертикальный размах оруденения – не более 700 м, и отличается проявлением вкрапленных – порфириновых руд золота. Приурочено оно к мощной зоне рассланцевания северо-восточного направления [Пивенштейн, 1969; Диаров и др., 1984]. Зона вытягивается на многие десятки километров и далеко за пределами месторождения к ней пространственно тяготеет ряд других золоторудных проявлений.

На участке месторождения зона проникает в краевую часть крупного гранитоидного массива (O₃). Он прорывает хлорит-мусковитовые и слюдяно-амфиболовые сланцы ниже-среднерифей-

ского возраста. В контактовую часть массива оказались внедрены изогнутые дайкообразные тела габбро-диоритов и диоритов субширотного простирания. Они сопровождаются апофизами, унаследовавшими направление зоны рассланцевания, и вытягиваются на северо-восток. В 0,5 км юго-восточнее региональная зона рассланцевания как бы "упирается" в поперечное разрывное нарушение, которое пересекается только единичными, наиболее четкими тектоническими швами зоны.

Оказавшиеся в пределах зоны рассланцевания интрузивные и ороговикованные сланцевые породы, а также габбро-диориты дайкообразного штока вмещают сеть ранних турмалин-кварцевых и золотоносных сульфидно-кварцевых прожилков. Последние сопровождаются вкрапленностью золотосодержащих арсенопирита, пирита и некоторых других сульфидов. По данным опробования на месторождении выделено единое рудное тело воронкообразной формы, заканчивающееся на глубине около 700 м от поверхности. В поперечном сечении (с северо-запада на юго-восток) ширина тела достигает почти 600 м, в направлении, совпадающем с ориентировкой рудовмещающей зоны рассланцевания и ответвлениями-апофизами – более 1 км.

Крупные золоторудные месторождения формируются также в контрастных геологических средах, представленных чередованием слоистых пород. Одни из них избирательно деформируются с образованием трещинных каналов и аккумулируют оруденение, а другие подвергаются преимущественному смятию. Такая обстановка может быть наглядно проиллюстрирована тремя структурно сходными месторождениями – Олимпиадинским в России, Хоумстейк в США и Морроу-Велью в Бразилии. Аккумулятивным образованием на всех трех объектах выступают горизонты кварц-известняковых, кварц-куммингтонит-известняковых или кварц-карбонатно-слюдистых сланцев. Во всех примерах они заключены среди менее трещиноватых и, главное – менее реакционноспособных терригенных пород – среди филлитов и слюдистых сланцев.

Основное оруденение на Морроу-Велью развито в мощной зоне рассланцевания. За пределами месторождения она вытягивается еще на много километров, сопровождаясь местами кварцевыми метасоматитами. На участке месторождения зона приспособляется к полосе кливажа осевой плоскости, которая протягивается вдоль широтного гребня сжатой антиклинали. Гребень окаймляется пластом кварц-известняковых сланцев, деформированных и полностью оруденелых. Ору-

денелый пласт сланцев, как пластичное образование, сопровождается мелкими рудоносными складками волочения, сменяющимися друг друга по падению.

На месторождении Хоумстейк проявлена не одна, а несколько сжатых (местами – пережатых) субпараллельных складок – синклиналей, чередующихся с малоамплитудными антиклиналями. Шарниры тех и других представлены узкими клиновидными арками и килиями, вдающимися в более пластичные и облекающие их филлиты. Вдоль арок и килей каждой такой складки протягиваются зоны рассланцевания, прослеживаемые далеко за пределы месторождения. Хоумстейк как бы “вобрал” в себя несколько месторождений, подобных Морроу-Велью. Зоны рассланцевания на месторождении Хоумстейк сопровождаются мощными прихотливо изогнутыми полосами-лентами хлорит-кварцевых метасоматитов. Они заключают вкрапленность золотосодержащих пирротина, пирита, в меньшей степени – арсенопирита. Золоторудные тела в оруденелом горизонте кварц-кумингтонит-известняковых сланцев склоняются, следуя погружению шарниров складок в юго-восточном направлении. Оруденение прослежено на глубину, превышающую 2,5 км.

На месторождении Хоумстейк за 120 лет непрерывной эксплуатации извлечено более 1200 т золота, а остаточные запасы металла, подготовленные к отработке, с содержанием золота в руде 6,1 г/т составляют, по авторской оценке, не менее 240–250 т.

Олимпиадинское месторождение является примером рудоносности, проявленной в условиях пространственного совмещения складки, секущих и согласных зон рассланцевания и горизонта оруденелых пород, [Генкин и др., 1994].

Рудные тела месторождения залегают в горизонте слюдисто-карбонатно-кварцевых сланцев (мощностью от 130 до 330 м). Подстилаются они двуслюдяными (более 600 м) и перекрываются кварц-мусковитовыми сланцами (свыше 500 м). Породы входят в состав так называемой среднекординской подситы нижнерифейского возраста. На участке месторождения они образуют сжатую субширотную Медвежинскую антиклиналь, к крыльям которой приурочены разломы: к северному, погружающемуся под углом 50–60° – Широ́тный и к южному – Глав́ный, прослеживаемый на северо-восток (при юго-восточном падении под углом 70–80°). Эти нарушения сопровождаются оперяющими сколами и складками волочения, местами зигзагообразной формы, наиболее четко улавливаемыми в разрезе.

Северное крыло Медвежинской антиклинали сменяется Инокентьевской синклиналью, опрокинутой на глубине на юго-восток, южное – другой сравнительно симметричной синклиналью – Чиримбинской. Она также вытягивается в северо-восточном направлении.

Шарнир Медвежинской антиклинали в месте крутого погружения (под углом не менее 60–70° на восток) подчеркивается двумя сочленяющимися разломами – Глав́ным и Широ́тным. Как обычные локальные рудоконтролирующие нарушения они обуславливают развитие оруденения только в пределах месторождения. Вместе с тем разломы прослеживаются на много километров за пределы месторождения, где ограничиваются крупными региональными разломами северо-западного простирания – Татарским и Тары́динским [Генкин и др., 1994; Горяинов, 1994].

Крупная золоторудная залежь в шарнире Медвежинской антиклинали сложена вкрапленными пиррит-арсенопирит-пирротиновыми рудами. В свою очередь они залегают внутри более обширного тела кварцевых и кварц-карбонатно-бerezитовых метасоматитов. Аркообразная залежь, следуя склонению шарнира, круто погружается в восточном направлении под поверхностями смыкающихся разломов до глубины около 800 м. Мощность ее в шарнире достигает 150 м. По продольным трещинам, сопровождающим разломы, она распространяется от свода антиклинали на запад (по северному крылу) на 520 м и на юго-запад (по южному крылу) на 340 м. Верхняя часть залежи сложена рудами коры выветривания. Они представлены клиновидным телом с горизонтальным сечением, достигающим максимальной площади 45000 м² и распространяются на глубину почти 300 м. Исходя из параметров, приведенных в статье Генкина с соавторами [1994], запасы руды только в этом теле достигают не менее 13 млн т и золота свыше 140–150 т (при содержании последнего в руде 10,8 г/т).

С рудоконтролирующим Широ́тным разломом связаны согласные рудовмещающие нарушения. Так, в западной части месторождения разлом оперяется сколом северо-восточного направления. Севернее этого сочленения рудовмещающий горизонт слюдисто-карбонатно-кварцевых сланцев оказался распространенным на перегибе центриклинального замыкания синклинальной складки (возможно, Инокентьевской синклинали или осложняющей ее структуры). Непосредственно вблизи килия складки рудовмещающие породы, “попавшие” в зону северо-восточного оперяющего скола, оказались смятыми вдоль него в продольную

зигзагообразную складку волочения, протягивающуюся вдоль скола. Складка, скорее всего, сопровождалась межслоевыми трещинами. Все эти элементы обусловили проявление согласной со слоистостью зигзагообразной (в разрезе) залежи вкрапленных руд золота. Она названа рудным телом 1–2 и вытягивается на расстояние до 1000 м. Мощность его в шарнире складки волочения достигает 80 м, а содержания золота – в верхнем “плече” складки – 3,8 г/т и нижнем – 7–8 г/т. Кроме того, на перегибах восточного крыла синклинали развилась другая послынная изгибающаяся залежь – рудное тело 3 протяженностью до 800 м с содержанием золота в руде 2,5–3,1 г/т.

Таким образом, оруденение на Олимпиадинском месторождении локализовалось в горизонте реакционноспособных пород. Последние были избирательно деформированы межслоевыми разрывами, возникшими в свою очередь между сочленявшимися рудоконтролирующими нарушениями – Главным и Широтным разломами и оперяющими их сколами.

Близка рассмотренным месторождениям геологическая обстановка размещения золотого оруденения в алевролитовых и филлитовидных сланцах на крупнейшем отечественном месторождении Сухой Лог. Вместе с тем в отличие от предыдущих примеров рудоконтролирующее нарушение здесь является секущим по отношению к ориентировке рудовмещающих горизонтов и складок.

В последнее время геология месторождения Сухой Лог и условия его залегания были еще раз рассмотрены в работе [Буряк, Хмелевская, 1997]. Одним из главных рудовмещающих элементов месторождения выступает сильно опрокинутая на юг, почти лежащая антиклинальная складка. Шарнир ее образован довольно мощным горизонтом слабо метаморфизованных (до зеленосланцевой фации) филлитовидных и алевролитовых сланцев верхнего протерозоя (хомолхинская свита). Подстилаются они мощной пачкой преобладающих песчаников, которые ниже по разрезу вновь сменяются алевролитовыми сланцами (нижняя подсвита).

Верхний алевролитово-сланцевый рудовмещающий горизонт в шарнире складки погружается на запад под углом около 10–12°. Здесь он как бы облекается с севера, запада и юга перекрывающей его мощной свитой известняков (имняхская свита). Известняки оказались пластичной породой. Трещинные нарушения в свите угадываются только по полосам мелких приразломных складок и складок волочения или перегибам слоев известняков, слагающих подошву и кровлю свиты.

Оруденение приурочивается к мощной (местами до 150 м) зоне рассланцевания, развившейся вдоль опрокинутого шарнира складки. Рудовмещающая зона месторождения Сухой Лог использует, видимо, полосу кливажных трещинок. Наиболее интенсивно они были проявлены в шарнире антиклинальной складки, где ориентируются вдоль ее осевой плоскости (кливаж осевой плоскости). Зона наследует их и, падая полого на восток, подчиняется этому складчатому элементу.

Известняки северного крыла складки характеризуются целой серией флексурных перегибов, “плечи” которых ориентируются в северо-западном направлении. В связи с их проявлением, известняки постепенно отступают на север от осевой плоскости складки. При этом рудоносная зона рассланцевания оказывается расположенной ближе к ее южному крылу.

Южнее складка сменяется другой – синклинальной структурой. Между ядрами обеих складок, на южном крыле Сухоложской антиклинали, в 5–8 км юго-восточнее Сухого Лога, размещается другое, правда, небольшое месторождение аналогичных по облику вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд – Голец Высочайший (рис.125). Вмещают его алевролитовые сланцы нижней подсвиты, подстилающие вместе с песчаниками рудовмещающие породы месторождения Сухой Лог. На участке Гольца Высочайшего они смяты в довольно крупную S-образную флексуру с “плечом”, также вытянутым в северо-западном направлении.

В.А.Буряком и Н.М.Хмелевской [1997] отмечается, что “плечо” флексуры подчеркивается мощной зоной регионального рассланцевания северо-западного простирания. На северо-запад эта зона прослеживается через центральный участок месторождения Сухой Лог. Как известно, здесь среди вкрапленных руд встречены маломощные золоторудные жилы сульфидно-кварцевого состава. Сравнительно с другими частями месторождения концентрация их на участке чуть ли не на порядок выше. В отличие от редких субширотных жил на флангах месторождения они также приобрели запад-северо-западное направление, почти аналогичное региональной зоне рассланцевания. Еще далее на северо-запад эта зона трассируется флексурными перегибами перекрывающих известняков (имняхской свиты), развитых на северном крыле Сухоложской антиклинали. В пластичных известняках зона “угадывается” флексурными перегибами отдельных слоев (см. рис.125). Рудоконтролирующая роль региональной зоны рассланцевания, в пределах которой локализованы два однотипных месторождения, а также пунк-

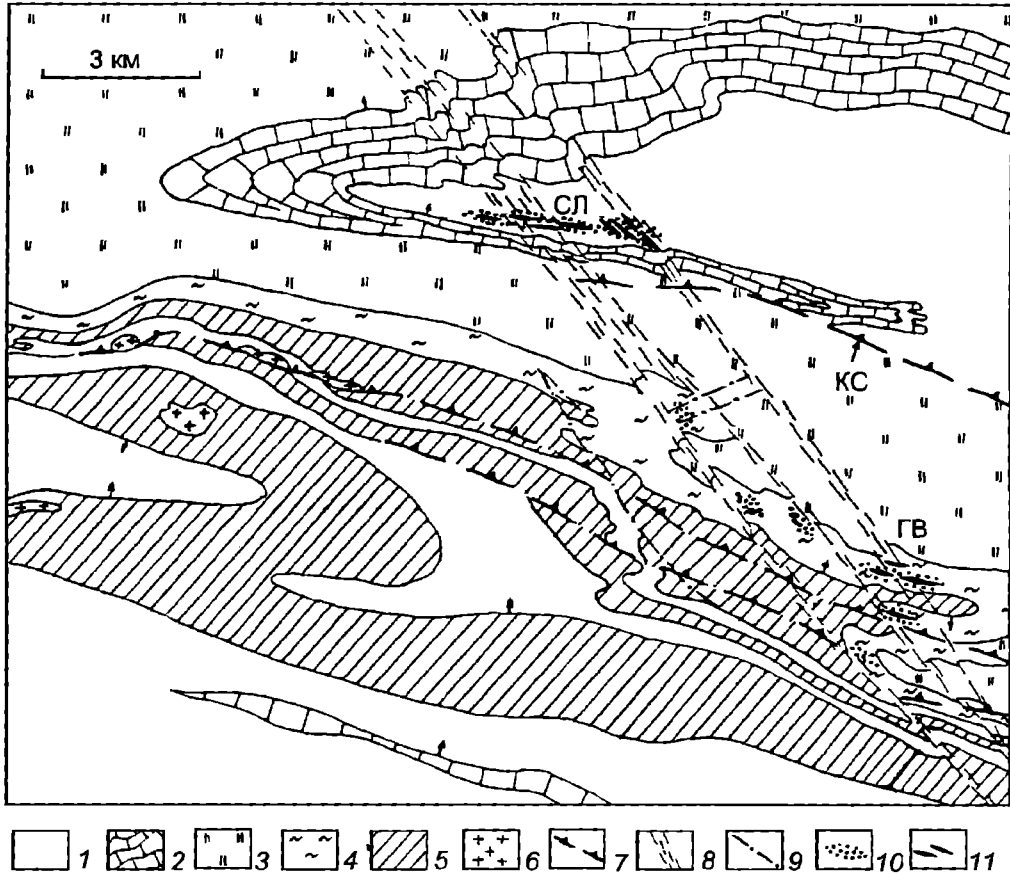


Рис. 125. Схема размещения золоторудных месторождений Сухой Лог (СЛ) и Голец Высочайший (ГВ) в структуре района (по В.А.Буряку и Н.М.Хмелевской)

1-5 - верхнепротерозойские породы: 1 - преобладающие алевролитно-сланцевые и филлитовидно-сланцевые, 2 - известняки и известковые сланцы, 3 - карциты с подчиненными песчаниками и сланцами, 4 - кварц-серицитовые и подчиненные алевролитовые сланцы, 5 - преобладающие песчаники; 6 - граниты палеозоя; 7 - взбросо-надвиги конседиментационного типа, в том числе Кидали-Сухоложский (КС); 8 - рудоконтролирующие зоны расланцевания; 9 - прочие разрывные нарушения; 10 - золоторудная минерализация прожилково-вкрапленного (сухоложского) типа; 11 - золото-кварцевые жилы (показаны немасштабно)

ты минерализации на флангах Гольца Высочайшего, не вызывает сомнений. Рассредоточенный облик этой зоны, ее своеобразное "просвечивание" в пластичных известняках и сланцах напоминают трещинные нарушения, отражающие четко проявленные разломы в кристаллических породах фундамента.

Как известно, кливажные трещинки осевой плоскости веерообразно расходятся вверх по восстанию. Следуя им, мощность рудовмещающей зоны расланцевания месторождения Сухой Лог также существенно увеличивается. Рудное тело вблизи поверхности местами достигает мощности 160 м. С глубиной она уменьшается до 20-50 м и прослеживается на протяжении 1100-1500 м, полого (под углом 20-25°) погружаясь на глубину в северо-восточном направлении. В западном направлении оруденая зона расланцевания дос-

тигает пластичных известняков и почти сразу же затухает в них. Здесь известняки сыграли роль экрана для развивавшегося западного фланга рудовмещающей зоны расланцевания, а затем и поступавших растворов.

Таким образом, благоприятными факторами для локализации руд на Сухом Логе в особо крупном масштабе явилось:

1 - проявление узла пересечения рудоконтролирующей зоны расланцевания (возможно отражающей положение разлома фундамента) с шарниром опрокинутой сжатой антиклинали;

2 - наличие в шарнире сжатой складки, сложенной углеродсодержащими филлитовидными сланцами, мощной зоны расланцевания, унаследовавшей ее кливажированную осевую плоскость и выступившей "вместилищем" крупных скопленных руд;

3 – контрастность геологической среды и благоприятное расположение толщи пластичных известняков (перекрывшей рудовмещающие сланцы), не подвергшейся трещиноватости и рудной минерализации, которая, таким образом, как бы экранировала и остановила “рост” зоны рассланцевания вверх по восстанию, а затем и распространение рудоносных растворов.

Завершая анализ закономерностей размещения крупных месторождений, образование которых происходило в рудоносных разломах и зонах рассланцевания, еще раз выделим сходные черты, проявившиеся как в однородной, так и контрастной среде:

1 – все месторождения и масштабные рудовмещающие разрывы, локализующие крупные скопления руд, пространственно связаны с рудоконтролирующими трещинными нарушениями регионального или локального плана;

2 – в однородной среде, в пределах моноклинально падающих слоистых толщ масштабные рудовмещающие разрывы размещаются вблизи перегибов секущих рудоконтролирующих трещинных нарушений и в местах их расщеплений;

3 – в однородной и контрастной средах, в условиях проявления часто повторяющихся складок рудовмещающие зоны рассланцевания занимают в них положение осевых плоскостей и являются либо протяженными отрезками самих рудоконтролирующих нарушений, либо оперяющимися разрывами, отделяющимися от перегибов нарушений;

4 – в контрастной среде, обусловленной проявлением интрузивных тел, рудоносные разломы и зоны рассланцевания возникают в узлах пространственного сочетания перегибов рудоконтролирующих нарушений и малых интрузивных штоков; последние, деформируясь во всем своем объеме как единое хрупкое тело, целиком или почти целиком аккумулируют крупные скопления руд.

2. Геологические обстановки формирования крупнейших месторождений в протяженных и широких рудоносных трещинных системах

В настоящее время пока удастся выделить лишь пять примеров золоторудных объектов, принадлежащих к месторождениям рассматриваемой группы. Все это крупнейшие месторождения с запасами золота, включающими извлеченное, достига-

ющими не менее 400 т. Вместе с тем доля этой группы месторождений невелика – не более 7%. Три объекта – Мурунтау, Наталкинское месторождение и Калгурли (Австралия) размещаются в однородной, а два – Холлинджер-Мак-Интайр и Доум в Канаде – в контрастной, гетерогенной среде.

Месторождения рассматриваемой группы объединяет одинаковое внутреннее строение рудоносных участков. Масштабное оруденение сосредоточено в широкой (обычно более 200–300 м) и протяженной (километры) полосе с многочисленными рудоносными разрывами и рудными телами с рядовыми содержаниями и запасами. Они непрерывно сменяют друг друга по простиранию и по вертикали до глубин, превышающих 1–2 км.

Поразительна идентичность внутренней структуры всех рудоносных трещинных систем. Так, на всех месторождениях рядовые рудоносные разрывы и выполняющие их золоторудные тела размещаются между сближенными и четко проявленными разломами или компактными зонами рассланцевания (месторождения Мурунтау и Наталкинское, которые залегают в углеродсодержащих песчанико-сланцевых толщах). Такие разломы и зоны располагаются в сотнях метров друг от друга, видимо, в области общего тектонического влияния на блок породы, заключенный между ними. Н.И.Бородаевский [1960] первый стал рассматривать такие разрывы как структурные связки типа “парных разломов” либо как субпараллельные ветви разломов, испытавших расщепление вблизи (но не в пределах!) рудоносных участков. Всеми последующими исследователями признается локальная рудоконтролирующая роль как тех, так и других нарушений, без проявления которых формирование протяженной рудоносной трещинной системы вообще бы не осуществилось. Подобная обстановка, в частности, характеризует месторождения с крупнейшими запасами золота – Наталкинское, Холлинджер-Мак-Интайр и Калгурли [Константинов, 1993].

Практически все геологи, к которым присоединяется и автор, изучавший месторождение Мурунтау [Некрасов, 1973], согласны с тем, что основная масса золоторудных тел оказалась заключенной между двумя мощными и компактными зонами рассланцевания – так называемыми Северо-Восточным и Восточным разломами. Эти нарушения, падающие на юго-восток под крутыми углами (70–80°), вытягиваются субпараллельно в северо-восточном направлении, располагаясь на расстоянии около 1,8–2 км друг от друга (рис.126). При этом до 70–80% всех запасов золота связано с развившейся между ними серией мощных крутопадающих

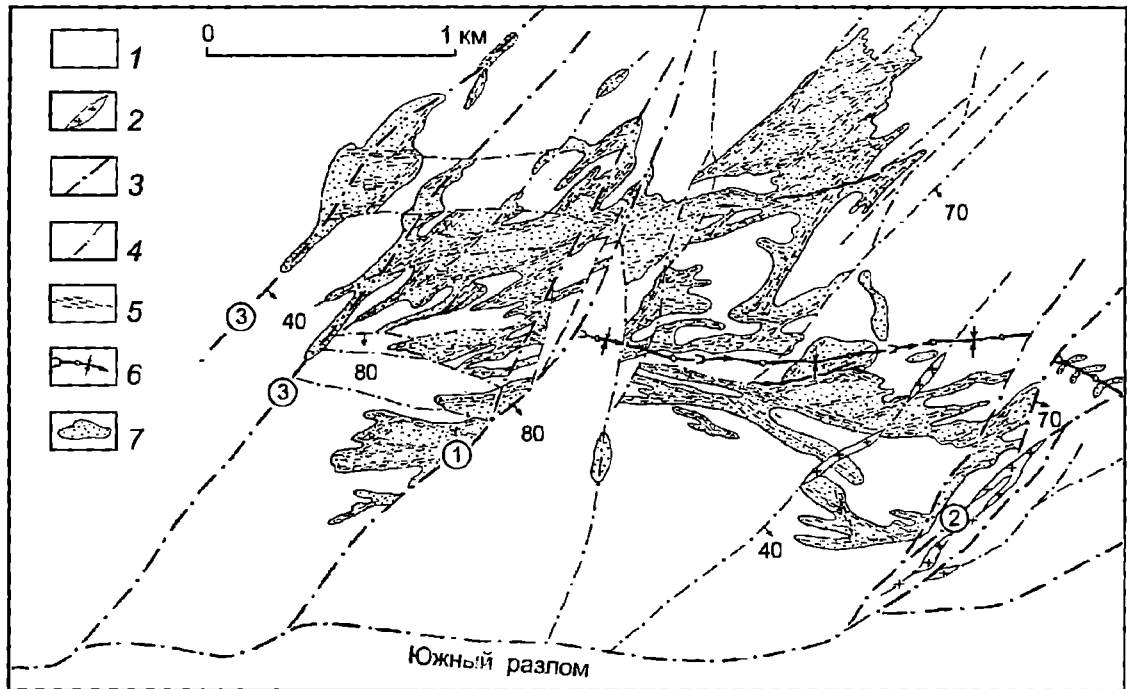


Рис. 126. Схема размещения золотого оруденения месторождения Мурунтау

1 – песчанико-сланцевые, в отдельных пачках – углеродсодержащие породы палеозоя; 2 – дорудные дайки гранодиорит-порфиров, сиенито-диоритовых и диоритовых порфиров позднего палеозоя; 3 – рудоконтролирующие разломы и зоны расщепления: 1 – Северо-восточного, 2 – Восточного и 3 – Западного разломов; 4 – прочие разрывные нарушения; 5 – основные рудовмещающие зоны расщепления; 6 – килевая зона пологой синклинали и направление ее погружения; 7 – тела прожилково-вкрапленных руд золота

тел прожилково-вкрапленных и штокверковых руд. Они локализованы в углеродсодержащих песчанико-алевролитово-сланцевых породах (PZ₁) и приурочены к системе преобладающих субширотных зон расщепления. Местами крутопадающие залежи сочетаются с согласными седлообразными телами, обладающими полого погружающимися крыльями. Крутопадающие тела прослеживаются на расстояние 200–400 м, а затем в плане и разрезе кулисообразно сменяются другими. Размещаются они вдоль пологого дна – килевой зоны (включая крылья) широтной синклинали, открытой на восток. Крылья складки погружаются к центральной части месторождения: северное – на юг под углом от 15 до 25°, южное, более крутое – на север под углом до 30–35°. На запад складка центрициально замыкается – песчаники и алевролиты западнее Северо-Восточного разлома погружаются только на юго-восток под углами от 40 до 60°. Складка, видимо, оказала определенное влияние на формирование трещинной структуры месторождения. В частности, образование согласных залежей, а местами пологих апофиз, отделяющихся от крутопадающих золоторудных тел, связано с

использованием рудовмещающими зонами расщепления трещинок квиважа слоистости.

Зоны расщепления Северо-Восточного и Восточного разломов в узлах смыкания с ними рудовмещающих разрывов нередко вмещают золото-сульфидно-кварцевые прожилки и вкрапленность золотосодержащих пирита и арсенопирита. В области непосредственного тектонического влияния рудоконтролирующих разломов наряду с субширотными проявились боковые зоны расщепления, согласные с направлением этих сравнительно крупных нарушений. Поэтому вблизи последних обособились золоторудные тела северо-восточного направления. Более того, на глубине 1,5–2 км золотое оруденение, протягивающееся широтной полосой на 3 км (при ширине около 1 км), почти целиком как бы «стягивается» в мощное золоторудное тело северо-восточного направления. Оно обрамляет с обеих сторон тектонические поверхности Северо-Восточного разлома [Бойцов и др., 1996]. На этих глубинах лишь отдельные золоторудные тела распространяются в западном направлении. Такая ситуация, обнаруженная при недавно проведенном глубоком буре-

нии, бесспорно свидетельствует не только о локальной рудоконтролирующей, но и рудовмещающей роли последнего нарушения.

На запад от Северо-Восточного разлома, примерно на расстоянии 0,8–1 км распространяется другой сектор рудоносной трещинной системы. Золоторудные тела его вблизи разлома вытягиваются широтно. Однако на удалении от разлома, на крайнем западном фланге месторождения, они неожиданно приобретают северо-восточную ориентировку. При этом золоторудные тела погружаются на юго-восток под углом около 40° . Скорее всего, на крайнем западном участке месторождения золоторудные тела унаследовали направление другой зоны расланцевания северо-восточной ориентировки. Она может быть названа Западным разломом.

Таким образом, широтная рудоносная трещинная система Мурунтау заключена между тремя (а не двумя, как ранее считалось) зонами расланцевания, вытягивающимися субпараллельно в северо-восточном направлении. В процессе оруденения последние выполняли главную рудоконтролирующую роль, обуславливая распространение оруденения по разрывам широтной трещинной системы. Эти нарушения на удалении от Западного и Восточного разломов не сопровождаются промышленным оруденением. Связующим звеном обеих пар нарушений выступает средняя зона расланцевания – Северо-Восточный разлом, имеющий крутое ($70\text{--}75^\circ$) падение на юго-восток.

Проявление всех трех рудоконтролирующих зон расланцевания обязано повторяющимся перегибам крупного разлома регионального значения, который протягивается в 500–700 м южнее месторождения. Этот разлом, названный Южным и прослеживающийся на несколько десятков километров, имеет к югу от месторождения три последовательных перегиба, где он приобретает на коротких интервалах восток-северо-восточную ориентировку. От каждого из перегибов (еще задолго до оруденения) отделились все три рудоконтролирующие зоны расланцевания, развившиеся в северо-восточном направлении. Скорее всего, в связи с движениями по ним возникла система рудовмещающих субширотных зон расланцевания сколового типа, опережающих локальные рудоконтролирующие разломы.

Еще более четко контроль оруденения складчатыми элементами структуры обнаруживается для месторождения Калгурли. Оруденение на месторождении локализовано в расланцеванных метадолеритах и метабазальтах (зеленых сланцах) верхнеархейского возраста, называемых Голден-

Мейл и Паринга. Рудоносная трещинная система в них прослеживается между несколькими субпараллельными ветвями разлома Голден-Мейл северо-северо-западного простирания. Узел разветвления располагается примерно в 0,5 км юго-западнее оруденелой площади. Рудоносная трещинная система, заключающая более трехсот крутопадающих зон золотоносной вкрапленности сульфидов и теллуридов с простиранием $315\text{--}330^\circ$, $300\text{--}305^\circ$ (и подчиненных зон широтного и северо-восточного направлений), пространственно полностью совпадает с килем сжатой синклинали. Вытягивается она вдоль него на протяжении нескольких километров. Вместе с тем, учитывая различную ориентировку золотоносных зон, можно скорее говорить лишь о пространственном совпадении рудоносной трещинной системы в целом с наиболее сжатым килевым участком складки. Примечательно, что рудоносная трещинная структура между каждой парой разломов-ветвей (т.е. в каждом отдельном тектоническом блоке) не совпадает. Очевидно, это в первую очередь свидетельствует о зависимости сети рудоносных разрывов от индивидуальных движений тектонических блоков по блокоразделяющим разломом-ветвям.

При прослеживании оруденения вдоль рудоносной трещинной системы с юго-востока на северо-запад (т.е. по мере веерообразного расхождения рудоконтролирующих ветвей разлома Голден-Мейл) насыщенность участка месторождения зонами золотоносной вкрапленности сначала возрастает. Однако, когда расстояние между расходящимися соседними ветвями начинает превышать 400–500 м, концентрация рудных тел снижается. В 4,0–4,5 км на северо-запад от места разветвления разлома на рудоносном участке обнаруживаются только единичные оруденелые зоны разрывов. Если считать от этой точки протяженность рудоносного тектонического блока до места расщепления разлома Голден-Мейл, то отношение длинной стороны к поперечной короткой составит примерно 10–12:1.

Таким образом, на примере Калгурли подтверждается роль локальных рудоконтролирующих разломов, выступающих главным трещинообразующим звеном для формирования рудоносной трещинной системы. Соседние разломы при этом образуют структурные связки – “парные разломы”. Между нарушениями каждой такой пары сеть рудоносных разрывов закладывается и развивается по индивидуальному плану. Из этого вытекает в первую очередь локальная рудоконтролирующая роль “парных разломов”. Появление их связывается с расщеплением зоны единого нарушения, что

можно объяснить, скорее всего, проникновением его в сильно сжатую, деформированную килевую область синклинали складки.

Напрашивается также другой вывод. Действительно, породы, заключенные между парными разломами, могли деформироваться по индивидуальному плану. В этом случае они ведут себя как единое целое, как единый тектонический блок. Одни из них оказываются рудоносными в большей степени, другие – в меньшей. “Виновниками” появления подобной специфической тектонической обстановки выступают сближенные локальные рудоконтролирующие разломы, в свою очередь возникающие в отдельных узлах более протяженных нарушений – на повторяющихся перегибах и в местах разветвлений [Константинов, 1985].

Наглядным примером оруденелой узкой блок-пластины, заключающей рудоносную трещинную систему, является Наталкинское месторождение.

Размещается месторождение на юго-западном крыле крупного синклинали сооружения. Крыло погружается на северо-восток, осложняясь непротяженными центриклинально замыкающимися складками, которые в незначительной степени влияют на формирование трещинных элементов месторождения [Моисеенко, Эйриш, 1996; Сидоров и др., 1997]. Рудовмещающая блок-пластина сложена монотонными верхнепермскими туфогенно-сланцево-алевролитовыми породами с подчиненными песчаниками. Вытягивается она в северо-северо-западном направлении на 5 км при ширине в северо-западном торце блока 0,3 км и в юго-восточном – 0,9 км. Отношение его длинной стороны к короткой около 10–15:1.

Эта, а также примыкающие к ней с юго-запада узкая и с северо-востока – другая, широкая блок-пластины развились между двумя региональными нарушениями [Сидоров и др., 1997]. Фрагменты их на участке месторождения носят наименование Наталкинского взброса (амплитуда превышает 700 м) и Многодайкового разлома (рис.127). Между ними сформировались более поздние субширотные нарушения, образующие северное торцовое ограничение блок-пластин (Геологический разлом) и южное (Глухаринский сброс).

В отличие от рудовмещающей блок-пластины, заключающей рудоносную трещинную систему, слабо оруденелые блоки, обрамляющие ее с обеих сторон, сложены: северо-восточный – надрудной толщей глинистых сланцев с конгломерато-песчаниковыми прослоями, а юго-западный, примыкающий к Наталкинскому взбросу – подрудной углито-сланцево-алевролитовой. Продольными границами рудовмещающей блок-пластины явля-

ются Главный и Северо-Восточный разломы с умеренными суммарными амплитудами сбросовых перемещений до 150–200 м. Оба блокоразделяющих разлома характеризуются древним заложением и многократным подновлением – в их зоне, особенно в средних частях и на приобретающих северо-западное направление южных флангах, обособились дорудные дайки кварцевых альбитофиринов, кварцевых порфиринов, диоритовых порфиринов и спессартитов позднемелового возраста.

Главный разлом выступает основным локальным рудоконтролирующим элементом. В поперечном разрезе, примерно на глубине 1–1,2 км, с ним, видимо, сочленяется Северо-Восточный разлом (см. разрезы на рис.127). В средней части блок-пластины к полосе плоскостей скольжения и глинистых тектонических швов Главного разлома приурочены золото-малосульфидно-кварцевые жилы. Они кулисообразно сменяют друг друга по простиранию. Вверх по восставанию в расширяющуюся часть блок-пластины от них отделяется целый веер более крутых и мощных прожилковых и штотверковых зон [Ворошин и др., 1995]. Некоторые из них протягиваются на 1,5 км (рудные тела-лидеры) при средней мощности 3–7 м (максимально – до 20 м). Тринадцать золоторудных тел-лидеров в середине 90-ых годов обладали запасами золота, превышавшими 65 % всех имевшихся в сумме.

На северном фланге блок-пластины веер золоторудных тел, представленных здесь зонами вкрапленно-прожилкового оруденения, сохраняется. Вместе с тем непосредственно зона самого Главного разлома оруденения уже не несет. В южной части блок-пластины оруденение имеет более расчлененный характер. Здесь Северо-Восточный разлом становится более крутым. К некоторым тектоническим плоскостям его приурочиваются золоторудные жилы. Однако основная часть таких крутопадающих тел прослеживается параллельно нарушению и размещается в его лежащем боку. Кроме того, в блоке между Наталкинским и Главным разломами локализируются слепые золоторудные тела. Общий вертикальный размах оруденения на месторождении, скорее всего, превышает 1 км.

Таким образом, рудоносная трещинная система на Наталкинском месторождении сформировалась в умеренно-погруженном узком тектоническом блоке с примерным отношением длинной стороны к короткой, как 10:1. Рудоносный блок контролируется локальными разломами, которые в свою очередь являются отдельными фрагментами протяженной региональной зоны разрывных нарушений. Некоторые отрезки последних стали

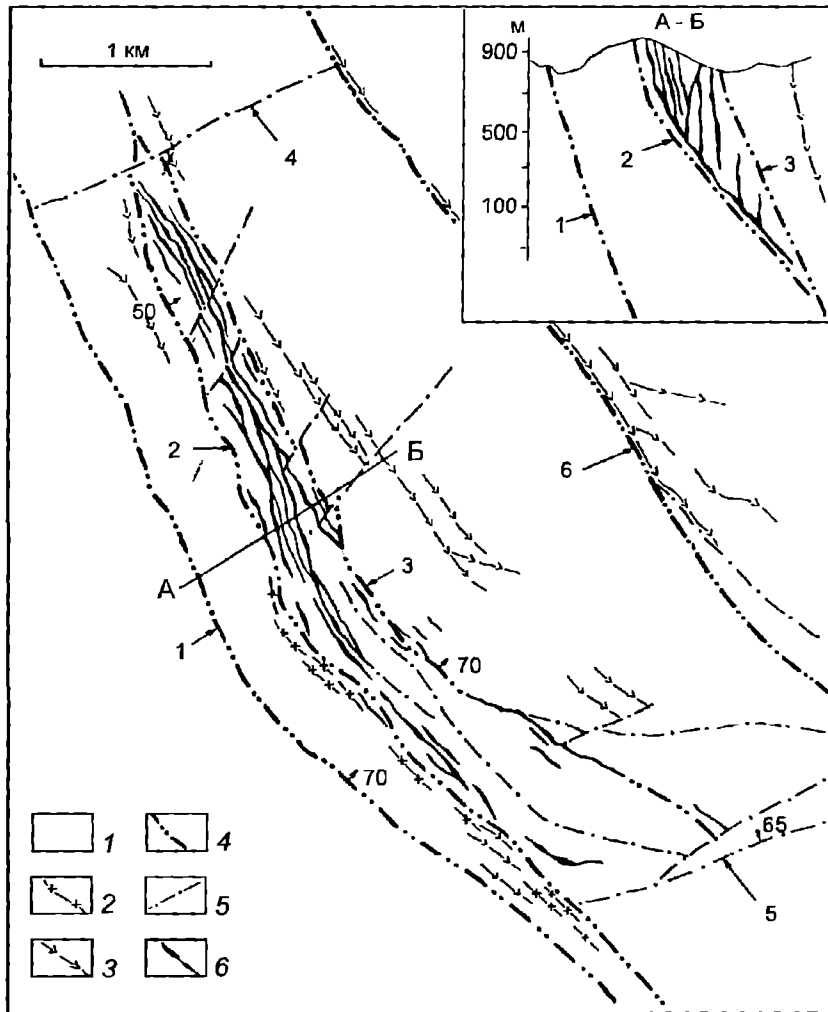


Рис. 127. Схема размещения оруденения Наталкинского месторождения и разрез по линии А-Б
(по В.П.Плутешко, А.И.Калинину, С.В.Ворошину)

1 – песчанико-глинисто-сланцевые породы (P_2); 2 – дайки кварцевых альбитофиров и порфиров (K^1); 3 – дайки диоритовых порфиров и спессартитов (K^2); 4 – рудоконтролирующие разломы: 1 – Наталкинский, 2 – Главный, 3 – Северо-Восточный, 4 – Многодайковый; 5 – прочие разломы: 4 – Геологический, 5 – Глухаринский, 6 – Тенькинский; 6 – зоны золоторудных жил, прожилков и прожилково-вкрапленного оруденения

играть роль блокоразделяющих нарушений, а в процессе оруденения узкой блок-пластины песчанико-сланцевых пород выступили как локальные рудоконтролирующие, а местами – рудовмещающие нарушения.

В отличие от рассмотренных примеров месторождения Холлинджер-Мак-Интайр и Доум в Канаде размещаются в контрастной среде. На первом рудоносная трещинная система локализовалась в рассланцеванных коматиитовых метабазах, их туфобрекчиях и метаандезитовых лавах, пронизанных субвулканическими штоками кварц-полевошпатовых порфиров. Возраст пород – позднесархейский.

Слоистые метавулканытеты слагают антиклинальную складку, немного опрокинутую на северо-северо-запад. Она обладает довольно широким сводом и крыльями, падающими под углом от 60 до 80°. Складка расположена в восточном блоке субмеридионального разлома, смещающего протяженное трещинное нарушение, вытягивающееся с юго-запада на северо-восток. Проникающая в сводовую часть складки и южное крыло, оно расщепляется на серию зон рассланцевания крутого падения (рис.128). Соседние субпараллельные зоны, плавно изгибаясь и соединяясь между собой, замыкают метавулканытеты в линзообразные блоки. Отношение длинной сторо-

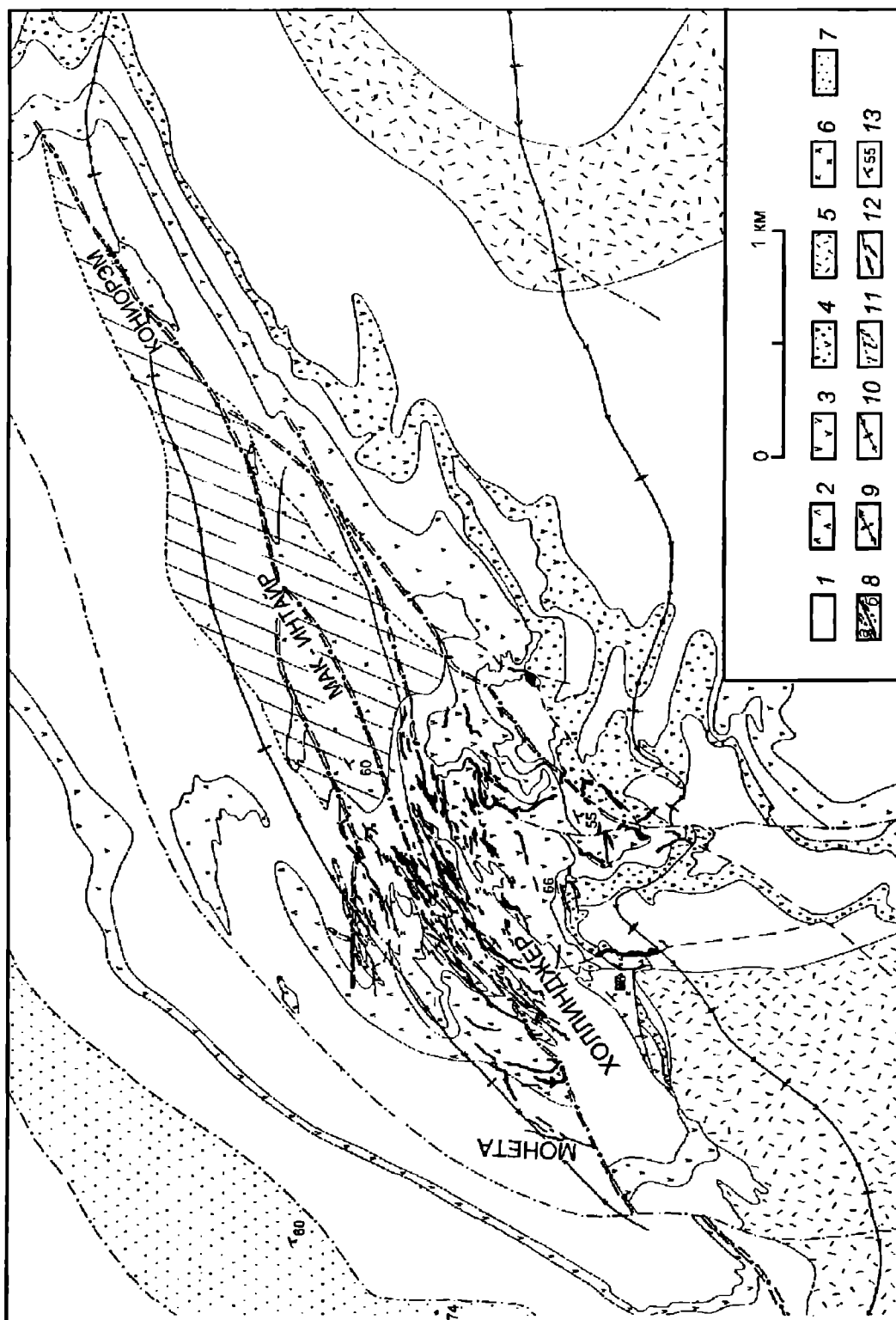


Рис. 128. Схема размещения золотого оруденения месторождений Холлинджер – Мак-Интайр, а также Монета и Кониорм в структуре района (по материалам Т. Дж. Смита, Р. В. Бойля, В. О. Карвина, В. А. Джойнса)

1–5 – метаморфизованные и расщепленные слои базальты и их туфобрекчи, 2 – преобладающие андезиты, 3 – базальты и диабазы, 4 – туфы и туфобрекчи фельзитов и риолитов; 6 – субвулканические кварц-полевошпатовые порфиры; 7 – преобладающие песчанки и конгломераты; 8 – разрывные нарушения; 9 – рудоуправляющие, локальные, 10 – оси антиклиналей; 11 – поле развития слепого оруденения; 12 – золоторудные залежи, жилы и прожилковые зоны; 13 – ориентировка и угол падения слонности и контактовых поверхностей

ны последних к поперечной аналогично ранее рассмотренным месторождениям и составляет 8–10:1.

В линзовидных блоках, заключенных между зонами расщепления, сформировалась система жилообразных залежей и прожилковых зон золото-пирит-турмалин-кварцевых руд. Она прослеживается на протяжении 5 км вплоть до расположенного на северо-востоке крайнего месторождения Кониорэм. При этом примерно со средней части месторождения оруденение не выходит на поверхность. Верхняя “кромка” его погружается в северо-восточном направлении и достигает на месторождении Кониорэм глубины 1,8–2,0 км. На всем протяжении от зон расщепления периодически отделяются серии золоторудных тел северо-восточного и широтного, изредка субмеридионального простирания, прослеживающиеся по направлению к соседней зоне. В самих зонах оруденение наблюдается только в отдельных непротяженных участках. Очевидно, продольные зоны расщепления выступают для оруденения месторождения локальным рудоконтролирующим элементом.

Центральная часть рудоносной системы, развившаяся между тремя сближенными субпараллельными зонами расщепления, почти точно совпадает с положением свода антиклинали, сложенной метавулканидами и пронизанной цепочкой последовательно сменяющих друг друга субвулканических штоков. Они имеют в плане дайкообразную форму, вытянуты вдоль направления шарнира складки, а к контактам их приурочены рассматриваемые рудоконтролирующие зоны расщепления.

Насыщенность трещинной системы рудными телами повторяется с удивительной периодичностью. Участки системы, максимально насыщенные золоторудными телами, периодически чередуются с участками, в поперечном разрезе которых устанавливается всего несколько таких тел. При этом сравнительно слабо оруденелые участки трещинной системы пространственно совпадают с развитием кварц-полевошпатовых пород субвулканических штоков. Тектоническая деформированность их оказалась минимальной, а там, где контакты их вообще не осложнены зонами расщепления, разрывы и связанные с ними золоторудные тела не обнаруживаются.

Максимально золоторудные тела на месторождении Холлинджер протягиваются на глубину около 2,5 км от современной поверхности.

На месторождении Доум (к 1998 г. извлечено более 350 т золота, остаточные запасы достигают

65–70 т металла с содержанием 2,4 г/т) оруденелые блок-пластины характеризуются минимальной шириной. Она составляет не более сотни метров. Несколько подобных блок-пластин приурочиваются на месторождении к ядерной части горст-антиклинали и крутопадающим крыльям. Свод горст-антиклинали довольно круто погружается на восток-северо-восток. Он фиксируется мощной, падающей в том же направлении толщей песчаников и конгломератов, перекрывающих метавулканиды.

Почти каждая из блок-пластин, отделенная от других блокоразделяющей зоной расщепления, отличается рисунком развившейся в ней системы золоторудных прожилковых зон и жил. Они имеют широтное простирание в крайней северной пластине и восток-северо-восточное – в центральных пластинах. Крайняя южная блок-пластина погружена, выполнена песчаниками и конгломератами и вмещает золоторудные залежи амёбовидной формы, сложенные штокверковыми и прожилково-вкрапленными рудами.

Блокоразделяющие зоны расщепления, проникая в восток-северо-восточном направлении из метавулканидов свода горст-антиклинали в перекрывающие песчаники и конгломераты, через несколько сотен метров затухают. В противоположном, западном направлении зоны расщепления испытывают перегиб, приобретают широтное простирание и соединяются в единое нарушение. При этом блокированность складки исчезает, а вместе с замыканием блок-пластин прекращается и оруденение.

Таким образом, на месторождении четко демонстрируется пространственная связь оруденения трещинной системы с линзовидными блок-пластинами. В свою очередь, образование последних, скорее всего, связано с проникновением единого нарушения в сжатую сводовую часть антиклинальной складки и расщеплением его здесь на серию сближенных субпараллельных ветвей.

Резюмируя изложенный материал, подчеркнем несколько главных выводов.

1. Рудоносные трещинные системы почти на всех месторождениях заключены в протяженных блок-пластинах, сериях линзообразных тектонических блоков или приурочены к структурным связкам “парных разломов”, преимущественно развитым в сводовых частях складок.

2. Образование блоков, заключающих рудоносные трещинные системы, связано с расщеплением рудоконтролирующих нарушений на ветви в шарнирных участках складок или с отделением локаль-

ных рудоконтролирующих разрывов от периодически повторяющихся перегибов региональных нарушений.

3. Геологические обстановки формирования крупных месторождений в протяженных трещинных пучках и зонах

В рассматриваемых ниже геологических обстановках размещается наиболее многочисленная группа крупных золоторудных месторождений – 62% учтенных объектов. При этом в однородной и контрастной средах локализуется примерно равное количество месторождений. Представители с крупнейшими запасами золота в этой группе сравнительно редки – к ним относятся только 17% месторождений группы, при этом лишь каждое четвертое крупнейшее месторождение размещается в контрастной гетерогенной среде.

Для всех золоторудных объектов группы общей чертой трещинной структуры является проявление пучков рудовмещающих разрывов и золоторудных тел одинаковой ориентировки, но существенно отличающихся главными параметрами. В большинстве трещинных пучков и зон наряду с рядовыми выделяются рудовмещающие нарушения (реже – одно нарушение) и приуроченные к ним золоторудные тела-лидеры, на которые приходится существенная либо даже большая доля запасов металла.

Исходя из различия внутреннего строения рудоносных участков, их преимущественно проявленного “трещинного рисунка” намечается пять подгрупп крупных месторождений, а именно:

1 – месторождений в протяженных пучках и зонах секущих субпараллельных и сближенных разрывов;

2 – месторождений в узлах пересечения и сочленения пучков и зон разных направлений;

3 – месторождений в зонах разрывов, согласных со слоистостью вмещающих пород;

4 – месторождений в трещинных пучках, приуроченных к деформированным контактовым зонам пород различного состава;

5 – месторождений в узлах пересечения трещинными пучками хрупких геологических образований и слоев реакционноспособных (интенсивно замещающихся) пород – интрузивных штоков и даек, прослоев кварцитов и карбонатных пород.

Каждая из подгрупп различается особенностями размещения месторождений.

В двух первых подгруппах известны месторождения, одни из которых залегают в однородных породах, а другие – в контрастных средах. Почти все месторождения третьей группы характеризуются залеганием в близких по составу породах и, соответственно, размещением в однородной среде. Месторождения следующих четвертой и пятой подгрупп локализируются только в контрастной среде.

Геологические обстановки размещения крупных месторождений в трещинных пучках секущих разрывов

Рассматриваемая подгруппа, пожалуй, наиболее представительна – в нее входят 35% месторождений, связанных с рудоносными трещинными пучками и зонами. В подгруппе преобладают крупные месторождения золото-серебряных и золото-теллуридных руд эпитермального типа. Среди типичных объектов можно назвать месторождения Тасеевское и Майское в России, Кочбулак в Узбекистане, Крипл-Крик и Сильвертон-Теллурид в США, Пачука в Мексике, месторождения рудного поля Багио на Филиппинах, а также Пеймор в Канаде, залегающее в архейских метаосадочных породах, и др. Несмотря на то что оруденение на одних участках размещается в сравнительно однородных породах сходного состава, а золоторудные тела других локализируются в различных вулканических, осадочных или, наоборот, интрузивных образованиях, крупные и крупнейшие эпитермальные представители подгруппы размещаются в вулcano-тектонических постройках (ВТП) ограниченных размеров. Это изолированные кальдеры, вулcano-мульды, горстообразно поднятые вулcano-купольные сооружения. Все они отличаются изометричной в плане или овально-вытянутой формой и характеризуются размерами, достигающими в поперечнике всего нескольких, редко – около десяти километров. Породами, заключающими постройки, чаще выступают различные кристаллические образования, слагающие фундамент или нижний структурный этаж складчатых систем – гнейсы, кристаллические сланцы и гранитоиды, песчаники, кремнистые сланцы, кварциты и другие породы, которые чаще отделяются от вулканитов построек разрывными нарушениями древнего заложения – по крайней мере синвулканического времени.

Рудоносные трещинные пучки и зоны, к которым приурочиваются крупные скопления руд, обособляются между контролирующими их структурными связками “парных разломов”, в узлах и вблизи узлов пересекающихся нарушений рудоконтролирующего значения. Иногда рудовмещающие разрывы и золоторудные тела отделяются от перегибов таких разломов, прослеживающихся внутри ВТП.

В некоторых случаях, например на месторождении Крипл-Крик, зарубежным геологам удалось проследить, что локальные рудоконтролирующие нарушения в вулканитах построек на самом деле отражают границы тектонических уступов в кристаллических породах их основания (рамы). В частности, изолированная кальдерная постройка месторождения Крипл-Крик сформировалась в узле пересечения нескольких древних разломов двух поперечных направлений. “Вырезанный” ими и погруженный небольшой тектонический блок размером 3×4 км выполнил роль основания для развившейся на нем ВТП. В процессе оруденения древние разломы здесь были подновлены и проявились в вулканитах постройки как малоамплитудные взбросовые нарушения. Серии оперяющих их сколов приобрели ориентировку, почти совпадающую с обоими направлениями главных взбросов – северо-западным и восток-северо-восточным. Именно оперяющие сколы были использованы разрывами трещинных пучков и зон. Последние и приуроченные к ним золоторудные жилы и зоны прожилков, сменяя друг друга, прослеживаются на протяжении 2–3 км. Вытягиваются они вдоль главных, обычно слабо минерализованных взбросов, играющих в основном роль лишь локальных рудоконтролирующих нарушений.

Для образования трещинных пучков и зон (а затем и распространения оруденения по их разрывам) необходимо подчеркнуть чрезвычайно важное значение структурных связок “парных разломов”. Почти на всех месторождениях парные разломы, играя роль локальных рудоконтролирующих нарушений, сами не подвергаются оруденению. Они выступают то границами тектонических блоков, наиболее насыщенных золоторудными телами, то определяют направление пучков рудовмещающих трещин, наследующих боковые разрывы. В ряде случаев некоторые из парных разломов выступают в роли трещинных экранов, у поверхностей которых обособляются протяженные участки богатых руд (рудные столбы).

В самое последнее время была проведена доразведка Тасеевского месторождения, казалось бы выработанного за 40 лет непрерывной эксплуата-

ции. Эти работы подтвердили, что между каждой парой слабоминерализованных разломов субмеридионального или северо-северо-западного простирания, прослеживающихся от Балейского участка в южном направлении (Главный Поперечный и Первый разломы, Первый и Третий, Третий и Фабричный-Диагональный, Диагональный и Кибиревский разломы) устанавливаются не выходящие на поверхность достаточно мощные зоны рядовых прожилково-вкрапленных руд. Эти зоны, известные в большинстве случаев еще в 1950–70-ых годах, не представляли в то время промышленного интереса. Связаны они с компактно проявляющимися в алевролитовых сланцах и песчаниках пучками и зонами сближенных и протяженных разрывов северо-восточного простирания. Запасы золота в этих телах рядовых руд (среднее содержание металла в них – 4,5 г/т), оконтуренных по его бортовому содержанию – 2 г/т, оцениваются геологами австралийской Snowden Associated и канадской компании Armada Gold Corp. в 124 т.

Крупномасштабное оруденение, формирующееся за пределами кальдер (в так называемом “закальдерном пространстве”), на примере месторождений Сильвертон-Теллурид, США, или Эмперор, Фиджи, пространственно увязывается с протяженными рудоконтролирующими нарушениями. Последние рассекают геологические элементы ВТП и накладываются на слагающие ее породы и, естественно, породы “рамы”.

Оруденение на месторождении Эмперор представлено серией жил субмеридионального и северо-восточного простирания. Они полого погружаются между двумя парами крутопадающих нарушений поперечного (запад-северо-западного) направления – Долфин и Брестер, с одной стороны, и Брестер и Шаттер, с другой. Эти нарушения, отвечающие понятию структурной связки “парных разломов”, определяют положение трещинных пучков и приуроченных к ним золоторудных тел, вытягивающихся по падению на 1,5 км.

На месторождениях рудного поля Сильвертон-Теллурид рудоконтролирующие нарушения, определяющие границы рудоносных трещинных пучков и зон, отражаются за границами оруденелой кальдеры тектоническими блоками поднятых кристаллических пород “рамы”. Такие горстообразно поднятые блоки вытягиваются в северо-западном направлении. Здесь на участках Идарадо и Кемп-Берд вдоль направления блокоразделяющих разломов развились протяженные трещинные пучки и залечивающие их зоны золоторудных жил.

При формировании крупных эпитермальных месторождений рассматриваемой подгруппы важное значение, кроме того, имеет проявление внутри ВТП трубообразных тел взрывных и эруптивных брекчий. Последние установлены на следующих крупных и крупнейших месторождениях золото-серебряных и золото-теллуридных руд: Майское (Россия), Кочбулак (Узбекистан), Крипл-Крик (США), Эмперор (Фиджи), а также на месторождениях, залегающих в однотипной обстановке, но в контрастной среде – Багио (Филиппины), Рошия-Монтанэ (Румыния) и др. На всех перечисленных месторождениях трубообразные брекчиевые тела наследуют непротяженные отрезки зон ранее заложенных локальных рудоконтролирующих разломов. Ими служат главным образом места перегибов или сочленений этих нарушений с разрывами других направлений. Обычно брекчиевым телам предшествует образование крутопогружающихся штоков субвулканических пород и даек, как правило, лампрофирового состава. Рудоконтролирующие разломы, подновляясь и расщепляясь на многочисленные ветви в брекчиевых образованиях, формируют в них полосы тектонических брекчий. Они почти целиком охватывают объем трубообразных тел. В результате брекчиевые тела оказываются оруденными почти нацело. Так, на некоторых месторождениях до трети всего металла (например, на Кочбулаке – более 40 т), связывается с тектонически деформированными взрывными или эруптивными брекчиевыми образованиями.

Среди наиболее известных крупных месторождений, оруденение которых контролируется узлами пересечения разноориентированных трещинных пучков и зон и одновременно использует приуроченные к ним брекчиевые тела, можно назвать месторождения Поргера (Папуа – Новая Гвинея) и Раунд-Маунтин (США). Тела взрывных брекчий на месторождении Поргера вмещают богатые штокверковые и вкрапленно-прожилковые руды. Содержания золота в них составляют 30–40 г/т и в 5–10 раз превышают концентрацию его в рядовых рудах месторождения [Richards, 1992]. Как правило, трубообразные тела взрывных брекчий, уходящие на глубину сотен метров, приурочиваются к контактам субвулканических штоков, залечивающих зоны локальных рудоконтролирующих нарушений. Поскольку брекчиевые тела являются образованиями, непосредственно предшествующими процессу минерализации, наличие их на месторождении свидетельствует о

проявлении в пределах ВТП наиболее проницаемых участков, связанных на глубине с рудно-очаговыми областями.

Необходимо кратко коснуться специфики геологических обстановок размещения крупных месторождений в трещинных пучках, обособляющихся в контрастной среде. Таких крупных месторождений немного – это Пуэбло-Вьехо в Доминиканской Республике и месторождения рудного поля Багио на Филиппинах, Рошия-Монтанэ в Румынии. К таким месторождениям можно отнести и российское Многовершинное в Северном Приамурье. Оруденение на всех перечисленных месторождениях заключено в изолированных небольших вулкано-тектонических постройках, сформированных среди пород терригенных формаций, иногда прорванных гранитоидными массивами. Рудоконтролирующие нарушения, далеко прослеживающиеся за пределами построек, накладываются на их структурные элементы и породы, но, как правило, интенсивно деформируют только отдельные, обычно фланговые части построек. При этом почти всегда разрывы подновляются, наследуя контакты многофазно формировавшихся субвулканических тел и серий более поздних даек, в том числе лампрофирового типа. Жильные золоторудные тела образуют пучки и зоны соединяющихся между собой жил и прожилков, а иногда и рудоносные структуры типа “конского хвоста”. Последние локализуются между близко расположенными флангами разрывов, как это наблюдается на месторождениях Багио. Фланги нарушений образуют структурные связки парных разломов. Трещинные пучки в их зонах формировались в лавах и пирокластах андезитов под подошвой аргиллитово-песчаниковых горизонтов, а при локализации в последних – под подошвой диабаз-андезитовых лав. На месторождении Аток и Багио-Голд (в северной части рудного поля Багио) в существенно песчаниковой среде количество трещин в пучках сокращается настолько, что здесь проявляются только сравнительно редкие субпараллельные жилы, проникающие и в подошву лав.

Прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды предпочтительнее формируются под нависающими “языками” субвулканических образований. На месторождении Пуэбло-Вьехо контакты последних были деформированы локальными рудоконтролирующими нарушениями, фланги которых проникли в рудовмещающую ВТП. Эти фланговые участки нарушений почти всегда сопровождаются серией оперяющих сколов и подвергаются оруденению.

Таким образом, в контрастной среде размещение золоторудных образований, приурочивающихся к трещинным пучкам, связывается не только с локальными рудоконтролирующими нарушениями, но и с проявлением субвулканических и explosивно-брекчиевых тел. Иногда же оруденение приурочивается к приконтактовым зонам, где терригенные породы сменяются вулканитами.

Геологические обстановки формирования крупных месторождений в узлах пересечения и сочленения трещинных пучков

К рассматриваемой подгруппе принадлежат несколько месторождений, на которых локализация оруденения протекала в узлах пересекающихся или сочленяющихся трещинных пучков и зон разного направления. В такой обстановке формировалось оруденение на месторождении Голд-Кворри, размещающемся в породах терригенно-карбонатной формации, а также на месторождениях Лихир, Поргера и Раунд-Маунтин, локализованных в молодых вулканитах. Монотонное залегание вулканогенных пород на участках последних, как правило, осложняется прорывающими их штоками субвулканических и гипабиссальных пород, дайками, а иногда и трубообразными телами explosивных брекчий. Все это обусловило проявление контрастной среды на рудоносных участках.

Месторождение Голд-Кворри локализовалось в зоне одного из главных рудоконтролирующих разломов Карлинского пояса (Невада, США), вытягивающегося в северо-северо-западном направлении. Месторождение приурочено к узлу пересечения разлома другим поперечным нарушением северо-восточного простирания. Здесь в узле пересечения и разлом, и поперечное нарушение трансформировались в пересекающиеся полосы деформированных, преимущественно чередующихся брекчированных и перемятых зон. Они заключены в пучках смыкающихся и вновь разветвляющихся плоскостей скольжения и тектонических швов (с глиной трения). Такое преобразование произошло на отрезке северо-восточного разлома, отгибающемся в более широтные румбы и приобретающем восток-северо-восточное направление. Проникая в этот интервал нарушения, региональный разлом субмеридионального направления так-

же как бы "рассыпается" на пучок ветвей. Узел пересекающихся нарушений, где совсем небольшие пластины известняково-сланцевых пород и доломитов чередуются с линзами алевролитов и глинистых сланцев, локализует единое штокообразное тело джаспероидных метасоматитов и развившихся в них прожилково-вкрапленных руд (Майн-зон). Под ним на большой глубине залегает другая залежь вкрапленных руд, названная Дип-Вест.

Другие месторождения, характеризующиеся приуроченностью оруденения к пересекающимся разноориентированным пучкам трещин, размещаются в вулcano-тектонических постройках. В их пределах оруденение обособляется или в местах разветвления разломов, пересекающих постройку, или на перегибах таких протяженных нарушений, сопровождающихся возникновением пучков оперяющих сколов двух различных направлений.

На месторождении Лихир (запасы золота – 1295 т с содержанием его в рудах 2,75 г/т) формирование оруденения в южной части ВТП было связано с ее пересечением субмеридиональным нарушением. Хотя этот разрыв использовал при завершении своего формирования радиальные трещины постройки, образовался он после выполнения ее вулканитами. При подновлении южного фланга нарушения, в его "разрастающейся" зоне оказался расположенным гипабиссальный шток плагиоклаз-амфиболовых монцонитов. Шток "выступил" своеобразным упором, обусловившим расщепление разлома на две ветви. Огибая его, ветви деформировали западный и восточный контакты этого интрузивного образования. К северу и югу от него, между обеими ветвями нарушения, во вмещающих вулканитах возникли широкие пучки и зоны трещин поперечного субширотного направления. Они унаследовали непротяженные отрезки дуговых разрывов вулканической постройки. В узлах пересечения разлома и трещинных пучков локализовались три крупные залежи руд воронкообразной или близкой к ней формы.

На месторождениях Поргера и Раунд-Маунтин также локализовались мощные штокообразные тела вкрапленных сульфидных и прожилково-вкрапленных сульфидно-кварцевых руд. На обоих объектах руды размещаются в пределах участков деформированных пород угловатой, близкой к изометричной формы. Последняя также явилась следствием развития пересекающейся трещиноватости и зон брекчий в участках перегибов и разветвлений локальных рудоконтролирующих разломов.

Геологические обстановки формирования крупных месторождений в трещинных пучках, согласных со слоистостью вмещающих пород

Доля рассматриваемых месторождений в группе невелика – не более 10%.

Почти все месторождения, принадлежащие к подгруппе, залегают в складчатых толщах либо архейских метавулканитов (например, Колар в Индии, Буланхулу в Танзании), либо в осадочных палеозойских породах терригенно-карбонатной и карбонатной формаций (Карлин, Джеррит-Каньон в США), а также в породах песчаниково-сланцевых формаций (Кючус в России, Балларат в Австралии). Лишь на месторождении Мейкл согласные золоторудные тела приурочиваются к межформационным разрывам, локализуясь в девонских глинистых доломитах под надвинутыми на них ордовикскими сланцевыми породами. Обычно же оруденение связано с межслоевыми тектоническими нарушениями.

При локализации в терригенно-карбонатных и карбонатных породах, глинистосодержащие и углеродсодержащие слои последних, деформированные согласными межслоевыми нарушениями, замещаются дорудным (“дозолотым”) низкотемпературным, иногда халцедоновидным кварцем. В результате образуются мощные согласные залежи джаспероидных образований линзо-пластообразной формы. Американские геологи [Birak, Hawkins, 1986; Emmons, Coyle, 1988; Holland, 1992, и др.] уже сравнительно давно подметили, что максимальной мощности залежи достигают в местах пересечения замещающихся слоев секущими разрывами. Иногда удается наблюдать распространение джаспероидных залежей в сторону от тектонической поверхности такого разрыва, постепенное уменьшение ее мощности и полное выклинивание. Именно цепочка линз таких джаспероидных образований, залегающих в карбонатных породах (известняковых сланцах, известняках, доломитах и др.), деформируясь подновляющимися межслоевыми нарушениями, локализует золотое оруденение. Среди секущих разрывов, влияющих на размещение залежей, одни оказываются непротяженными (скорее всего, играют роль “местных” экранирующих геологических элементов), а другие, более мощные, сопровождаются глинистыми тектоническими швами. Как удалось наблюдать В.Бристол и Б.Геншер [Bristol, Guenther, 1997] на месторождении Джеррит-Каньон подобные мощные зоны пересекают несколько горизон-

тов глинисто-карбонатных пород. В каждом из них они сопровождаются джаспероидными залежами, распространяющимися в стороны от такого нарушения. Это дало основание считать протяженные нарушения, секущие толщи терригенно-карбонатных и карбонатных пород и способствующие формированию метасоматитов и золотого оруденения, рудоконтролирующими.

С изложенных позиций небезынтересно еще раз обратиться к месторождению Карлин. Как известно, здесь оруденелье слои глинистых доломитов силурийско-девонского возраста вмещают цепочку согласных залежей джаспероидных руд золота. Рудоносные породы протягиваются в широтном направлении на 2,8–3,0 км между двумя секущими разломами северо-западного простираения (см. рис.26). С обоими этими нарушениями связаны две серии менее мощных разрывов субмеридионального – северо-западного и северо-восточного направлений. Видимо, они сопряжены с секущими разломами. Действительно, некоторые из разрывов северо-западного направления сочленяются с разломами и вмещают позднемезозойские дайки гранодиорит-порфиров. Они пересечены “послезолотыми” прожилками барита с сульфидами и сульфогантимонитами. Прожилки и жилы аналогичного состава установлены и в золотоносных залежах джаспероидов.

Западный фланг Главного рудного тела (см. рис.26) полностью контролируется одним из секущих разрывов северо-восточного простираения. Вдоль него распространяются золотоносные джаспероидные залежи. Восточнее некоторые из межслоевых залежей подчиняются секущим плоскостям субмеридиональных нарушений. Они протягиваются, используя их зоны, на 80–100 м на юг и здесь оказываются в нижних рудовмещающих слоях глинистых доломитов. Эти породы также вмещают несколько золотоносных залежей джаспероидов. Таким образом, в некоторых участках месторождения согласные верхние и нижние залежи оказались соединенными секущими образованиями и морфологически приобрели форму сплюснутых “гантелей”.

Геологическая позиция другого месторождения золото-джаспероидных руд – Маррей, размещающегося в рудном поле Джеррит-Каньон, еще нагляднее повторяет позицию Карлина. На этом месторождении в полосе шириной 0,7–0,8 км прослеживается пучок секущих рудоконтролирующих разломов с крутым падением на запад-северо-запад. Он пересекает рудовмещающие карбонатные породы, которые заключают располагающиеся друг над другом две цепочки золото-джаспероид-

ных залежей. Они четко размещаются в зонах довольно мощных межформационных нарушений – Нью-Дип и развитого ниже нарушения Севел. Первым были деформированы глинистые доломиты Хенсон, вторым – известняковые сланцы Сноу-Каньон [Bristol, Guenther, 1997], в которых и обособились согласные золотоносные залежи. В сланцах Сноу-Каньон залежи оказались заключенными между двумя секущими близко расположенными тектоническими швами. Золотоносная залежь, протягивающаяся на восток, трансформировалась здесь из послойного в трубообразное тело, погружающееся вдоль линии пересечения тектонического шва и сланцевого горизонта.

Таким образом, на участках пластообразных золоторудных месторождений, локализованных в породах терригенно-карбонатных и карбонатных формаций, зоны секущих дорудных разломов выполняли роль локальных рудоконтролирующих нарушений. В стороны от них золотое оруденение распространялось по межслоевым срывам в карбонатных породах. Местами на сочленениях межслоевых срывов с зонами секущих разломов послойные золото-джаспероидные залежи приобретали секущий характер и оруденение проникало по ним из одних рудоносных горизонтов в другие.

Видимо, не стоит в деталях повторять геологическую позицию золоторудного месторождения Колар. Промышленными методами месторождение разрабатывается с середины прошлого века. Оно сильно истощено, из недр извлечено более 870 т золота (по другим сведениям – значительно больше). На верхних горизонтах среднее содержание золота составило за первых три десятка лет эксплуатации (видимо, до 80-ых годов прошлого столетия) 42 г/т, сейчас, на глубине 3350 м, оно снизилось до 3,0–4,0 г/т.

Напомним, что золоторудные залежи месторождения локализовались в послойных срывах, проявившихся в нижнеархейских амфиболовых сланцах. Послойно рассланцованные амфиболовые сланцы чередуются с волокнистыми, зернистыми и массивными. Эти породы круто погружаются в западном направлении, слагая восточное крыло сильно сжатой синклинали. Последняя по сути представляет зеленосланцевый пояс, смятый в складку. Межслоевые срывы, подвергшиеся оруденению, располагаются между массивными, а также волокнистыми и перекрывающими рассланцованными амфиболовыми сланцами. Срывы проявились в напряженной тектонической обстановке, о чем свидетельствуют сопровождающие их складки волочения с амплитудой чаще около 20–30 м.

В рудоносной зоне выделяются две наиболее протяженные жилообразные залежи-лидеры золото-сульфидно-кварцевых руд – Чемпион (вытягивающаяся на 8 км) и Ориенталь (на 3 км). Эти залежи, а также сопровождающие их рядовые золоторудные тела использовали при формировании мелкие складки волочения. В результате зигзагообразно изогнутые отрезки залежей чередуются со сравнительно прямолинейными.

Рудоносная зона послойных нарушений развилась между тремя крупными разломами северо-северо-западного простирания, в косом направлении пересекающими рудомещающую складку. Фланги разломов продолжают в кристаллических породах основания. С севера рудоносная трещинная зона почти нацело ограничивается разломом Северный Балагхат, с юга – разломом Джиффордс. Вдоль среднего разлома – Северный Майсур, оруденение проникает на максимальную глубину от современной поверхности. В частности, золоторудный столб, местами примыкающий к тектонической поверхности разлома, достигает глубины 3,5 км.

Таким образом, кососекущие (по отношению к слоистости) протяженные разломы можно рассматривать в качестве рудоконтролирующих нарушений. Возможно, высокая степень сжатости складки предопределила преимущественное проявление межслоевых срывов, распространившихся на большое расстояние от одного “крайнего” секущего разлома до другого.

На других структурно-сходных месторождениях – Буланхулу (Танзания) и Хемло в Канаде, размещающихся в архейских зеленосланцевых поясах аналогичного типа, а также на месторождениях, образовавшихся в более молодых породах, смятых в умеренно-сжатые складки (например Телфер и Балларат в Австралии, Кючус в России и др.), не удается непосредственно наблюдать сочленения рудомещающих согласных разрывов и рудоконтролирующих разломов.

Вместе с тем по ряду косвенных признаков можно представить условия локализации оруденения на месторождении Буланхулу. Запасы золота на конец 1998 г. подсчитаны здесь в количестве 240 т с содержанием его в руде 13 г/т. По сведениям С. Паулсена [Paulsen et al., 1991], месторождение расположено на северном фланге дугообразно изогнутого зеленосланцевого пояса Сакамаленд, обращенного выпуклой стороной на восток. Пояс прослеживается среди гранито-гнейсов (AR₀₋₁), прорванных древними нижнеархейскими гранитоидами. На рассматриваемом северном фланге пояс выполнен нижнеархейскими метапородами –

различными вулканитами базальтового и коматиитового состава в основании и преимущественно андезитового и кислого состава в средней части разреза. В верхней его части названные породы сменяются метаморфизованными вулканогенно-терригенными отложениями. Метаморфиты образуют синклиналильную структуру с крутопогружающимися ($70-80^\circ$) крыльями.

Северная часть пояса имеет V-образную форму – одно “крыло” его вытянуто на северо-запад, другое, меньшее – на северо-восток. Это обусловлено развитием древних до- или синвулканогенных разломов указанных направлений. Сочленения нарушений различного простирания обусловили угловатые коленообразно перегибающиеся границы пояса.

Главное рудоконтролирующее значение имеет древний бортовой разлом северо-западного простирания. В самой узкой части пояса с ним смыкается зона северо-восточных нарушений, видимо, также рудоконтролирующих. Действительно, известные здесь проявления золота пространственно тяготеют к нарушениям обоих направлений. В частности, в этом узле размещается месторождение Буланхулу, одновременно приурочиваясь к одному из резких перегибов пояса (рис.129). От

узла сочленения разломов в метавулканиты пояса отделяется трещинный пучок, унаследовавший в рудовмещающем горизонте границы слоев различного состава. Они представлены туфами и подчиненными туфосланцами фельзитов, заключающими прослой алевролитовых сланцев. Рудовмещающие породы подстилаются пачкой пепловых и лапиллиевых туфов. Перекрывается пачка рудовмещающих пород андезитовыми лавами. Серия наиболее протяженных (до 1,5 км и более) рудоносных межформационных разрывов и приуроченных к ним золоторудных жил (Рифы 0 и 1) развились по контакту туфов и перекрывающих сланцев, падающих на восток-северо-восток под углом около $70-80^\circ$. Менее протяженная жила (Риф 2) локализовалась в контактовом нарушении, разделяющем сходные по составу лапиллиевые и пепловые туфы.

Рудоносный пучок согласных со слоистостью разрывов отделяется, видимо, от главного бортового разлома северо-восточного простирания наподобие оперяющих трещин. Начинается он вблизи узла сочленения разноориентированных рудоконтролирующих нарушений. Здесь ориентировка слоев метавулканитов и одного из сочленяющихся разломов оказалась настолько сход-

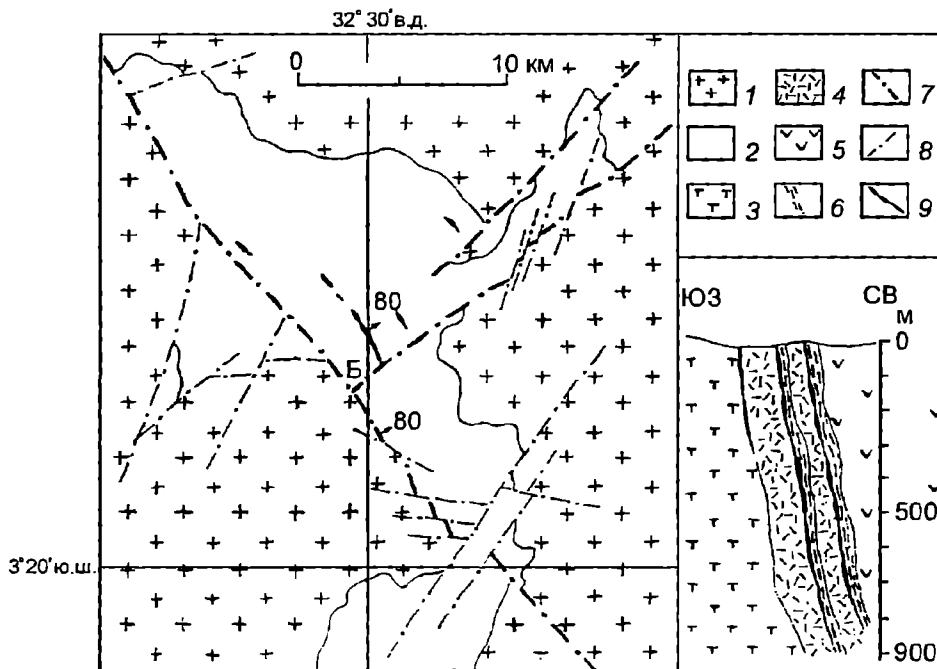


Рис. 129. Схема размещения золотого оруденения в северо-западной части пояса Сакамаленд (по С.Полсену) и разрез через золоторудное месторождение Буланхулу

1 – гранодиориты, граниты и гранито-гнейсы; 2 – рассланцованные метавулканиты преимущественно основного и среднего состава; 3 – пепловые, местами лапиллиевые туфы андезитов; 4 – туффиты, лапиллиевые туфы и туфобрекчии фельзитов; 5 – метаандезитовые лавы; 6 – сланцевые породы; 7 – рудоконтролирующие разломы; 8 – прочие разрывы; 9 – проявления и месторождения золота, в том числе Буланхулу (Б)

ной, что возникший пучок опережающих трещин унаследовал направление слоистости.

На месторождении Буланхулу золото-пирит-халькопирит-кварцевые жилы пучка местами сменяются зонами прожилков. При этом мощность золоторудных тел колеблется от 1 до 15 м (и достигает максимума на участках их плавных перегибов). Протяженность Главной зоны (Риф 1) превышает 1,5 км. Весной 1999 г. на северо-западном ее продолжении, примерно в 1,3–1,7 км от разведанного участка бурением было установлено новое золоторудное тело жильного типа. Оно расположено между месторождением Буланхулу и разведующимся проявлением сходного минерального состава. Таким образом, протяженность рассматриваемого золотоносного трещинного пучка, согласного со слоистостью, может достичь 4–5 км, а запасы золота вырасти в конечном счете в 1,5–2 раза.

Почти повторяется подобная геологическая обстановка на месторождении Эль-Кальяо (Венесуэла), залегающем в одноименном поясе зеленосланцевых терригенно-вулканогенных пород (AR_2-PR_1). Месторождение было известно еще в прошлом веке, разрабатывалось и в настоящее время сильно истощено. Из недр его получено свыше 150 т золота. При этом содержание металла в разрабатываемых жилах было очень высоким – до 100 г/т, в настоящее время – не более 5–8 г/т. Золоторудные тела развиты на обоих – северном и южном крыльях изогнутой непротяженной антиклинали, сложенной метаморфизованными лавами основного состава. Главные межслоевые разрывы и залечивающие их золото-пирит-кварцевые жилы проявились на выгнутом к югу крыле складки. Здесь в свое время разрабатывались мощные согласные (с напластованием) жилы Панама, Лагуна, Чили и др. протяженностью до 1–1,5 км, в которых содержание золота обычно составляло от 30 до 50 г/т. Сама рудовмещающая складка располагается висячем (южном) боку протяженного субширотного разлома Накупай регионально-го типа. Она как бы примыкает к узлу сочленения с ним другого нарушения восток-северо-восточного простирания. Вдоль обоих разломов размещаются отдельные жильные тела, имеющие состав, сходный с жилами Эль-Кальяо. Возможно также, что важное значение для локализации оруденения имела полоса разломов северо-западного направления. Они развиты в висячем боку разлома Накупай и сопровождаются боковыми разрывами и приуроченными к ним золоторудными жилами.

Резюмируя изложенный материал, подчеркнем некоторые общие закономерности.

Так, в архейских зеленосланцевых поясах локализация крупных скоплений руд связывается преимущественно с появлением рудоносных пучков и зон согласных нарушений в узлах пересечения парниров и крыльев сжатых складок серийей рудоконтролирующих разломов. На крыльях складок рудоносные зоны локализуются вблизи узлов сочленения и пересечения бортовых разломов, которые обуславливают коленообразные перегибы самих зеленосланцевых поясов.

В породах терригенно-карбонатной и карбонатной формаций крупные скопления руд, связанные с пучками согласных (со слоистостью) разрывов (месторождения Карлин, Джеррит-Каньон, Мейкл), локализуются между зонами секущих нарушений, выполняющих роль локальных рудоконтролирующих элементов.

Наименее ясна позиция пологопадающих рудоносных пучков согласных разрывов, развившихся на крыльях складок, сложенных терригенными образованиями (месторождения Телфер, в некоторой степени – Ключус).

Геологические обстановки формирования крупных месторождений в трещинных пучках, приуроченных к зонам деформированных контактов

Видимо, нет смысла пояснять, что рудоносные трещинные пучки на месторождениях рассматриваемой подгруппы формировались в контрастной гетерогенной среде. Позиции всех крупных и крупнейших золоторудных месторождений подгруппы связаны с тектонически деформированными контактовыми зонами интрузивных и гранито-гнейсовых (в кратонных областях) массивов, а также с тектоническими контактовыми зонами кристаллических пород различного состава. Примерами подобных месторождений могут служить Дарасун в Восточном Забайкалье, Чармитан и Зодское в странах СНГ, Тайшань и Цзяоцзя в Китае, Глоб-Феникс в Зимбабве, отработанные Грасс-Валли и Сентрал-Сити – Айдахо-Спрингс в США.

Трещинные пучки и приуроченные к ним серии золоторудных тел размещаются как в интрузивных, чаще гранитоидных породах (на Зоде – в эндоконтакте габбро), так и во вмещающих интрузивы слоистых толщах вулканогенных, песчанико-сланцевых, филлитовых, хлорито-сланцевых и других пород. Известны крупномасштабные рудоносные трещинные пучки и на контакте

метавулканитов, преобразованных в зеленые и даже амфиболовые или амфибол-полевошпатовые сланцы. Скорее всего, слои и горизонты алевролитовых и хлоритовых сланцев, а также иногда присутствующие мощные линзы серпентинитов выступают в “контактных” позициях как “прокладки” сравнительно пластичного вещества. Сами они сминаются в складки, одновременно обеспечивая хрупкую деформацию примыкающих интрузивных пород и формирование в них трещинных пучков и зон [Константинов, Грушин, 1969]. Действительно, на перечисленных выше месторождениях мощные зоны разломов прослеживаются по контактам интрузивных и слоистых пород (на Дарасунском, Зодском, на месторождении Глоб-Феникс и др.), а на Централ-Сити – Айдахо-Спрингс, США, – по контакту гранито-гнейсов и кристаллических сланцев. Контактным элементом чаще выступает не единичное нарушение, а система их. Как правило, она состоит из главного разлома (не обязательно представленного контактным нарушением), его боковых, нередко субпараллельных ветвей, а также серии косоориентированных сколов, опережающих разлом и его ветви. В контактовой полосе между наиболее выдержанными нарушениями возникает серия тектонических блоков. Они имеют в плане чаще пластинчатую форму. Именно в пределах блоков, тяготеющих к деформированной контактовой полосе, между главным разломом, его боковыми ветвями и опережающими сколами локализуются золотоносные трещинные пучки и зоны.

Опережающие разломы выступают основными локальными рудоконтролирующими нарушениями. Последовательное пересечение контактов серий таких разломов обуславливает, как правило, появление цепочки рудоносных трещинных пучков. Они сменяют друг друга в протяженной контактовой зоне. Например, рудоносные трещинные пучки, чередуясь, прослеживаются в приконтактных полосах на месторождениях Глоб-Феникс и Централ-Сити – Айдахо-Спрингс на протяжении 12–15 км. Трещинные пучки при этом существенно различаются масштабностью. В частности, некоторые, представленные протяженными рудовмещающими разрывами и заживающими жилами-лидерами, вытягиваются на 3–4 км. С ними связаны запасы золота, достигающие многих десятков тонн (например, в отдельных пучках месторождения Чаптерс-Тауэрс в Австралии).

Одним из ярких примеров месторождений рассматриваемой подгруппы служит Чармитан в Северо-Нуратинском антиклинории Южного Узбекистана. Запасы золота подсчитаны на место-

рождении в количестве 240 т при содержании его в руде около 10 г/т.

Главным рудоконтролирующим элементом выступает так называемый Южный разлом [Тилляев, 1973; Шунько, Щербань, 1990]. Он отделяет расположенный к северу Кошрабадский массив граносиенитов (S_2) от мощной многокилометровой толщи песчанико-сланцевых пород (джазбулакская свита) нижнесилурийского возраста. Породы ее образуют сравнительно глубокий (до 1,5–1,7 км) провис сланцевой кровли (рис. 130) в восточной части граносиенитового массива. Провис связан с погружением пород по серии сбросов северо-восточного простирания (Промежуточный, Каратепинский и др.). Все они отделяются от перигибов Южного разлома и распространяются исключительно в северо-восточном направлении. Скорее всего они являются опережающими сколами этого нарушения. Несколько таких же сбросов развились и западнее, пересекая непосредственно массив кошрабадских граносиенитов (Гужумсайский, Центральный и другие разломы).

Таким образом, блок, расположенный севернее Южного разлома, видимо, был более подвижным. Вместе с граносиенитовым массивом он оказался расчлененным опережающими разломами северо-восточного направления на целую серию пластинчатых блок-пластин. Расстояние между соседними блокоразделяющими разломами составляет от 120 до 250–350 м. Разломы (которые можно назвать и блокообразующими) играют на месторождении роль локальных рудоконтролирующих элементов. Действительно, местами некоторые из них (Центральный, Промежуточный) вмещают золоторудные пирит-арсенопирит-кварцевые жилы и жильные зоны, распространяющиеся на глубину до 1200–1300 м. Однако главное значение разломов и образованных ими блок-пластин в том, что они определяют количество жил и зон, возникающих в субширотных трещинных пучках. В частности, в наиболее узких блок-пластинах количество золоторудных тел возрастает более чем вдвое. Скорее всего, разломы, окаймляющие узкие блок-пластины, выполняли роль структурных связей “парных разломов”. Они были наиболее подвижны и максимально деформировали образованные ими блок-пластины. Рудоносные пучки, размещающиеся наиболее близко от Южного разлома (и, соответственно, от тектонического контакта граносиенитового массива), обладают максимальной протяженностью – они протягиваются, проникая на восточном фланге месторождения из одного блока в другой, на 2,0–2,5 км. Развитые в них жильные зоны золото-пирит-арсенопирит-кварцевых

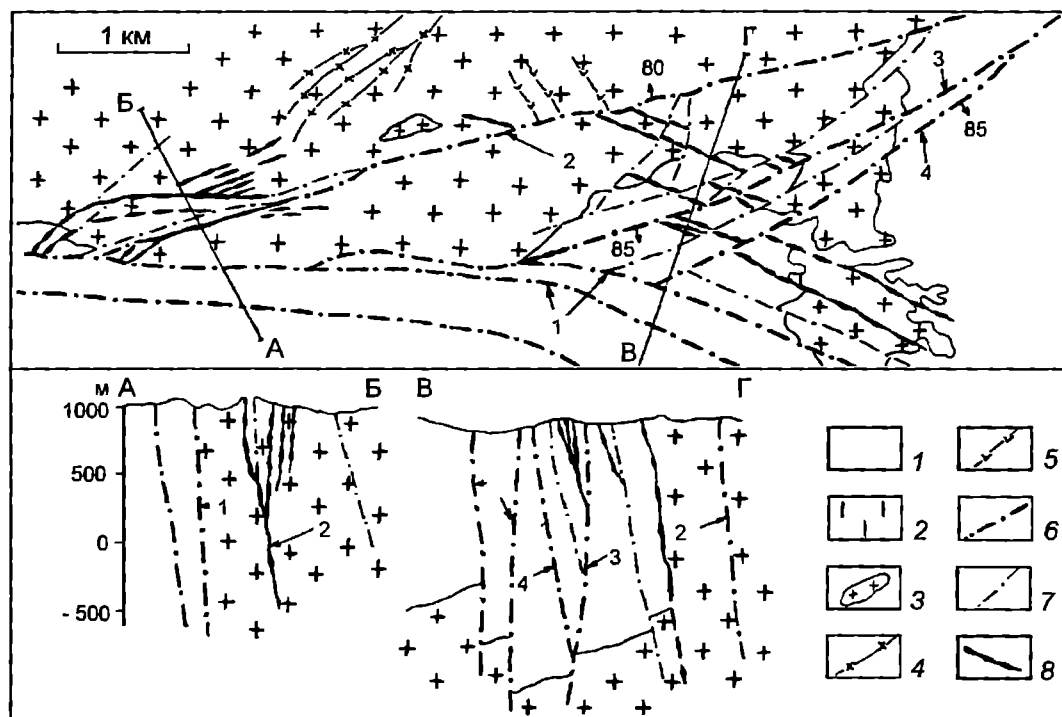


Рис. 130. Схема размещения золотого оруденения Чармитанского рудного поля и разрезы по линиям А-Б и В-Г

1 – песчанико-сланцевые породы (S_1); 2 – граносиениты и сиениты (D^{II}); 3 – биотитовые граниты (D); 4 – дорудные дайки сиенит-порфиров и сиенито-диоритовых порфиров (D^{III}); 5 – дорудные дайки монзонит-порфиров, вогезит- и спессарит-порфиров (D^{III}); 6 – рудоконтролирующие разломы: 1 – Южный и его ветви, 2 – Центральный, 3 – Промежуточный, 4 – Каратейевский; 7 – прочие разрывные нарушения; 8 – зоны золоторудных тел

руд также достигают наибольшей мощности – около 15–20 м. Содержания золота в обогащенных участках рудных тел возрастают до 30–80 г/т. Интересно отметить, что участки рудных тел, размещающихся в граносиенитах вблизи провиса сланцевой кровли, также характеризуются повышенными содержаниями золота – до 25–40 г/т. Возможно, это косвенно свидетельствует о том, что перекрывающие сланцы обеспечивали в процессе оруденения проявление экранирующего эффекта.

Геологические обстановки формирования крупных месторождений в узлах пересечения рудоносными трещинными пучками хрупких геологических образований – штоков, даек и слоев кварцитов

Рассматриваемая подгруппа немногочисленна – не более 17% месторождений, приуроченных к трещинным пучкам. К подгруппе принадлежат только крупные месторождения, запасы золота на

которых составляют 100–200 т, за исключением приближающегося к крупнейшим, но сильно истощенного канадского месторождения Сигма-Ламак (около 290 т золота, считая извлеченное). Статистический анализ показал, что только 3–4% деформированных хрупких геологических образований, подвергшихся оруденению, локализуют крупные скопления руд (с запасами золота более 100 т).

Общим для месторождений подгруппы является избирательное залегание руд в малых интрузивных штоках и окаймляющих роговиках, в сериях мощных даек от габбро-диоритового до гранодиорит-порфирового состава, в тектонически продольно-нарушенных мощных слоях кварцитов. Все перечисленные геологические образования залегают среди сравнительно более пластичных, как правило, рассланцованных пород – архейских метавулканитов базальтовых и андезитовых формаций, серпентинитов и магнезиально-тальковых сланцев, в филлитовых и песчанико-глинисто-сланцевых толщах протерозоя и фанерозоя. Разрывы трещинных пучков и приуроченные к ним золоторудные тела либо вообще не проникают в

эти породы из заключающих их хрупких геологических образований, либо почти сразу же затухают, "выходя" из последних. Золоторудные тела локализируются в трещинных нарушениях разнообразного строения и, естественно, представлены в них различными типами. Так, жилы и прожилковые зоны обособлены в разрывах лестничного типа (Бестюбе в Казахстане, Сигма-Ламак и Бралорн-Пионер в Канаде, Морнинг-Стар в Австралии, Аляска-Тредвелл в США). Они обычно закономерно повторяются на расстоянии "деформационного шага" (равного $2/3$ мощности "хрупкого" рудомещающего тела). Золоторудные зоны прожилково-вкрапленного типа формируются вдоль плоскостей скольжения, продольных к деформированным слоям кварцитов (Тангвиза в Заире, Гейта в Танзании).

В странах СНГ наиболее типоморфным примером размещения месторождений рассматриваемой подгруппы может служить Бестюбе, расположенное в Северном Казахстане. Остаточные запасы и ресурсы золота на месторождении до глубины около 800–900 м сравнительно небольшие (50–75 т с содержанием золота в рудах около 7 г/т). С извлеченным металлом они превышают 100 т. Геологическая позиция месторождения неоднократно описывалась в отечественной литературе (например [Гришин, 1971; Басанин, Кульнев, 1986] и другие),

поэтому ниже отметим лишь несколько моментов, касающихся рассматриваемой темы.

Основная часть жил и прожилковых зон золото-малосульфидно-кварцевых руд приурочена к двум разобленным дайкообразным в плане штокам габбро и габбро-диоритов ордовик-силурийского возраста (рис.131). Западный вытянут согласно простиранию вмещающих песчанико-сланцевых пород в северо-восточном направлении на 650 м при мощности в центральной части 100–120 м. Шток окружен каймой биотит-кварцевых роговиков шириной до 80 м. Северо-западнее обнаружены мелкие штоки-сателлиты, соединяющиеся с главным на глубине. В результате с глубины 300–350 м интрузивное тело приобретает Г-образное очертание и выполаживается.

Примерно в 800 м восточнее расположен Восточный шток (называвшийся ранее интрузивом шахты 2), с которым связано оруденение Центрального участка месторождения. Шток на поверхности обнажается двумя апикальными "вершинами" удлиненно-линзовидной формы размером 300×40–70 м и 150×20–30 м. Оба апикальных выхода находятся среди сплошного поля роговиков, протягивающихся с юго-запада на северо-восток на 1200 м. Уже на сравнительно небольшой глубине они объединяются в единое тело протяженностью всего около 200–300 м, которое круто по-

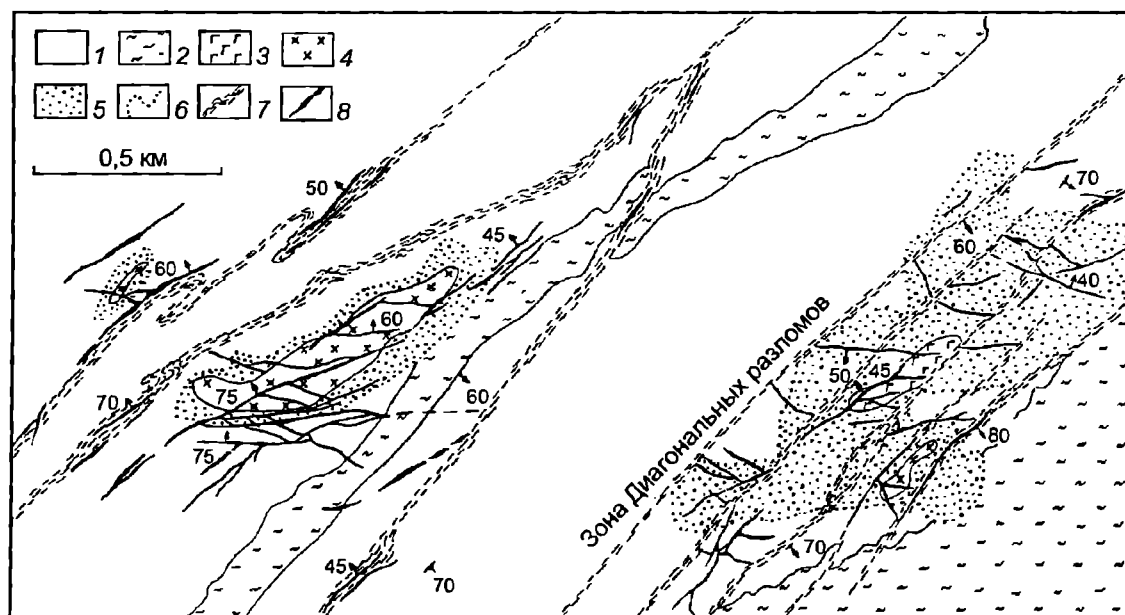


Рис. 131. Генерализованная схема размещения золотого оруденения месторождения Бестюбе (по В.М.Гришину, В.Н.Акчуриной и К.Р.Рабинович, с дополнениями автора)

1 – песчанико-сланцевые породы; 2 – существенно глинисто-сланцевые пачки и горизонты; 3 – габбро; 4 – габбро-диоритовые и диоритовые порфиры; 5 – кварцевые и кварцево-биотитовые роговики; 6 – условные границы роговирования; 7 – зоны расланцевания; 8 – золото-малосульфидно-кварцевые жилы

гружается на юго-восток. Мощность штока с глубиной также сильно сокращается.

Вмещают интрузивы: Восточный – сравнительно пластичные углеродсодержащие глинистые и алевролитовые сланцы с подчиненными прослоями туфопесчаников (O_1), Западный – горизонты тех же сланцево-песчаниковых пород, но с преобладающими прослоями песчаников. Песчанико-сланцевые породы образуют многокилометровую толщу, моноклинально падающую на юго-восток. Она характеризуется проявлением крупных флексур и мелких складчатых форм, а местами мелко стгофрирована.

К северо-западу и юго-востоку от Западного и через роговики Восточного рудоносных штоков прослежен пучок зон рассланцевания северо-восточного направления. Они играют главную рудоконтролирующую роль. Эти нарушения (названные в пределах Восточного штока Зоной Диагональных разломов) и сопутствующие им разрывы сопровождаются в сланцах складками волочения, подтверждающими пластичность среды, заключающей оруденелые тела более хрупких штоков. Отдельные отрезки зон рассланцевания вмещают золото-сульфидно-кварцевые прожилки.

От одной из таких зон отделяются и проникают в Западный шток отдельные рудоносные субширотные трещины. Такие же разрывы и выполняющие их золоторудные жилы развились в центральной и северо-восточной части штока. Они, наподобие трещин лестничного типа, косо пересекают интрузивное тело и окаймляющие его роговики (см. рис. 131). До максимально разведанных глубин (около 600–700 м) золото-сульфидно-кварцевые жилы и зоны прожилков протягиваются в габбро и окружающих роговиках на расстояние до 180–250 м при мощности от 0,2 до 3 м.

В Восточном штоке и окружающих его роговиках между каждой парой северо-восточных нарушений (Зоны Диагональных разломов) сформировались рудоносные разрывы и жилы запад-северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний. Золоторудные тела двух первых направлений, скорее всего, залечили трещины, оперяющие Диагональные разломы. Протяженность жил (около 70–120 м) определяется расстоянием, на котором отстоят друг от друга “соседние” северо-восточные нарушения. По падению протяженность золоторудных тел в несколько раз большая и обуславливается исключительно выдержанностью рудовмещающих разрывов.

Таким образом, необходимым условием для локализации оруденения в сравнительно хрупких штоках и окружающих роговиках оказалось про-

явление в непосредственной близости от них субпараллельных ветвей рудоконтролирующей зоны рассланцевания и серий оперяющих ее сколов. Последние сконцентрировались в хрупких интрузивных штоках и сопровождающих роговиках, где оруденелых трещин оказалось на порядок больше сравнительно с окружающими песчанико-сланцевыми породами.

Для оруденения, локализующегося в рудовмещающих дайках, отмечается и другая особенность. На примере месторождений Морнинг-Стар (Австралия), Аляска-Тредвелл (США), Бибиани (Гана) выясняется, что крупные скопления руд обособляются только в мощных раздувах тектонически деформирующихся даек (когда мощность дайки возрастает в несколько раз или даже на порядок). При этом, локальные рудоконтролирующие нарушения либо прослеживаются по контактам мощных участков даек, либо в косом направлении пересекают их.

В мощных раздувах даек рудоносные трещинные пучки, скорее всего, также выступают в роли сколов, нередко обеих сопряженных систем, оперяющих рудоконтролирующие нарушения. По-видимому, этим и объясняется локализация двух систем золото-сульфидно-кварцевых жил (продольных и почти поперечных по отношению к простиранию даек) на месторождении Морнинг-Стар.

В настоящее время известно только два крупных золоторудных месторождения, залегающих в прослоях кварцитов. Это Тангвиза, расположенное на территории бывшего Заира в структурах архейского зеленосланцевого пояса, и Гейта – в структурах одноименного пояса аналогичного типа в Танзании. Оба пояса развились на основании древних кристаллических пород обширного Танзанийско-Зимбабвийского щита.

Месторождение Гейта эксплуатировалось до 1962 г. Здесь было извлечено около 22 т золота. В настоящее время разведаны и подсчитаны его запасы в количестве 95 т с содержанием металла в руде 2,5 г/т. Залегает месторождение в свите пирокластов метафельзитов и кремнистых сланцев, заключающих горизонт переслаивающихся магнетитовых кварцитов, песчаников, сланцев и туфов (видимо, кварцевого порфира). Мощность горизонта – от 30 до 90 м. Подстилаются упомянутые породы преимущественно метаморфизованными и рассланцованными образованиями базальт-андезитовой формации. В пределах зеленосланцевого пояса Гейта они слагают довольно широкую синклиналиную структуру субширотного направления. Килевая часть ее располагается несколько севернее месторождения. Отсюда, в

южное крыло складки, почти на 4 км в юго-западном направлении протягивается отрезок пласта магнетитового кварцита, подвергшийся оруденению. Этот оруденелый интервал пласта заключен между двумя секущими крутопадающими разломами восток-северо-восточного простирания. Разломы дорудного заложения, местами в их зонах наблюдается прожилковая и прожилково-вкрапленная минерализация, аналогичная по составу рудам месторождения Гейта. Скорее всего, разломы выполняли роль рудоконтролирующих нарушений.

Вблизи килы складки северный фланг оруденелого пласта кварцита плавно изогнут. На южном фланге месторождения этот пласт и крыло складки испытывают резкий перегиб и приобретают широтное направление. Здесь к контакту кровли пласта приспособился один из рудоконтролирующих разломов. Вместе с тем в кровле пласта (висячем боку) почти на всем его протяжении между кварцитами и перекрывающими туфами залегает прерывистая маломощная (до 3 м) дайка керсантига. Кварциты кровли и лежащего бока дайки (а там, где она отсутствует – перекрывающие туфы) на всем своем протяжении брекчированы, перемяты и рассланцованы в связи с проявлением межформационного нарушения.

Эта согласная зона брекчирования и рассланцевания вмещает на контакте с дайкой или перекрывающими туфами желваки, гнезда, амёбовидные образования и сеть прожилков золото-пирит-арсенопирит-кварцевого состава. При удалении от тектонического контакта на несколько метров прожилки, залечивающие трещины в кварците, уступают место вкрапленности перечисленных сульфидов, которая в свою очередь также постепенно убывает. В перекрывающий туф, тем более в керсантиги дайки золоторудная минерализация проникает на первые десятки сантиметров.

Развитие золоторудных прожилков, залечивающих трещины в зоне и вблизи зоны межформационного рудовмещающего нарушения, их постепенное сокращение по мере отступления от главного шва нарушения, достаточно убедительно свидетельствуют об избирательной деформированности кварцита сравнительно со слабо минерализующимися перекрывающими породами и приконтактовой дайкой. Более того, позиция дорудной дайки может подтверждать раннее, синхронное с ней или додайковое заложение межформационного нарушения.

По данным опробования (видимо, по бортовому содержанию золота 1,5 г/т) в кровле кварцитов выделена золоторудная пластовая залежь мощно-

стью от 2 до 15–20 м. На глубину по падению пласта в общем северо-западном и северном направлениях (под углом от 40 до 60°) оруденение прослежено примерно на 1000 м.

По-видимому, запасы золота напрямую пропорциональны мощности пластов кварцитов и масштабу рудовмещающих нарушений, пересекающих их в продольном направлении, согласном с ориентировкой складчатых элементов структуры. Так, на месторождении Тангвиза мощный (местами – до 100 м) горизонт кварцитов и железистых песчаников вместе с заключающей его толщей рассланцованных метавулканитов андезито-базальтового состава оказался залегающим в своде антиклинальной складки. Свод в продольном субмеридиональном направлении был пересечен мощной зоной расланцевания дорудного возраста.

Обращает на себя внимание поведение квиважа разлома в зоне нарушения. Если ширина зоны расланцевания в кварцитах достигает многих десятков метров, то в метавулканитах зона как бы “стягивается” до первого десятка метров, а количество квиважных трещинок в ней существенно уменьшается. Кварциты как бы аккумулируют тектонические напряжения, интенсивно разряжающиеся в этой породе. Зона расланцевания в кварцитах сопровождается вкрапленностью золотосодержащих сульфидов, распространяющейся по ее падению на полную мощность этого горизонта. Золоторудная залежь, оконтуренная буровыми скважинами по погружению шарнира складки на протяжении более 800 м, имеет ширину, достигающую многих десятков метров. В пределах залежи подсчитаны запасы и ресурсы золота в количестве 186,9 т с содержанием металла в руде 2,92 г/т.

Основные выводы

Завершая раздел в целом, наметим выводы, вытекающие из приведенного фактического материала.

Геологические обстановки размещения крупных золоторудных месторождений, локализованных в рудоносных разломах и масштабных зонах расланцевания, характеризуются:

1) в однородной геологической среде – преимущественной приуроченностью к перегибам локальных и сближенным ветвям расщепившихся региональных рудоконтролирующих нарушений, реже – к крупным тектоническим блокам линзообразной формы, границами которых также выступает серия смыкающихся локальных рудоконтролирующих нарушений;

2) в контрастной среде – локализацией оруденения в узлах пересечения рудоконтролирующими разломами малых интрузивных штоков или горизонтов сравнительно хрупких пород, избирательно деформирующихся в полном (или почти полном) объеме;

3) любой среде, в условиях смятия пород в второряющиеся сжатые складки – унаследованием рудоконтролирующими и связанными с ними рудовмещающими нарушениями трещинок кливажа осевой плоскости и межслоевых трещинок в шарнирах сжатых складок с образованием здесь мощных секущих и согласных зон рассланцевания, подвергающихся оруденению.

Геологические обстановки размещения крупных месторождений, приуроченных к протяженным и широким рудоносным трещинным системам, характеризуются размещением их вдоль шарниров чаще сжатых складок, между продольно протягивающимися ветвями локальных рудоконтролирующих разломов или в образованных последними протяженных и узких тектонических блок-пластинах.

Геологические обстановки размещения крупных месторождений, связанных с трещинными пучками и зонами, характеризуются:

1) при развитии пучков и зон секущего типа – формированием последних вблизи перегибов, на

участках расщепления рудоконтролирующих нарушений и пересечения их разрывами другого направления, а также в зонах влияния структурных связей парных разломов; при этом на участках эпитермальных месторождений рудоконтролирующие нарушения накладываются на элементы вулкано-тектонических построек ограниченных размеров (обычно достигающих в поперечнике первых километров);

2) при развитии пучков и зон согласного типа – формированием их на резких преломлениях и пересечениях рудоконтролирующих нарушений, на участках пересечения системой часто расположенных локальных рудоконтролирующих нарушений избирательно деформирующихся горизонтов пород, подвергающихся интенсивному оруденению;

3) при развитии оруденения в контактовых зонах и в хрупких геологических образованиях – формированием его в пучках секущего и согласного типа между локальными рудоконтролирующими нарушениями и в образованных ими узких блок-пластинах; последние обычно осложняют контактовые зоны различных пород, включая сравнительно хрупкие малые интрузивные штоки, дайки, слои кварцитов и других избирательно деформирующихся образований, подвергающихся оруденению.

Глава 6

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Для ответа на вопрос, чем отличаются условия формирования крупных и мелких месторождений, были привлечены литературные материалы и данные авторов. В качестве главного источника информации о генетических особенностях месторождений рассматривались результаты изучения флюидных включений, поскольку они приводятся в большинстве последних отечественных и зарубежных публикаций. Несмотря на обширную информацию по флюидным включениям, попытки ее обобщения по золоторудным месторождениям отсутствуют или носят фрагментарный характер. Из обобщающих публикаций последних лет, использованных в данном разделе, можно отметить монографии Н.П.Ермакова [1972] и Э.Роддера [Rodder, 1984], а также статьи А.Аррибаса [Arribas, 1995] и В.Ю.Прокофьева [1998]. При изучении условий формирования месторождений основное внимание нами уделялось следующим факторам: 1) температуре; 2) давлению; 3) концентрации флюидов; 4) признакам вскипания; 5) наличию фазы жидкой CO_2 ; 6) источнику флюидов (по изо-

топным данным). Выбор факторов определялся не только их влиянием на облик месторождений, но и наличием опубликованной информации по каждому из них.

В данном обзоре мы придерживались традиционной классификации золоторудных месторождений (эпи-, мезо- и гипотермальный классы), введенной В.Линдгреном [Lindgren, 1933], поскольку она наилучшим образом отвечает анализируемой системе факторов, несмотря на известную архаичность. С точки зрения особенностей формирования, как будет показано ниже, эти классы было бы правильнее именовать близповерхностным, среднеглубинным и глубинным. В рудно-формационной классификации, принятой в других разделах, эти три класса соответствуют золото-серебряным, золото-кварцевым и доксмбрийским золото-сульфидно-кварцевым месторождениям. Анализ данных (табл.10–13) подтверждает, что между эпи-, мезо- и гипотермальными объектами существуют сильные различия, поэтому эти месторождения рассмотрены в разных таблицах, а отличия между

Таблица 10

Физико-химические факторы формирования адуляр-кварцевых эпипермальных золоторудных месторождений (по данным флюидных включений)

| № п/п | Месторождение, страна | Запасы+добыча Au, т | Среднее содержание Au, г/т | Температура гомогенизации, °С | Концентрация растворов, вес.% NaCl-экв. |
|-------|-----------------------------|---------------------|----------------------------|-------------------------------|---|
| 1 | Поргера, Папуа Новая Гвинея | 555 | 4,7 | 120–330 | 3,4–11,3 |
| 2 | Гуанохуато, Мексика | 295 | 2,5 | 150–350 | 1,0–10,0 |
| 3 | Хисикари, Япония | 250 | 44,0 | 195–250 | n/o |
| 4 | Саннисайд, США | 220 | 48,0 | 170–320 | 0–3,6 |
| 5 | Пачука, Мексика | 208 | ? | 180–260 | 0–7,5 |
| 6 | Келиан, Индонезия | 140 | 1,8 | 290–330 | 0,5–4,2 |
| 7 | Эмперор, Фиджи | 129 | 13,0 | 180–300 | 5,5 |
| 8 | Тонопа, США | 58 | ? | 140–290 | 1,0–3,0 |
| 9 | Нашснал, США | 6 | 15,0 | 100–295 | 1,0–2,0 |
| 10 | Тонгюннг, Южная Корея | <10 (?) | 12,0 | 190–230 | 2,5–4,5 |
| 11 | Маратого, Новая Зеландия | <10 (?) | ? | 240–300 | 0–3,7 |
| 12 | Телкибана, Венгрия | <10 (?) | ? | 180–260 | 0,5–5,0 |
| 13 | Велвет, США | <10 (?) | ? | 230–280 | 0,2–0,8 |

таблица 10 (окончание)

| Происхождение флюидов | | Признаки вскипания | Наличие фазы CO ₂ | Литературный источник | № п/п |
|-----------------------|---------------|--------------------|------------------------------|--------------------------------|-------|
| метеорное | магматогенное | | | | |
| + | + | - | + | Richards, Kerrich, 1993 | 1 |
| + | + | - | + | Charoy, Gonzalez-Partida, 1984 | 2 |
| + | + | + | ? | Izawa et al., 1990 | 3 |
| + | + | + | ? | Casadevall, Ohmoto 1977 | 4 |
| ? | + | + | ? | Roedder, 1984 | 5 |
| + | + | + | + | Van Leeuwen et al., 1990 | 6 |
| + | + | + | ? | Anderson, Eaton, 1990 | 7 |
| + | + | + | ? | Kwak, 1990; Roedder, 1984 | 8 |
| + | + | + | ? | Vikre, 1985 | 9 |
| + | + | ? | ? | Shelton et al., 1990 | 10 |
| + | + | ? | + | Robinson, Christie, 1980 | 11 |
| ? | + | + | ? | Molnar, 1991 | 12 |
| + | + | + | ? | Masterson, Kyle, 1984 | 13 |

Таблица 11

Физико-химические факторы формирования алунит-кварцевых эпигермальных золоторудных месторождений (по данным флюидных включений)

| № п/п | Месторождение, страна | Запасы+добыча Au, т | Среднее содержание Au, г/т | Температура гомогенизации, °С | Концентрация растворов, вес.% NaCl-экв. |
|-------|--|---------------------|----------------------------|-------------------------------|---|
| 1 | Пуэбло-Вьехо, Доминиканская Республика | 500 | 3,5 | 130-190 | 0-1,0 |
| 2 | Эл-Индио, Чили | 153 | 6,6 | 1) 300 2) 190-280 | 1) 27,0 2) 0,1-4,0 |
| 3 | Голдфилд, США | 130 | 31,0 | 1) 230-480 2) 210-280 | 1) 5,0-18,0 2) 0,2-8,0 |
| 4 | Чинкуаши, Тайвань | 92 | 2,5 | 180-330 | 0,2-12,0 |
| 5 | Ла-Койта, Чили | 82 | 1,6 | 170-350 | 0-40,0 |
| 6 | Парадайз Пик, США | 47 | 3,9 | 1) 300-380 2) 180-210 | 1) 30,0-35,0 2) 0-3,0 |
| 7 | Нансацу (Акеши, Иваго, Касуга), Япония | 36 | 100,0 | 1) 270 2) 120-275 | 1) 30,0 2) 0,5-2,0 |
| 8 | Нелесбитан, Филиппины | 15 | ? | 223-255 | н/о |
| 9 | Зинжиншан, Китай | ? | ? | 1) 160-300 2) 100-160 | 1) 2,0-22,0 2) 0-5,0 |
| 10 | Родальквиглар, Испания | 10 | 6,0 | 1) 225 2) 170-250 | 1) 20,0-30,0 2) 2,0-5,0 |
| 11 | Сейгоши, Япония | ? | ? | 220-250 | н/о |

таблица 11(окончание)

| Происхождение флюидов | | Признаки вскипания | Наличие фазы CO ₂ | Литературный источник | № п/п |
|-----------------------|---------------|--------------------|------------------------------|--|-------|
| метеорное | магматогенное | | | | |
| + | + | + | ? | Kesler et al, 1981; Muntean et al., 1990 | 1 |
| ? | + | + | + | Jannas et al, 1990 | 2 |
| + | + | ? | ? | Ashley, 1990; Bruha Noble, 1983; Vikre, 1989 | 3 |
| ? | + | ? | + | Tan et al., 1993 | 4 |
| ? | + | ? | ? | Arribas, 1995 | 5 |
| ? | ? | ? | + | John et al., 1991; Sillitoe, Lorson, 1994 | 6 |
| ? | + | + | ? | Hedenquist et al., 1994; Takenouchi, 1983 | 7 |
| ? | + | + | ? | Sillitoe, et al., 1990 | 8 |
| ? | + | ? | ? | Zhang et al., 1994 | 9 |
| + | + | + | - | Arribas et al., 1995; Sanger von Oepen et al., 1989, 1990 | 10 |
| ? | ? | + | + | Shikazono, 1985 | 11 |

Таблица 12

Физико-химические факторы формирования мезотермальных золоторудных месторождений (по данным флюидных включений)

| № п/п | Месторождение, страна | Запасы+ добыча Au, т | Среднее содержание Au, г/т | Фация метаморфизма вмещающих пород | Температура гомогенизации, °С | Давление, кбар |
|-------|------------------------------------|----------------------|----------------------------|---|-------------------------------|----------------|
| 1 | Мазер Лоуд, США | 400 | 10,5 | зеленосланцевая | 100–380 | 1,0–2,0 |
| 2 | Натагджинское, Россия | 250 | 4,0 | низкотемпературная зеленосланцевая | 180–340 | 0,6–1,0 |
| 3 | Чаптерс Тауэрс, Австралия | 190 | 33,0 | низкотемпературная зеленосланцевая | 140–280 | н/о |
| 4 | Бралорн-Пионер, Канада | 130 | 15,0 | низко-среднетемпературная зеленосланцевая | 250–350 | 0,5–1,75 |
| 5 | Сигма-Ламак, Канада | 110 | ? | зеленосланцевая | 60–295 | н/о |
| 6 | Аляска-Джуно, США | 102 | 3,0 | низкотемпературная зеленосланцевая | 150–300 | 1,5–4,0 |
| 7 | Тредвелл, США | 93 | 3,0 | низкотемпературная зеленосланцевая | 190–240 | 1,5–4,0 |
| 8 | Каральвеем, Россия | ? | 29,5 | низкотемпературная зеленосланцевая | 150–280 | 0,3–1,2 |
| 9 | Школьное, Россия | 23 | 37,0 | зеленосланцевая | 190–330 | н/о |
| 10 | Ветренское, Россия | 9 | 20,0 | низкотемпературная зеленосланцевая | 170–360 | 0,5–1,3 |
| 11 | Кварц Хиллс, США | 3,6 | ? | зеленосланцевая | 170–270 | 1,4 |
| 12 | Сумдум Чиф, США | 0,7 | ? | низкотемпературная зеленосланцевая | 215–240 | 1,5–4,0 |
| 13 | Кенсингтон, США | 0,08 | ? | низкотемпературная зеленосланцевая | 180–225 | 1,5–4,0 |
| 14 | Клондайк, Канада | 0,04 | 9,0 | среднетемпературная зеленосланцевая | 160–350 | 0,3–2,3 |
| 15 | Фейрвью, Орофно, Канада | ? | ? | зеленосланцевая | 280–330 | н/о |
| 16 | Джинвози, Китай | ? | ? | зеленосланцевая | 190–260 | н/о |
| 17 | Джунгван, Китай | ? | 10,2 | зеленосланцевая | 290–375 | 1,2–1,5 |
| 18 | Донглин, Китай | ? | ? | зеленосланцевая | 200–300 | н/о |
| 19 | Рушан, Китай | ? | ? | зеленосланцевая | 130–320 | н/о |
| 20 | месторождения Канадской Кордильеры | ? | ? | низкотемпературная зеленосланцевая | 250–350 | 0,7–1,3 |

крупными и мелкими объектами выявлялись уже внутри генетических классов. Приведенные в таблицах месторождения ранжированы по запасам (запасы+добыча) золота: крупные объекты расположены в начале таблицы, а мелкие – в конце. Для получения истинных температур рудообразования к температурам гомогенизации необходимо ввести поправки на давление по известным методикам [Мельников, 1979]. Однако, учитывая неоднозначность указанных поправок [Roedder, 1984], нами приведены температуры гомогенизации, полученные путем прямых замеров. Преобладание в данном обзоре зарубежных примеров связано с отсутствием в большинстве отечественных публикаций не только данных по запасам и содержаниям золота, но зачастую и названий месторождений.

Класс эпигермальных месторождений в последние десятилетия был разделен на два минеральных типа: известный ранее адуляр-кварцевый (или низко-сульфидизированный) и выделенный сравнительно недавно в связи с многочисленными открытиями в Тихоокеанском поясе алунит-кварцевый (высоко-сульфидизированный – в зарубежной терминологии [Найба et al., 1985; Berger, Bonham, 1990; Artibas, 1995; Sillitoe, 1995; White, Hedenquist, 1995]). К этому же классу относятся золото-(мышьяковисто)-сульфидные вкрапленные и золото-(медно)-порфировые месторождения.

Адуляр-кварцевый тип эпигермальных месторождений большинством исследователей связывается с прогревом метеорных вод субвулканическими и интрузивными телами, привнесом полезных

таблица 12 (окончание)

| Концентрация растворов, вес.% NaCl-экв. | Происхождение флюидов | | | Признаки вскипания | Наличие фазы CO ₂ | Литературный источник |
|---|-----------------------|---------------|-----------------|--------------------|------------------------------|--|
| | метеорное | магматогенное | метаморфогенное | | | |
| 0-2,0 | + | + | + | - | - | Weir, Kerrick, 1987 |
| н/о | + | + | ? | - | - | Калинин, 1992б; Недра..., 1996 |
| 5,3-11,0 | - | + | - | - | + | Peters, Iolding, 1989 |
| 1,0-5,0 | + | + | + | - | + | Leitch et al., 1991 |
| 0-10,0 | + | + | + | - | + | Robert, Kelly, 1987 |
| 0-5,0 | - | - | + | - | + | Goldfarb et al., 1989 |
| 0-5,0 | - | - | + | - | - | Goldfarb et al., 1989 |
| н/о | + | + | ? | - | - | Цопанов и др., 1988; Городинский и др., 1992 |
| н/о | - | + | ? | - | - | Бельков и др., 1992; Недра..., 1996 |
| н/о | + | + | ? | - | - | Бабкин и др., 1971; Калинин, 1992а; Недра..., 1996 |
| 0-6,0 | + | - | + | - | + | Elder, Cashman, 1992 |
| 0-5,0 | - | - | + | - | - | Goldfarb et al., 1989 |
| 0-5,0 | - | - | + | - | - | Goldfarb et al., 1989 |
| 0,5-6,4 | + | - | + | - | + | Rushton et al., 1993 |
| 3,0-6,0 | + | + | + | - | + | Zhang et al., 1989 |
| н/о | + | - | - | - | + | Zhengen, Nansheng, 1991 |
| 4,0 | + | - | - | - | + | Kevin et al., 1988 |
| 2,0-10,0 | + | + | - | - | + | Mo et al., 1996 |
| 5,0-9,0 | + | + | - | - | + | Jianping et al., 1996 |
| 1,0-5,0 | + | - | + | - | + | Nesbitt et al., 1986; Nesbitt, Muchlenbachs, 1989 |

компонентов магматогенными растворами и частичным выпщелачиванием их из вмещающих вулканитов, подъемом флюидов и их разгрузкой в близповерхностных условиях (на глубине менее 1 км от земной поверхности). Флюиды имели близкий к нейтральному рН и восстановленный характер. Преобладающим фактором рудоотложения являлось вскипание растворов. Для этого типа характерен небольшой размах оруденения по вертикали (обычно менее 500 м). Контрастная метасоматическая зональность представлена околорудными кварц-адуляровыми образованиями и более широко распространенной колонной пропилитов: рудовмещающая низкотемпературная гидрослюдисто-кварцевая фация сменяется среднетемпературной эпидот-хлорит-кварцевой фацией в под-

рудной области и на флангах месторождения. Рудные тела тяготеют к системам сбросов. Среди крупных месторождений выделяются как крупнотоннажные штокверковые месторождения с низкими средними содержаниями золота, так и более богатые месторождения, представленные жилами выполнения с характерными ритмично-полосчатыми текстурами. М.Сандер и М.Эйнауди [Sander, Einaudi, 1990] показали, что в штокверковом месторождении Раунд Маунтин кварц-адуляровые новообразования приобретают площадной характер и именно с ними связано отложение золота при переходе от пропилитовых изменений к калишпатовым. Средние содержания золота в месторождениях адуляр-кварцевого типа составляют 2-15 г/т. Месторождения с наиболее высокими сред-

Физико-химические факторы формирования гипотермальных золоторудных месторождений (по данным флюидных включений)

| № п/п | Месторождение, страна | Запасы+ добыча Au, т | Среднее содержание Au, г/т | Фация метаморфизма вмещающих пород | Температура гомогенизации, °С | Давление, кбар |
|-------|-----------------------------|----------------------|----------------------------|---|-------------------------------|----------------|
| 1 | Калгурли, Нормен, Австралия | >1500 | 13,0 | амфиболитовая | 200–500 | 0,5–2,0 |
| 2 | Мурунтау, Узбекистан | >1500 | ? | средне-высокотемпературная зеленосланцевая | 240–400 | 0,4–1,6 |
| 3 | Ашанти, Гана | >700 | 35,0 | высокотемпературная зеленосланцевая | 230–400 | 2,0–5,0 |
| 4 | Олимпиадинское, Россия | ? | 5,0 | средне-высокотемпературная зеленосланцевая | 105–405 | 0,5–3,0 |
| 5 | Чармитан, Узбекистан | 400 | | амфиболитовая, зеленосланцевая | 145–405 | 0,7–3,2 |
| 6 | Джаспер Лоуд, США | 18 | 19,0 | низко-среднетемпературная амфиболитовая | 140–400 | н/о |
| 7 | Пионер, ЮАР | 4,5 | 5,8 | высокотемпературная зеленосланцевая | 195–310 | 0,9 |
| 8 | Флин-Флон, Канада | 2,5 | ? | амфиболитовая, зеленосланцевая | 100–500 | 2,0 |
| 9 | Янгдонг, Южная Корея | 0,96 | 6,4 | амфиболитовая | 220–480 | 2,0 |
| 10 | Бельвю, ЮАР | 0,34 | 4,5 | высокотемпературная зеленосланцевая | 230–315 | 0,9 |
| 11 | Эбботс, ЮАР | 0,12 | 5,2 | высокотемпературная зеленосланцевая | 240–335 | 0,9 |
| 12 | Виктори, Австралия | ? | ? | высокотемпературная зеленосланцевая | 200–400 | 1,7 |
| 13 | Хайгоу, Китай | ? | ? | амфиболитовая | 160–420 | 4,0–20,0 |

ними содержаниями (Хисикари – 44 г/т, Санни-сайд – 48 г/т) приурочены к контакту вулканитов и осадочных пород фундамента. Типична высокая неравномерность оруденения, которое концентрируется в рудных столбах и гнездах. Встречаются адуляр-кварцевые месторождения различного возраста, но преобладают меловые и кайнозойские объекты.

Анализ флюидных включений (см. табл. 10) показал, что большинство адуляр-кварцевых месторождений формируется среднетемпературными (190–330 °С) слабосолеными (0–7,5% NaCl-экв.) растворами. Температуры и солёности варьируют вблизи медианных значений, которые в данном классе объектов составляют около 250 °С и 4% NaCl-экв. Результаты замеров показали, что рудоотложение происходило из единого флюида, имеющего преимущественно CO₂-NaCl-H₂O-состав. В подавляющем большинстве случаев этот флюид имеет смешанное происхождение: магматогенное и метеорное. Исключения составляют не приведенные в таблице два адуляр-кварцевых месторождения: Акупан [Сooke, Voom, 1990] и Келли [Comsti et al., 1990], расположенные в районе

Багио, Филиппины. На них зафиксировано также присутствие другого более высокосолевого и высокотемпературного раннего флюида, имеющего магматогенный генезис. Характерным признаком эпitherмальных объектов является нестабильность физико-химических условий рудообразования: высокие температурные градиенты, температурные инверсии [Гончаров, Сидоров, 1979], локальные сбросы и подъемы давления и т.п. Признаки вскипания растворов отмечены более чем в половине случаев. Примерно в 30% случаев наблюдалась фаза жидкой CO₂. Значения давления для эпitherмальных месторождений (см. табл. 10, 11) не приведены, поскольку барический режим в близповерхностных условиях большинством исследователей оценивается как близкий к атмосферному.

Крупные месторождения хорошо отличаются от мелких в системе “температура-солёность” более сильным разбросом анализируемых параметров (рис. 132). Месторождения обозначены номерами (согласно табл. 11) и сгруппированы по убыванию запасов: в начале списка находятся наиболее крупные месторождения. Отчетливо видно,

Таблица 13 (окончание)

| Концентрация растворов, вес.% NaCl-экв. | Происхождение флюидов | | | Признаки вскипания | Наличие фазы CO ₂ | Литературный источник |
|---|-----------------------|---------------|-----------------|--------------------|------------------------------|--|
| | метеорное | магматогенное | метаморфогенное | | | |
| 1,0-5,0 | - | + | + | - | + | Groves et al, 1989; Witt et al., 1997 |
| 14,0-22,0 | + | + | - | + | + | Брагин и др., 1986; Кряжев, Кудрявцев, 1995; Пальмова, Копнева 1977; Прусаков и др., 1992; Сафонов, 1997 |
| 0-2,2 | - | + | + | - | + | Oberthur et al., 1996; Schwartz, 1991 |
| 1,9-28,3 | + | - | + | - | + | Генкин и др., 1996; Прокофьев, 1998 |
| 1,5-15,0 | - | + | + | - | + | Бортников и др., 1996; Прокофьев, 1998; Сафонов, 1997 |
| 1,6-10,6 | - | | + | + | - | Hrdy, Kyzer, 1995 |
| 1,8-8,5 | - | + | + | - | + | de Ronde et al., 1992 |
| 0,6-14,7 | - | - | + | - | + | Ansdell, Kyzer, 1992 |
| 0-9,0 | + | - | - | - | - | Chil-Sup So, Seong-Taek Yun, 1997 |
| 3,8 6,8 | - | + | + | - | + | de Ronde et al., 1992 |
| 4,1-8,6 | - | + | + | - | + | de Ronde et al., 1992 |
| 8,0 9,0 | - | - | + | - | + | Clark et al., 1989 |
| 2,0-7,0 | + | + | | + | + | Yinqing, 1994 |

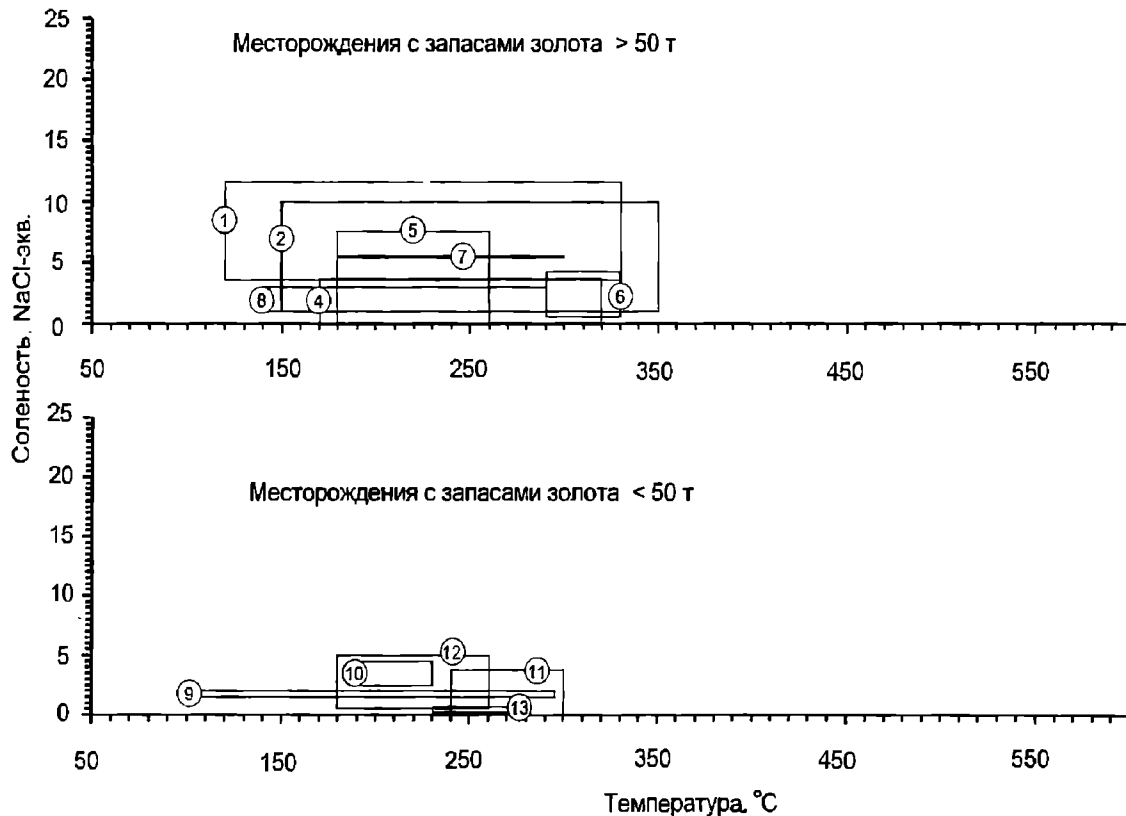


Рис. 132. Адуляр-кварцевые эпитеpmальные золоторудные месторождения в системе "температура-соленость"

1 - Поргера, 2 - Гуанохуато, 4 - Саннисайд, 5 - Паучка, 6 - Келиан, 7 - Эмлерор, 8 - Тонопа, 9 - Нашенат, 10 - Тонгионг, 11 - Маратото, 12 - Телькибаня, 13 - Велвет

что чем крупнее месторождение, тем больше размеры его поля в системе "температура–соленость". Так, месторождения с запасами свыше 50 т: Поргера (1), Гуанохуато (2), Саннисайд (4), Пачука (5), Эмперор (7), Тонопа (8) формировались при температурах 120–350°C и соленостях растворов 1–11,5% NaCl-экв.. В то время как более мелкие объекты с запасами менее 50 т: Нашенал (9), Тонгионг (10), Маратото (11), Телкибания (12), Велвет (13) отличаются более узкими интервалами температур (140–300°C) и концентраций (0–5% NaCl-экв.). Единственное исключение составляет крупное месторождение Келиан (6), которое характеризуется сравнительно узкими диапазонами температуры и солености, что может быть связано с ограниченным числом замеров. Отметим, что в выбранной нами системе параметров месторождения с богатыми рудами не отличаются от месторождений с низкими и средними содержаниями золота.

Большой разброс температур и соленостей, присущий крупным месторождениям, предположительно связан со значительным числом стадий рудообразования и большей длительностью периода рудоотложения, что подтверждается данными авторов по Дукатскому рудному району [Konstantinov et al, 1993]. Узкие интервалы температур и соленостей характерны для мелких одностадийных месторождений с кратким периодом рудообразования. Такие объекты отличаются одномодальным распределением анализируемых параметров. Тогда как для крупных месторождений обычно полимодальное распределение температур и соленостей в широких диапазонах, что коррелируется с многочисленными этапами и стадиями рудообразования, а также большей длительностью этого процесса.

Авторы [Константинов, 1991; Сидоров, 1978] разделяют адуляр-кварцевый тип на вулканогенный и вулканогенно-плутоногенный подтипы. К вулканогенному подтипу отнесены собственно близповерхностные объекты, связанные с вулканическими фациями (Дукат). К вулканогенно-плутоногенному подтипу относятся месторождения более глубинного, субвулканического уровня (Дарасун, Зодское, Меградзор), которые характеризуются переходными чертами от эпитеермального к мезотермальному классу. Сходную типизацию предлагает и В.Ю.Прокофьев [1998], который, всесторонне проанализировав флюидные включения в 17 золоторудных месторождениях, выделил по соотношению общего гидростатического давления в гидротермальной системе к некоей стандартной величине (давлению насыщенного пара воды при

данной температуре) три крупных класса гидротермальных систем: открытые (эпитеермальные месторождения приповерхностного уровня), полуоткрытые (эпитеермальные месторождения субвулканического уровня) и закрытые (мезотермальные и гипотермальные месторождения). К сожалению, опубликованных данных по флюидным включениям вулканогенно-плутоногенного подтипа недостаточно для сопоставления крупных и мелких объектов.

Алуנית-кварцевый тип эпитеермальных месторождений отличается воздействием на вмещающие вулканы кислых (pH<2) и окисленных горячих агрессивных магматогенных растворов, поднимающихся вдоль жерловых фаций от порфировой рудоносной интрузии. Рудоотложение происходит в близповерхностной области (на глубине до 1 км). В результате формируется чехольный облик метасоматической зональности: в центральной части месторождения залегают вмещающие золотое оруденение характерные пористые и массивные монокварцевые вторичные кварциты, а далее к периферии последовательно развиты алуנית-кварцевые вторичные кварциты, аргиллизиты и среднетемпературные эпидот-содержащие пропилиты. Рудные тела чаще всего представлены метасоматическими залежами. Среди известных месторождений преобладают объекты неоген-четвертичного возраста. Средние содержания золота в месторождениях данного типа составляют 2–10 г/т. Однако встречаются и месторождения с богатыми рудами: Голдфилд (31 г/т) и Нансацу (100 г/т).

Анализ флюидных включений (см. табл.11) демонстрирует в большинстве случаев присутствие двух основных типов гидротермальных растворов: 1) раннего, ограниченно распространенного на глубине, часто более высокотемпературного (225–480°C), гиперсоленого (20–40% NaCl-экв.) флюида, очевидно представляющего реликты магматогенного раствора; 2) позднего, более распространенного, среднетемпературного (130–280°C), низкосолоного (0,5–5,0% NaCl-экв.) раствора. Наличие двух типов флюидов, а также высокие солености и температуры раннего магматогенного флюида хорошо отличают алуנית-кварцевый тип от адуляр-кварцевого. Учитывая повышенные солености флюидов, на рисунке 133 по сравнению с рисунком 132 вдвое увеличен размер деления шкалы соленостей. Изотопные исследования в большинстве случаев подтверждают, что в рудообразовании участвуют магматогенные воды. Метеорное происхождение флюидов предполагается в 25% случаев. Примерно в половине случаев отмечены

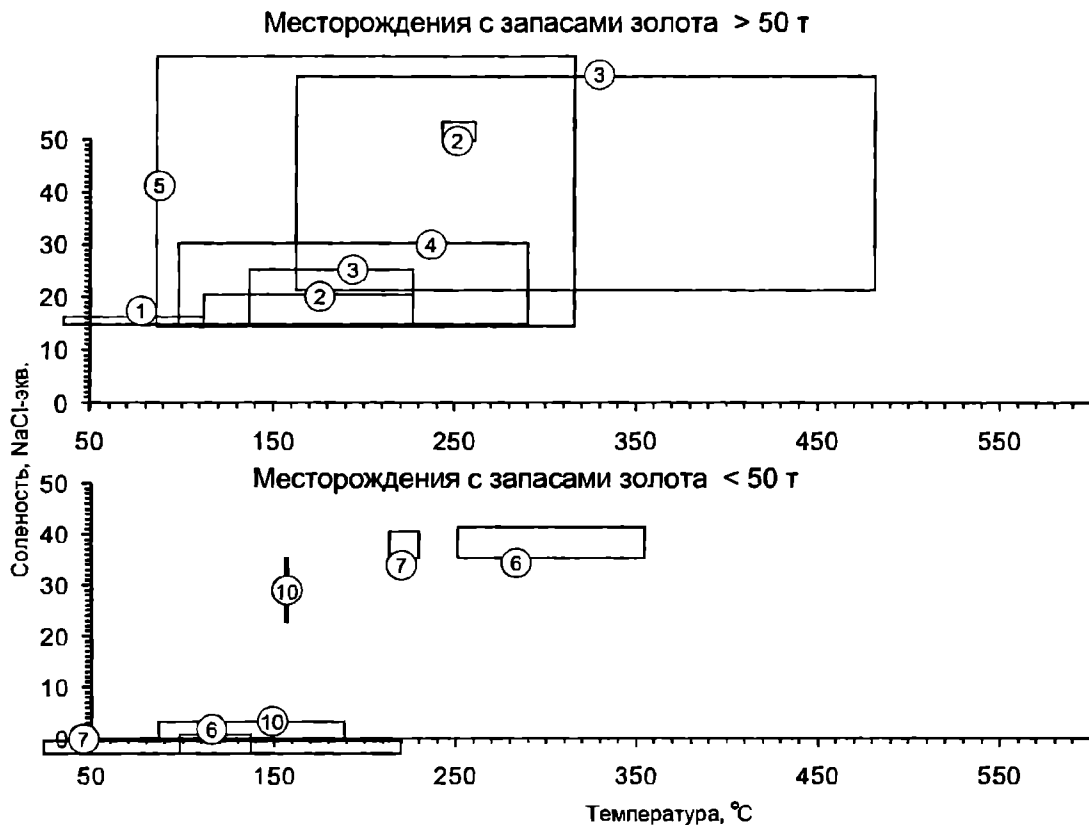


Рис. 133. Алуит-кварцевые эпitherмальные золоторудные месторождения в системе "температура-соленость"

1 - Пуэбло-Вьехо, 2 - Эль-Индио, 3 - Голдфилд, 4 - Чинкуаши, 5 - Ла-Койпа, 6 - Парадайз Пик, 7 - Нансацу, 10 - Родальквилар

признаки вскипания растворов и в 30% случаев - наличие фазы жидкой CO_2 .

Для крупных месторождений, как и для адуляр-кварцевого типа, характерно обилие стадий минерализации и большой размах температур и соленостей растворов (см. рис.133). Крупные месторождения, запасы которых превышают 50 т золота: Эль-Индио (2), Голдфилд (3), Чинкуаши (4), Ла-Койпа (5) - характеризуются значительным разбросом температур и соленостей. Более мелкие месторождения с запасами менее 50 т: Парадайз Пик (6), Нансацу (7), Нелесбитан (8), Родальквилар (10) - отличаются более узкими интервалами температур и соленостей, таким образом подтверждая отмеченную тенденцию. Исключение составляет месторождение Пуэбло-Вьехо (1), данные по которому, по-видимому, носят непредставительный характер из-за сверх-малых размеров включений [Kesler et al., 1981; Muntean et al., 1990].

Золото-(мышьяковисто)-сульфидный вкрапленный тип (карлинский) традиционно относится к эпitherмальному классу. А.Радтке с соавторами [Radtko et al., 1980] приводят следующие данные по условиям формирования месторождения Кар-

лин: температура 150-350°C, соленость растворов 2,0-5,0% NaCl-экв.. Отмечены признаки вскипания и значительный вклад метеорных вод, по изотопным данным. Глубина формирования оценивается в 300-500 м. Многочисленные открытия и последующее изучение месторождений карлинского типа в Неваде в ходе последних десятилетий показали, что характерными чертами этих месторождений являются значительный вертикальный размах оруденения (более 1 км) и отсутствие контрастной зональности. Р.Боднар с соавторами [Bodnar et al., 1985] на основании изучения флюидных включений сделал вывод о значительно большей глубине формирования месторождения Карлин (500-3000 м). К сожалению, выбор флюидных включений в качестве основного источника генетической информации наложил определенные ограничения на некоторые типы месторождений со вкрапленными сульфидными рудами (в частности, на карлинский тип), которые не содержат представительных количеств микровключений, пригодных для экспериментов. Имеющихся данных недостаточно для характеристики этого типа в виде таблицы.

Многими исследователями выделяются в отдельный золото-(медно)-порфировый тип золоторудные месторождения, пространственно и парагенетически связанные с порфировыми интрузиями [Sillitoe, 1997; Hollister, 1991; Фогельман и др., 1995; Lang et al., 2000]. В качестве примеров можно привести Форт Нокс (Аляска), Фар Саус-Ист (Филиппины) и Грасберг (Индонезия). Большинство из этих месторождений было открыто недавно. Слабая степень изученности физико-химических условий образования не позволяет нам определить различия между крупными и мелкими объектами. Флюидный режим рудообразования данного типа изучался авторами [Стружков и др., 1994] на рудопроявлении Халали (Магаданская область). Газово-жидкие включения демонстрируют широкий интервал температур (120–540°C). Генерация наиболее высокотемпературных включений (530–540°C) гомогенизируется в жидкую фазу, так же как и более низкотемпературные генерации, но отличается значительно более высокими соленостями (более 26% NaCl-экв.), так как нами установлено почти повсеместное присутствие относительно крупных дочерних кристалликов галита. Предполагается, что эта генерация отражает магматогенный флюид, связанный с отделением летучих компонентов от материнской порфировой интрузии.

Сходство объектов данного типа с медно-порфировыми месторождениями позволяет использовать обширные данные по флюидным включениям в последних. Обобщивший информацию по 90 месторождениям мира Э.Роддер [Roedder, 1984] делает вывод о трех характерных особенностях флюидов медно-порфировых месторождений: очень высокие температуры гомогенизации (250–750°C) и солености (30–60% NaCl-экв.), а также признаки кипения. Все эти особенности с высокой степенью вероятности указывают на преобладающее магматогенное происхождение флюидов.

Пространственная близость месторождений адуляр-кварцевого, золото-(мышьяковисто)-сульфидного и золото-(медно)-порфирового типов в пределах вулcano-плутоногенных поясов и их перивулканической зоны, а также устойчивая последовательность рудоотложения (поздние стадии на месторождениях двух последних типов обычно имеют адуляр-кварцевый состав) позволили А.А.Сидорову [Сидоров и др., 1989] развить положение о базовом характере этих месторождений. Согласно гипотезе о базовых формациях, вкрапленное оруденение золото-(мышьяковисто)-сульфидного и золото-(медно)-порфирового типов

предшествует крупным жильным месторождениям адуляр-кварцевого типа и может служить источником рудного вещества последних. Таким образом, формирование крупных эпitherмальных месторождений представляет собой длительный процесс, в ряде случаев включающий в себя подготовительный этап с образованием вкрапленного оруденения.

Мезотермальные золоторудные месторождения формируются в эв- и миогеосинклинальных поясах различного (в основном мезозойского и палеозойского) возраста, метаморфизованных до зеленосланцевой ступени и прорванных орогенными гранитоидами. Для этого класса характерны крупные рудные поля, значительная протяженность оруденения на глубину (в случае крупных объектов – более 1 км), отсутствие контрастной зональности и хорошо проявленных метасоматических изменений. Наиболее распространенные изменения во вмещающих породах – серицитизация и окварцевание. Глубина формирования месторождений оценивается в 1–5 км. Вмещающие породы, которые могут быть представлены как черносланцевыми толщами, так и вулканитами или гранитоидами, влияют на состав рудоносных растворов, но не оказывают заметного воздействия на условия формирования месторождений. Вместе с тем при средних содержаниях золота на месторождениях данного класса – 5–15 г/т, повышенные средние содержания характерны для месторождений, залегающих в гранитоидах – Чаптерс Тауэрс (33 г/т), Школьное (37 г/т). Необходимым фактором рудоотложения является существование системы глубокопроникающих разломов (трансформных – в случаях крупных месторождений). Рудные тела представлены жилами и жильными зонами, а на крупнотоннажных месторождениях – линейными штокверками. Многие авторы подчеркивают сходство мезотермальных и гипотермальных месторождений, однако в выбранной нами системе факторов эти два класса существенно различаются по температурам, давлениям и соленостям и поэтому рассмотрены в разных таблицах. В качестве ведущего критерия различия мезотермального и гипотермального классов выбрана степень метаморфизма вмещающих пород, которая введена в таблицы для этих месторождений: низко-среднетемпературная зеленосланцевая фация – для мезотермального класса и средне-высокотемпературная зеленосланцевая, а также амфиболитовая – для гипотермального класса.

Происхождение гидротермальных растворов мезотермальных месторождений активно дискутируется в литературе. Традиционное воззрение о

магматогенном источнике растворов [Emmons, 1937; Chil-Sup So, Seong-Taek-Jan 1997], подразумевающее отделение летучих компонентов при становлении орогенных гранитоидов постепенно уступает место метаморфогенной гипотезе [Bohlke, Kistler, 1986; Elder, Cashman, 1992]. Предполагается, что флюиды формируются за счет дегидратации вмещающих толщ при региональном метаморфизме [Phillips, 1993]. В качестве критериев метаморфогенного происхождения растворов приводятся данные изотопии кислорода и водорода, а также приуроченность рудных тел к определенной зеленосланцевой фации метаморфизма. Золотоносный кварц зачастую метаморфизован, для него типично расщепление, "книжные" или ленточные текстуры. Весьма вероятно, что флюиды имели двойное (магматогенное и метаморфогенное) происхождение [Goldfarb et al., 1997]. В некоторых случаях отмечена также примесь метеорной составляющей флюидов [Nesbitt et al., 1986; Nesbitt, Muchlenbachs, 1989; Kevin et al., 1988].

По вопросу о происхождении рудного вещества мезотермальных месторождений также существует несколько точек зрения. Традиционная магматогенная гипотеза предполагает коровый или мантийный (для наиболее крупных месторождений) источник и генетическую связь с гранитоидным магматизмом. Однако полное отсутствие гранитоидов в некоторых районах с богатым мезотермальным оруденением обуславливает необходимость иных подходов. Многие исследователи разделяют предложенную Р.Бойлом [Boyle, 1979] латераль-секреционную гипотезу, суть которой состоит в стягивании рудного вещества, содержащегося в рассеянном виде во вмещающих породах.

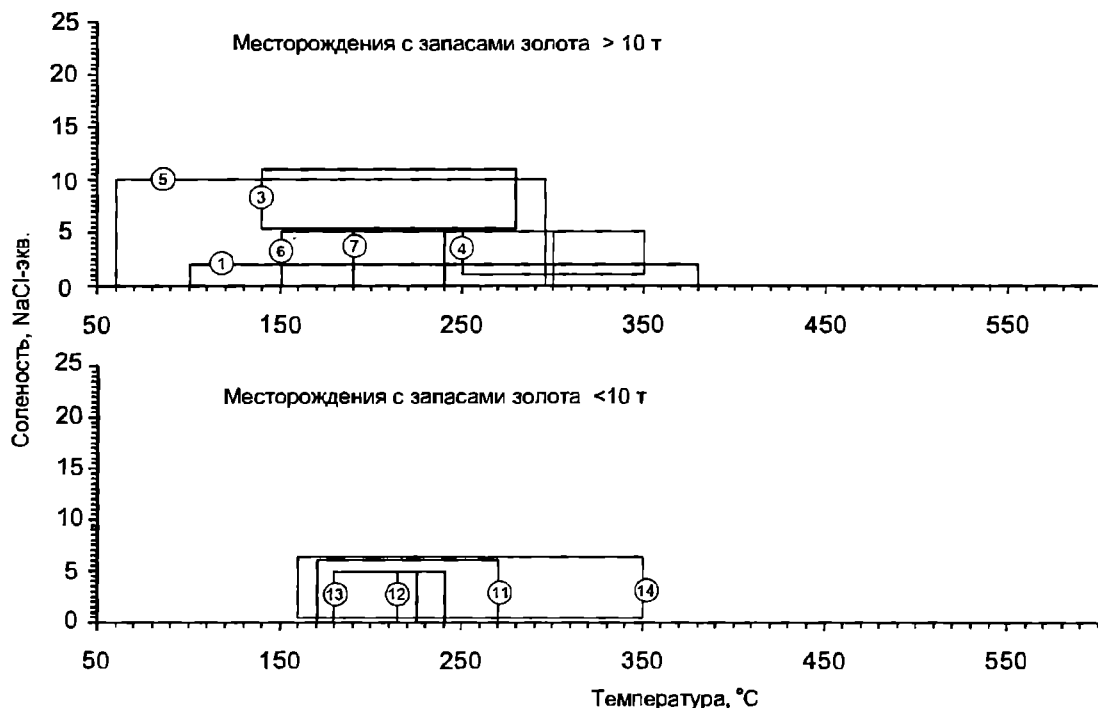
При этом подчеркивается связь золото-сульфидного вкрапленного и кварцево-жильного мезотермального оруденения. С.Мо с соавторами [Mo et al., 1996] на примере герцинского мезотермального месторождения Донглин (Китай) показали, что золото-кварцевые жилы на 50 млн лет моложе, чем вкрапленная золотая минерализация во вмещающих породах. Таким образом, подготовительный этап (формирование вкрапленного оруденения) может быть существенно оторван во времени от кварцево-жильного этапа. В ряде случаев вкрапленное мезотермальное оруденение слагает имеющие самостоятельное значение месторождения (Хемло и другие). Однако эти месторождения не содержат представительных количеств флюидных включений, и поэтому условия их формирования не обсуждаются в данном разделе.

Предполагается, что транспортировка золота происходила в виде хлоридных комплексов в вод-

ном растворе. В качестве основных факторов рудоотложения выдвигаются несмесимость (вскипание) CO_2 , небольшие колебания pH при взаимодействии с вмещающими породами, сбросы давления при локальном растяжении, а также осаждение золота и кварца при снижении температуры.

Анализ флюидных включений (см. табл.12) показывает, что температуры рудообразования мезотермальных месторождений в большинстве случаев лежат в интервале 200–300°C, а соленость растворов является сравнительно низкой (обычно менее 4% NaCl-экв.), дочерние минералы во включениях отсутствуют. Давления рудообразования варьируют в рамках 0,5–4,0 кбар, составляя в среднем 1,0 кбар. Солености и температуры раннего и позднего кварца зачастую совпадают, что может указывать на рудоотложение из единого гомогенного флюида скорее, чем различные импульсы или быстрое охлаждение растворов, характерные для эпитеермального рудообразования. Данный тип отличают также низкие температурные градиенты. Признаки вскипания растворов практически полностью отсутствуют. В половине из изученных примеров отмечена жидкая фаза CO_2 . По данным газовой хроматографии, иногда во флюидах отмечается примесь CH_4 , предположительно связанная с углеродистой составляющей вмещающих пород [Бортников и др., 1996]. Относительно низкие устойчивые солености и температуры флюидов, а также повышенные давления хорошо отличают объекты мезотермального класса от эпитеермальных месторождений.

Проанализированные нами данные не позволяют согласиться с утверждением С.Дж. Ходжсона с соавторами [Hodgson et al., 1995] о том, что крупные и мелкие месторождения мезотермального класса не различаются по физико-химическим условиям формирования. Для крупных и средних мезотермальных месторождений, как и для эпитеермального класса, характерен больший размах температур и соленостей растворов, чем для мелких объектов (рис.134). Месторождения с запасами золота свыше 10 т: Мазер Лоуд (1), Чаптерс Тауэрс (3), Сигма-Ламак (5), Аляска-Джуно (6), Тредвелл (7) формировались в основном в интервалах 140–300°C и 0–10,0% NaCl-экв. Исключение составляет лишь месторождение Бралори-Пионер (4), характеризующееся более узким температурным интервалом, возможно, обусловленным небольшим количеством замеров. В то время как месторождения с запасами золота менее 10 т: Кварц Хиллс (11), Сумдум Чиф (12) и Кенсингтон (13) отличаются интервалами 170–270°C и 0–5,0% NaCl-экв.. Исключение составляет Клондайк (14), но с учетом



134. Мезотермальные золоторудные месторождения в системе “температура–соленость”

1 – Мазер Лоуд, 3 – Чаптерс Тауэрс, 4 – Бралорн-Пионер, 5 – Сигма, 6 – Аляска-Джуно, 7 – Тредвелл, 11 – Кварц Хиллс, 12 – Сумдум Чиф, 13 – Кенсингтон, 14 – Клондайк

добытого из россыпей золота (330 т) его можно было бы рассматривать в классе крупных объектов.

Гипотермальные золоторудные месторождения весьма сходны с мезотермальными по условиям формирования, включая предполагаемое происхождение флюидов, источники золота, механизмы его транспортировки и факторы рудоотложения. По этим объектам, так же как и по мезотермальному классу, продолжается дискуссия о магматогенном [Wigtows et al., 1986; Cameron, Hattori, 1987] или метаморфогенном [Groves et al., 1989] происхождении флюидов. Характерными чертами крупных гипотермальных месторождений является их приуроченность к архейским зеленокаменным поясам и архейский возраст золотого оруденения. К основным отличиям гипотермальных месторождений от мезотермальных Ю.Г.Сафонов [1997] относит специфику рудоконтролирующих зон скалывания-смятия, отраженных в более сложной морфологии рудных тел и большем вертикальном размахе оруденения (первые километры – на крупных объектах). Эти отличительные черты обусловлены превосходящими глубинами образования гипотермальных месторождений (5–10 км).

По данным флюидных включений (см. табл.13), температуры рудообразования гипотермальных месторождений лежат в интервале 100–500°C, а соленость растворов составляет 0–28% NaCl-экв. Давления рудообразования варьируют в рамках 0,5–5,0 кбар, в среднем 2,0 кбар. Единственное исключение представляет месторождение Хайгоу (4,0–20,0 кбар), для которого вызывает сомнения корректность оценки давлений. Происхождение флюидов оценивается как метаморфогенное в подавляющем большинстве случаев. Наличие магматической составляющей флюидов предполагается в 60% примеров, а метеорной – в 30%. Признаки вскипания отмечены лишь в 20% случаев. Наличие фазы жидкой CO₂ зафиксировано в подавляющем большинстве примеров.

Таким образом, верхние пределы температур образования, давлений и соленостей гипотермальных объектов заметно превышают таковые мезотермальных месторождений. Температуры растворов увеличиваются прямо пропорционально усилению степени метаморфизма: для средне- и высокотемпературных фаций зеленосланцевой ступени верхний предел температуры составляет около 400°C, а для амфиболитовой фации – около

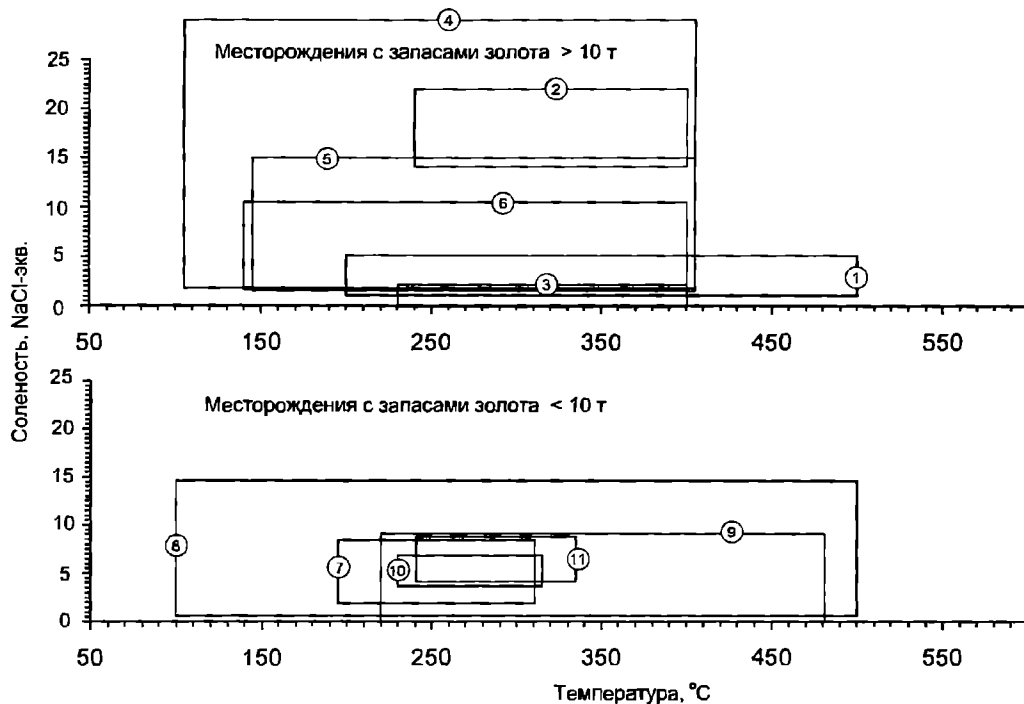


Рис. 135. Гипотермальные золоторудные месторождения в системе "температура-соленость"

1 – Калгурли, Норсмен, 2 – Мурунтау, 3 – Ашанти, 4 – Олимпиадинское, 5 – Чармитан, 6 – Джаспер Лоуд, 7 – Пионер, 8 – Флин-Флон, 9 – Янгдонг, 10 – Бельвью, 11 – Эбботс

500°C [Witt et al., 1997]. Не исключено, что повышение солености флюидов по сравнению с мезотермальными месторождениями обусловлено увеличением растворимости солей вследствие роста температуры. Другим возможным объяснением может служить увеличение близости к гипотетическим гранитоидным батолитам, являющимся источниками теплового потока и флюидов. Последнее предположение подтверждается меньшим вкладом метеорных растворов по сравнению с мезотермальными месторождениями.

Сопоставление крупных и мелких гипотермальных месторождений в системе "температура-соленость" подтверждает отмеченную для других классов тенденцию. Для крупных и средних месторождений характерен в целом больший размах температур и соленостей, чем для мелких (рис. 135). Месторождения с запасами золота свыше 10 т: Калгурли (1), Олимпиадинское (4), Чармитан (5), Джаспер Лоуд (6) формировались в основном в рамках 150–500°C и 0–15% NaCl-экв. Исключение составляют два уникальных месторождения: Мурунтау (2) и Ашанти (3), отличающиеся более узкими интервалами. Возможной причиной этого на Ашанти может служить то, что 90% включений

имеют углекислотный состав. Предполагается, что вскипание углекислоты произошло на глубине в результате резкого подъема к поверхности и поэтому практически все месторождение сформировано углекислотными растворами. Необходимо отметить, что для Ашанти характерно необычно высокое среднее содержание золота (35 г/т), тогда как в остальных месторождениях этого класса средние концентрации золота варьируют в пределах 5–15 г/т. Месторождения с запасами менее 10 т: Пионер (7), Бельвью (10), Эбботс (11) формировались в интервалах температур 200–330°C. Исключения в этой группе составляют два мелких месторождения: Флин-Флон (8) и Янгдонг (9), возможно обладающие повышенным потенциалом новых открытий.

Тип докембрийских золотоносных конгломератов условно отнесен к гипотермальному классу. Имеющиеся в опубликованной литературе сведения об условиях формирования этого типа отличаются поразительной скудностью, поэтому нам не удалось ни установить различия между крупными и мелкими объектами, ни даже собрать достаточно доказательств в пользу "осадочной" или "гидротермальной" гипотез. По сведениям

Ф.П.Кренделева с соавторами [1973], три образца из месторождения Витватерсранд показали температурный интервал формирования 90–330°C. По данным Т.Шеферда [Shepherd, 1977], в конгломератах Витватерсранда установлены первичные (“доосадочные”) и вторичные (“постосадочные”) микровключения. Первичные включения показали, что формирование жильного кварца характеризовалось высокой температурой и умеренными до высоких давлениями. Вторичные включения, образовавшиеся после осадконакопления, имеют подчиненное значение и характеризуют относительно холодные грунтовые воды. По данным У.Хункена с соавторами [Hunken et al., 1994], кварц золотоносных конгломератов месторождения Гарква содержит значительное количество флюидных включений с варьирующими соленостями, обогащенных CO_2 . Приведенные данные с учетом докембрийского возраста позволяют предварительно отнести тип золотоносных конгломератов к гипотермальному классу.

Таким образом, выделенные генетические классы хорошо различаются между собой по условиям образования. Эпитермальные (близповерхностные или золото-серебряные) месторождения широко распространенного адуляр-кварцевого типа образуются на глубине до 1 км, при сравнительно низких, близких к атмосферному давлению, в открытых гидротермальных системах, при средних температурах (190–330°C) и низких (0–7,5% NaCl-экв.) соленостях, обусловленных смещением магматогенных и метеорных флюидов. Менее распространенные объекты золото-(медно)-порфирирового и алунит-кварцевого типов также образуются при низких давлениях, но отличаются более высокими

температурами (130–540°C) и соленостями (20–40% NaCl-экв.), что связано с участием в рудообразовании не только смешанных, но и существенно магматогенных флюидов. Для всех эпитермальных объектов характерна нестабильность условий рудообразования: высокие температурные градиенты, межстадийные температурные инверсии, локальные сбросы и подъемы давления, а также кипение растворов. Мезотермальные (среднеглубинные или золото-кварцевые) месторождения формируются на глубинах 1–5 км, в закрытых системах, при давлениях в среднем 1,0 кбар, средних температурах (200–300°C) и низких соленостях (менее 4% NaCl-экв.). А гипотермальные (глубинные или докембрийские золото-сульфидно-кварцевые) месторождения образуются на глубинах 5–10 км, в закрытых системах, при давлениях в среднем 2,0 кбар, высоких температурах (100–500°C) и высоких соленостях (0–28,0% NaCl-экв.). Мезо- и гипотермальный классы объединяет более высокая стабильность условий рудообразования, чем у эпитермальных объектов и повышенная роль CO_2 , что объясняется преимущественно метаморфогенным характером флюидов.

Внутри каждого класса отчетливо наблюдаются различия между крупными и мелкими месторождениями. Для крупных месторождений характерен большой разброс температур и соленостей, предположительно связанный со значительным числом стадий рудообразования и большей длительностью периода рудоотложения. Полученные данные подтверждают мнение Д.В.Рундквиста [1997] и авторов [Константинов и др., 1998а] о высокой роли фактора времени при формировании крупных и уникальных месторождений.

Глава 7

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ

Для территории Российской Федерации первоочередной интерес представляют прогнозирование и поиски месторождений золото-мышьяковисто-сульфидной, золото-кварцевой, золото-полисульфидно-кварцевой и золото-серебряной формаций. Собранный нами и частично рассмотренная выше информация по базовым объектам сведена в таблицу (табл. 14), заключающую как особенности геологической позиции месторождений, так и минералого-геохимические особенности рудного процесса.

Из представленной таблицы следует, что для месторождений золото-мышьяковисто-сульфидной и золото-кварцевой формаций в “углеродистых” комплексах мезогеосинклиналей наиболее характерны:

- напряженная дислоцированность складчатого и разрывного типа, ограниченная блоковыми структурами; развитие крупных надвиговых дислокаций;

- приуроченность месторождений к тонкоритмичнослоистым частям разреза, вулканомиктовым туфогенным, известковистым и фосфоритоносным фациям;

- наличие глубинных “линз базификации”, проявленных на уровне рудообразования свитами даек основного состава;

- многометалльный состав геохимических ореолов, интегрально отражающих длительность процесса рудообразования и многокомпонентный состав рудоносных флюидов, последнее фиксируется также присутствием в поздних ассоциациях высокосеребристого самородного золота, проявлений серебро-сульфоантимонитовой ассоциации;

- отчетливые признаки повышенно восстановительных условий рудообразования; присутствие во флюидных включениях нефтябитумов и углеводородов, высокие содержания N_2 .

Для крупных золото-полисульфидно-кварцевых месторождений орогенных эпизвогеосинклинальных систем и ранних этапов тектоно-магматической активизации (ГМА) наиболее характерно наличие:

- признаков интенсивного глубинного возмущения гравитационного поля, проявленного его резкой вертикальной и латеральной дифференциацией, обособленностью положительных и отрицательных локальных аномалий;

- купольно-блоковых структур древнего заложения и ранней стабилизации с унаследованным режимом развития;

- сложной историей дорудного магматизма;

- длительных процессов эволюции рудно-магматических систем;

- различных форм выделений золота, участия его в многообразных парагенезисах;

- значительного вертикального интервала промышленного оруденения, проявленной волнообразной рудометасоматической зональности.

Для месторождений золото-серебряного вулканогенного семейства наиболее характерны:

- приуроченность к крупным трансформным разломам рифтогенного типа, поперечным или диагональным простирациям складчатых поясов;

- приуроченность к периферическим частям крупных гравиметрических аномалий;

- отчетливые признаки длительного многоэтапного и концентрированного развития дорудных вулканических или вулканоплутонических сооружений; наличие “вложенных” одна в другую разноэтапных депрессионных или купольных структур. Процессы вулканизма не завершаются рудоотложением, а сопровождают его в виде систем внутривулканических и послерудных субвулканических даек;

Таблица 14

Прогнозно-поисковые и оценочные критерии крупных и сверхкрупных золоторудных месторождений

| Золоторудные формации | Типы провиинций | Продуктивные геологические группы формаций | Признаки потенциальной рудоносности формаций; предрудные фации | Характеристика рудоконтролирующих структур | Признаки продуктивности потенциально-рудноносных палеоструктур | Особенности рудообразующего процесса (минералогические критерии) | Другие показатели возможных крупных параметров оруденения |
|----------------------------------|---|--|--|---|--|---|---|
| Золото-мышьяко-висмутосульфидная | Терригенные мно-(мезо) геосинклинали, перикриатонные прогибы, складчатые чехлы средних массивов, авлакогены | Блоки с фемическим и сталефемическим фундаментом | Наличие в разрезе вулканомиктовых туфогенных, палеостовчатых и фосфоритоносных фаций, горизонты кварц-графитовых сланцев, битуминозных доломитов | Зоны смятия, расщепления, буднирования, прогибания, складчатости и вбросы. Наличие латеральных экранирующих систем, осложненных поднятиями | Локальные палеотектонические депрессии, замаскированные складчатостями дислокациями | Многометалльные геохимические аномалии. Присутствие во флюидных включениях нефтябитумов и углеводородов, высокие содержания N_2 во включениях | Линзовидные тела серпентинитов, дайки лампрофиров |
| Золото-кварцевая | | Блоки с сланическим фундаментом | Тонкоритмичная слоистость, фациальная изменчивость, слабая сортированность обломочных фаций | Локальные своды и термокупольные очаговые структуры, палеодепрессии, осложненные внутренними поднятиями с преобладающим развитием структур растяжения. Региональные разломы типа зон смятия с системой опережающих разрывов | Признаки проявления элюзионных процессов: локальная напряженная складчатость, микстиповые текстуры | Присутствие в рудах высокосеребристого самородного золота, проявления серебро-сульфоантимонитовой минерализации. Полиметалльное распределение размерности и пробы золота. Полихронность рудообразования и многометалльность руд. Наличие платиновой минерализации | |

Таблица 14 (окончание)

| | | | | | | | |
|--------------------------------|--|---|--|---|---|--|--|
| Золото-полисульфидно-кварцевая | Орогенные системы эогесинкли-надей и областей ТМА с нитенсивным гранитондным магматизмом в базальтовом субстрате | Раннегесинкли-нальная габбро-диорит-плаггиогранитная, позднегесинкли-нальная габбро-диорит-гранодиоритовая, раннеорогенная адамеллит-плаггиогранитная | Многофазность гранитондов, их повышенная основность, развитие штоковых фаций. Многофазные дайковые комплексы контрастного состава | Разломы фундамента, активизированные в орогенный этап. Надайкальные и экоконтактовые зоны интрузивных куполов и штоков, дайковые серии в их обрамлении. Тектонически подготовленные эндогенно-активные структуры купольно-блокового типа. Наличие зон разуплотнения в фундаменте и "линз базификации" под рудными полями | Длительное развитие дорудных магматических комплексов; многофазность интрузивов, дайковых серий | Длительность формирования рудообразующей системы. Многоэтапный процесс продуктивного рудообразования. Наличие пневматолито-грейзенового этапа стурмалином. Наличие дисперсной фазы золота в ранних минеральных ассоциациях. Продолжительное распределение размерности и пробы золота, признаки его регенерации | Присутствие среднорудовмещающих и рудоподстилающих толщ "донорных" базит-гипербазитовых формаций. Прислон углистых аргиллитов, кремнистых сланцев, линз гилантобрекчий в вулканогенном разрезе |
| Золото-серебряная | Вулкано-плутонические пояса и зоны континентально го рифтогенеза областей ТМА | Трахибазальтовая, андезитовая, базальтовая, андезитовая, липаритовая (трахипаритовая, липарито-дацитовая, андезитовая, липаритовая) | Субщелочной состав вулканитов, развитие субвулканических фаций, автоматмагматических и акцелозивных брекчий. Высокий индекс эксплозивности: $K_2O/Na_2O > 1$ | Элементы вулканоструктур центрального типа: прижертовые зоны; синвулканические и радиальные разломы; экструзии и купола. Бортовые части вулканических депрессий, секторальных блоков на периферии сводов, региональные сбросы. Системы сбlijженных субвулканических тел в зонах региональных разломов. Вулкано-тектонические грабены и кальдеры, осложненные синвулканическими разломами. Вулканические, вулcano-интрузивные купола. Положение в осевых частях крупных областей разуплотнения коры (мангтийных диапиров?) | Антидормный или полнимодалный стиль развития вулканизма, наличие "вложенных" поэтапных депрессионных и купольных структур; повышенный вулканический фон образования – свиты даек базальтов и диабазов | Многометалльные геохимические аномалии. Многоэтапный рудный процесс с двумя и более продуктивными парагенезисами: наличие скарноидных и грейзеновых дорудных внутри- и пострудных образований. Повышенный геохимический фон Co и Ni . Наличие в рудах боратов и фосфатов. Наличие фазы гипероселеных флюидов, распределение размерности и пробы золота, признаки его регенерации | Развитие подогих эксплозий под экранами. Повышенная битуминозность и угленосность подстилающих пород. $^{88}Si/^{86}Si$. Свидетельствующее о глубинном зарождении рудоносных вулканических ассоциаций |

-- высокий индекс эксплозивности рудоносных вулканитов и их повышенная калиевоность, что как бы наследуется рудообразующим процессом, для которого свойственны интенсивная окколорудная адуляризация, эксплозивные образования, нали-

чие фазы гиперсоленых флюидов;

– многоэтапность рудообразования с участием плутогенных образований, наличие скарноидных и грейзеновых дорудных, внутри- и послерудных образований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С конца 50-х и до середины 70-х годов во всем мире в целом и в России в том числе были сделаны многочисленные открытия крупных и сверхкрупных золоторудных месторождений, существенно изменившие карту мировой добычи. Эти открытия произошли как в отдаленных, труднодоступных районах (Мурунтау, Кумтор), так и старых горнорудных районах (Карлин в штате Невада, США). Были выявлены месторождения традиционных рудноформационных и геологопромышленных типов: вулканогенных золото-серебряных (Кубака, Хисикари), золото-полиметалльно-сульфидных (Васильковское), золото-кварцевых (Бакырчик, Мурунтау). Наряду с этим большое значение имело выявление новых, нетрадиционных типов месторождений: прожилково-вкрапленных сульфидных руд с тонкодисперсным золотом (Олимпиадинское, Кокпатас), плащевых залежей сольфатарного типа (Раунд Маунтин).

Наиболее благоприятной для новых открытий явилась территория бывшего СССР (Мурунтау, Сухой Лог, Кумтор и др.), что явилось следствием наиболее последовательного внедрения геохимических методов в практику поисковых и геологосъемочных работ.

Открытия золоторудных гигантов и существенное расширение промышленных классов месторождений существенно изменили подходы к геолого-экономической оценке месторождений и расширили и трансформировали многие генетические представления.

В качестве основных факторов их формирования намечаются:

- дискретность в геологическом времени, наличие эпох рудокоцентрирования;
- наличие длительного рудоподготовительного этапа, глубинная оксидно-сульфидная дифференциация рудного вещества;

– связь с процессами рифтогенеза, вулканизма, бассейнами угленакпления;

– значительная роль гидротермально-осадочного рудогенеза, связанного с глубинными источниками рудного вещества.

Анализ условий размещения крупных золоторудных месторождений в глубинно-плотностной инфраструктуре позволил не только уточнить их позицию в геологическом плане, но и вскрыть особенности, присущие объектам различной рудноформационной принадлежности. Полученные выводы создают основу нетрадиционных подходов к прогнозированию перспективных территорий и поисков крупных месторождений в пределах Российской Федерации.

Семейство золото-серебряных месторождений окраинных вулканоплутонических поясов и поздних стадий ТМА контролируется структурами рифтогенного типа или их сопряжениями, поперечными либо диагональными простирающими вулканоплутонических поясов. Их позиция определяется приуроченностью к кровле сквозькорового ареала разуплотнения (непосредственно над астеносферным диапиром), что свидетельствует о значительной переработке каркаса коры на всех уровнях и содействует развитию вулканической деятельности в условиях ее растяжения. Важно то, что непосредственно под рудными узлами на фоне общего разуплотнения на гипабиссальном уровне обособливаются локальные аномалии некоторого дефицита массы (субвулканические очаги). На этом же уровне в плане четко проявляются линейные зоны разуплотнения с бортами существенно повышенной плотности (рифтогенные структуры).

Собственно рудные поля приурочены к градиентным зонам второго порядка внутри этих структур.

Характерно полициклическое развитие рудомещающих палеовулканических структур, сопряже-

ние процессов вулканизма и рудообразования, выраженное развитием свит даек внутри- и послерудного возраста.

Особенности рудообразования состоят в его многоэлементности и многоэтапности; золото представлено многообразием генераций и парагенезисов, установлены признаки вскипания флюидов и наличия их гиперсоленой фазы.

- Семейство “золото-углеродистых” месторождений характеризуется длительным развитием рудоносных складчато-блоковых структур, резко выраженной анизотропией и повышенной углеродистостью рудовмещающей пачки пород, наличием известковистых, вулканомиктовых и фосфоритовых фаций. Для них характерны региональные структурные экраны либо термокупольные структуры. Они размещаются над флангами крупных линз разуплотнения на мезоабиссальном уровне коры. Такие фланги, как правило, являются глубинными зонами сопряжения крупных блоков верхней коры, представленных различными структурно-формационными комплексами, и отмечены четкими градиентными зонами.

Оруденение контролируется крупными сложно-построенными зонами складчато-разрывных дислокаций, характерен устойчивый вертикальный интервал промышленного оруденения.

Минерализация полистадийна, а нередко – полиэтапна, характерны высокие концентрации тонкодисперсного золота в ранних сульфидах – арсенипирите и мышьяковистом пирите, проявление поздних серебряно-сульфосолевых и сурьмяно-мышьяково-ртутных ассоциаций.

Семейство золото-полисульфидно-кварцевых месторождений ассоциирует с купольно-блоковыми структурами длительной эндогенной активно-

сти, выраженной полифазными интрузивами и дайковыми сериями повышенной основности. Им отвечает система плотностных неоднородностей, уходящая на значительные глубины. Длительность рудоподготовительного этапа наследуется также длительно формирующейся рудообразующей системой, для которой характерны признаки ортомагматических образований, повышенные концентрации золота от самых ранних до самых поздних ассоциаций, многообразие его парагенезисов и проявление дисперсного золота в ранних минеральных ассоциациях.

Изучение новых месторождений и анализ закономерностей их размещения в связи с историей развития рудоносных областей свидетельствуют о больших перспективах территории РФ на выявление новых золоторудных гигантов.

Поисковые работы XXI века, как нам представляется, будут более локальными, более трудоемкими и более “научно-техническими”. Уже в настоящее время складывается новая “парадигма” поисковых и прогнозно-поисковых работ, в которую в качестве важнейших элементов будут входить:

- создание базовых (абстрактных) и адаптированных к конкретным геологическим обстановкам прогнозно-поисковых моделей;
- палеотектонические реконструкции территорий на этапы рудообразования;
- целевое дешифрирование космоснимков с применением компьютерных технологий;
- анализ глубинного строения рудоносных территорий;
- разработка и применение минералого-геохимических поисковых методов, специализированных на выявление скрытых и перекрытых месторождений.

Abstract

M.M.Konstantinov, E.M.Nekrasov, A.A.Sidorov, and S.F.Strujkov

GOLD GIANTS OF RUSSIA AND WORLD

The problem of large and super-large gold deposits attracts a constant interest of economic geologists, being a major topic of the various symposiums and monographs in the last decades. Many gold giants were discovered in Russia and neighboring former USSR countries during the last century. However, the known publications have a deficit of the joint single manner detail description of these gold giants in the comparison with the worldwide analogs. The proposed volume is intended to fill this gap at the representative examples, not pretending to embrace the whole mineral base of gold.

In the present book, gold deposits are classified into seven types, basing on the ore compositions and geological settings, and described at the following representative examples: gold-(arsenic)-sulfide type (Sukhoy Log, Mayskoye, Olimpiada (Russia), deposits of the Carlin trend (USA), Kumtor (Kirgizia)), gold-quartz (Natalka, Nezhdaninskoye (Russia), Muruntau, Zarmitan (Uzbekistan), Ashanti (Gana), Bendigo (Australia)), gold-polysulfide-quartz (Vasilkovskoye (Kazakhstan)), gold-silver (Kubaka, Kuranakh (Russia), Hishikari (Japan), Zod (Armenia), Pueblo Viejo (Dominican Republic), Round Mountain (USA), Porgera (Papua New Guinea)), gold-sulfide-quartz (Hemlo (Canada)), gold-iron quartzite (Homestake (USA)), gold-uranium (Witwatersrand (South Africa)).

Gold giants are unevenly distributed in the global scale and in the geological history. The most productive metallogenic epochs (and provinces) are: 1) Archean maximum (2700–2600 Ma) including the formation of the green schist belts and associated deposits of the gold-sulfide-quartz and gold-quartz types (e.g., Abitibi province in Canada and the Yilgarn block in Australia) as well as the gold-uranium Witwatersrand deposit (South African province); 2) relatively low productive Proterozoic maximum (1600 Ma), nevertheless including the gold-iron quartzite Homestake deposit and gold-(arsenic)-sulfide Olimpiada deposit;

3) Devonian maximum (400–380 Ma) represented by gold-quartz Bendigo deposit (West Australian province, Ural province) and gold-polysulfide-quartz Vasilkovskoye (Kazakhstan province) deposits; 4) Devonian-Carbonaceous maximum (320–280 Ma) represented by gold-quartz Muruntau deposit (Western Uzbekistan province), gold-(arsenic)-sulfide Sukhoy Log and Kumtor deposits, as well as the earliest large gold-silver Kubaka deposit; 5) Late Jurassic-Cretaceous maximum (130–80 Ma) represented by gold-quartz deposits and gold-(arsenic)-sulfide Mayskoye, Nezhdaninskoye deposits (Northeast Russia province), gold-silver Kuranakh deposit (Aldan province), and some gold-silver deposits of the Circum Pacific belt; 6) Tertiary-Quaternary maximum (20–0 Ma) represented by gold-silver Porgera, Hishikari, Pueblo Viejo, Round Mountain and many other deposits (Circum-Pacific provinces). Circum Pacific belt concentrates various deposits (gold-quartz, gold-silver, gold-(arsenic)-sulfide types), which were formed in some discreet periods. Sometimes in the same period, the different deposit types were formed in different parts of the Pacific belt simultaneously (e.g. in the Late Cretaceous, gold-silver deposits of the Okhotsk-Chukchee province in the west versus gold-quartz deposits of the British Columbia in the east). Comparison between the various parts of the Circum Pacific demonstrates the high potential of the Okhotsk-Chukchee province.

In the geological history, maximums of the gold mineralization coincide with the riftogenic impulses (widening of the Earth) and maximums of a coal accumulation. Large gold deposits often demonstrate the sulfide and oxide (quartz) deposit pairs (e.g. Lebedinoye and Kuranakh, Muruntau and Daugyztau, Leadwill and Cripple Creek deposits. Giant gold deposits are explained as the large historical-geological anomalies, forming during the long temporal periods. In many cases, formation of giant deposits includes the long pre-ore (so cold ore-preparing) period, when

gold is concentrated in the host rocks as a barren impregnation. Analysis of the gold giants geological settings shows that the deposits were formed in the definite long-developed energetic centers ("focuses" of the endogenous (magmatic, metamorphogenic, hydrothermal-sedimentary, etc.) activity).

Gold giants are usually multi-stage deposits, they begin the ore-type series in the ore districts. The mineralogical-geochemical assemblages of the giant deposits embrace the variety of the compositions of many smaller nearby satellite deposits. Zones of the dispersed sulfidization are widespread in the various sedimentary and igneous rocks. However, especially in the black shales, they have a regional scale abundance being an important source of the gold (as well as PGE, silver, tin, tungsten) for the giant deposits. The large and super-large gold deposits in the black shales commonly include the first stages (e.g., hydrothermal-sedimentary, carbon-hydrogen-fluid) with the relatively barren dispersed metasomatic ores and the second stages (metamorphogenic or magmatogenic-hydrothermal) with more concentrated vein-type ores. Ore districts with the giant deposits commonly are characterized by the thorough (multi-stage) gold-bearing activity, including the primary and secondary inputs of gold, as well as the re-generation periods. Multi-stage origin of the ore matter sources is an important criterion for the gold deposit evaluation.

Structural factors determine the positions of 60% of the gold giants. Other 40% of the deposits are controlled by the coincidence of the structural, magmatic, and lithological factors. Main structural types of the giant gold deposits include: 1) long, wide intervals of the ore-bearing faults, schistosity and brecciation zones, as well as their intersections and conjugations (Sukhoy Log, Olimpiada, Nezhdaninskoye, Kumtor, Bakyrchik, Amantaitau, Daugyztau, Goldstrike, Comstock, Getchell, Homestake, Morrow Value, Ashanti, Prestea and others); 2) long and wide ore-bearing fracture systems consisting of the numerous common faults grouped "a la echelone" (Murantau, Natalka, Kalgurly, Hollinger-McIntair, Dome); 3) long bundles and zones consisted of the fractures and sub-parallel faults, including those in the incompetent rocks (Mayskoye, Kochbulak, Cripple Creek, Silverton-Telluride and others). The first type criteria include the bends and splits of the regional and local faults, and more rarely the large lens-like tectonic blocks -- in homogenous host rocks; intersections of the ore-bearing faults and small intrusive

stocks or horizons of the relatively incompetent rocks -- in inhomogenous host rocks; inherited cleavage zones in the axes of the compressed folds -- in any host rocks. The second type criteria include the ore-bearing fracture systems along the crests of the compressed folds, between the sub-parallel branches of the ore-bearing faults. The third type criteria are represented by bends and splits of the ore-bearing fault and their intersections with those of other orientation and the favorable horizons and the fragile block-plates, including the small intrusive stocks, dykes; at the epithermal deposits, the ore-bearing faults are superimposed on the local volcano-tectonic structures.

The differences of the physical-chemical conditions of the large and small deposits were studied on the fluid inclusion data. Epithermal (or gold-silver) deposits of the widespread adularia-quartz type are formed at the depth down to 1 km, at the relatively low pressures, in the open hydrothermal system, at the middle temperature (190–330°C) and low salinity (0–7,5 wt.% NaCl-equiv.) due to the mixing of the magmatic and meteoric fluids. Less widespread gold-(copper)-porphyry and alunite-quartz types are also formed at the low pressures, but higher temperatures (130–540°C) and higher salinity (20–40 wt.% NaCl-equiv.), that is connected with the participation of the magmatic fluids together with the mixed ones. All epithermal deposits are characterized by the instability of the ore-forming process: high temperature gradients, inter-stage temperature inversions, local drops and highs of pressure, and boiling of the fluids. Mesothermal (gold-quartz) deposits are formed at the depth of 1–5 km, in the closed hydrothermal system, at the average pressure of 1 kbar, middle temperature (200–300°C) and middle salinity (<4 wt.% NaCl-equiv.). Hypothermal (pre-Cambrian gold-sulfide-quartz deposits) are formed at the depth of 5–10 km, in the closed hydrothermal system, at the average pressure of 2 kbar, high temperature (100–500°C) and high salinity (0–28 wt.% NaCl-equiv.). Mesothermal and hypothermal deposits are alike by the higher stability of the ore-forming process and the higher, comparing with the epithermal type, role of the CO₂. There are the differences between the large and small deposits within the each class. The giant deposits are characterized by the higher amplitude of the temperature and salinity, which are supposed due to the numerous mineralization stages and the longer term of the deposit formation.

ЛИТЕРАТУРА

- Абишев Ю.Л., Левин Г.Б., Нарсеев В.А., Самарцев И.Т.* Васильковское месторождение // Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. С.7-21.
- Аксенова В.Д., Шевченко В.М.* Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тез. Докл. Всерос. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С.33-35.
- Апполонов В.Н., Кудрявцев Г.П., Щеглов А.Д.* Месторождение золота Хемло в Канаде // ГРМ. 1992. Т.34. № 6. С.80-89.
- Бабкин П.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А.* О температурных условиях формирования эндогенного оруденения Северо-Востока СССР // Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Материалы к VI Всесоюз. металлоген. совещ. Вып. IV. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. С.260-261.
- Басанин А.К., Кульнев А.С.* Условия формирования рудовмещающих разрывов в складчатой структуре Бестюбинского рудного поля (Северный Казахстан) // Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1986. С.137-157.
- Бахарев А.Г., Лейер П.У., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И.* Генетическая модель магматической составляющей Нежданнинской золотоносной рудно-магматической системы // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С.112-113.
- Бельков Е.В., Зиннатуллин М.З., Толстихин Ю.В.* Месторождение Школьное // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.М.Константинов, И.С.Розенблом, М.З.Зиннатуллин – ред. М.: Недра, 1992. 140 с.
- Беневольский Б.И., Константинов М.М., Флеров И.Ф.* и др. Золото // Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы. М.: ЦНИГРИ, 1993. С.382-408.
- Берг Георг.* Геохимия месторождений полезных ископаемых. М.: ОНТИ, Горн.-геол. изд., 1933. 352с.
- Бертман Э.Б.* Золоторудные формации жильных месторождений. Ташкент: Фан, 1990. 180 с.
- Бойцов В.Е., Иванов И.А., Минькин И.М.* Уран и золото на месторождении Мурунтау (Узбекистан) // Уникальные месторождения полезных ископаемых России: закономерности формирования и размещения. СПб.: Горн. унив, 1996. С.50-62.
- Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Константинов М.М.* и др. Критерии прогноза крупных месторождений цветных и благородных металлов // Советская геология. 1987. № 5. С.21-30.
- Бородаевский Н.И.* Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. М. Тр. ЦНИГРИ, 1960. Вып.35. 130 с.
- Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина И.В.* Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // ГРМ. 1996. Т.38. №3. С.238-256.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.А., Наумов В.Б., Носик Л.П., Миронова О.Ф.* Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданнинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // ГРМ. 1998. Т.40. №2. С.137-156.
- Борцовский Ю.А., Игнатов П.А., Ильин О.В., Медведевская Н.И.* Рудоносные растворы месторождений урана и золота наложенных впадин Северного Казахстана // Руды и металлы. 1995. №1. С.16-23.
- Брагин И.К., Касавченко Г.В., Шер С.Д., Зарембо Ю.Г.* Месторождение Мурунтау // Золото-

- рудные месторождения СССР. М.: ЦНИГРИ, 1986. Т.2. С.140-158.
- Брадинская Е.М., Развозжаева Э.А., Виленкин Э.А., Баранкевич В.Г.* Золотосодержащие углеродистые вещества в первичных рудах некоторых месторождений Центрального Алдана // ДАН СССР. 1981. Т.260. №2. С.282-284.
- Буряк В.А.* Формирование золотого оруденения в углеродсодержащих толщах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. №12. С.94-105.
- Буряк В.А., Умелевская Н.М.* Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (Генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования) // Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
- Буряк В.А., Попов Н.П., Дорофеев Д.А.* и др. Месторождение Сухой Лог // Геология золоторудных месторождений. 1986. Т.3. С.173-185.
- Варгунина Н.П., Полякова Т.П.* Околорудные метасоматические и геохимические критерии поисков и оценки вольфрам-золотого оруденения в углеродисто-терригенной толще. М.: Тр. ЦНИГРИ, 1989. Вып.232. С.53-57.
- Варгунина Н.П., Яблокова С.В.* Минералогическо-геохимические критерии поисков золотоносных кор выветривания (на примере района с золото-сульфидным вкрапленным оруденением"). М.: Тр. ЦНИГРИ, 1986. Вып.212. С.82-86.
- Ветлужских В.Г., Абрамов В.А., Кочетков А.Я., Николаев С.Н., Изумнов И.С.* Куранахское рудное поле // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ, 1988. С.56-67.
- Власов Г.М.* Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит; некоторые геологические проблемы тихоокеанской геологии // Тихоокеанская геология. 1994. Т.5. С.3-15.
- 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: Наука, 1985. С.39-43.
- Волков А.В.* Генетические особенности золото-сульфидного вкрапленного оруденения перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Проблемы рудно-формационного анализа. Магадан. 1994. С. 32-40.
- Ворошин С.В., Сидоров В.А., Тюкова Е.Э., Приставко В.А., Мельник В.Г.* Геология, геохимия, минералогия и перспективы платиноносности Наталкинского золоторудного месторождения (Северо-Восток России) // Платина России: проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Недра, 1995. Т.2. Кн.2. С.161-176.
- Гаврилов А.М., Новожилов Ю.И.* О формационной принадлежности месторождения Сухой Лог // Руды и металлы. 1997. №2. С.52-57.
- Гамянин Г.Н., Силичев М.К., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В.* Полиформационное золоторудное месторождение // ГРМ. 1985. №5. С.86-89.
- А.Д.Генкин, В.А.Лопатин, Р.А.Савельев* и др. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский кряж, Сибирь) // ГРМ. 1994. Т.36. №2. С.111-136.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т.1. С.486.
- Голенев В.Б., Гречишников Д.Н., Тютин А.И., Власов В.Н., Макурин В.Н.* Разведочная модель золоторудного месторождения Кубака // Руды и металлы. 1994. №1. С.57-67.
- Гончаров В.И., Сидоров А.А.* Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 380 с.
- Городинский М.Е., Стружков С.Ф.* Месторождение Каральвеем // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.М.Константинов, И.С.Розенблом, М.З.Зиннатуллин – ред. М.: Недра, 1992. 140 с.
- Горяинов С.В.* Закономерности размещения золотосульфидного оруденения олимпиадского типа, Енисейский кряж // Геология и геофизика. 1994. Т.35. №2. С.80-90.
- Горячев Н.А.* Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 212 с.
- Горячев Н.А., Чарч С.Е., Ньюберри Р.Дж.* Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тез. Докл. Всерос. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С.165-168.
- Гришин В.М.* Бестюбинский рудный узел. Месторождение Бестюбе // Золоторудные поля Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1971. С.100-114.
- Громова Е.И.* О золото-серебряно-сурьмяной минерализации на месторождении Чармитан // Узб. геол. журнал. 1990. №5. С.12-17.
- Джрбацян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелкоян Р.Л.* Некоторые закономерности взаимосвязи тектоники и магматизма Альпийской геосинклинальной области Антикавказа (Армянская ССР) // Зап. Арм. отд-ния Всесоюз. минер. о-ва. 1972. Вып.5. С.34-45.

- Дзялошинский В.Г.* Геологическое обоснование границ рудных тел в разведочных пересечениях // Отечественная геология. 1992. №10. С.25-31.
- Диаров А.Б., Пронин А.П., Абишев В.М. и др.* Эксплозивные брекчии Васильковского месторождения // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. С.23-30.
- Дистанов Э.Г., Стеблева А.Т., Оболенский А.А. и др.* Генезис Удерейского золото-мышьякового месторождения в Енисейском крае // Геология и геофизика. 1975. №8. С.19-27.
- Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др.* Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // ГРМ. 1996. Т.38. №6. С.467-484.
- Ермаков Н.П.* Геохимические системы флюидных включений в минералах. М.: Недра, 1972. 376 с.
- Ермолаев Н.П., Никифоров А.В., Хорошилов В.Л.* Баланс масс золота и сопутствующих компонентов при формировании сульфидно-вкрапленных руд месторождения Кумтор (Восточная Киргизия) // Руды и металлы. 1994. №1. С.37-44.
- Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. М.: ЦНИГРИ, 1989. 244 с.
- Иванкин П.Ф., Ажгирей Д.Г., Назарова Н.И.* Роль глубинных разломов в строении Центральных Кызылжумов и Нуратинского хребта // Советская геология. 1984. №3. С.66-71.
- Изох Э.П., Юдалевич З.А.* Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1975. 315 с.
- Ицксон М.И.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 232 с.
- Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И.* Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 315 с.
- Казаринов А.И.* Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки. Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып.18. С.5-30.
- Калинин А.И.* Месторождение Ветренское // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.М.Константинов, И.С.Розенблюм, М.З.Зиннатуллин – ред. М.: Недра, 1992а. 140 с.
- Калинин А.И.* Месторождение Наталка // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.М.Константинов, И.С.Розенблюм, М.З.Зиннатуллин – ред. М.: Недра, 1992б. 140 с.
- Ким Е.П., Цветков Л.П.* Минералогические особенности и генезис Палянского ртутного месторождения на Чукотке // Советская геология. 1968. №1. С.125-134.
- Константинов М.М.* К металлогении Тихоокеанского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. №7. С.6-15.
- Константинов М.М.* Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 164 с.
- Константинов М.М.* Локальный прогноз золоторудных полей // Разведка и охрана недр. 1985. №7. С.16-19.
- Константинов М.М.* Провинции благородных металлов. М.: Недра, 1991. 170 с.
- Константинов М.М.* Золоторудные гиганты // Отечественная геология. 1993. №6. С.75-83.
- Константинов М.М.* Оксидно-сульфидные ассоциации крупных золоторудных месторождений // Отечественная геология. 1997. №11. С.22-25.
- Константинов М.М., Бочек Л.И.* Зодское месторождение // Золоторудные месторождения. М.: ЦНИГРИ, 1984. Т.1. С.206-229.
- Константинов М.М., Грушин В.А.* Геологическая позиция Зодско-Агдуздагского золоторудного узла в Закавказье // Советская геология. 1969. №11. С.125-131.
- Константинов М.М., Грушин В.А.* Зодско-Агдуздагский золоторудный узел // Тр. ЦНИГРИ. 1972. Вып.101. С.12-35.
- Константинов М.М., Косовец Т.Н.* Стратиформное золото-кварцевое оруденение в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. №3. С.7-21.
- Константинов М.М., Аристов В.В., Вакин М.Е., Данковцев Р.Ф., Коньшиев В.О., Косовец Т.Н., Остроумова Н.П., Политов В.К., Симкин Г.С., Стружков С.Ф., Изотенкова В.А., Фогельман Н.А., Яновский В.М.* Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1998а. 155 с.
- Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н., Симкин Г.Н., Шишакова Л.Н.* Минералого-геохимическая зональность золоторудных месторождений // ГРМ. 1998б. Т.40. №1. С.20-34.
- Константинов Р.М.* Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С.19-30.
- Котов Н.В., Порицкая Л.Г.* Особенности геологического строения, минеральные ассоциации

- метасоматитов и вопросы генезиса золоторудного месторождения Мурунтау // Зап. ВМО. 1991. №4. С.59-69.
- Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф.* Универсальность эволюции золоторудных систем-ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения // Отечественная геология. 1995. №5. С.19-27.
- Кренделев Ф.П., Зозуленко Л.Б., Орлова Л.М.* Параметры растворов, метаморфизовавших металлоносные конгломераты, по данным исследований газовой-жидкой включений в гальках и новообразованных минералах // ДАН СССР. 1973. Т.212. №3. С.713-716.
- Кряжев С.Г., Кудрявцев С.Г.* Флюидный режим формирования кварцевожильного штокверка Мурунтау по результатам изучения изотопного состава кислорода кварца. XIV Симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. М.: ГЕОХИ РАН, 1995. С.124.
- Курбанов Н.К.* Полигенно-полихронные месторождения золота // Смирновский сборник 99: Научно-популярный альманах. М. 1999. С.144-197.
- Курбанов Н.К., Дзялошинский В.Г.* Особенности условий локализации золотого оруденения в терригенных комплексах Среднего Тяньшаня. Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып.212. С.3-15.
- 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 // ГРМ. 1984. №1. С.83-88.
- Линдгрэн В.* Минеральные месторождения. М.: ОНТИ, 1934. 220 с.
- Лугов С.Ф.* Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М.: Гостехиздат, 1962. 226 с.
- Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
- Магакьян И.Г., Амирян Ш.О.* Золото // Геология Армянской ССР. Ереван: Айпетрат, 1968. Т.VI. 440 с.
- Магакьян И.Г.* Структурно-металлогенетические зоны Малого Кавказа // Закономерности размещения... М.: АН СССР, 1960. Т.111. С.112-125.
- Маракушев А.А., Хохлов В.А.* Петрологическая модель формирования золоторудного месторождения Мурунтау (Западный Узбекистан) // ГРМ. 1992. №1. С.38-57.
- Маракушев А.А., Русинов В.А., Зотов И.А.* и др. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // ГРМ. 1997. Т.39. №6. С.483-501.
- Меликян Л.С.* Возраст и условия формирования верхнетретичной вулканогенно-осадочной толщи Зодского рудного поля // Изв. АН Арм. ССР. Сер. науки о Земле. 1968. №4. С.21-26.
- Мельников Ф.П.* Методы исследования газовой-жидкой включений в минералах // Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. М.: МГУ, 1979. С.15-27.
- Многофакторные прогнозно-поисковые модели золоторудных месторождений. М.М.Константинов, В.А.Нарсеев – ред. М.: ЦНИГРИ, 1989. 120 с.
- Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.* Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
- Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А.* и др. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. М.: ЦНИГРИ, 1986. 192 с.
- Недра Магаданской области. М.З.Зиннатуллин, В.И.Гончаров, В.А.Баннин – ред. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. 100 с.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М.* и др. Геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение золоторудных месторождений Байкальской складчатой области // Изотопное датирование... М.: РАН, 1993. С.124-146.
- Некрасов Е.М.* Структурные типы золоторудных месторождений, залегающих в различно деформированных песчанико-сланцевых толщах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. №3. С.57-71.
- Некрасов Е.М.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.
- Некрасов Е.М.* Главные геолого-структурные типы и особенности крупных эндогенных месторождений золота // Отечественная геология. 1996. №2. С.19-29.
- Некрасов Е.М.* Сходство и коренные различия крупных и рядовых трещинных месторождений золота // Руды и металлы. 1999. №3. С.48-62.
- Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
- Никаноров В.В.* Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане // ГРМ. 1993. Т.35. №5. С.450-454.
- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М.* Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ, 1999. 174с.
- Новожилов Ю.И., Сидоров А.А., Гаврилов А.М.* и др. Майское месторождение // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ, 1988. С.167-189.
- Новожилов Ю.И., Стороженко А.А., Гаврилов А.М.* и др. Олимпиадинское месторождение

- // Золоторудные м-ния СССР. М.: ЦНИГРИ, 1986. Т.3. С.126-146.
- Онису Х. И., Санделл Э.Б.* Геохимия редких элементов. М.: ИЛ, 1959. С.435-492.
- Пальмова Л.Г., Копнева Л.А.* Физико-химические условия формирования жильного и метасоматического кварца одного из золоторудных месторождений // Изв. Высш. уч. завед. Сер. геол. и разведка, М.: МГРИТ, 1977. №7. С.48-51.
- Пивенштейн Ю.Д.* Васильковское золоторудное месторождение в Кокчетавском районе // Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. С.44-45.
- Плутешко В.П., Яблокова С.В., Яновский В.М.* Наталкинское месторождение // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ, 1988. С.126-140.
- Покровский А.В., Карасева Т.А., Кусельман А.Р.* Метаморфические формации западного Узбекистана и их рудоносность. Ташкент: Фан, 1988. 120 с.
- Прокофьев В.Ю.* Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // ГРМ. 1998. Т.40. №6. С.514-528.
- Проскураков А.А., Хренов В.А., Полякова Л.Б.* О физико-химических параметрах рудообразующих растворов на Чармитанском золоторудном месторождении // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979. С.147-158.
- Прусаков А.М., Иванов П.А., Бищев К.Б.* Изменения параметров гидротермальных флюидов в рудовмещающей толще золоторудного месторождения Мурунтау (по данным глубинного бурения) // Тезисы докл. VIII Сопещения по термобаргеохимии. М.: ВНИИСМС, МГУ, ВИМС, 1992. С.104-106.
- Радкевич Е.А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
- Рай Д., Доу Б., Делево М.* Золоторудные месторождения Хомстейк, Южная Дакота: изотопный состав свинца, возраст минерализации и источники свинца в рудах северной части района Блэк-Хилс // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С.149-169.
- Рахматуллаев Х.Р.* О многовозрастности золоторудных формаций рудного поля Мурунтау // Зап. Узб. фил. Всес. мин. о-ва. 1989. Вып. 44. С.198-203.
- Редькин С.Ф., Редькина С.И.* Особенности структуры и зональность одного из золоторудных полей в вулканогенных и углисто-терригенных формаций. Тр. ЦНИГРИ. 1978. Вып.133. С.18-26.
- Редькин С.Ф., Хренов В.А., Редькина С.И.* Чармитанское месторождение // Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. С.186-199.
- Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
- Росляков Н.А.* Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
- Рундквист Д.В.* Эпохи реовенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // ГРМ. 1993. Т.35. №6. С.467-480.
- Рундквист Д.В.* Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи и стадии рудообразования // ГРМ. 1997. Т.39. №1. С.11-24.
- Рундквист И.Н., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др.* Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // ГРМ. 1992. №6. С.3-15.
- Савва Н.Е., Рожков П.Ю., Фомина М.И.* Проблемы науки и технического образования на Северо-Востоке России. Магадан: МФХГТУК, 1997. 140 с.
- Сагындыков К.С., Дзялошинский В.Г., Романов В.И. и др.* Геотектоническая позиция, состав и рудоносность углеродистой терригенно-флюидной формации венда Тянь-Шаня // Стратифицированные рудоносные формации докембрия и раннего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1989. С.14-27.
- Саркисян Г.А.* О прените и процессах пренитизации на одном золоторудном поле Армянской ССР // ДАН Арм. ССР. 1965. Т.41. №3. С.117-120.
- Сафонов Ю.Г.* Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // ГРМ. 1997. Т.39. №1. С.25-40.
- Сидоров А.А.* Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 145 с.
- Сидоров А.А.* Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. Магадан: СВКНИИ, 1978. 312 с.
- Сидоров А.А.* Эволюционно-исторические аспекты рудообразования // Вестник РАН. 1992. Т.8. С.91-103.
- Сидоров А.А.* О трех эволюционных линиях рудообразования // Докл. РАН. 1995а. Т.344. №2. С.219-221.

- Сидоров А.А.* Очерки исторической металлогении. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995б. 70 с.
- Сидоров А.А.* Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан. Тр. ДВО РАН. 1998. 246 с.
- Сидоров А.А., Волков А.В.* О некоторых аналогиях в строении и составе рудных залежей на золото-сульфидных месторождениях Карлин (США, штат Невада) и Майское (Россия, Чукотка) // Докл. РАН. 1998. Т.358. №2. С.226-230.
- Сидоров А.А., Берман Ю.С., Найбородин В.И.* К проблеме возраста субвулканического золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке СССР. // Советская геология. 1970. №8. С.77-85.
- Сидоров А.А., Еремин Р.А., Василенко В.П.* и др. Геолого-структурные и минералогические особенности проявлений золото-мышьяк-сурьмяной формации // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан. 1978. Вып.24. С.101-111.
- Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М.* О связи месторождений золотоносных вкрапленных руд с вулканогенным золото-серебряным оруденением // ДАН СССР. 1981. Т.261. №6. С.1398-1401.
- Сидоров А.А., Абрамсон Г.Я., Андреев Б.С.* и др. Поисково-оценочные критерии золоторудных месторождений перивулканических зон. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1982. 68 с.
- Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Дорофеев Д.А.* и др. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд // ДАН СССР. 1984. Т.275. №4. С.941-944.
- Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А.* и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.
- Сидоров А.А., Бялбжеский С.Г., Еремин Р.А.* Северо-Восточно-Азиатский постакреционный металлогенический пояс // Докл РАН. 1993. Т.329. №2. С.199-202.
- Сидоров А.А., Гончаров В.И., Приставко В.А.* и др. О металлах платиновой группы на Наталкинском золоторудном месторождении (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1997. Т.355. №6. С.801-804.
- Сидоров В.А., Приставко В.А., Гончаров В.И.* Модель золоторудного месторождения Наталка по геолого-геохимическим данным // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С.76-78.
- Силичев М.К.* Геологическое положение и особенности структуры Нежданинского золоторудного месторождения // ГРМ. 1970. Т.12. №2. С.96-102.
- Смирнов С.С.* О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. №2.
- Созинов Н.А., Горячкин Н.П., Ермолаев Н.П.* и др. Платиноиды в черных сланцах // Природа. 1997. №8. С.11-17.
- Соколов Б.А.* Нефтегазоносность Земли // Наука в России. 1996. №6 (96). С.16-20.
- Степанов В.А., Лайпанов Х.Х.* О рудокластах близповерхностного золото-серебряного месторождения Омолонского массива // ДАН СССР. 1991. Т.316. №2. С.444-447.
- Степанов В.А., Моисеенко В.Г.* Геология золота, серебра и ртути. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.
- Степанов В.А., Шишакова Л.Н.* Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 196 с.
- Степанов В.А., Морозова Л.В., Макурин В.Н.* Месторождение Кубака // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.: Недра, 1992. С.60-66.
- Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С., Шишакова Л.Н., Рублев А.Г.* Возраст руд Кубакинское месторождения золота // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. №5. С.89-97.
- Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В., Рыжов О.Б., Шергина Ю.П.* Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса // Кольма. 1994. №9-10. С.2-16.
- Тветто О.* Рудный район Ледвилл в штате Колорадо // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. С.283-308.
- Тилляев Х.* Некоторые геологические условия формирования и размещения золотого оруденения на Чармитанском рудном поле // Узбекский геологический журнал. 1973. №5. С.28-31.
- Томсон И.Н., Полякова О.П.* Минералого-геохимические индикаторы крупных рудных месторождений // Советская геология. 1984. №3. С.38-43.
- Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова О.П., Полохов В.П.* О новом типе углерод-ильменит-сульфидной минерализации негидротермального происхождения // ДАН СССР. 1984. Т.279. №3. С.727-730.

- Филонюк В.А., Домин Д.П., Шиверских Л.В., Алтунин Е.Г. О системе распределения золота в карстовых полостях Южной Якутии // Докл. АН СССР. 1977. Т.238. С.1189-1191.
- Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Кольмского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 216 с.
- Фогельман Н.А. Рудоносные эксплозивно-инъекционные брекчии близповерхностных золоторудных месторождений // Отечественная геология. 1998. №3. С.50-55.
- Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. №3. С.31-41.
- Фомина М.И. Северо-Восток России: проблемы экономики и народонаселения // Расширенные тез. докл. научной конференции. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. С.52.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические явления в западном Узбекистане. Ташкент: АН УзССР, 1958. 120 с.
- Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. Т.2. С.512-662.
- Холодов В.Н. Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. 80 с.
- Хорват В.А., Бертман Э.Б. Околожильные метасоматические породы Чармитанского месторождения // Металлогения и геохимия Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. С.14-29.
- Цопанов О.Х., Городинский М.Е., Давиденко Н.М., Толокольников А.И., Яковлев В.А., Скалацкий А.С., Нелюбов А.С., Ольшевский В.М. Каральвеемское месторождение // Золоторудные месторождения СССР. М.: ЦНИГРИ, 1988. Т.4. С.150-161.
- Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1972. 295 с.
- Шило Н.А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Кольмского пояса россыпной золотоносности. Тр.ВНИИ-1. Геология. Магадан. 1960. Вып.63. 211 с.
- Шило Н.А., Сидоров А.А., Загрузина И.А. Возраст золоторудных формаций Северо-Востока СССР и их связь с магматизмом // ДАН СССР. 1972. Т.204. №1. С.189-191.
- Шнейдерхен Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений // Рудные регенерированные месторождения. М.: ИЛ, 1957. С.63-82.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: ИЛ. 1958. 486 с.
- Шпикерман В.И., Горячев Н.А. Изучение изотопов рудного свинца на Северо-Востоке Азии // Кольмские вести. Магадан. 1999. №5. С.6-9.
- Шунько В.В., Щербань И.П. Чармитанское рудное поле // Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана. М.: Наука, 1990. С.66-96.
- Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 34 с.
- Щепотьев Ю.М., Вартамян С.С., Орешин В.Ю., Гузман Б.В. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. М.: ЦНИГРИ, 1989. 244 с.
- Щерба Г.Н. Колонна преобразования земной коры. Алма-Ата: Наука, 1975. 116 с.
- Щербань И.П., Цой Р.В., Иванов И.П. Околорудные метасоматиты западного Узбекистана. М.: Наука, 1990. 116 с.
- Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. М.: Недра, 1990. 246 с.
- Яновский В.М., Касаткина Н.П., Скобелев А.А., Рогачев Б.В. Нежданское рудное поле // Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ, 1988. С.7-27.
- Янишин А.Л., Боголепов К.В., Лаверов Н.П. и др. Строение и эволюция земной коры Сибири на основе поэтапного тектонического районирования // Тез. докл. 27-ой сессии МГК. М.: Наука, 1984. Т.3. С.465-466.
- Anderson W.B., Eaton P.C. Gold mineralization at the Emperor mine, Vatukola, Fiji // Journ. Geochem. Explor. 1990. V.36. P.267-296.
- Ansdell K.M., Kyzer T.K. Mesothermal gold mineralization in a Proterozoic greenstone belt: Western Flin Flon domain, Saskatchewan, Canada // Econ. Geol. V.87. 1992. P.1496-1524.
- Arribas A., Jr. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid // Magmas, Fluids, and Ore Deposits. J.F.H.Thompson – ed. Mineralogical Association of Canada Short Course. 1995. V.23. P.419-454.
- Arribas A., Jr., Cunningham C.G., Rytuba J.J., Rye R.O., Kelly W.C., Podwysocki M.H., McKee E.H., Tosdall R.M. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain // Econ. Geol. 1995. V.90. P.795-822.
- Ashley R.P. The Goldfield gold district, Esmeralda and Nye Counties, Nevada // US Geol. Surv. Bull.

1990. №1857–H. Epithermal Gold Deposits. Part I. P.49-66.
- Barley M.E., Groves D.I.* Mesothermal gold mineralisation in the Yilgarn Craton, Western Australia, the result of late Archean convergent tectonic // *Chron. Rech. Min.* 1990. №498. P.1993-2007.
- Barnicoat A.G., Henderson H.C., Knipe R.J.* et al. Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin // *Nature*. 1997. V.386. №6627. P.820-824.
- Batton A.* Transvaal and Hamersley Basins – Review of Basin Development and Mineral Deposits // *Mineral Sci. Eng.* 1976. V.8. №4. P.14-28.
- Berger B.R., Bonham H.F.* Epithermal gold-silver deposits in the western United States: time-space products of evolving plutonic, volcanic and tectonic environments // *Journ. Geochem. Explor.* 1990. V.36. P.103-1452.
- Birak D.J., Hawkins R.B.* The geology of the Enfield Bell mine and the Jerritt Canyon district, Elko county, Nevada // *Report of Nevada's Bureau of Mines and Geology*. 1986. №40. P.56-64.
- Blenkinsop T.G., Mumm A.S., Kumi R., Sangmor S.* Structural geology of the Ashanti gold mine, Obuasi, Ghana. Metallogensis of selected gold deposits in Africa // *Geol. Jahrb. D.* 1994. №100. 679 p.
- Bodnar R.J., Reynolds T.J., Kuehn C.A.* Fluid inclusion systematics in epithermal systems // *Econ. Geol. Reviews*. 1985. V.2. P.73-97.
- Bohlke J.K., Kistler R.W.* Rb-Sr, K-Ar, and stable isotope evidence for the ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the Northern Sierra Nevada Foothills metamorphic belt, California // *Econ. Geol.* 1986. V.81. P.296-322.
- Bowell R.I., Foster R.P., Stanley C.J.* Telluride mineralization at Ashanti gold mine, Ghana // *Mineralogical Magazine*. December 1990. V.54. P.617-627.
- Boyle R.W.* The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). Canada Geological Survey Bull. 1979. V.280. 584 p.
- Boyle R.W., Steacy H.R.* An auriferous radioactive hydrocarbon from the Richardson mine, Elborado, Ontario, Geological Survey of Canada. Report of activities. Part A. April to October, 1972. 584 p.
- Bristol W.W., Guenther B.W.* Jerritt Canyon's transition to underground mining // *Mining Engineering*. 1997. V.49. №11. P.47-49.
- Bruha D.J., Noble D.C.* Hypogene quartz-alunite±pyrite alteration formed by moderate saline, ascendant hydrothermal solutions // *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*. 1983. V.15-5. P.325.
- Burrows D.R., Wood P.C., Spooner E.T.C.* Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archean gold-quartz vein ore deposits // *Nature*. 1986. V.321. P.851-854.
- Caddey S.W., Bachman R. L., Kambell T.J.* et al. The Homestake Gold Mine, an Early Proterozoic Iron-Formation-Hosted Gold Deposits, Lawrence County // *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1991. V.1857-J. P.1-67.
- Cameron E.M., Hattori K.* Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids // *Econ. Geol.* 1987. V.82. P.1177-1191.
- Casadevall T., Ohmoto H.* Sunnyside mine, Eureka mining district, San Juan County, Colorado: Geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment // *Econ. Geol.* 1977. V.72. P.1285-1320.
- Charoy B., Gonzalez-Partida E.* Analyse des phases fluides associees a la genese des amas sulfures et des filons Au-Ag de la province de Taxco-Guanajuato (Mexique) // *Bull. Miner.* 1984. V.107. №2. P.285-305.
- Chil-Sup So, Seong-Taek Yun.* Jurassic mesothermal gold mineralization of the Samhwanghak Mine, Youngdong Area, Republic of Korea: Constraints on hydrothermal fluid geochemistry // *Econ. Geol.* 1997. V.92. №1. P.60-80.
- Clark M.E., Carmichael D.M., Hodgson C.J., Fu M.* Wall-rock alteration, Victory gold mine, Kambalda, Western Australia: processes and P-T-X_{CO₂} conditions of metasomatism // *Econ. Geol.* 1989. Monograph 6. P.445-459.
- Cooke D.R., Boom M.S.* Epithermal and subjacent porphyry mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines: a fluid inclusion and paragenetic study // *Journ. Geochem. Explor.* 1990. №35. P.297-340.
- Comsti M.E.C., Villones Jr. R.J., De Jesus C.V., Natividad A.R., Rollan L.A., Duroy A.C.* Mineralization at the Kelly gold mine, Baguio District, Philippines: fluid inclusion and wall-rock alteration studies // *Journ. Geochem. Explor.* 1990. №35. P.341-362.
- Corbett G.J., Leach T.M.* Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization // *Soc. Econ. Geol. Special Publication*. Number 6. 1998. 238 p.
- Coveney R.M., Nansheng C.* Ni-Mo-PGE rich ores in Chinese black shales and speculations on possible analogues in the United States // *Min. Depos.* 1991. V.26. №2.
- Cox C.F., Wall V.J.* Deformational and metamorphic

- processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits – examples from the Lachlan Fold Belt in Central Victoria, Australia // *Ore geol. Rev.* 1991. V.6. №5. P.391 – 423.
- Davidson C.F.* The present state of the Witwatersrand controversy // *Min. Mag.* 1960. V.102. №2-4. P.18-30.
- De Ronde C.E.J., Spooner E.T.C., de Wit M.J., Bray C.J.* Shear zone-related, Au quartz vein deposits in the Barberton greenstone belt, South Africa: Fluid and petrographic characteristics, fluid properties, and light stable isotope geochemistry // *Econ. Geol.* 1992. V.87. P.366-402.
- Elder T., Cashman S.M.* Tectonic control and fluid evolution in the Quartz Hill, California, lode gold deposits // *Econ. Geol.* 1992. V.87. P.1795-1812.
- Emmons D.L., Coyle R.D.* Echo Bay details exploration activities at the Cove gold deposit in Nevada // *Mining Engineering (USA)*. 1988. V.40. №8. P.791-794.
- Emmons, W.* Gold deposits of the world: McGraw-Hill. New York & London. 1937. 562 p.
- Fleming A.W., Handley G.A., Williams K.L.* The Porgera Gold Deposit, Papua New Guinea // *Econ. Geol.* 1986. V.81. P.660-680.
- Friesen B., Kusins B., Kennedy P., Drown P.* Geology of the Golden Giant // *Can. Min. Journ.* July 1985. P.53-54.
- Frimmel H.E., Mintev W.E.* The mobility of Witwatersrand gold during post-depositional alteration // *Source, Transport and Deposition of Minerals*. Rotterdam. 1991. P.657-660.
- Gamyranin G.N., Alpatov V.V., Bakharev A.G.* Conditions for a formation of large gold ore deposits // *Symp. Int. Assoc. Genes. Ore Deposits*. Beijing. 1994. P.454-455.
- Goldfarb R.J., Leach D.L., Rose S.C., Landis G.P.* Fluid inclusion geochemistry of gold-bearing quartz veins of the Juneau gold belt, Southeastern Alaska: Implications for ore genesis // *Econ. Geol.* 1989. Monograph 6. P.363-375.
- Goldfarb R.J., Miller L.D., Leach D.L., Lawrence W.S.* Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska // *Econ. Geol.* 1997. Monograph 9. P.151-190.
- Groves D.I., Barley M.E., Ho S.E.* Nature, genesis, and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn block, Western Australia // *Econ. Geol.* 1989. Monograph 6. P.71-85.
- Groves D.I., Philips N., Houston S.M., Standing C.A.* Craton-scale distribution of Archean greenstone gold deposits: productive capacity of the metamorphic model // *Econ. Geol.* 1987. V.82. P.2045-2058.
- Handley G.A., Henry D.D.* Porgera gold deposit: Australian Inst // *Mining Metallurgy Mon.* 1990. V.14. P.1717-1724.
- Handley G.A., Bradshaw P.M.D.* The Porgera gold deposit, Papua New Guinea // *Gold '86: Willo-wdale, Ontario, Konsult Internat.* Macdonald A.J. – ed. 1986. P.416-424.
- Harris D.C.* Minerals in the main Hemlo gold deposit, Ontario // *Current Research, Part A. Geol. Surv. Can.* 1986. Paper 86-1A. P.49-54.
- Harris D.C.* The mineralogy and geochemistry of the Hemlo gold deposit, Ontario // *Geol. Econ. Rept. Geol. Surv. Can.* 1989. P.1-88.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., Foley, N.K.* Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits: in *Geology and geochemistry of epithermal systems*, B.R.Berger, Bethke P.M. – eds. // *Econ. Geol. Reviews*. 1985. V.2. P.129-167.
- Hedenquist J.W., Matsuhisa Y., Izawa E., White N.C., Giggenbach W.F., Aoki M.* Geology and geochemistry of high-sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan // *Econ. Geol.* 1994. V.89. P.1-30.
- Hiram R.* Geology of Precambrian rocks in the Poorman anticlinorium and Homestake mine, Black Hills, South Dakota // *Metallogeny of gold in the Black Hills, South Dakota: Soc. Econ. Geol. Guidebook Series*. 1990. V.7. P.103-111.
- Hodgson C.J., Love D.A., Hamilton J.V.* Giant mesothermal gold deposits: descriptive characteristics, genetic model and exploration are selection criteria // *Giant ore deposits. SEG SP-2*. 1995. P.157-206.
- Hofstra A.H., Snee L.W., Rye R.O.* Age Constraints on Jerritt Canyon and Other Carlin – Type Gold Deposits in the Western United States – Relationship to Mid-Tertiary Extension and Magmatism // *Econ. Geol.* 1999. V.94. №6. P.769-803.
- Hofmann A.M.* Early Evolution of Continents // *Science*. 1997. V.275. 109 p.
- Holland F.D.* Stratigraphic controls of gold mineralization, Carlin Trend, Nevada/Geological symposium, Nevada's division, 14 April 1989 // *Nevada's Division Geological Survey, miscellaneous ser. 1992. №76. P.14-15.*
- Hollister V.F.* Fort Knox porphyry gold deposit, Fairbanks, Alaska // *Case histories of mineral discoveries. Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. Littleton, Colorado*. 1991. V.3. P.243-247.
- Hrdy F., Kyzer T.K.* Origin, timing and fluid characteristics of an auriferous event: the Proterozoic Jasper Lode gold deposits, Saskatchewan, Canada // *Econ. Geol.* 1995. V.90. P.1918-1933.

- Hunken U., Klemd R., Olesch M.* Fluid inclusions in quartz pebbles of Proterozoic Tarkwaian conglomerates in Ghana // *Metallogenesis of selected gold deposits in Africa. Geologisches Jahrbuch Reihe D. Heft 100.* Hannover. 1994. P.313-342.
- Hutchinson R.W.* Metallogeny of Precambrian gold deposits: Space and time relationships // *Econ. Geol.* 1978. V.82. №8. P.1993-2007.
- Hutchinson R.W., Viljoen R.P.* Re-evaluation of gold source in Witwatersrand ores. // *S. Afr. Geol.* 1988. №186 91 (2). P.157-173.
- Ibaraki K., Suzuki R.* Trace element distribution of Honko and Yamada Deposit, the Hishikavi Mine, Kyushu, Japan // *Min. Geol.* 1991. V.41 (2). P.63-75.
- Izava E., Urashima Y., Ibaraki K., Suzuki R., Yokoyama T., Kawasaki K., Koga A., Taguchi S.* The Hishikari gold deposit: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan // *Journ. Geochem. Explor.* 1990. V.36. P.1-56.
- Jannas R.R., Beane R.E., Ahler B.A., Brosnahan D.R.* Gold and copper mineralization at the El Indio deposit, Chile // *Journ. Geochem. Explor.* 1990. V.36. P.233-266.
- Jianping Zh., Kai H., Jianjun L.* Genesis and geological-geochemical characters of the Rushan gold deposit, Shandong, China // *Chinese journal of geochemistry.* 1996. V.15. №3. P.203-212.
- John D.A., Nash J.T., Clark C.W., Wulftange W.H.* Geology, hydrothermal alteration, and mineralization at the Paradise Peak gold-silver-mercury deposit, Nye County, Nevada // *Geology and Ore Deposits of the Great Basin. Symposium Proceedings.* G.L.Raines, R.E.Lisle, R.W.Schafer, W.H.Wilkinson – eds. Geol. Soc. Nevada, Reno. 1991. P.1020-1050.
- Joralemon P.* A major Gold Belt takes Shape in Nevada // *Min. Engener.* 1978. №7. P.17-21.
- Kenowna Belle* // *Mining Journal Supplement.* 1998. V.330. №8477. P.5-7.
- Kesler S.E., Russell N., Seward M., Rivera J., Mc Curdy K., Cumming G.L., Sutter J.F.* Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver oxide deposit, Dominican Republic // *Econ. Geol.* 1981. V.76. P.1096-1117.
- Kevin L.S., Chil-Sup So, Jin-Su Chang.* Gold-rich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea: Geochemical studies of the Jungwon gold area // *Econ. Geol.* 1988. V.83. №6. P.1013-1024.
- Konstantinov M.M., Rosenblum I.S., Strujkov S.F.* Types of silver epithermal deposits, Northeast Russia // *Econ. Geol.* 1993. V.88 (7). P.1797-1809.
- Kuhns R.J.* Magmatism, Metamorphism and Deformation at Hemlo, Ontario, and the Timing of Au-Mo Mineralization in the Golden Giant Mine // *Econ. Geol.* 1984. V.89. P.720-756.
- Kwak T.A.P.* Geochemical and temperature controls on ore mineralization at the Emperor gold mine, Vatukola, Fiji // *Journ. Geochem. Explor.* 1990. V.36. P.297-337.
- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K.* An exploration model for intrusion related gold systems // *SEG Newsletter.* 2000. №40. P.1-15.
- Leitch C.H.B.* Bralorne, a Mesothermal, shield-type vein gold deposit of Cretaceous age in southwestern British Columbia // *CIM. Bull.* 1990. V.83. №941. P.53-80.
- Leitch C.H.B., Godwin C.I., Brown T.H., Taylor B.E.* Geochemistry of mineralizing fluids in the Bralorne-Pioneer mesothermal gold vein deposit, British Columbia Canada // *Econ. Geol.* 1991. V.86. P.318-353.
- Lindgren, W.* Mineral deposits. 4th ed. New York. 1933. 930 p.
- Masterson W.D., Kyle J.R.* Geological, geochemical, stable isotope, and fluid inclusion characteristics of epithermal gold mineralization, Velvet District, Nevada // *Journ. Geochem. Explor.* 1984. V.20. №1. P.55-74.
- Matsuhisa Y., Masahiro A.* Temperature and oxygen isotope variations during Formation of the Hisikari Epythermal gold – silver veins, southern Kyushu, Japan // *Econ. Geol.* 1994. V.89. P.1608-1613.
- Mo C., Wang X., Cheng J.* Auriferous quartz veins from the Dongping gold deposit, NW Hebei province and metallogenesis – Fluid inclusion Rb-Sr isochron evidence // *Chinese journal. geochem.* 1996. V.15. №3. P.265-271.
- Molnar F.* Temporal and spatial evolution hydrothermal fluids in the Au-Ag ore deposit of Telkibanya (Tokoj Mts, NE Hungary) // *Plinius.* 1991. №5. P.16-27.
- Muntean J.L., Kesler S.E., Russell N., Polanco J.* Evolution of the Monte Negro acid sulfate Au-Ag deposit, Pueblo Viejo, Dominican Republic: Important factors in grade development // *Econ. Geol.* 1990. V.85. P.1738-1758.
- Nesbitt B.E., Muehlenbachs K.* Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: Evidence for ore formation from evolved meteoric water // *Econ. Geol.* 1989. Monograph 6. P.553-563.

- Nesbitt B.E., Murowchick J.B., Muehlenbachs K.* Dual origin of lode gold deposits in the Canadian Cordillera // *Geology*. 1986. V.14. P.506-509.
- Noble J.A.* Ore mineralization in the Homestake gold mine, Lead, South Dakota // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1950. V.61. №3. P.221-252.
- Oberthur T., Vetter U., Mumm A.S. et al.* The Ashanti Gold at Obuasi, Ghana: Mineralogical, Geochemical, Stable Isotope and Fluid Inclusion Studies on the Metallogenesis of the Deposit // *Metallogenesis of Selected Gold Deposits in Africa*. Hannover. 1994.
- Oberthur T., Mumm A.S., Vetter U., Simon K., Amanor J.A.* Gold mineralization in the Ashanti belt of Ghana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry // *Econ. Geol.* 1996. V.91. №2. P.289-301.
- Oreskes N., Einaudi M.T., Hitzman M.W.* Tectonic Setting of Olympic Dam and Relation to Other Proterozoic Fe-REE Deposits // *Abstract. V.2 of 3, 28-th International Geologic Congress*. Washington, D.C. USA. July 9-19. 1989. P.550-551.
- Paulsen S., Borg G., Ebertz D., Hohndorf A., Rammlmair D., Sengpiel K-P.* The Tanzanian-German gold project 1988/90, a case history of an interdisciplinary cooperation project // *Geologisches Jahrbuch*. Reiche A. 1991. №127. P.57-81.
- Peters S.G., Golding S.D.* Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of granitoid-hosted gold-bearing quartz veins, Chapters Towers, Northeastern Australia // *Econ. Geol.* 1989. Monograph 6. P.260-273.
- Phillips G.N.* Metamorphic fluids and gold // *Mine. Mag.* 1993, V.57. P.365-374.
- Phillips G.N., Groves D.I.* The nature of Archean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia // *Journ. Geol. Soc. Austral.* 1983. №1\2. P.25-39.
- Radtke A.S., Scheiner B.G.* Studies of hydrothermal gold deposition at Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold depositions // *Econ. Geol.* 1970. V.75. №5. P.641-672.
- Radtke A.S., Rye R.O., Dickson F.W.* Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit // *Econ. Geol.* 1980. V.75. P.641-672.
- Reimer T.O.* Alternative model for the derivation of gold in the Witwatersrand Supergroup // *Journ. Geol. Soc. London*. 1984. V.41. P.263-272.
- Ren S.K., Helthersay P.S.* The Kenowna Belle gold deposit: implication for Archaean gold metallogeny/9-th Symposium International association of genesis ore deposits. Beijing, 12-18 August, 1994 // *Abstract.Beiling*. 1994. V.2. P.812-813.
- Rey D.M., Rey D.O.* Homestake Gold Mine, South Dakota: I.Stable isotope studies // *Econ. Geol.* 1974. V.69. P.293-317.
- Richards J.P.* Magmatic-epithermal transitions in alkalic systems: Porgera gold deposit, Papua New Guinea // *Geology*. 1992. V.20. №6. P.547-550.
- Richards J.P., Kerrich R.* The Porgera gold mine, Papua New Guinea: Magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alcaic-type precious metal deposit // *Econ. Geol.* 1993. V.88. P.1017-1052.
- Robert F., Kelly W.C.* Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada // *Econ. Geol.* 1987. V.82. P.1464-1482.
- Roberts D.E., Hydson G.R.T.* The Olympic Dam copper-uranium gold deposit, Roxby Domns, South Australia // *Econ. Geol.* 1983. V.78. №5. P.799-822.
- Robinson B.W., Christie A.B.* Epithermal silver-gold mineralization, Maratoto mine, New Zealand: Stable isotopes and fluid inclusions // *Proc. 5th Quadrenn. JAGOD Symp.* Utah. 1978. V.1. Stuttgart. 1980. P.719-730.
- Roedder E.* Fluid inclusions. Reviews in mineralogy. Mineral. Soc. Amer. 1984. V.12. 644 p.
- Rushton R.W., Nesbitt B.E., Muehlenbachs K., Mortensen J.K.* A fluid inclusion and stable isotope study of Au quartz veins in the Klondike District, Yukon Territory, Canada: A section through a mesothermal vein system // *Econ. Geol.* 1993. V.88. P.647-678.
- Sander M.V., Einaudi M.T.* Epithermal deposition of gold during transition from propylite to potassic alteration at Round Mountain, Nevada // *Econ. Geol.* 1990. V.85. P.285-311.
- Sanger von Oepen P., Friedrich G., Vogt J.H.* Fluid evolution, wallrock alteration, and ore mineralization associated with the Rodalquilar epithermal gold deposit in southeast Spain // *Mineral. Deposita*. 1989. V.24. P.235-243.
- Sanger von Oepen P., Friedrich G., Kisters A.* Comparison between the fluid characteristics of the Rodalquilar and two neighboring epithermal gold deposits in Spain // *Mineral. Deposita*. 1990. V.25. P.236-241.
- Schwartz M.O.* P-T-X constraints for fluids in the Ashanti gold deposit, Ghana // *Plinius*. 1991. №5. P.104-112.
- Sheaker J.T.* Carolin mines: a geological update // *Western Miner.* 1983. V.58. №11. P.21-24.
- Shelton K.L., So C.-S., Halussler G.T., Chi S.-J., Lee K.-Y.* Geochemical studies of the Tongyoung gold-silver deposits, Republic of Korea: Evi-

- dence of meteoric water dominance in a Te-bearing epithermal system // *Econ. Geol.* 1990. V.85. P.1114-1132.
- Shepherd T.J.* Fluid inclusion study of the Witwatersrand gold-uranium ores // *Phil. Trans. Royal Lond.* 1977. V.286A. P.549-565.
- Shikazono N.* Mineralogical and fluid inclusion features of rock alterations in the Seigoshi gold-silver mining district, western part of the Izu Peninsula // *Japan. Chem. Geol.* 1985. V.49. №1-3. P.213-230.
- Significant Metalliferous and Selected non-Metalliferous Lode Deposits and Placer Districts for Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. Open-File Report 96-513-A. U.S. Department of the Interior // *US Geol. Surv.* 1996. P.386.
- Sillitoe R.H.* Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the circum-pacific region during the last 25 years. Metal mining agency of Japan. 1995a. 127 p.
- Sillitoe R.H.* Giant and Bonanza Gold deposits in the epithermal environment: assessment of potential genetic factors // *Giant ore deposits.* New York. 1995b. P.125-1555.
- Sillitoe R.H.* Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region // *Australian Jburn. Earth Sci.* 1997. №44. P.373-388.
- Sillitoe R.H., Lorson R.C.* Epithermal gold-silver-mercury deposits at Paradise Peak, Nevada: Ore controls, porphyry gold association, detachment faulting and supergene oxidation // *Econ. Geol.* 1994. V.89. P.1228-1248.
- Sillitoe R.H., Angeles C.A., Comia G.M., Antioquia E.C., Abeya R.B.* An acid-sulfate type lode gold deposit at Nalesbitan, Luzon, Philippines // *Journ. Geochem. Explor.* 1990. V.35. P.387-411.
- Smith P.K.* Geology of Cochrane Hill gold deposit, Guysborough County, Nova Scotia // *Geol. Surv. Canada.* 1983. Pap. №83-1B. 439 p.
- Suttill K.R.* Ghanas golden grow // *Eng. Min. Journ.* 1989. June. P.23-33.
- Takenouchi S.* Fluid inclusion studies in the Nansatsu district, southern Kyshu // *Japan. Mining Geol.* 1983. V.33. №4. P.237-245.
- Tan L.P., Yu B.S., Kuo C.L.* Geochemical zonations of the Chinkuashih gold-copper deposits, Taiwan // *Resource Geol. Special Issue.* 1993. V.16. P.95-106.
- Valliant R.* The Geology of the Hemlo pyritic gold deposit in light of the Bousgnet and Dovon examples // *Canadian Mining Journal.* 1985. May. P.34-47.
- Van Leeuwen T.M., Leach T., Hawke A.A., Hawke M.M.* The Kelian disseminated gold deposit, east Kalimantan, Indonesia // *Journ. Geochem. Explor.* 1990. V.35. P.1-61.
- Vikre P.G.* Precious metal vein systems in the National district, Humboldt County, Nevada // *Econ. Geol.* 1985. V.80. №2. P.360-393.
- Vikre P.G.* Ledge formation at the Sandstorm and Kendall gold mines, Goldfield, Nevada // *Econ. Geol.* 1989. V.84. P.2115-2138.
- Wallece A.B.* Possible signatures of buried porphyry copper deposits in Middle to Late Tertiary volcanic rocks of Western Nevada // *Programs and Abstracts, 5th Symposium, Snowbird, Alta, Utah, USA.* 1978. P.198.
- Weir R.H.Jr., Kerrick D.M.* Mineralogic, fluid inclusion and stable isotope studies of several gold mines in the Mother Lode, Tuolumne and Mariposa Counties, California // *Econ. Geol.* 1987. V.82. P.328-344.
- Wells J.D., Mullens T.E.* Gold-bearing arsenic pyrites determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold mines, Nevada // *Econ. Geol.* 1973. V.68. №2. P.187-201.
- White, N.C., Hedenquist, J.W.* Epithermal gold deposits, styles, characteristics and exploration // *SEG Newsletter.* 1995. V.23. P.1, 9-13.
- Witwatersrand gold – 100 years. Johannesburg. 1986. 298 p.
- Witt W.K., Knight J.T., Mikucki E.J.* A synmetamorphic lateral fluid flow model for gold mineralization in the Archean Southern Kalgoorlie and Norseman Terranes, Western Australia // *Econ. Geol.* 1997. V.92. №4. P.407-437.
- Wu C., Han Z., Wang G., Guo Y.* Recognition on Structure and Ore-controlling in Stratified Yindongpo Au Deposit. *Diqin Kexue: Zhongguo Dirhi Daxue Xuebao* // *Earth. Sci. J. China Univ. Geosci.* 1994. V.19. №4. P.471- 481.
- Yinqing L.* Geochemical characteristics of the ore-forming fluids of the Haigou gold deposit // *Acta geologica Sinica.* 1994. V.68. №1. P.48-61.
- Zhang X., Nesbitt B.E., Muehlenbachs K.* Gold mineralization in the Okanagan Valley, Southern British Columbia: Fluid inclusion and stable isotope studies // *Econ. Geol.* 1989. V.84. P.410-424.
- Zhang D.L.D., Zhao Y., Chen J.L.Z., Zhang K.* The Zijinshan deposit: the first example of quartz-alunite type epithermal deposit in the continent of China // *Resource Geol.* 1994. V.44. P.93-99.
- Zhengen Zh., Nansheng Ch.* Geochemical characteristics of Jinwozi gold deposit, Xinjiang // *Chinese journal of geochemistry.* 1991. №2. P.99-108.

Указатель месторождений

- Айдахо-Спрингс 227, 228
Ажеши 235
Ажупан 238
Аляска-Джуно 164, 236, 243
Аляска-Тредвелл 230, 231
Амантайтау 202, 206
Аметистовое 164
Атабаска 178, 195, 196
Аток 222
Ашанти 9, 76–80, 173, 202, 203, 205, 208, 238, 245
Багио 220, 222, 238
Багио-Голд 222
Бакырчик 175, 178, 189, 193, 202, 251
Балей 160, 165
Балларат 188, 224, 225
Барбертон 178
Бая Маре 15
Бельвью 238, 245
Бендиго 9, 87–94, 160, 173, 188
Березовское 12
Бестюбе 230
Бибиани 231
Бингем 164, 175, 187, 181, 182, 190
Болиден 175
Бралорн 163
Бралорн-Пионер 230, 236, 243
Бриндакит 91
Брокен Хилл 177
Буланхулу 224, 225, 226, 227
Бушвельд 160, 175, 177, 186
Васильковское 9, 94–98, 160, 200, 202, 208, 251
Велвет 234, 240
Ветренское 236
Виктори 238
Виндонгио 92
Витватерсранд 9, 16, 150–156, 157, 172, 175, 176, 177, 186, 195, 196
Гейта 230, 231, 232
Гетчелл 190, 202
Глоб-Феникс 227, 228
Голд Кворри 47, 183, 188, 199, 200, 223
Голдстрайк 202
Голдфилд 164, 235, 240, 241
Голец Высочайший 211
Грасберг 242
Грасс-Валли 227
Гуанохуато 160, 1164, 234, 240
Дарасун 272, 227, 228, 240
Даугызтау 169, 202, 206
Дегдекан 181
Джаспер Лоуд 238, 245
Джеррит-Каньон 224, 227
Джинвози 236
Джульетта 165, 185
Джунгван 236
Джуно 188
Донглин 236, 243
Доум 213, 217, 219
Дукат 15, 157, 163, 175, 181, 182, 185, 240
Дуэт 91
Зижиншан 235
Зодское 9, 15, 106–115, 227, 228, 240
Ивато 235
Иеллоунайф 157
Иньяга 187
Исуа 175, 177
Калгурли 157, 178, 186, 213, 215, 238, 245
Канимансур 157, 160
Каральвеем 236
Карамкен 15
Карлин 9, 11, 45–52, 164, 175, 178, 182, 183, 188, 189, 190, 192, 193, 199, 224, 227, 241, 251
Каролин 92
Касуга 235
Кварц Хиллс 236, 243
Келиан 234, 240
Келли 238
Кемпбелл-Дикенсон 202

- Кеновна-Белле 202, 204, 205, 208
 Кенсингтон 236, 243
 Керкленд Лейк 157, 202, 208
 Керр-Эдисон 202, 208, 209
 Клинтон 177
 Клондайк 236, 243
 Ключевское 12
 Кобальт 160
 Кокпатас 251
 Кокран-Хилл 92
 Колар 157, 224, 225
 Комшток 160, 164, 202
 Кониорэм 219
 Кортес 46, 190
 Кочбулак 220, 222
 Кочжарь 12, 172
 Крипл Крик 164, 169, 172, 178, 220, 221, 222
 Кубака 9, 98–104, 160, 187, 251
 Кумтор 9, 52–57, 160, 178, 186, 193, 202, 205, 251
 Куранах 9, 124–131, 160, 168
 Куроко 175
 Кючус 224, 225, 227
 Ла-Койпа 235, 241
 Лебединое 168
 Ледвилл 168, 169
 Лихир 200, 223
 Лунное 15
 Мазер Лоуд 163, 188, 236, 243
 Майское 9, 28–37, 160, 163, 175, 177, 178, 179, 180, 182, 185, 188, 189, 193, 195, 220, 222
 Мак-Интайр 213, 217
 Маратото 234, 240
 Маррей 224
 Меградзор 240
 Мейкл 50, 224, 227
 Меркер 190
 Мечта 15
 Многовершинное 15, 164, 222
 Морнинг-Стар 230, 231
 Морроу-Велью 202, 208, 209, 210
 Мурунтау 9, 160, 169, 173, 186, 195, 213, 215, 238, 245, 251
 Нансацу 235, 240, 241
 Наталкинское 9, 179, 180, 181, 185, 188, 213, 216, 236
 Нашенал 234, 240
 Нежданинское 9, 80–87, 160, 163, 170, 177, 178, 179, 180, 185, 188, 189, 193, 202, 206
 Нелесбитан 235, 241
 Ноксвилл 164
 Норанда 175
 Норсмен 238
 Нявленга 185
 Ок-Майн 190
 Олимпиадинское 9, 37–44, 160, 202, 208, 209, 210, 211, 238, 245, 251
 Олимпик-Дам 175, 177, 178, 185, 195, 196
 Ольча 187
 Оруро 164
 Парадайз Пик 15, 235, 241
 Пачука 220, 234, 240
 Пеймор 220
 Песчанка 175, 181, 182
 Пионер 238, 245
 Подгорное 187
 Поргера 9, 131–139, 160, 222, 223, 234, 240
 Поркьюпайн 157
 Потоси 164, 181
 Престеа 202
 Промежуточное 29
 Пуэбло Вьехо 9, 15, 115–118, 139, 163, 222, 235, 241
 Раунд Маунтин 9, 15, 118–124, 164, 222, 223, 251
 Ричардсон 195
 Родальквилар 235, 241
 Рошия-Монтанэ 222
 Рушан 236
 Садбери 160
 Садьола 202
 Саммертвилл 15
 Саннисайд 234, 238, 240
 Сарыллах 189
 Сейгоши 235
 Сентрал-Сити 227, 228
 Сигма-Ламак 229, 230, 236, 243
 Силвер Пик 164
 Сильвертон-Теллурид 220, 221
 Советское 160
 Сопка Рудная 29
 Сумдум Чиф 236, 243
 Сухой Лог 9, 11, 17–28, 160, 177, 189, 202, 208, 211, 212, 251
 Тавуа 139
 Тайшпань 227
 Тангвиза 230, 231, 232
 Тарква 246
 Таркюз-Ридж 202
 Тасеевское 222
 Телкибаня 234, 240
 Теллурид-Сильвертон 164
 Телфер 225, 227
 Тинтик 190
 Токичан 181
 Тонгионг 234, 240
 Тонопа 234, 240
 Тредвелл 236, 243
 Туманное 187
 Фар Саус-Ист 242

- Фейрвью 236
Флин-Флон 238, 245
Форт-Нокс 200, 242
Хайгоу 238, 244
Хаканджа 15, 185
Хемло 9, 139–144, 157, 173, 225, 243
Хилл 175
Хисикари 9, 1–4–106, 160, 234, 238, 251
Холлинджер 213, 217, 219
Хоумстейк 9, 144–150, 160, 173, 178, 185, 186, 202, 208, 209, 210
Церро де Паско 164
- Цзяоцзя 227
Чадак 15
Чаптерс Тауэрс 228, 236, 242, 243
Чармитан 9, 69–76, 170, 227, 228, 238, 245
Чинкуаши 235, 241
Школьное 236, 242
Эбботс 238, 245
Эл Индио 164, 235, 241
Эль-Кальяо 227
Эмперор 221, 222, 234, 240
Юровское 15
Янгдонг 238, 245