

В.Г.МОИСЕЕНКО, Л.В.ЭЙРИШ

**ЗОЛОТОРУДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ВОСТОКА РОССИИ**

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EAST DEPARTMENT

AMUR SCIENTIFIC CENTRE
Amur Integrated Scientific Research Institute

V. G. MOISEYENKO, L. V. EIRISH

**GOLD-ORE DEPOSITS
OF THE RUSSIAN FAR EAST**



Vladivostok
Dalnauka
1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
АМУРСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Амурский комплексный научно-исследовательский институт

В. Г. МОИСЕЕНКО, Л. В. ЭЙРИШ

**ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ВОСТОКА РОССИИ**



Владивосток
Дальнаука
1996

УДК 553.411(571.6)

Моисеенко В. Г., Эйриш Л. В. *Золоторудные месторождения Востока России*. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

Обобщены материалы по золоторудным месторождениям Востока России. Проведено районирование золотоносных территорий, приводится систематика золоторудных месторождений. Кратко охарактеризованы золотоносные пояса и зоны. Описано около 110 золоторудных месторождений. Рассмотрены закономерности размещения месторождений, самородное золото, геологические модели развития золоторудных систем, принципы регионального прогноза оруденения.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, изучающих золоторудные месторождения, преподавателей, аспирантов и студентов вузов.

Ил. 157, табл. 31, библи. 273.

Moiseyenko V. G., Eirish L. V. *Gold-ore deposits of the Russian Far East*. Vladivostok: Dalnauka, 1996. 352 p.

The materials on gold-ore deposits of the Russian Far East are generalized. Zonation of gold-bearing territories is done. Classification of gold-ore deposits is given. Auriferous belts and zones are briefly characterized. Nearly 110 gold-ore deposits are described. Laws of their location, native gold, geological models of gold-ore systems development, principles of regional forecasting of mineralization are considered.

The monograph is for geologists specialized in gold-bearing deposits, teachers, post-graduate students and students of the geological faculties.

Il. 157, tabl. 31, bibl. 273.

Ответственный редактор академик А. А. Маракушев

Рецензенты: д. г. -м. н. В. Д. Мельников
д. г. -м. н. В. А. Степанов

Издано по решению Редакционно-издательского совета
Дальневосточного отделения РАН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Н а протяжении десятилетий в России (и СССР) сводные работы по золоторудным районам и месторождениям не публиковались. Сведения об отдельных месторождениях и районах рассредоточены в журнальных статьях, в которых многие необходимые данные по известным причинам умалчивались: названия месторождений, их местонахождение, параметры рудных зон и тел, содержания золота в рудах и др. Изданные в СССР единичные обобщающие монографии (Шер, 1974; Некрасов, 1988; Константинов, 1984) касаются в основном зарубежных объектов. Лишь в последнее время стали публиковаться данные по России и СНГ (Беневольский, 1995). Наиболее ценная информация по золоторудным районам и месторождениям сосредоточена в рукописных либо в редких закрытых изданиях в территориальных фондах, доступ к которым широкому кругу специалистов затруднен.

Цель настоящей монографии - в какой-то мере восполнить образовавшийся пробел в отечественной литературе, ознакомить геологов с особенностями золоторудных провинций, районов и месторождений Востока России: Приамурья, Приморья, юго-восточной Якутии, в меньшей мере Северо-Востока, Сахалина, Камчатки и Курильских островов - проанализировать закономерности размещения золотоносности и сделать выводы об условиях образования золоторудных месторождений и принципах их прогноза. Научная основа исследования - развиваемая авторами концепция о золоторудных системах как ансамблях взаимодействия факторов генерации, переноса, локализации и деструкции оруденения, а также генетические аспекты, основанные на данных физико-химических и экспериментальных исследований. Книга является итогом многолетних работ авторов по металлогении золота дальневосточной окраины России, ее региональных и локальных аспектов, включая генезис самородного золота и его поведение при метаморфизме.

Исследования последних десятилетий показали, что основным источником золота рудных месторождений опосредованно является мантия, а также ее производные: основные породы и гранитоиды повышенной основности. Установлено, что концентрация золота увеличивается с повышением основности пород и что геохимически оно проявляет сродство железу (Щербаков, 1967, 1974, 1979; Моисеенко, 1977; Щека, Моисеенко, 1970). Взаимодействие гранитоидов с фемическими и черносланцевыми комплексами пород порождает гибридные магматические формации (диоритоиды, монцонитоиды), обогащенные золотом, с которыми генетически связаны рудоносные флюиды и золоторудные месторождения (Конников и др., 1986; Коробейников, Миронов, 1992; Константинов, 1993; Кременецкий, Минцер, 1995). Благодаря высокой подвижности золота во флюидной фазе (Щербаков, 1974) при метаморфизме и гидротермальной переработке основных, гибридных и черносланцевых пород оно мобилизуется (Ермолаев и др., 1994; Phillips, 1986; Golding, Wilson, 1983; Santosh, 1986; Hu Lunchi, Qi Changmuo, 1985) в виде хлоридных, гидросульфидных и металлоорганических соединений (Моисеенко, 1974; Некрасов и др., 1984; Heald, 1987). Связь золотоносности с фемическими комплексами пород подтверждается гравиметрическими материалами по Дальнему Востоку (Лишнеvский, 1968, 1974; Рейнлиб и др., 1976; Эйриш, 1984; Эйриш, Моисеенко, 1995 а, б).

Привлекательными для объяснения механизмов мобилизации золота из пород являются мобилистские представления, согласно которым рудоносные флюиды формируются в результате обезвоживания субдуцирующих блоков базальтовой коры и совместно с новообразованными магмами под гидростатическим давлением просачиваются к поверхности, производя гидротермальное воздействие на окружающие породы и отлагая руды на физико-химических барьерах.

В качестве областей генерации могут рассматриваться первично углеродистые осадки внутриконтинентальных геосинклинальных бассейнов, обладающих высоким геохимическим потенциалом золота и других металлов вследствие их сорбирования на углеродистых, пелитовых и сульфидных образованиях. Отложение золота в эти осадки происходит из морской воды при ее взаимодействии с зоной сероводородного заражения (Вилор, 1983). При катагенезе и метаморфизме золото и другие металлы могут быть мобилизованы горячими растворами (Ермолаев, Созинов, 1986; Ермолаев и др., 1994; Mc Keag et al., 1989; Springer, 1985; Kucha, 1983). На ранних этапах углеродистого метасоматоза возможна миграция золота в форме металлоорганических соединений, а на позднем (окислительном) этапе - в форме комплексных цианистых соединений (Иванкин и др., 1985; Горжеvский и др., 1994).

Широко известна связь золотого оруденения с черносланцевыми комплексами пород. Исследования показали, что сульфиды золота (и платины) вначале накапливаются в углеродистых осадках под воздействием глубинных флюидов (Курбанов и др., 1994; Константинов, 1993, 1995), а затем, уже в условиях орогенеза, путем регенерации и мобилизационных процессов фор-

мируются промышленные концентрации, зачастую в гигантских масштабах. Черносланцевое оруденение - лишь часть проблемы стратиформного золотого оруденения, которое широко обсуждается в последние годы, в основном в связи с открытием крупных месторождений в Китае, Западной Африке, ЮАР, Канаде, Австралии, Бразилии. К стратиформным рудным месторождениям все чаще относят и знаменитый Витватерсранд (Долженко, 1990; Кривцов, 1990; Кокин и др., 1993; Константинов, 1993). На крупном золоторудном месторождении Кумтор (Киргизия) доказан метаморфогенный характер раннего стратиформного оруденения, сформированного за счет мобилизации золота и сульфидных компонентов из окружающих пород (Ермолаев и др., 1994). С другой стороны, имеются данные, свидетельствующие об ограниченной роли рудовмещающих черносланцевых терригенных толщ при золотом рудообразовании (Злобин, 1992; Гурейкин, Зверева, 1990).

Погружаясь на глубины 5-6 км, глинистые толщ подвергаются воздействию больших температур (более 200°C) и давлений, уплотняясь, теряют пористость от 10 до 80% объема исходной породы, высвобождая до 230-350 кг воды из 1 м³ глины (Холодов, Шмариович, 1992). В результате выделяются нефтегазовые и рудоносные растворы, которые мигрируют по пластам-коллекторам к поверхности. Метаморфогенный путь рождения рудоносных растворов, в том числе и золотоносных, признается большинством геологов. При этом имеется в виду преобразование всего комплекса геосинклинальных толщ (не только основных и углеродистых пород). Это подтверждается экспериментами. При воздействии воды с граувакками, глинистыми сланцами и аргиллитами при температуре 200-300°C были получены растворы с химическими характеристиками, аналогичными таковым горячих природных вод, циркулирующих в породах такого типа (Реддер, 1982). В процессе своего перемещения из очагов метаморфизма к областям разгрузки и возможного рудообразования метаморфогенные воды смешиваются с водами ката- и эпигенетического происхождения, частично с магматогенными и метеорными водами, и рудообразование за пределами областей метаморфизма происходит уже из смешанных вод (Скиннер, 1982; Гуменюк, Глюк, 1983).

Важнейшее значение в генерации золотоносных растворов несомненно играют гранитоидные интрузии (Коробейников, Миронов, 1992; Рабинович, 1992). Исследованиями установлена близость изотопного состава дейтерия в большинстве изверженных и метаморфических пород. Это объясняется тем, что первично-магматические воды, как и метаморфогенные, образуются за счет гидроксилсодержащих минералов пород, погружающихся в глубинные области метаморфизма и палингенеза (Тейлор, 1982). Полученные данные свидетельствуют о том, что нагретые интрузиями метеорные воды превращаются в рудообразующие флюиды не только локального, но и регионального значения. Интрузии зачастую играют роль гигантских тепловых машин, генерирующих энергию, достаточную, чтобы вызвать длительную конвективную циркуляцию подземных вод в породах, окружающих интрузивные тела. Подобные модели согласуются с идеями термостатирования при рудообразовании (Летников, Нарсеев, 1971; Летников, Вилор, 1981).

И все же больше данных, указывающих на связи золота с эндогенными магматическими процессами. Основополагающими при этом являются

данные А. А. Маракушева (1976, 1978, 1979) о тенденции развития магматических очагов от натровых серий гранитоидов к калиевым, а оруденения - от сидерофильного к литофильному, от золотого к редкометалльному. Идеи А. А. Маракушева подтверждаются исследованиями Э. П. Изоха (1978) о генетической связи золотого оруденения с существенно натровыми сериями гранитоидов; Н. П. Романовского (1987) о принципиальных различиях золотого и оловянного оруденения по петрохимическим и петрофизическим параметрам парагенных оруденению гранитоидов; И. Я. Некрасова (1990) о более позднем формировании оловянного оруденения в сравнении с золотым и образовании в связи с этим гибридных золото-редкометалльных формаций. На преимущественную связь золотого оруденения с натровыми типами гранитоидов (и флюидов) указывали М. И. Ициксон (1960), В. Г. Моисеенко (1974), В. Г. Хомич (1984), Л. В. Эйриш, В. А. Ахмадулин (1984) и др.

Наука о перемещении рудоносных растворов еще недостаточно разработана. Б. Дж. Скиннер (1982) указывает, что известные в природе четыре типа воды (поверхностная, реликтовая грунтовая, метаморфогенная и магматическая) могут перемещаться под воздействием различных причин: 1) при наличии градиента гидростатического напора между источником и зоной разгрузки, 2) когда литостатическая нагрузка толщи уплотняющихся пород обуславливает понижение пористости и выжимание поровых флюидов в соседние коллекторы, 3) в результате осмотического давления, действующего в направлении, перпендикулярном природным мембранам, каковыми являются глинистые породы, 4) под влиянием локальных источников тепла, например тел изверженных пород. Эти источники способны вызвать конвекцию в гидротермальных системах, с которыми могут быть связаны разнообразные месторождения, в том числе эпitherмальные золото-серебряные, меднопорфировые с золотом и др., и 5) при выделении флюидов из остывающей магмы (классический пример).

Большое значение для накопления и перемещения рудоносных растворов, в том числе и золотоносных, имеют глубинные разломы, контролируемые осевые части разнообразных прогибов и складчатых зон. На поверхности такие разломы проявляют себя региональными зонами гидротермально измененных пород, с помощью которых они и выявляются (Косыгин и др., 1979). Не меньшее значение имеют и очаговые структуры, формирующиеся обычно в зонах пересечения глубинных разломов (Томсон, Фаворская, 1973). На приуроченность золоторудных районов к сквозным глубинным структурам региона указывали М. И. Ициксон, В. Г. Ветлужских, Г. П. Воларович, Р. Б. Умитбаев, Л. В. Эйриш. Через глубинные разломы и очаговые структуры прослеживается связь рудоносности с мантией. Здесь выступают на первый план идеи тектоно-магматической активизации (Щеглов, 1987; Моисеенко и др., 1994) и нелинейной металлогении (Щеглов, Говоров, 1985).

Полученные в последние десятилетия материалы свидетельствуют о том, что рудоносные флюиды могут иметь различный генезис: метеорный, осадочный, метаморфический, магматический, а источником рудных компонентов наряду с магмой могут служить осадочные и вулканогенные породы, претерпевающие изменения и высвобождающие воду в зонах диагенеза, катагенеза, метаморфизма. Поставщиками рудных компонентов могут стать

любые породы, сквозь которые просачивается горячая вода. При этом магматические массы влияют на процесс рудообразования двояко - как генератор флюидов и рудных компонентов и как источник тепла, резко активизирующий этот процесс. Одинаковые месторождения могут быть связаны с гидротермальными водами разного генезиса, и происхождение воды не играет решающей роли в образовании гидротермальных месторождений. В процессе миграции гидротермальный раствор может изменять свой состав и соленость вследствие смешения с другими растворами, кипения, просачивания через природные мембраны, путем выщелачивания боковых пород и пр. Содержание полезных компонентов в гидротермальных растворах не обязательно должно быть высоким. Например, содержание золота в воде геотермальной системы Бродленс (Новая Зеландия), из которой выпадают осадки с содержанием золота до 80 г/т, всего на один порядок больше, чем в морской воде, - 0,00004 г/т (Вейсберг, 1982). В то же время известны результаты изучения флюидных включений из минералов золоторудных месторождений Сибири, свидетельствующие о достаточно высоких содержаниях золота в гидротермальных растворах продуктивных стадий: от 0, п до 1,6 г/т, в среднем 188 мг/л (Рослякова, Цимбалист, 1990).

Приведенные выше данные можно подытожить выводами У. Файфа с соавторами (1981) об условиях возникновения рудного месторождения. Для этого необходимо сочетание ряда факторов: 1) наличие источника рудного вещества, т. е. нужны породы с его повышенным содержанием и одновременно с хорошей проницаемостью для растворов; 2) источник должен обладать равномерной проницаемостью для эффективного выщелачивания; 3) нужна возможность сообщения источника с соответствующим растворителем (рассолом) в достаточных объемах; 4) необходим крупный источник энергии как движущей силы процесса экстракции; 5) требуются соответствующие скорости потока и термические градиенты. Большинство рудообразующих процессов происходит на близповерхностном уровне, поэтому фактор сохранности месторождений играет не меньшую роль, чем факторы, контролирующие оруденение. Сходные идеи опубликованы А. И. Кривцовым (1990).

Особенностям локализации золотого оруденения посвящена обширная литература. Многие исследователи подчеркивают различия в глубинности формирования оруденения, его ярусность (Вольфсон, 1969; Иванкин и др., 1985; Лукин, 1973; Сафонов, 1978), повсеместную приуроченность гидротермальных месторождений золота, а также сурьмы, ртути и полиметаллического оруденения к геологическим экранам (Эйриш, 1989; Ермолаев и др., 1994), куполовидным структурам и антиклиналям (Уиссер, 1964; Эйриш, 1989; Белозерцева и др., 1987; Бергер, 1978). Яркие идеи о сходстве флюидогенных рудных и нефтяных месторождений по условиям локализации полезного ископаемого, в частности в куполах и антиклиналях, высказал Г. Л. Пospelов (1967). На связь золотоносности с очаговыми структурами указали И. Н. Томсон и М. А. Фаворская (1973), В. Г. Хомич (1984).

Отмеченные выше научные разработки, касающиеся геологических условий формирования золоторудных месторождений, можно синтезировать с целью построения моделей золотого рудообразования. Ю. Г. Щербаков (1981) предложил обобщенную геохимическую модель, в которой главные рудные

формационные группы месторождений отличаются степенью сиаличности-фемичности субстрата, уровнем оксифильности и центробежности профилирующих металлов и пр. Г. Н. Щерба (1975), характеризуя свою модель-колонну преобразования земной коры, также основывается на представлениях о мобилизации рудного вещества из "базальтового", "диоритового" (специализированного на золото) и "гранитного" слоев и процессах сжатия-расширения, стимулирующих те или иные минеральные превращения в подвижных зонах. Ю. И. Бакулин (1987), используя идеи сиаличности-фемичности и сжатия-расширения, а также гравитационные показатели, предложил (применительно к Дальнему Востоку) геологические модели формирования оловорудных и золоторудных месторождений, назвал их рудными системами. А. А. Кременецкий и Э. Ф. Минцер (1995) основным механизмом формирования золоторудных систем считают смешение кислых и основных расплавов в очагах и выводящих каналах. Базиты - это ресурс, а гранитоиды генерируют гидротермальную систему. В генетической модели Н. В. Котова и Л. Г. Порицкой (1990) рудопитающая область располагается в переходном слое от сиалического к базальтовому. Отмеченные модели легко вплетаются в классические металлогенические построения Ю. А. Билибина (1955), И. Г. Магакьяна (1969) и их последователей о направленном и этапном развитии геотектонических структур и соответствующих им рудных провинций, о связи золотого оруденения с раннеорогенными этапами развития подвижных зон.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОЛОТОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Районирование золотоносности произведено на геолого-структурной и тектонической основе (рис. 2.1, 2.2), включающей все важнейшие геотектонические элементы Востока России. Это прежде всего ЮВ часть Сибирской платформы, представленная раннедокембрийскими кристаллическими комплексами Алдано-Станового щита, погребенного на севере под терригенно-карбонатный венд-кембрийский чехол. Названные структуры в юре и мелу испытали тектоно-магматическую активизацию, наиболее интенсивно и регионально проявленную в зоне Становика и более локально в северной части щита. Активизация выразилась в формировании терригенных впадин и вулканоплутонической деятельности на поднятиях, в заложении новых и оживлении древних глубинных разломов ВЮВ и ССЗ простирания, в интенсивной гидротермальной деятельности и рудообразовании. В зоне Становика внедрились гигантские массы гранитоидов повышенной основности, а на Алданском щите и его северном обрамлении сформировались интрузии центрального типа щелочных пород и сиенитоидов, с которыми парагенетически связывается золотое оруденение Алдана.

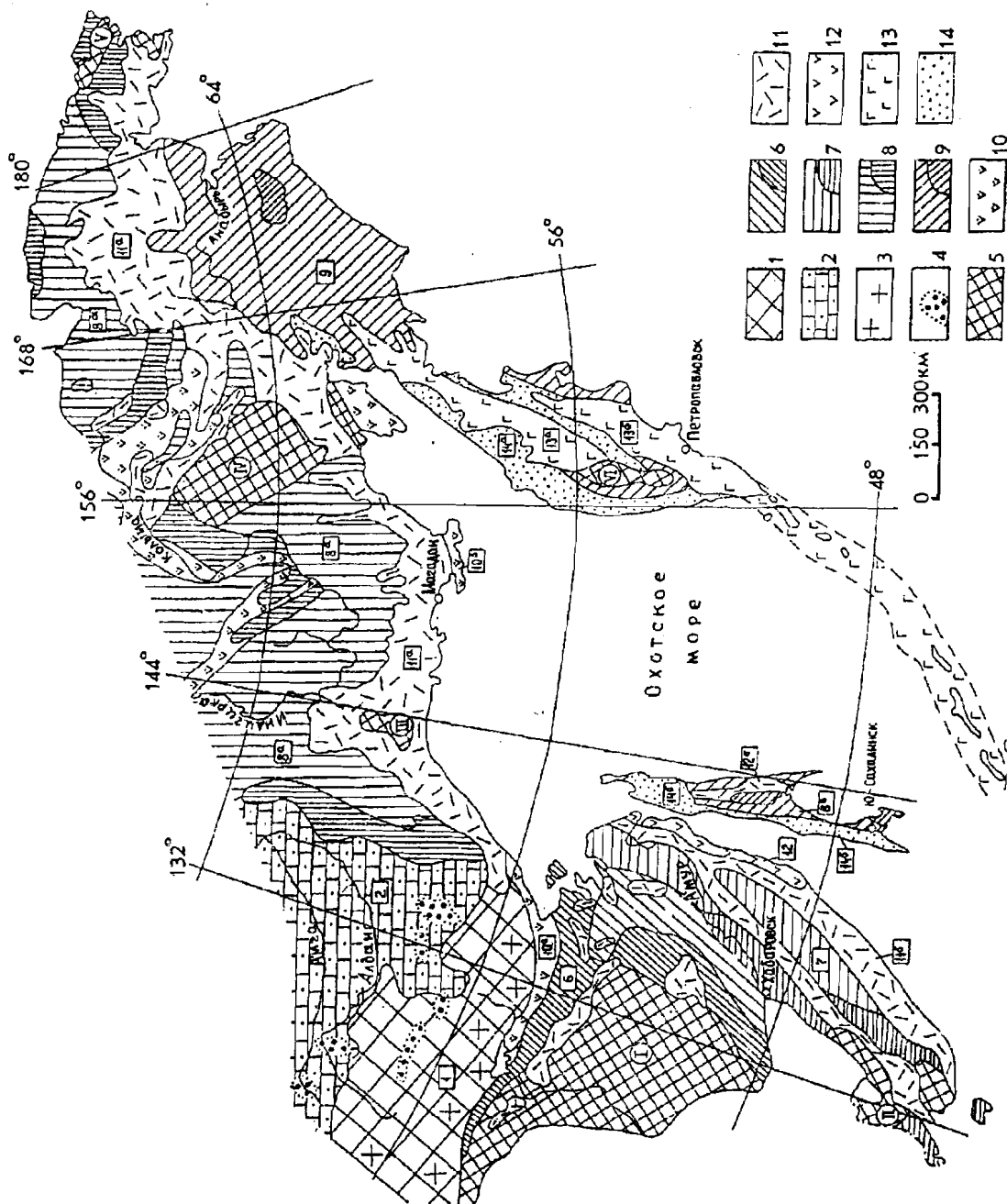
Остальная территория восточной окраины России занята мезозойскими (на континенте) и кайнозойскими (Камчатка, Сахалин, Курильские острова) геосинклинальными комплексами различной степени зрелости, включающими фрагменты более древних образований в виде срединных массивов, таких как Буреинский, Ханкайский, Охотский, Омолонский, Чукотский, Центральнокамчатский. Фундамент этих массивов составляют раннедокембрийские гнейсовые комплексы, осложненные тектоно-магматическими структурами байкальского, каледонского и герцинского возраста. В мезозойских геосинклинальных складчатых областях - Джагдинской, Сихотэ-Алинской, Яно-Колымской, Анюйско-Чукотской, Сахалинской - выделяются площади широкого развития палеозойских дислоцированных толщ в ядрах антиклинариев, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, с которыми обычно ассоциирует золотоносность мезоабиссального и гипабиссального уровней. Складчатые дислокации кайнозойского возраста регионально проявлены в островных структурах и редко в прогибах на континенте.

Мезозойские геосинклинальные комплексы и более древние образования пересекаются меловыми и палеогеновыми вулканическими поясами преимущественно СВ простирания, являющимися элементами глобального Восточноазиатского пояса. Это Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский и другие вулканогены, с которыми связано субвулканическое золотое и серебряное оруденение.

Районирование. Известные схемы районирования рудоносных территорий (Матвеевко, 1973; Щеглов, 1980) содержат набор металлогенических признаков, несомненно важных, но не увязанных между собой в должной мере генетической канвой, что объясняется несовершенством теории и чрезвычай-

Рис. 2.1. Схема геологического районирования Востока России (использована схема под редакцией Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова (1978) и другие материалы).

Сибирская платформа (1-4):
 1 - Алдано-Становой щит; 2 - терригенно-карбонатный чехол; 3, 4 - зоны мезозойской тектоно-магматической активизации, проявленной регионально (3) и локально (4). **Срединные массивы (5):** I - Буреинский, II - Ханкайский, III - Охотский, IV - Омолонский, V - Чукотский, VI - Центральнокамчатский. **Мезозойские геосинклинальные складчатые области (6-9):** 6 - Джагдинская, 7 - Сихотэ-Алинская, 8 - Яно-Колымская (8^а) и Аноийско-Чукотская (8^б), Сахалинская (8^в) с выступами палеозойских пород (густая штриховка), 9 - Корякская. **Вулканические зоны Восточноазиатского вулканического пояса (10-13):** 10 - раннемезозойского возраста (10^а - Боконский и 10^б - Тауйский прогибы и др.), 11 - мезозойского возраста (11^а - Охотско-Чукотский, 11^б - Сихотэ-Алинский и другие вулканы), 12 - палеогенового возраста (прибрежная зона Сихотэ-Алиня), 13 - олигоцен-четвертичного возраста (13^а - Центральнокамчатская, 13^б - Восточнокамчатская и Курильская дуги). **Кайнозойские геосинклинальные прогибы (14):** 14^а - Западнокамчатский, 14^б - Северо- и Западносахалинский.



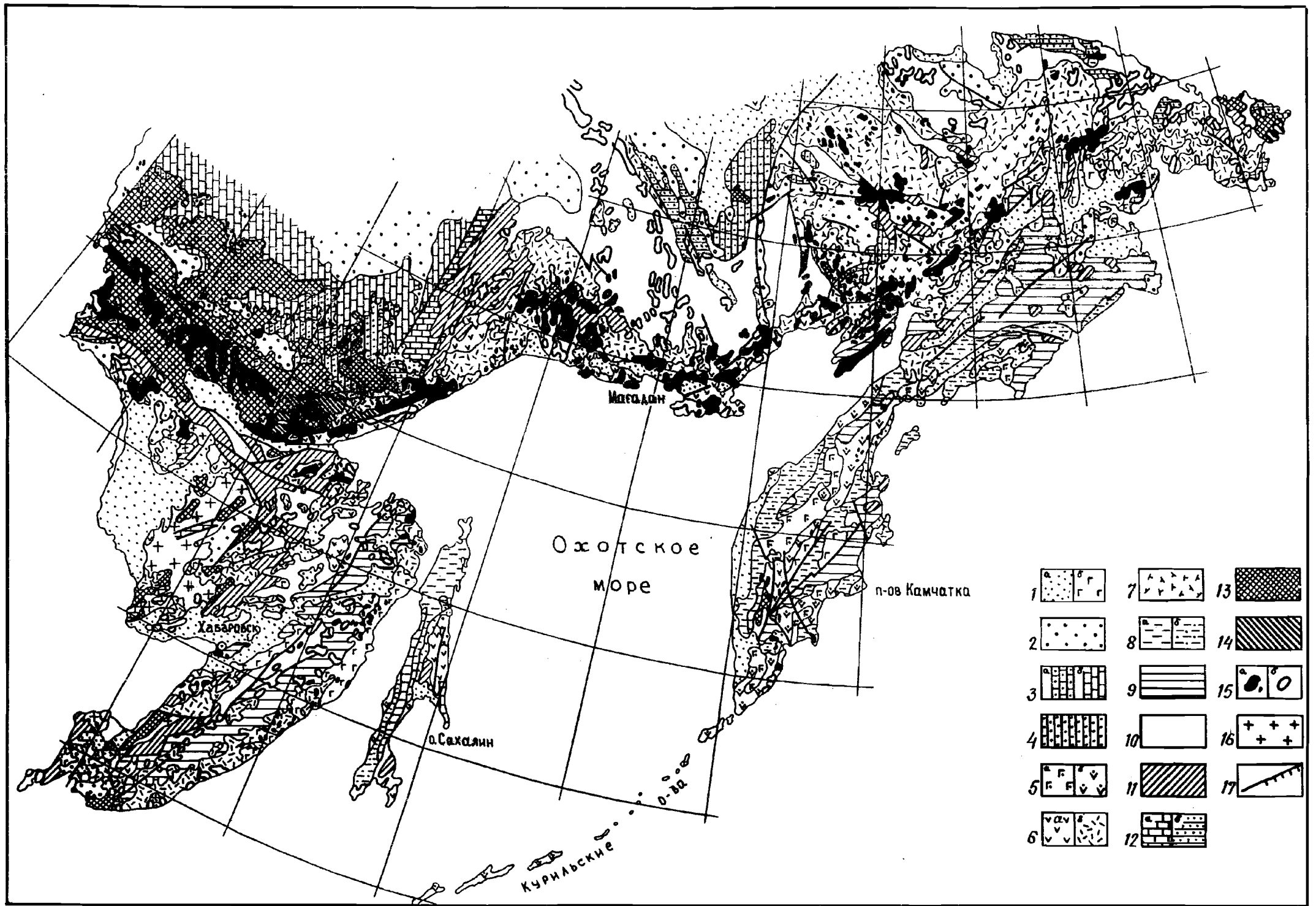


Рис. 2.2. Геолого-тектоническая карта Востока России. Плитные комплексы: 1 - кайнозойские терригенные (а) и вулканогенные основного состава (б); 2 - мезозойские терригенные; 3 - палеозойские (а) и рифей-кембрийские (б) карбонатные; 4 - рифейские терригенные. Вулканогенные комплексы Восточноазиатского вулканического пояса: 5 - кайнозойские основного (а) и среднего (б) состава; 6 - мезозойские (J - K) среднего (а) и кислого (б) состава; 7 - палеозойские кислого состава. Геосинклинальные комплексы: 8 - неогеновые (а) и палеогеновые (б) терригенные; 9 - позднемезозойские (J₃ - K) терригенные; 10 - позднепермские и раннемезозойские терригенные; 11 - палеозойские терригенные и терригенно-кремнисто-вулканогенные; 12 - рифей-кембрийские карбонатные (а) и рифейские терригенные (б). Комплексы основания фанерозойских геосинклиналей: 13 - докембрийские метаморфические породы, гранитоиды; 14 - раннедокембрийские анортозиты. Орогенные интрузивные комплексы: 15 - мезозойские и кайнозойские гранитоиды магнитные (а), немагнитные (б); 16 - палеозойские гранитоиды жестких массивов. 17 - разломы

чайной сложностью проблемы. Авторами изучены региональные закономерности проявления золотого оруденения обширной территории Востока России, включающей почти все известные на Земле типы региональных геотектонических структур (ГТС). Оценено соотношение рудоносности с региональными геофизическими полями и петрофизическими показателями. В результате найдены новые подходы при районировании золотоносных территорий, базирующиеся на идеях о золоторудных системах (Эйриш, 1991; Эйриш, Моисеенко, 1995 а, б), в частности использованы грави- и магнитометрические карты для оконтуривания областей генерации золотого оруденения.

При составлении карты районирования (рис. 2.3) учтены следующие данные: географическое и тектоническое положение ареалов золотоносности, тип геотектонических структур (ГСО, ТМА), их иерархия, рудно-формационные особенности месторождений в схеме региональной рудной зональности, возраст оруденения. В качестве потенциальных структур генерации учтены: субстраты, образованные крупными объемами фемических пород (изначально обогащенных золотом); мощные геосинклиальные углеродистые формации, содержащие сингенетические накопления золота за счет адсорбции из морской воды; структуры с зональным прогрессивным метаморфизмом, зоны зеленосланцевого диафтореза; региональные структуры глубинного разуплотнения, указывающие на положение эндогенных очагов рудогенерации; интрузии гранитоидов повышенной основности натровых серий с высокой магнитной восприимчивостью и окисленностью железа; участки глубинного взаимодействия гранитоидных масс с продуктивными субстратами: фемическими, углеродистыми, сульфидоносными. В качестве факторов переноса учтены пористые осадочные и вулканогенно-осадочные литологические комплексы, региональные трещинные системы, глубинные разломы и очаговые структуры, интрузии гранитоидов, монцонитоидов и субвулканические массивы.

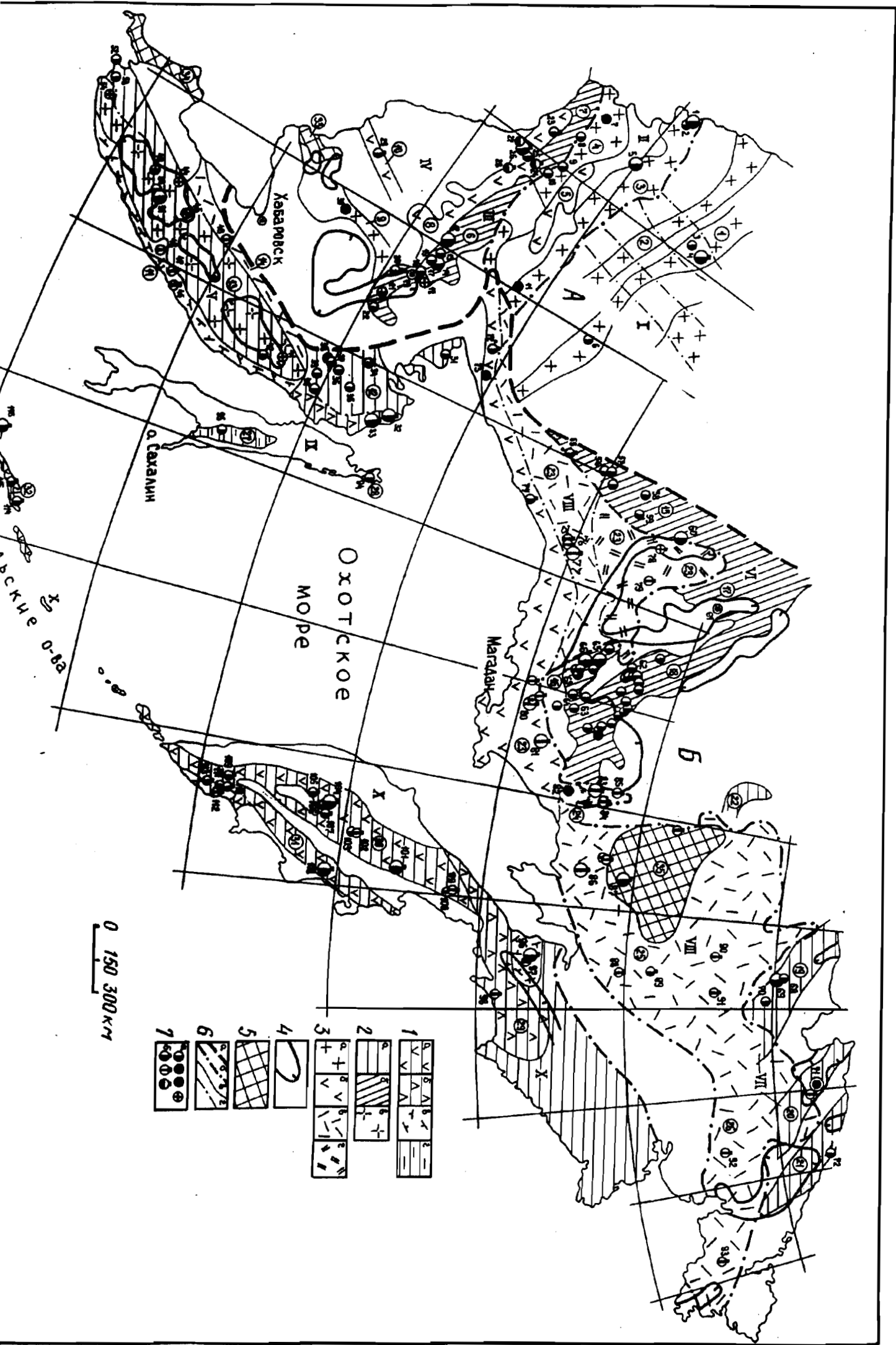
На Востоке России пересекаются два планетарных золотоносных пояса: Тихоокеанский и Монголо-Охотский, включающие золотоносные провинции (пояса), зоны, подзоны и т. д. Монголо-Охотский пояс на рассматриваемой территории представлен лишь своим восточным фрагментом длиной 1000 и шириной более 700 км. Это зона сочленения Сибирской и Китайской платформ, испытавшая в мезозое интенсивную тектоно-магматическую активизацию. Пояс представлен четырьмя золотоносными провинциями (Становая, Джагдинская, Буреинская, Алданская), преимущественно с позднемезозойским (J^3 - К) золотым оруденением. Пояс характеризуется ВЮВ простиранием структур - геологических, геофизических, металлогенических. Жестким блокам - Алдано-Становому щиту и Буреинскому массиву - соответствуют положительные магнитные аномалии, а разделяющей их Джагдинской подвижной зоне - нейтральные либо отрицательные поля. Гравитационные минимумы ВЮВ ориентировки совпадают с зонами, насыщенными гранитоидными интрузиями гипабиссального и субвулканического уровня. В пределах Алдано-Станового щита наблюдаются фрагменты близмеридиональных (ССВ) геофизических аномалий, отражающих положение геологических структур: глубинных разломов, горстов, грабенов. Сходная картина и на Буреинском

массиве. Эти поперечные к монголо-охотским структуры параллельны сихотэ-алинским направлениям, и их можно считать результатом отраженной ТМА.

Тихоокеанский золотоносный пояс в пределах России протягивается более чем на 4 тыс. км и включает несколько золотоносных провинций (Курило-Камчатскую, Сахалинскую, Сихотэ-Алинскую, Охотско-Чукотскую, Яно-Колымскую, Ануйско-Чукотскую) с оруденением, разнообразным по морфологии, вещественному составу и возрасту (от палеозоя до плейстоцена). В поясе выделяются два обширных ареала золотоносности (или металлогенических пояса): 1) Островной с палеоген-неогеновым оруденением (Курилы, Камчатка, Сахалин и условно Нижнее Приамурье и прибрежная зона Приморья) и 2) Континентальный с оруденением юрско-мелового возраста. На континенте в равной мере развито гипабиссальное золотое и субвулканическое золотое и золото-серебряное оруденение, а в Островном поясе - преимущественно субвулканическое золотое, часто с селеном и теллуром. Кроме того, в пределах золотоносных территорий общий уровень положительных магнитных аномалий выше, чем на континенте, а гравитационных минимумов - значительно ниже, что объясняется океаническим (или переходным) типом земной коры, близостью мантии и недоразвитостью орогенических процессов.

Наиболее характерная особенность выделенных золотоносных зон - их корреляция с региональными глубинными структурами разуплотнения. Все месторождения Камчатки, о-ва Кунашир, Сахалина, Нижнего Приамурья расположены в пределах линейных минимумов силы тяжести. Уровень абсолютных значений гравитационного поля в минимумах закономерно изменяется от континента к океану: на Нижнем Амуре и Сахалине это 0... +20 мгл, на Камчатке 0... +40 мгл, на о-ве Кунашир +100... +120 мгл. В Корякской зоне фиксируется максимум разуплотнения: - 20... -40 мгл (как в Охотско-Чукотском поясе). Все субвулканические месторождения Островного пояса находятся в пределах региональных магнитных аномалий либо в зонах перехода к ним. Предполагается, что эти аномалии (аномальные поля) прямо или опосредованно фиксируют глубинные фемические массы, участвующие в генерации золота.

Большинство золотоносных провинций рассматриваемого региона сформировалось в геосинклинальных складчатых областях (ГСО), а некоторые в структурах ТМА (Алдано-Становой щит, Буреинский массив, Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс). Отдельные черты сходства и различия золотоносных провинций и зон отражены в табл. 2.1.



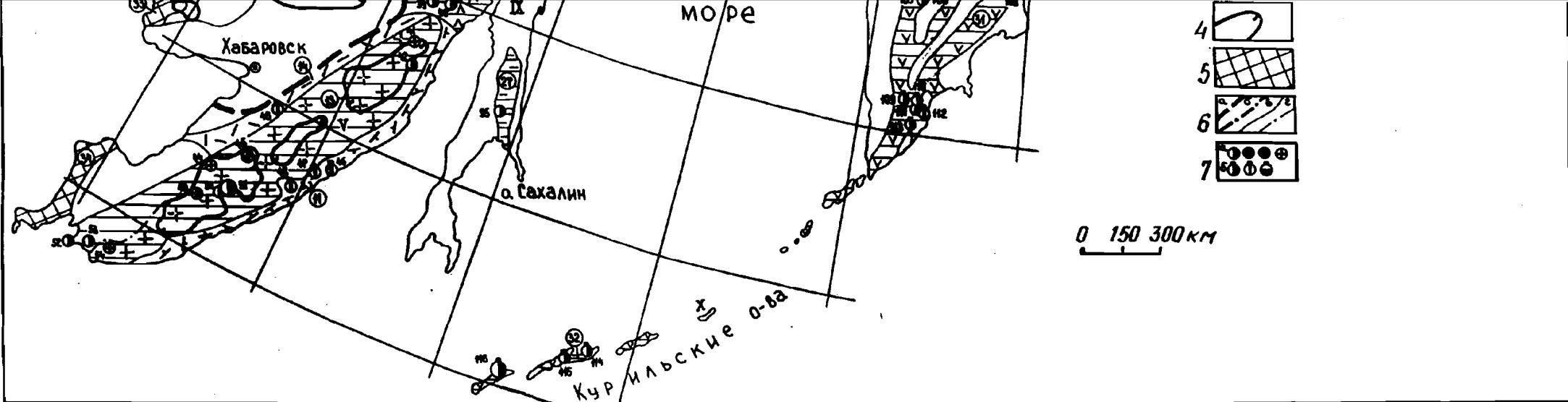


Рис. 2. 3. Схема районирования золотоносных территорий Востока России. Усл. обозн.: 1 - золотоносные провинции кайнозойских складчатых областей, преимущественно с субвулканическим оруденением неогенового (а) и палеогенового (б, в, г) возраста: б - в вулканитах среднего и в - кислого состава, г - в комплексах основания; 2 - золотоносные провинции мезозойских геосинклинальных складчатых областей с нескрытым (а) и вскрытым эрозией (б) палеозойским складчатым фундаментом с золотым, а также золото-редкометалльным (в) оруденением юрско-раннемелового возраста; 3 - золотоносные провинции областей мезозойской тектоно-магматической активизации с меловым, преимущественно гипабиссальным золотым (а) и субвулканическим оруденением золотого (б), золото-серебряного (в) и золото-серебро-редкометалльного (г) профиля; 4 - ареалы редкометалльного оруденения мелового и палеогенового возраста (олово, вольфрам); 5 - зоны с палеозойским золотым оруденением: б - границы золотоносных структур: планетарных поясов (а), провинций и металлогенических поясов (б), зон (в), подзон (г); 7 - месторождения: а-гипабиссальные и мезоабиссальные: золоторудные, золото-полиметаллические и золото-сульфидные, золото-сурьмяные, золото-редкометалльные; б - субвулканические: золоторудные, золото-серебряные, медно-порфировые с золотом.

А. МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ ПОЯС. Провинции: I - Алданская (зоны (цифры в кружках): 1 - Алдано-Учурская, 2 - Эватино-Ломамская); II - Становая (зоны: 3 - Северостановая, 4 - Тукурингская, 5 - Сугджарская); III - Джагдинская (зоны: 6 - Селемджино-Кербинская, 7 - Верхнеамурская); IV - Буреинская (зоны: 8 - Северобуреинская, 9 - Восточнобуреинская, 10 - Туранская). **Б. ТИХООКЕАНСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ ПОЯС.** Провинции: V - Сихотэ-Алинская (зоны: 11 - Прибрежная, 12 - Нижнеамурская, 13 - Центральносихотэ-Алинская; 14 - Дурминская); VI - Яно-Колымская (зоны: 15 - Южноверхоянская, 16 - Тенькинская, 17 - Яно-Индибирская, 18 - Индигиро-Колымская); VII - Анойско-Чукотская (зоны: 19 - Малоанюйская, 20 - Майская, 21 - Куульская, 22 - Приколымская); VIII - Охотско-Чукотская (зоны: 23 - Джугджурская, 24 - Омсукчанская, 25 - Омолон-Анадырская, 26 - Чукотская); IX - Сахалинская (зоны: 27 - Лангерийская, 28 - Шмидтовская); X - Курило-Камчатская (зоны: 29 - Корьянская, 30 - Центральнокамчатская, 31 - Восточнокамчатская, 32 - Курильская). Зоны с палеозойским золотым оруденением: 33 - Малохинганская, 34 - Западноприморская, 35 - Омолонская. **МЕСТОРОЖДЕНИЯ:** 1 - Ледяное, 2 - Скалистое, 3 - Лебединое, 4 - Куранах, 5 - Бамское, 6 - Улахан, 7 - Березитовое, 8 - Кировское, 9 - Успенское, 10 - Золотая Гора, 11 - Колчеданный Утес, 12 - Маломыр, 13 - Ворошиловское и Верхнемынское, 14 - Токурское, 15 - Сагурское, 16 - Афанасьевское, 17 - Харгинское, 18 - Унгличиканское, 19 - Ленинское, 20 - Ниманская группа, 21 - Токоланское, 22 - Кербинское, 23 - Буриндинское, 24 - Боргуликанское, 25 - Пионерское, 26 - Покровское, 27 - В. Тыгдинское, 28 - Ельничное, 29 - Прогнозное, 30 - Нони, 31 - Медвежье Одеяло, 32 - Многовершинное, 33 - Белая Гора, 34 - Албазинское, 35 - Октябрьское, 36 - Покровско-Троицкое, 37 - Агние-Афанасьевское, 38 - Учаминское, 39 - Дяппе, 40 - Холанское, 41 - Зимовье, 42 - Тумнинское (Оемку), 43 - Дурминское, 44 - Незаметное, 45 - Восток-2, 46 - Ягодное, 47 - Приморское, 48 - Салют, 49 - Малиновское (Намовское), 50 - Благодатное, 51 - Глухое, 52 - Аскольд, 53 - Прогресс, 54 - Порожистое, 55 - Сбросовое (Тас-Юряхское), 56 - Дуэт, 57 - Юр, 58 - Булар, 59 - Восход, 60 - Нежданнинское, 61 - Сарылахское, 62 - Светлое, 63 - Утинское, 64 - Ветренское, 65 - Наталкинское, 66 - Павлик, 67 - Школьное, 68 - Озерное, 69 - Каральвеем, 70 - Светлое, 71 - Майское, 72 - Совино, 72^а - Авлаяканское, 73 - Етарское, 74 - Кулюклинское, 75 - Юрьевское, 76 - Чачика, 77 - Хаканджинское, 78 - Хаардахское, 79 - Атунджа, 80 - Карамкенское, 81 - Нявленга, 82 - Гольцовое, 83 - Дукат, 84 - Лунное, 85 - Арылах, 86 - Эвенское, 87 - Кубака, 88 - Сергеевское, 89 - Обрывистое, 90 - Весеннее, 91 - Чимчимельское, 92 - Валунистое, 93 - Пепенвеем, 94 - Левенштерновское, 95 - Рукосуевское, 96 - Аметистовое, 97 - Спрут, 98 - Клад, 99 - Тутхливаям, 100 - Эруваям, 101 - Озерновское, 102 - Крерук, 103 - Апппель-Агликичское, 104 - Агинское, 105 - Оганчинское (Золотое), 106 - Караковское, 107 - Сухаревские Гребни, 108 - Кумроч, 109 - Порожистое, 110 - Карымшинское, 111 - Родниковое, 112 - Мутновское, 113 - Асачинское, 114 - Переселенческое, 115 - Жильное, 116 - Прасоловское и Северянковское

Основные особенности золоторудных структур Востока России

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Монголо-Охотский	К О Н Т И Н Е Н Т А Л Ь Н Ы Й	Алданская пр.	ТМА	K ₁	с,г	2	3	Аи-сульф, Аи-сульф-кв, пир-гематит	3,4	800-950	-	-	Куранах, Лебединое, Улаханское
		Становая пр. Северостановая з.	ТМА	PZ-PR ₁ J ₃ -K ₁	м,г	2	4	Аи-кв, Аи-сульф, пир	2,4	782-962	1:3	Ag	Ледяное, Бамское, Колчеданный Утес
		Тукурингрская з.	ТМА	K ₁	г	2,3	3,4	Аи-пол, Аи-сульф-кв Аи-кв	3,4	747, 920-970	1:3-8	Zn,Pb	Березитовое, Кировское Золотая Гора
		Джагдинская пр. Верхнеселемджинская з., Восточная пз.	ГСО	J ₃ -K ₁	г	3	4	Аи-кв, Аи-шеел	2	850-910	-	W	Харгинское, Унгличикан
		Центральная пз.	ГСО	"-	г	3	3	Аи-кв, редко Аи-шеел	2	742-800	-	-	Токур, Сагур
		Западная пз.	ГСО	"-	г	2	2	Аи-кв, Аи-кв-сульф	2	700-820	-	-	Маломыр, Ворошиловское
		Буреинская пр. Северобуреинская з.	ТМА	K ₁	с	1	2,3	Аи-халц-кв, Аи-ад-кв медно-порфировая	1 2,3	625-720	1:1-1,5	Cu	Покровское, Ельничное Боргуликан
		Туранская з.	ТМА	K ₂	с	1	2	Аи-ад-кв	1	700	1:3-5	Ag	Прогнозное
		Восточнобуреинская з.	ТМА	"-	г	1	2	Аи-сульф	4	800-850	1:3-5	Ag,Cu,Pb, Zn,Bi,Co	Нони, Ерик
		Тихоокеанский	О С Т Р О В Н О Й	Сихотэ-Алинская пр. Прибрежная з.	ГСО	P	с	2,3	2	Аи-Ag, Аи-ад-фл, Аи-ад-карб	2,3	585-768	1:5-1:50
Нижнеамурская з. Восточная пз.	ГСО			"-	с	2	2	Аи-ад-кв	1,2	667-850	-	-	Белая Гора, Многовершинное
Западная пз.	ГСО			K ₂ -P ₁	г	2,3	2	Аи-кв, Аи-сульф	2	625-790	-	-	Агни-Афанасьевское, Дяппе, Албазинское, Учаминское
Центральносихотэ-Алинская з.													

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
Тихоокеанский	К о н т и н е н т а л ь н ы й	Южная пз.	ГСО	К	г	2	2	Au-кв	2	880	-	-	Аскольд, Прогресс		
		Центральная пз.	ГСО	-"-	г	3	4	Au-кв, Au-сульф-кв, Au-редкометал.	2,3	840-870	1:5-10	W, Cu, Ag	Благодатное, Глухое, Незаметное, Восток-2, Малиновское		
		Северная пз.	ГСО	-"-	г	3	3	Au-кв, пир-арс	2	-	-	W	Тумнинское, Зимовье		
		Дурминская пз.	ГСО	K ₂	с	2	3	Au-Ag-ад-кв	1,3	500-630	1:20	Ag	Дурминское		
		Яно-Колымская пр.	ГСО												
		Аллах-Юньская з.													
		Северная пз.		J ₂ -K ₁	г	2,3	3-5	Au-кв, Au-сульф-кв, пир-арс	2	720-835	1:1-10	-	-	Нежданинское, Дуэт, Юр	
		Южная пз.	ГСО	-"-	с	1,2	3	Au-кв, Au-кв-карб		950-970	10-15:1	-	-	Тас-Юряхское	
		Тенькинская пз.	ГСО	J ₃	г-м	1,2	4	Au-кв, пир-арс		750-790	-	-	-	Наталкинское	
		Яно-Индибирская пз.	ГСО	J ₃ -K ₁	г	2	3	Au-кв-Sb, Au-ант	3,4	945-1000	-	-	Sb	Сарылахское	
		Индигино-Колым- ская пз.	ГСО	K ₁	г	3	4	Au-кв	2	885	-	-	W	Ветренское	
		Анюйско-Чукотская пр.	ГСО												
		Малоанюйская з.		K ₁	г	2	3	Au-кв	2	804-886	-	-	-	Каральвеем	
		Майская з.	ГСО	К	г	3	3	Au-сульф, Au-ант-арс	3	830-890	-	-	Sb, Ag, S, As	Майское	
		Куульская з.	ГСО	-"-	г	3	3	Au-кв	2	200-980	-	-	As	Совиное	
		Охотско-Чукотская пр. (пояс)													
		Джугджурская з.													Хаканджа, Чачика
		Хребтовая пз.	ТМА	K ₂	с	2	3	Au-ад-кв, Au-ад- карб-кв, Au-арг, Au-Ag-марганцевый	1,2	440-590	1:40	-	Ag		
		Береговая пз.	ТМА	-"-	с-г	2	2	Au-кв, Au-карб-кв Au-сульф-кв	1 2,3	130-690 800	1:2-4	-	Ag	Карамкен, Авляякан, Кулюкли, Етарское	
		Омолон-Анадыр- ская пз.	ТМА	-"-	с	2	3	Au-ад-карб-кв, Au- Ag-Te-Se, Au-арг	2	514-680	1:10-40	-	Ag	Обрывистое, Сергеев- ское, Эвенское, Дукат	
Куйдусунская пз.	ТМА	-"-	с	3	5	Ag-Au-Sn-пол	1,2	-	1:130	-	Au, Sn	Хаардах, Атунджа			

		Омолонская пз.	TMA	D ₃	с	2	3	Au-ад-кв, Au-халц-кв(с фл)	1	300-350 500-700	1:1	-	Кубака
О С Т Р О В Н О Й		Сахалинская пр. Лангерийская з.	ГСО	Р	г	1	2	Au-ал-кв, пир-арс	2	-	15:1	-	Рукосуевское
		Шмидтовская з.	ГСО	"-	г	1	2	Au-цеолит-анальцимо- вый	2	-	5:1	-	Левенштерновское
		Курило-Камчатская пр. Курильская з.	ГСО	N ₂ -Q ₁	с	1	1	Au-Te-кв, Au-сульф-кв, Au-ад-кв	2,3	890	1:3-5	Ag, Te	Прасоловское, Жиль- ное, Переселенческое
		Восточнокамчатская з.	ГСО	N ₂	с	1	2	Au-сульф-сульфосольн.	3	790	1:3	Ag,Pb, Zn,Cu	Кумроч
		Центральнокамчатская з. Северная пз.	ГСО	N ₂	с	1	2	Au-Ag	1,2	-	Ag, 1:10	Pb,Zn	Тутхливаям
		Центральная пз.	ГСО	"-	с	1	2	Ag-халц-кв, Au-Te	2,3	550-970	2-7:1	Ag,Te	Озерновское, Агинское
		Южная пз.	ГСО	N ₂ -Q ₁	с	1	1	Au-Ag-пол, Au-сульф-ант, Au-ад	3	550-800	1:1 1:20	Ag	Мутновское, Роднико- вое, Асачинское
	Корякская пз.	ГСО	Р	с	2	3	Au-ад-кв, Au-Ag-пол, Au-Ag-гал-сфал	2,3	550-650	2:1-1:20 до 1:260	Ag,Pb, Zn,Se	Аметистовое, Клад, Спрут, уч. Туманный	

П р и м е ч а н и я . Цифры в головке таблицы: 1,2 - золотоносные пояса: планетарный (1), региональный (2);

3 - золотоносные провинции (пр.), зоны (з.), подзоны (пз.);

4 - тектоническая структура;

5 - возраст оруденения;

6 - уровень глубинности формирования оруденения: субвулканический (с), гипабиссальный (г), мезоабиссальный (м);

7 - стадия орогенеза подвижной зоны: ранняя (1), средняя (2), поздняя (3);

8 - интенсивность глубинного разуплотнения по пятибалльной шкале (1-5);

9 - рудные формации, минеральный тип. Сокращения: кв - кварц, ад - адуляр, халц - халцедон, гал - галенит, сф - сфалерит, ал - альбит, пир - пирит, карб - карбонат, арс - арсенопирит, арг - аргентит, ант - антимонит, шеел - шеелит, сульф - сульфиды, пол - полиметаллический, фл - флюорит;

10 - сульфидность руд: убого- (1), мало- (2), умеренно (3), существенно сульфидная (4);

11 - проба золота;

12 - Au:Ag;

13 - прочие полезные компоненты руд;

14 - примеры месторождений.

СИСТЕМАТИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сложность проблемы классификации золоторудных месторождений известна и объясняется многообразием условий их формирования. Группировки месторождений обычно производятся по вещественному составу руд и окolorудных пород (Н. В. Петровская, С. Д. Шер, Д. А. Тимофеевский, Ю. П. Ивенсен и В. Н. Левин, А. А. Сидоров, В. И. Найбородин, М. М. Константинов и др.); по комплексу признаков, из которых главными являются взаимоотношения с магматизмом, глубинность, вещественный состав руд (Н. И. Бородаевский, И. С. Рожков, П. Ф. Иванкин, Ю. Г. Щеглов, Н. А. Шило и др.).

Анализ региональной металлогении золота Востока России проводили Г. П. Воларович, В. Т. Матвеевко, которые в основу группирования месторождений положили временные, литолого-структурные и магматические факторы. Вопросами систематики золоторудных месторождений региона также занимались И. В. Кунаев, А. Ф. Баранов, В. И. Сухов, В. Д. Мельников, А. И. Плотников, В. Г. Ветлужских, В. Г. Моисеенко, М. К. Силичев, А. А. Сидоров, В. И. Найбородин, М. М. Константинов, А. И. Казаринов, А. И. Калинин, Ю. И. Новожилов, В. Г. Хомич, Л. В. Эйриш и др.

Предлагаемая систематика золоторудных месторождений Востока России (табл. 3.1) основана на приуроченности продуктивного оруденения к региональным структурным уровням и его связи с определенными тектоно-магматическими комплексами. При этом учитывается морфология и вещественный состав оруденения, характер вмещающих пород и другие признаки. Наблюдаемое в регионе разнообразие структурно-вещественных типов золоторудных месторождений обусловлено многими причинами, среди которых главной является принадлежность оруденения к ранним или поздним этапам орогенеза в ГСО и структурах ТМА. Эти этапы маркируются типами гранитоидного магматизма. В подвижных зонах он эволюционирует в гомодромной последовательности от натровых серий к калиевым, а оруденение от золотого к золото-редкометалльному.

Анализ золотоносности региона показал, что в пределах отдельных золотоносных областей развиты различные по морфологии, вещественному составу, глубинности и возрасту месторождения, которые по существующим систематикам можно отнести к различным формациям и группам формаций и при этом не получить представления о геолого-структурной позиции оруденения. С другой стороны, в каждой золотоносной провинции наблюдается отчетливая приуроченность месторождений и интрузий, с которыми они парагенетически связаны, к определенным региональным структурным уровням, представляющим собой естественные геологические граничные поверхности между структурно-формационными комплексами - структурными этажами и ярусами. Эти особенности позволили, с некоторой долей условности, выделить в регионе рудоносные уровни по важнейшим геотектоническим структурам ГСО и ТМА и по стадиям развития орогенных комплексов (табл. 3.1).

Систематика геологических типов золоторудных месторождений Востока России

Геотектонический тип вмещающих структур	Уровни глубинности интрузий и оруденения	Стадии развития орогенеза (и глубинных структур разуплотнения), магнитность и тип щелочности гранитоидов, парагенных оруденению		
		Раннеорогенная Интрузии магнитные, Na > K	Орогенная Интрузии слабомагнитные, Na < K	Позднеорогенная Интрузии немагнитные, Na < K
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ	Близповерхностные	Золоторудные и золототеллуридные кварцевые, адуляр-кварцевые, убогосульфидные, сульфидные жилы, штокверки (Агинское, Озерновское, Белая Гора, Мугновское)	Золоторудные и золото-серебряные, кварцевые, адуляр-кварцевые убогосульфидные, сульфидные жилы (Аметистовое, Прасоловское, Спруг)	
	Субвулканические	Золоторудные кварцевые и адуляр-кварцевые убогосульфидные залежи, жилы (Многовершинное, Холанское, Дыльменское)	Золото-серебряные кварцевые и адуляр-кварцевые убогосульфидные и сульфидные залежи, штокверки (Дурминское, Салют)	Серебряные, олово-серебряные с флюоритом и золотом жилы, залежи (Хаардахское, Атунджа)
Геосинклинальные складчатые комплексы	Мезогипсальные	Золоторудные малосульфидные и кварц-сульфидные жилы, в т. ч. седловидные, минерализованные зоны (Наталкинское, Каральвеем, Нежданкинское, Токур, Дуэт, Юр)	Золоторудные, золото-шеелитовые малосульфидные и умеренно сульфидные жилы и залежи (Харгинское, Агние-Афанасьевское, Малиновское)	Золото-редкометалльные (преимущественно золото-вольфрамовые) кварц-сульфидные жилы, залежи (Незаметное, Восток-2, Зимовье)

Геотектонический тип вмещающих структур		Уровни глубинности интрузий и оруденения	Стадии развития орогенеза (и глубинных структур разуплотнения), магнитность и тип щелочности гранитоидов, парагенных оруденению		
			Раннеорогенная	Орогенная	Позднеорогенная
			Интрузии магнитные, Na > K	Интрузии слабомагнитные, Na < K	Интрузии немагнитные, Na < K
ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ	Орогенные вулканические и плитные комплексы	Близповерхностные	Золоторудные убогосульфидные и кварц-сульфидные штокверки, залежи (Куранах)	Золото-серебряные адуляр-кварцевые убогосульфидные штокверки	-
		Субвулканические	Золотосульфидные и убогосульфидные адуляр-кварцевые залежи, жилы (Лебединое, Покровское, Авляякан, Кулюкли, Юрьевское)	Золото-серебряные адуляр-кварцевые убогосульфидные залежи и жилы (Хаканджинское, Чачика)	-
	Кристаллический фундамент	Гипабиссальные	Золоторудные кварцевые и кварц-сульфидные жилы (Колчеданный Утес, Золотая Гора, Етарское)	Золоторудные с серебром, вольфрамом, висмутом; золото-полиметаллические жилы и зоны (Бамское, Кировское, Березитовое)	Золото-вольфрамовые малосульфидные жилы (Порожистое, Сихотэ-Алинь)
		Мезоабиссальные	Золоторудные малосульфидные жилы (Ледяное, Скалистое)	-	-

Примечание. В скобках приведены месторождения.

В литературе известны примеры исследований ярусности (этажности) золотого оруденения (Лукин, 1973; Лукин и др., 1978). При этом подчеркиваются различия отдельных структурных этажей по их литологическому составу, химизму и физико-химическим свойствам, метаморфизму пород и толщ, по характеру магматизма и тектоники. При обсуждении глубинности золотого оруденения (Казанский и др., 1978; Сафонов, 1978) исследователи также обращаются к анализу геотектонических уровней, к каждому из которых приурочены определенные типы золоторудных месторождений. Элементы ярусности оруденения мы находим в классификациях золоторудных месторождений Н. А. Шилов, Ю. Г. Щербакова, в систематике П. Ф. Иванкина и др.

В геосинклинальных складчатых областях Востока России выделяется три уровня оруденения: мезо-гипабиссальный, субвулканический и близповерхностный. Первый приурочен к дислоцированным геосинклинальным складчатым комплексам: терригенным черносланцевым, осадочно-вулканогенным, обычно метаморфизованным до зеленосланцевой фации, часто в ассоциации с дайками порфириров, лампрофириров и массивов гранитоидов повышенной основности, иногда без видимой связи с интрузиями (дуэтский тип). Это обширная группа высокопродуктивных месторождений, таких как Наталкинское, Майское, Токурское, Каральвеев и др.

Два верхних рудоносных уровня ассоциируют с орогенными, преимущественно вулканогенными комплексами складчатых областей (верхний рудоносный этаж). Оруденение субвулканического уровня очень сходно с таковым структур ТМА консолидированных областей. Оно приурочено к низам вулканогенов, обычно сложенных андезитами, и ассоциирует с обильно проявленным субвулканическим (и гипабиссальным) магматизмом (Многовершинное, Дурминское). Комплексы основания вулканогенов на таких рудных полях зачастую вскрыты эрозией. К близповерхностному уровню отнесено оруденение белогорского типа, локализованное в сохранившихся от эрозии жерлах третичных палеовулканов, а также месторождения Камчатки и Курильских островов. Они удалены по вертикали от фундамента вулканитов и ассоциируют с субвулканическими массивами пород базальт-липаритовой формации.

В структурах мезозойской тектоно-магматической активизации выделяется четыре уровня золотого (и золотосодержащего) оруденения: мезоабиссальный, гипабиссальный, субвулканический и близповерхностный. Первые два располагаются в кристаллическом фундаменте под вулканогенными и осадочными прогибами. Оруденение ассоциирует с дайками, малыми и средними по размерам массивами гранитоидов, монцонитоидов, сиенитидов (месторождения Ледяное, Бамское, Кировское, Березитовое). Третий уровень оруденения приурочен к низам упомянутых прогибов в тесной пространственной связи с разнообразными субвулканическими интрузиями (Лебединое, Покровское, Прогнозное). Близповерхностный уровень золотого оруденения располагается в верхах вулканогенов и осадочных комплексов (малопродуктивные штокверки), но чаще на промежуточных уровнях (месторождения Кулюклинское, Хаканджинское, Карамкенское) и ассоциирует с субвулканическими интрузиями и жерловыми фациями вулканитов, близких по облику к покровным образованиям.

Наиболее четко рудоносные уровни выражены в структурах ТМА Алданского щита. Золотое оруденение (мелового возраста) здесь локализовано на границе карбонатного кембрия и терригенной юры (куранахский тип), в низах карбонатного чехла (лебединский тип). Менее ярко уровни проявлены в структурах ТМА Буреинского массива, в Становой и Охотско-Чукотской провинциях, где золотое и золото-серебряное оруденение приурочено к низам нижнего и верхнего ярусов вулканитов (Покровское, Хаканджинское месторождения), к терригенному осадочному чехлу (иорикский тип), а также характерно для кристаллических комплексов фундамента в связи с гипабиссальными гранитоидными интрузиями, под экранами вулканитов и моласс (Етарское, Кировское, Березитовое месторождения).

В предлагаемой систематике золоторудных месторождений Востока России отражено преимущественно мезозойско-кайнозойское оруденение, являющееся на Дальнем Востоке достоверно продуктивным. Золотоносность протерозойского (Северостановая зона), байкальского (Буреинский массив) и герцинского возраста (Джагдинская, Южноверхоаянская провинции, Омолонский массив, Южное Приморье) в значительной мере проблематична либо слабо изучена.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

4. 1. МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ ПОЯС

4. 1. 1. Алданская золотоносная провинция

Золотоносность Алданской провинции тесно связана с центрами интрузивной деятельности алданского интрузивного комплекса и имеет узловой характер. Золотоносные узлы объединены в зоны ВЮВ простирания. Поперечные к ним ССВ зоны проявлены менее четко. На гравиметрических картах золотоносные районы выделяются локальными минимумами силы тяжести средней интенсивности (например, Центральноалданский район). Парагенные оруденению интрузивные породы (щелочные и гранитоиды) обладают высокой магнитной восприимчивостью и окисленностью железа. Алданская провинция - типичная область мезозойской ТМА с преимущественно раннемеловым золото-сульфидно-кварцевым оруденением с относительно высокопробным золотом и достаточно крупными золоторудными объектами субвулканического и гипабиссального уровней. Очаговым структурам соответствуют тектонические поднятия, возникшие на пологой

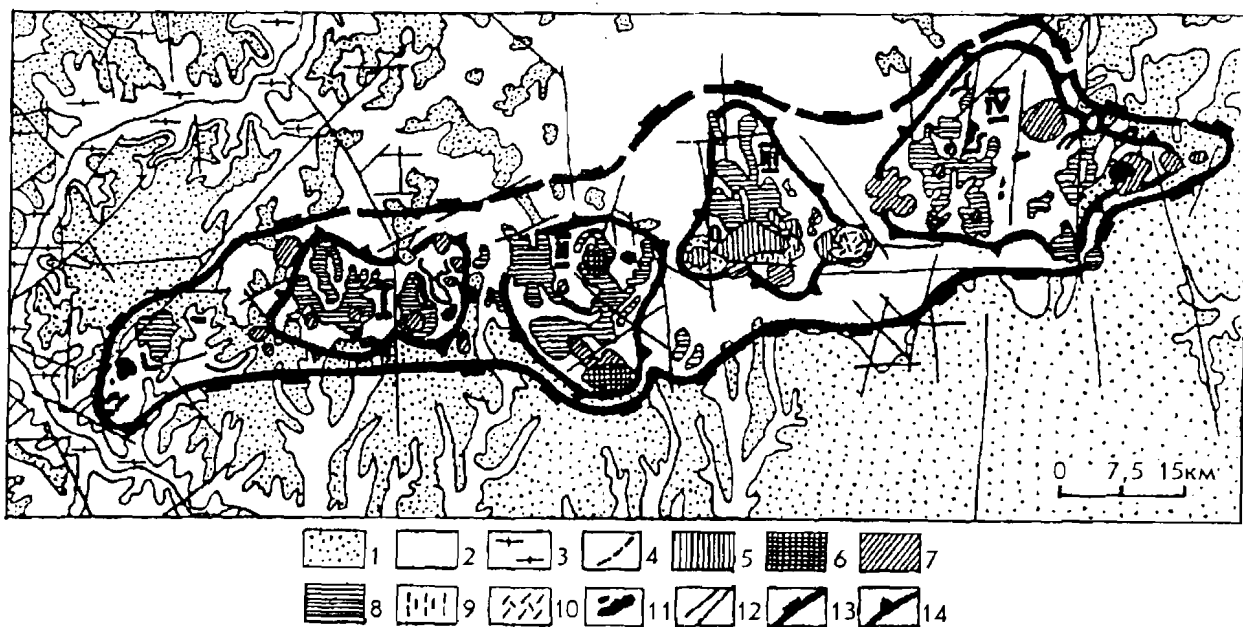


Рис. 4.1. Схема тектоники и мезозойского (J-K₁) магматизма Кет-Капского района (по Е. П. Максимова и др., с упрощениями).

1 - карбонатные породы (Е₁); 2 - терригенно-карбонатные породы (PR₂₋₃); 3 - кристаллический фундамент; 4-7 - внедрения I этапа: 4 - щелочные сиениты и шонкиниты, 5 - штоки субщелочных авгитовых сиенитов, 6 - штоки щелочноземельных сиенитов, 7 - штоки кварцевых сиенито-диоритпорфиров и гранодиоритов; 8-10 - внедрение II этапа: 8 - силлы кварцевых сиенито-диоритпорфиров и гранодиорит-порфиров повышенной щелочности; 9 - толща субщелочных трахитов, их туфов и кластолав; 10 - гранит-порфиры; 11 - диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты и гранодиориты; 12 - разломы; 13 - контуры Кет-Капского поднятия; 14 - поднятия I порядка (очаговые структуры, золотоносные); I - Бараньинское, II - Метропольское, III - Улуханское, IV - Буор-Саалинское

моноклинали чехла северного склона Алданского щита (поднятия Метропольское, Бараньинское, Томптоканское, Даньское, Юньское и др.) (рис. 4.1, 4.2). В Центральноалданском районе очаговая структура возникла на юрском прогибе (Якокутском), заложенном вдоль крупного близмеридионального глубинного разлома. Мощность рифейско-нижнекембрийского комплекса изменяется в пределах от 700 до 1700 м и лишь на крайнем востоке региона достигает 2900 м (рис. 4.3). Палеогеографические особенности региона показывают, что в позднем докембрии в междуречье Учур-Май существовал режим поднятия, о чем свидетельствует песчаниковый состав разреза учурской серии и увеличение его мощности к югу. Щитом эта структура была в юре, поставляя обломочный материал в соседние впадины.

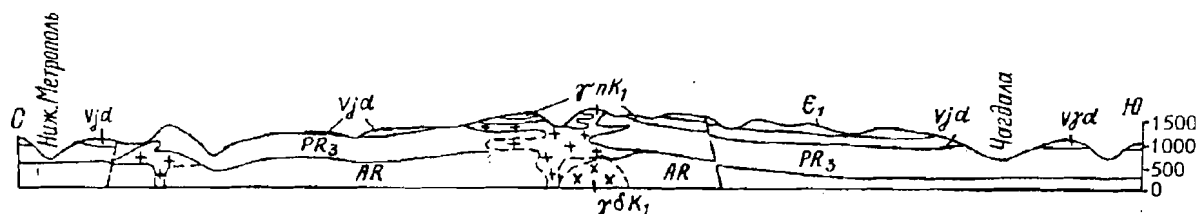


Рис. 4. 2. Учурский золотоносный район. Разрез через Бараньинское поднятие. Хорошо виден свод с очаговой структурой в центре. Аналогичные своды развиты в районе Метропольского и Улаханского поднятий (по В. А. Самозванцеву)

Высокомагнитные субвулканические и гипабиссальные интрузии мелового возраста алданского комплекса делятся на две основные формации: 1) слабокислых гранитоидов (диоритовые порфириды, гранитоиды, диориты) и 2) монцонит-сиенитовую: сиенит-порфиры, сиениты, монцодиориты (Максимов, Угрюмов, 1971). В последовательном ряду интрузивных серий наблюдается постепенное увеличение щелочности пород за счет увеличения содержания калия и уменьшения полевошпатовой извести. Одновременно происходит и рост концентраций в них золота до максимальных значений в субщелочных сиенитах (Карелин и др., 1974). Установлено, что в мезозойских магматических образованиях содержание золота вообще значительно выше, чем в породах кристаллического фундамента и осадочного чехла. Эти данные указывают на возможную генетическую связь золотоносности района с указанными интрузиями либо с глубинным очагом, их генерирующим.

Следует отметить, что в отличие от наиболее продуктивного Центральноалданского района, где карбонатные породы юдомской свиты непосредственно залегают на кристаллическом фундаменте и содержат рудные тела на нескольких горизонтальных уровнях, в Учурском, Даньском, Одолинском, Томптоканском районах на гнейсах раннего докембрия повсеместно залегает сравнительно мощная (до 700 м) толща существенно кварцевых песчаников (рис. 4.3, 4.4).

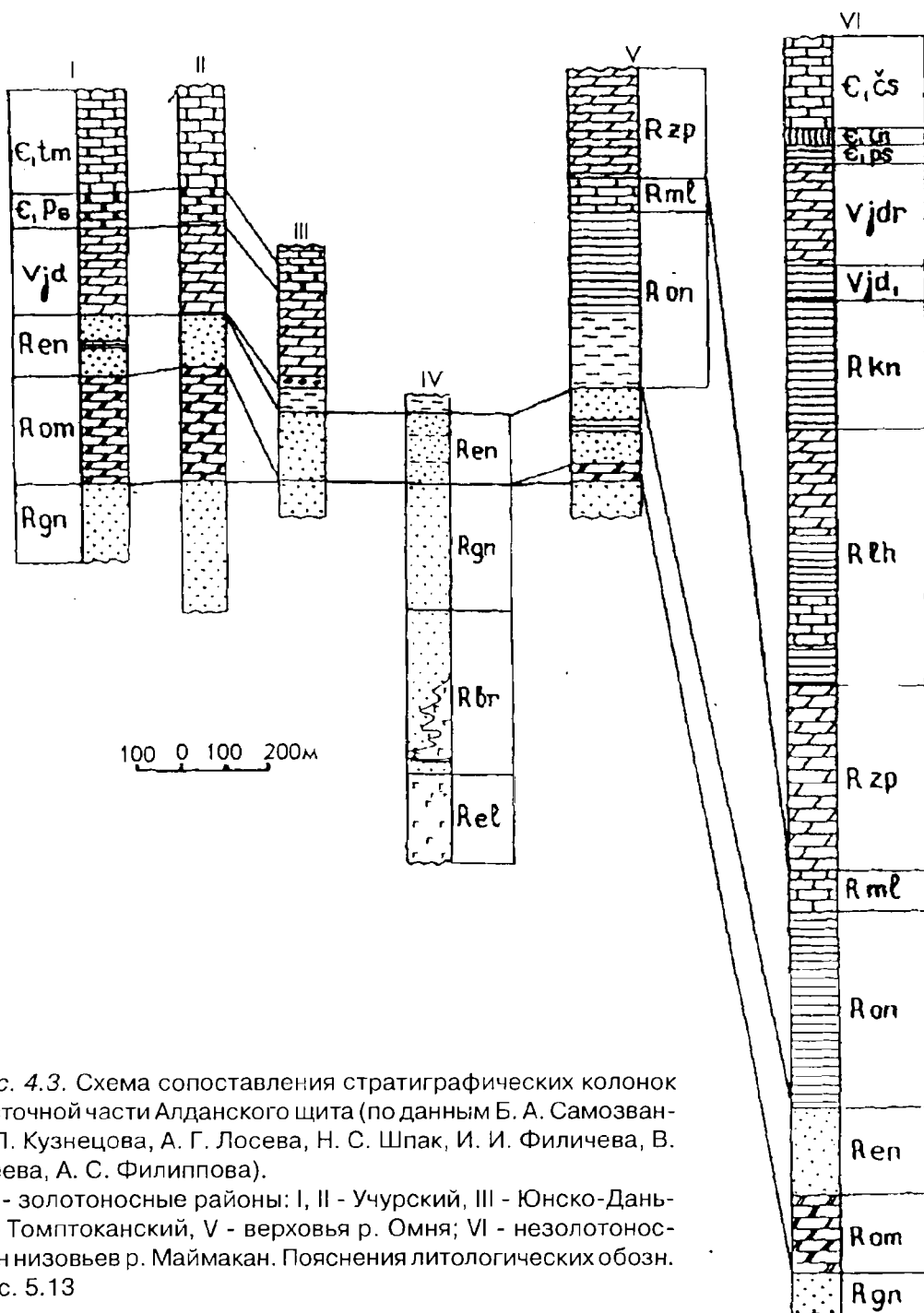


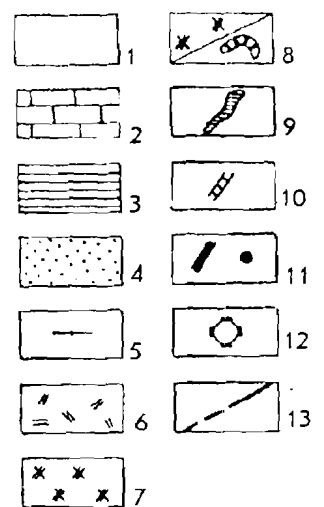
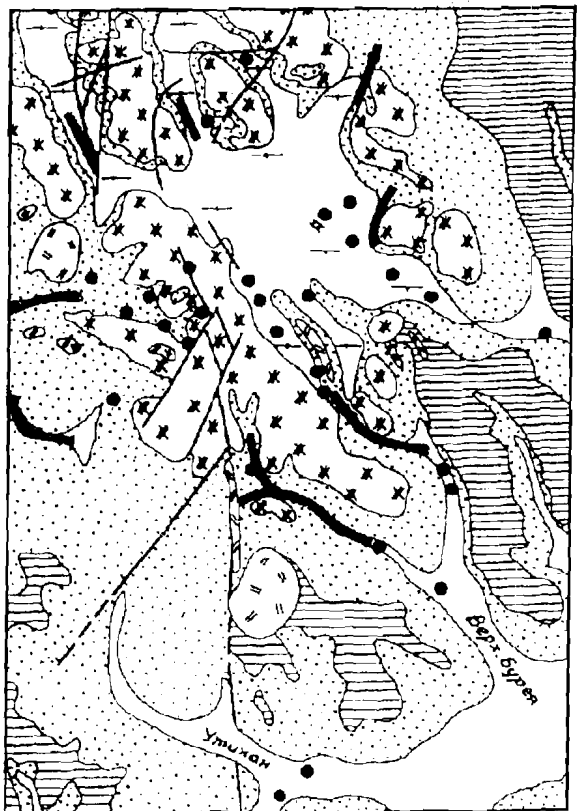
Рис. 4.3. Схема сопоставления стратиграфических колонок чехла восточной части Алданского щита (по данным Б. А. Самозванцева, И. П. Кузнецова, А. Г. Лосева, Н. С. Шпак, И. И. Филичева, В. Р. Алексеева, А. С. Филиппова).

I-V - золотоносные районы: I, II - Учурский, III - Юнско-Даньский, IV - Томптоканский, V - верховья р. Омня; VI - незолотоносный район низовьев р. Маймакан. Пояснения литологических обозн. см. на рис. 5.13

По вертикали оруденение Алданского щита приурочено к трем структурным уровням: к верхней части фундамента, низам карбонатного чехла, к подошве терригенной юры. Наиболее продуктивны два последних уровня, включающие месторождения лебединского и куранахского типов. Практический интерес представляет золото-порфировое оруденение Рябинового массива, образованного сложным комплексом щелочных и других пород, а также золоторудные проявления в кристаллическом фундаменте, в скарнах, сиентах, в песчаниках и конгломератах древнего чехла.

Рис. 4.4. Карта золотоносности Даньско-Одолинского золотоносного района (по А. Г. Лосеву; Н. С. Шпак, А. С. Суриковой; Н. С. Шпак и др., с дополнениями).

1 - аллювиальные отложения; 2 - доломиты и известняки (εrv); 3 - аргиллиты, алевролиты (Rop); 4 - алевролиты, песчаники, гравелиты (Ren); 5 - кристаллический фундамент (AR); 6-10 - алданский комплекс меловых интрузий: 6 - аляскитовые гранит-порфиры, монзониты; 7 - кварцевые сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры; 9 - диоритовые порфиры, диориты; 10 - дайки; 11 - золотоносные россыпи, шлихи с золотом; 12 - золоторудное проявление; 13 - разломы



2 0 2 4 км

На Алданском щите широко распространены кварц-сульфидные залежи и жилы с золотом, реже с золото-серебряным и золото-серебро-полиметаллическим оруденением. Наиболее известно **Лебединое** золоторудное месторождение, материалы по которому обобщали А. Билибин, А. Н. Казаринов, Н. В. Петровская, С. М. Нейзлер, Г. М. Азанов, С. В. Кузнецов, В. З. Садов, А. Н. Угрюмов, М. Б. Бородаевская, И. С. Рожков, В. Г. Ветлужских и др. Архейский кристаллический фундамент здесь представлен гнейсами и кристаллическими сланцами иенгурской серии. Чехол щита образован юдомской свитой вендского возраста, на которой с географическим несогласием залегают нижнекембрийские свиты - пестроцветная, тумулдурская, унгелинская и кургиновская. Юдомская свита (220-240 м) представлена разнообразными доломитами; пестроцветная (45-50 м) - окрашенными доломитами, мергелями, известняками; тумулдурская и унгелинская - преимущественно серыми доломитами. Кембрийские образования в южной части рудного поля перекрыты среднеюрскими разнотекстурными кварц-полевошпатовыми песчаниками юхтинской свиты (60-70 м). Платформенный чехол очень полого (1-6,5 м/км) наклонен на север. В центральной части рудного поля он осложнен пологим меридиональным Якокутским прогибом шириной более 20 км. В фундаменте прогиба выделяется серия грабенов. Прогиб заложен вдоль Якокутского разлома, по которому в мезозое происходили перемещения блоков на 400-500 м.

Золотое оруденение парагенетически связывается с мезозойским магматизмом (Билибин, 1955; Максимов, Угрюмов, 1971; данные Е. П. Максимова, 1974 г.), который проявился четырежды с верхнего мела и представлен разнообразными породами щелочного, сиенитового и диорит-гранодиоритового состава. Морфологически это лакколиты, силлы, штоки, дайки, редко вулканические покровы. Породы дунитовой и кимберлитовой формаций обычно развиты за пределами золотоносных узлов. Наиболее интенсивные внедрения магмы произошли в верхней юре-нижнем мелу (3-й этап), в верхнем мелу магматизм регрессировал, формировались преимущественно дайки. Для пород всех формаций комплекса, независимо от состава, характерно повышенное содержание акцессорного магнетита, высокие значения коэффициента окисленности железа ($f = 0,3-0,7$) и высокая магнитная восприимчивость ($\chi = 115-570 \cdot 10^{-6}$ СИ) (Малышев и др., 1977).

Внедрение субвулканических интрузий сопровождалось гидротермальной деятельностью и метаморфизмом пород. С первыми этапами магматизма связываются калишпат-карбонатные, пирит-калишпат-анкеритовые метасоматиты, а с поздними (нижний мел) возникли кремнистые, кварц-пиритовые, кварц-адуляр-пиритовые, кварц-серицитовые, а также низкотемпературная калишпатизация и аргиллизация. Метасоматиты развивались по разным породам, вплоть до даек. С заключительными этапами магматической деятельности связывается образование основного оруденения.

Месторождение представлено горизонтальными залежами и вертикальными жилами анкерит-пиритового, тремолит-сульфидного, кварц-сульфидного, кварц-гематитового состава, залегающими преимущественно в доло-

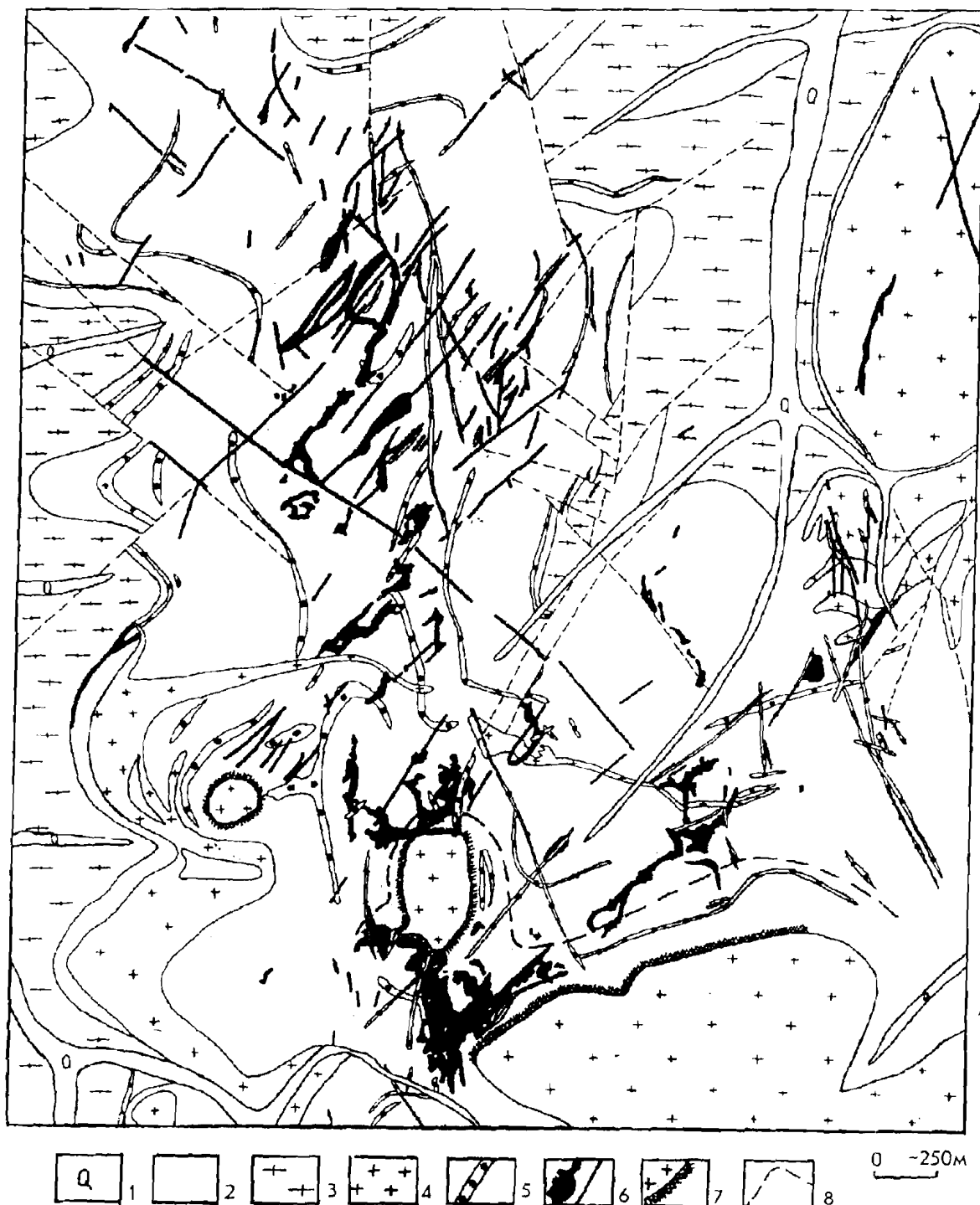


Рис. 4.5. Геологическая карта Лебединого рудного поля, горизонтальная проекция (по С. В. Кузнецову и В. З. Садову).

1 - четвертичный аллювий; 2 - доломиты юдомской свиты (V); 3 - гнейсы и граниты (AR); 4 - щелочные сиениты и сиенит-порфиры (K); 5 - дайки порфировых пород щелочного и щелочно-земельного состава, лампрофиров (K); 6 - проекции горизонтальных рудных залежей на поверхность, вертикальные рудные жилы; 7 - скарированные породы; 8 - зоны брекчирования

митах юдомской свиты. Рудные жилы встречаются также в архейских гнейсах и в интрузивных породах. На контактах с последними доломиты мраморизованы, окварцованы и скарнированы. Интрузивные и рудные тела используют трещинные структуры вертикальной и близгоризонтальной ориентировки, возникшие в результате мезозойской ТМА. Рудные залежи в плане имеют лентовидную форму, ширина лент 10-15 м, мощность 0,5 - 2 м, протяженность 50-1000 м. Конфигурация залежей зачастую очень сложна (рис. 4.5, 4.6). В доломитовой толще выделяется 4 горизонта сосредоточения рудных залежей: на границе архея и юдомской свиты; в 15-25 м, 40-50 и 180-185 м от этого контакта. Рудные жилы чаще ассоциируют с залежами. Их обычная мощность 0,5-1 м, в раздувах до 2-3 м, протяженность десятки и сотни метров. Одна жила (им. Горького) протягивается на 2 км. Ориентировка жил СВ и СЗ, падение вертикальное. Контакты жил в доломитах извилистые, при входе в архейские гнейсы жилы ветвятся и выклиниваются. В мезозойских интрузивных породах они имеют четкие ограничения. Переход от руды к боковым породам резкий. Вмещающие породы близ рудных тел инпреньированы пиритом (вкрапленность, прожилки). Главные минералы руд: кварц, анкерит, пирит, гематит, халькопирит, кальцит, пирротин, тремолит. Второстепенные и примеси: шеелит, галенит, тетрадимит, сфалерит, магнетит. Золото в рудах тесно ассоциирует с сульфидами. Выделяется 4 типа руд. 1. Наиболее распространены карбонат-пирит-кварцевые руды. Образуют залежи, обладают полосчатым строением. Содержание пирита до 2%. Золото находится в пирите в виде микровключений (0,01 - 0,4 мм). Его проба 850-950. Элементы-примеси в руде: As, Mn, V, Bi, Cr. 2. Гематит-пирит-кварцевые руды образуют жилы, реже залежи. Содержание пирита до десятков процентов. Золото в гематите, реже в кварце, величина выделений 0, 0п - 0, п мм. Проба 850-900. Типоморфные элементы в руде: галлий, германий, W, Sn, Ni, V, Cr. 3. Пирит-кварцевые руды образуют жилы и залежи, тяготеют к контактам субщелочных интрузий с карбонатными породами в ореоле скарнирования и мраморизации доломитов. Содержание пирита в рудах 10-80%. Золото в пирите мелкое (0,01-0,1 мм), в окисленных рудах до 2 мм. Проба 770-800. 4. Кварц-полисульфидные руды образуют жилы в архейском фундаменте, карбонатных породах и щелочных интрузиях. Состав сульфидов разнообразный: пирит, халькопирит, галенит, борнит, сфалерит. Золото мелкое (0,01-0,1 мм), проба 850-910. Примеси в рудах: Cu, Pb, Aq, Mo, Zn, Bi, As, Cr.

В Учурском золотоносном районе (рис. 4.7) геологическая обстановка несколько иная. На архейском кристаллическом фундаменте, который обнажен на окраинах района, залегают верхнепротерозойские отложения гонамской, омахтинской и эннинской свит, которые в свою очередь перекрываются юдомской свитой (венд) и нижнекембрийскими пестроцветной и тумулдурской свитами. Все эти образования в четырех вулcano-тектонических центрах (поднятия Бараньинское, Метропольское, Улаханское и Буор-Саалинское, рис. 4.1.) прорваны лакколитами, силлами, штоками преимущественно субщелочного и щелочноземельного состава. Известны и покровные фации магматитов - лавы и туфы. Юрские отложения практически отсутствуют.

В **Улаханском** поднятии расположено одноименное месторождение, в котором изучена **Комсомольская** рудная залежь. В 1942-1945 гг. она эксплуа-

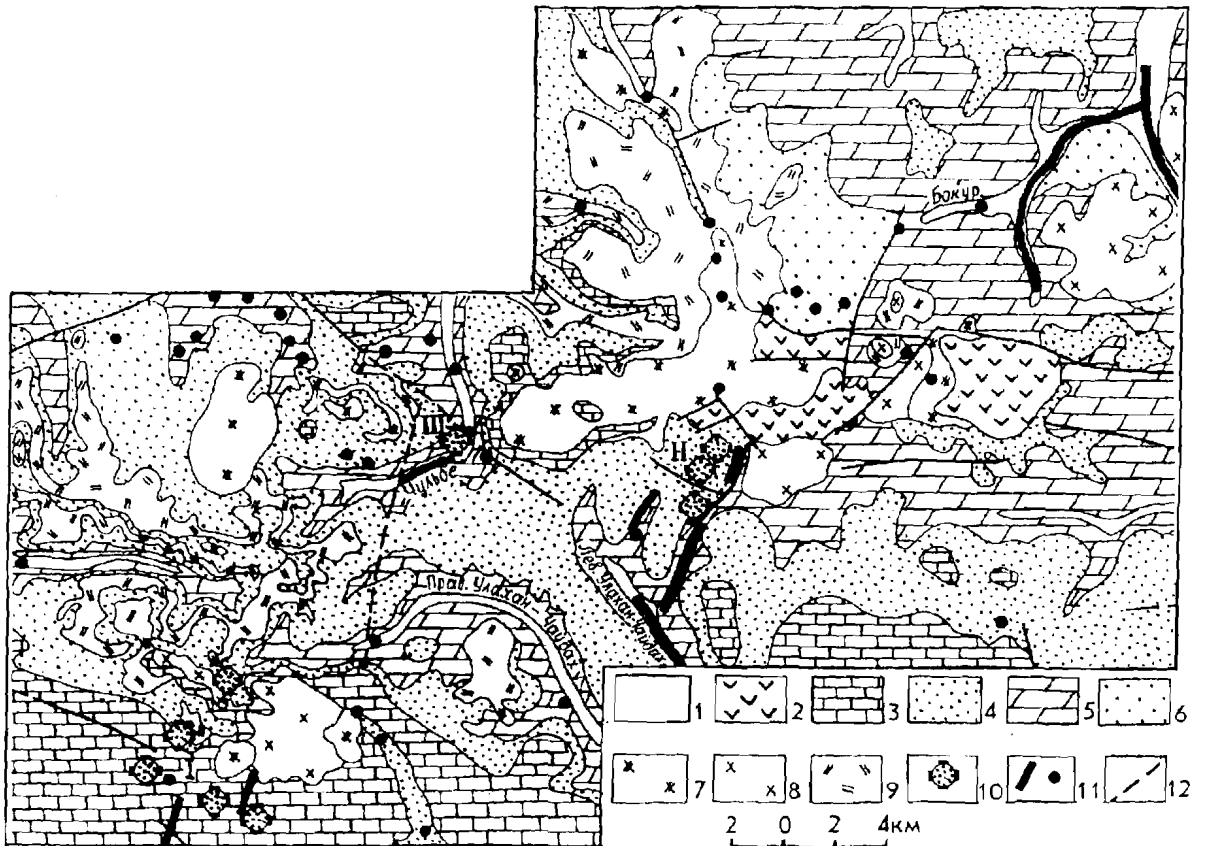
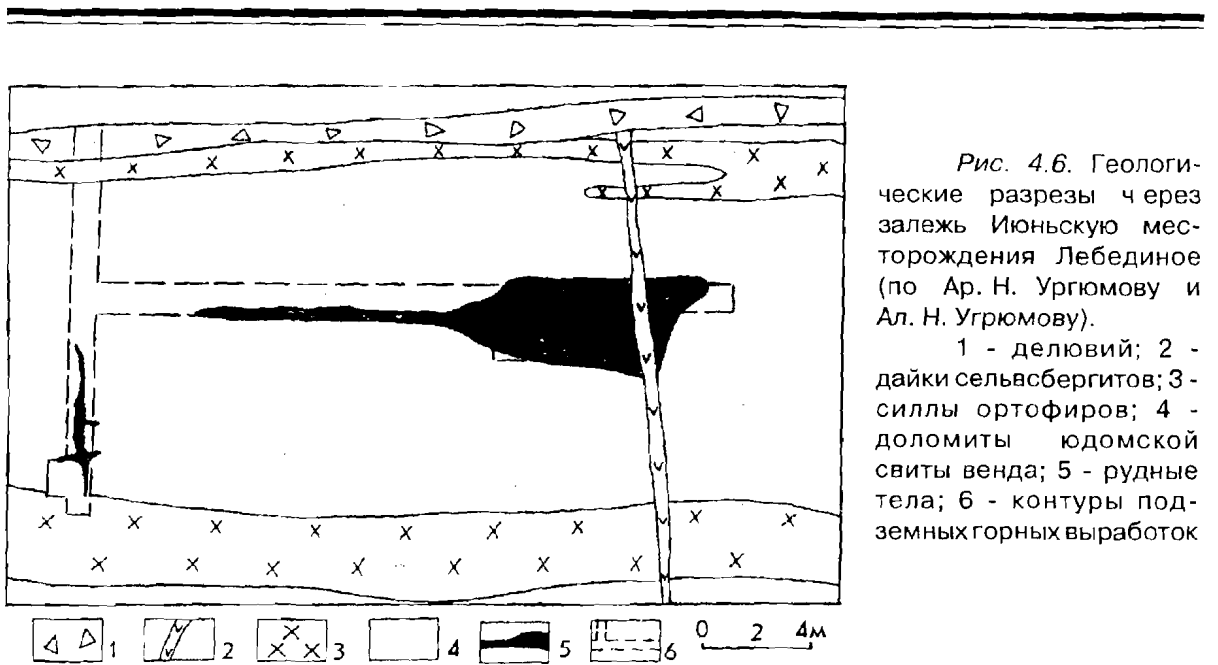
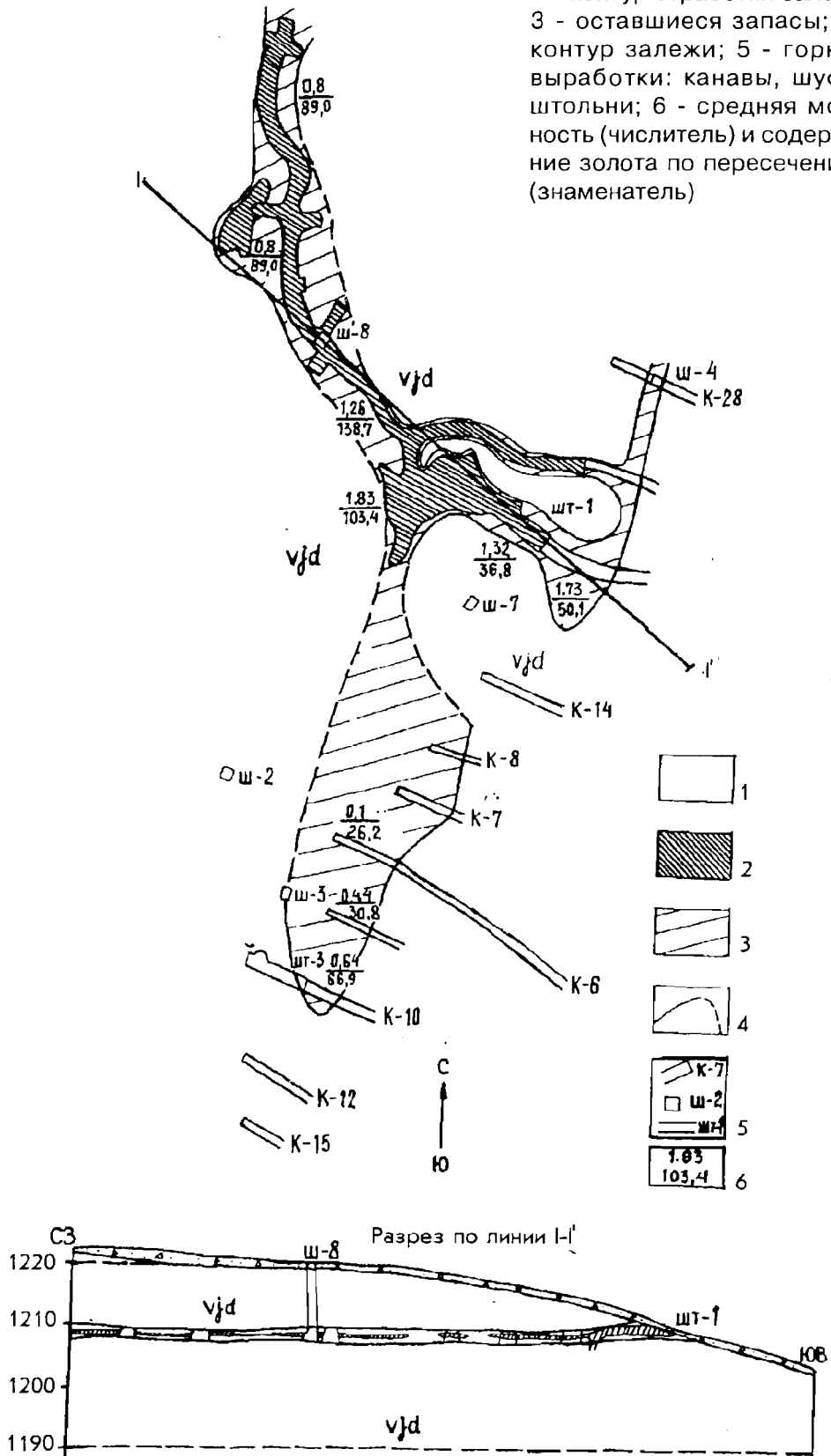


Рис. 4.8. Геологический план и разрез рудной залежи Комсомольская Улаханского месторождения (по Ю. С. Яковлеву).

1 - юдомская свита, доломиты и известняки (Vjd);
 2 - контур отработки залежи;
 3 - оставшиеся запасы;
 4 - контур залежи;
 5 - горные выработки: каналы, шуфы, штольни;
 6 - средняя мощность (числитель) и содержание золота по пересечениям (знаменатель)



тировалась. Залежь приурочена к горизонту серых битуминозных оолитовых доломитов нижней пачки юдомской свиты, залегает горизонтально, согласно с напластованием (рис. 4.8). Длина разведанной части залежи 140 м, ширина от 5-7 до 20 м, средняя мощность 1,04 м. От основного рудного тела отходят узкие (2-7 м) рукавообразные ответвления, разобщенные останцами незамещенных доломитов, слабопиритизированных, каолинизированных, окварцованных. Края залежи четкие, но извилистые. Руды окисленные, представлены кварц-лимонитовой массой с примесью глинистого материала охристо-желтого цвета. Изредка среди бурожелезняковой массы встречаются налеты и тонкие корочки малахита и азурита. Руды состоят из гидроокислов железа - 45-75%, мелкозернистого кварца - 30-50%, единичных зерен пирита, халькопирита и халькозина. Гидроокислы представлены лимонитом и гетитом, редко лепидокрокитом, образующим натечные колломорфные продукты либо псевдоморфозы по пириту. На месторождении добыто 1,9 т золота при среднем содержании 84 г/т. Кроме золота в рудах обнаружено серебро - 100-300 г/т, висмут - 0,002-0,2% и свинец, медь, цинк (сотые доли процента). Месторождение доизучается.

В последние годы в описываемом районе выявлено промышленное золотое оруденение в силикатных породах, например месторождение участка **Крутого**, расположенное в поле развития терригенных отложений гонамской свиты, прорванных штоками монцопорфиритов (2-я фаза алданского комплекса). Золотое оруденение приурочено к нижней пачке песчаников - светло-серых средне-мелкозернистых кварц-полевошпатовых, мощностью 60 м - и локализовано в зоне дробления, интенсивно окварцованной. Мощность рудоносной зоны 4-5 м. В ней выделяется 6 рудных тел, суммарной длиной 200-250 м. Рудные тела образованы штокверками тонких сближенных прожилков кварца с высоким содержанием золота. Среднее содержание золота на мощность 1 м составило 27 г/т. Максимальное содержание золота 800 г/т на мощность 0,3 м. Золото свободное, крупное (до 5 мм). В одном случае наблюдается фрагмент прожилка золота толщиной 1,5 мм и длиной 8 см. Проба золота 834-888. Содержание серебра в рудах до 550 г/т, Си - до 0,1-0,2%, Hg - до 0,1-0,3%. Прогнозные ресурсы золота оценены в 700 кг до глубины 50 м (P_1) и 2 т до глубины 100 м (P_2) (данные В. Л. Кельмачева, Г. Е. Усанова и др.).

Золотоносные скарны. Карбонатные породы чехла Алданского щита на контактах с сиенитами и щелочными породами обычно скарнированы. В ряде случаев скарны золотоносны. Так, в 7 км к востоку от уч. Крутого в истоках рек Тарыннах и Буор выявлено скарновое проявление **Клин**. На участке развиты терригенно-карбонатные породы юдомской и пестроцветной свиты, прорванные крупным Ороченским массивом и силлами диорит-сиенитов. Золотое оруденение связано со скарнами эпидот-гранат-магнетитового состава, образующими кольцо длиной по периметру 3 км на абсолютных отметках 1200-1250 м. Канавами вскрыты рудные тела мощностью 4,6 и 5,2 м с содержанием золота 13,2 и 7,2 г/т соответственно. Кроме скарновых минералов в рудах отмечены: золото, халькопирит, пирит, галенит, арсенопирит, малахит, лимонит. Золото в виде мелких пластинчатых зерен проволочковидной и октаэдрической формы величиной до 5 мм. Прогнозные ресурсы участка значительные (данные В. Л. Кельмачева, Г. Е. Усанова).

Золотоносные пиритизированные песчаники и конгломераты широко развиты в Учурском золотоносном районе, где они приурочены к отдельным пластам эннинской свиты, близ ее контакта с юдомскими доломитами, либо проявлены в зонах нарушений с тектоническими брекчиями. Пиритизированные пласты песчаников обычно расположены близ крупных массивов сиенит-диоритов, причем в зоне экзоконтакта пиритизированы и сами сиениты, в которых содержания золота не превышают 0,6 г/т. Мощность Верхнеулаханской залежи пиритизированных песчаников составляет 3-6 м, длина 4,5 км.

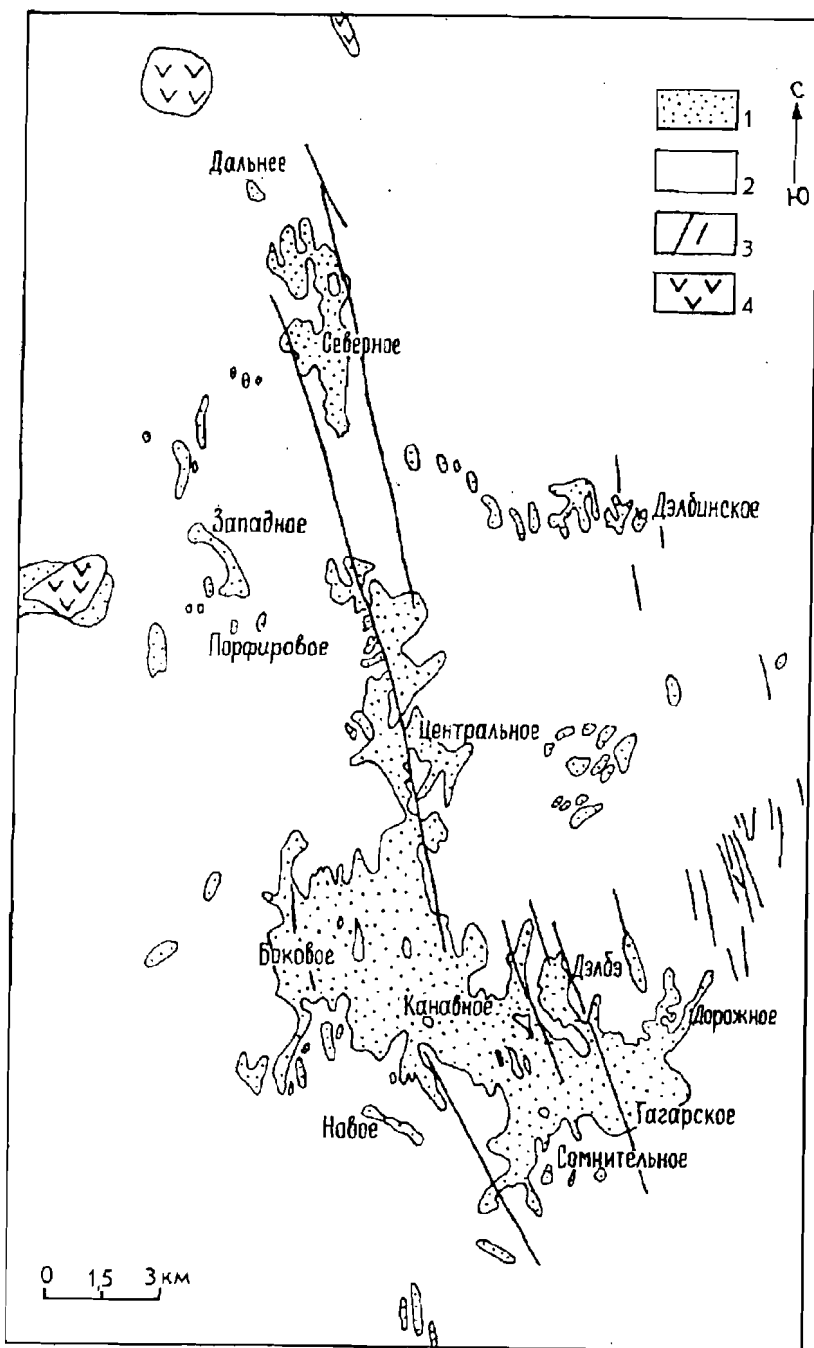


Рис. 4.9. Геологическая карта Куранаохского рудного поля (по И. И. Силину).

1 - юрские песчаники; 2 - карбонатные породы нижнего кембрия; 3 - дайки лампрофиров; 4 - силлы щелочных пород

Песчаники грубозернистые и разномзернистые аркозовые с прослоями тонко- и мелкозернистых кварцевых и полевошпат-кварцевых разностей. В грубозернистых песчаниках пирит крупнее (до 1-5 мм) и составляет 5-10% объема породы. В мелкозернистых песчаниках содержание пирита до 25% и размер зерен меньше (до 0,5 мм). Содержание золота в пиритизированных песчаниках до 10,4 г/т, в среднем 1 г/т. Расположение зон пиритизации в 10-15 м ниже подошвы толщи юдомских доломитов свидетельствует о существовании геохимического барьера, обусловившего осаждение сульфидных руд.

В СЗ части Алданского щита известно **Рябиновое** молибден-медно-золото-порфировое месторождение, локализованное в одноименном многофазном массиве, образованном вулcano-плутоническими породами трех основных формаций: фонолит-щелочно-сиенитовой, шонкинит-щелочно-пикритовой и трахит-сиенитовой (Кочетков, 1993). В районе месторождения массив прорывает гнейсы архея и венд-кембрийские карбонатные породы чехла. На ранних стадиях породы массива испытали натровый и калиевый метасоматоз, а на поздних - преимущественно калиевый.

Массив насыщен проявлениями золотой и сульфидной минерализации с оруденением Cu, Mo, Ag, Pb, Zn, Bi и др. На участках Мусковитовом и Новом выделяются промышленно интересные тела с прожилково-вкрапленной золотоносной минерализацией в калиевых метасоматитах, образующие зону штокверкового оруденения вдоль разломов и даек СВ простирания длиной 1,4 км и шириной 560-600 м. Внутри зоны сравнительно богатые рудные тела прослежены до глубины 200 м и более при постоянной ассоциации золота с медью. Но наиболее богатые борнитовые руды вскрыты за пределами золоторудных тел.

На месторождении выделяются минеральные ассоциации (от ранних): 1) автometасоматическая кварц-гематит-мусковит-ортоклазовая по эгириновым и нефелиновым сиенитам; 2) околорудная серицит-микроклиновая с адуляром, развита локально вдоль узких зон; 3) продуктивная золото-пирит-микроклиновая; 4) продуктивная золото-полисульфидная с кварцем, кальци-

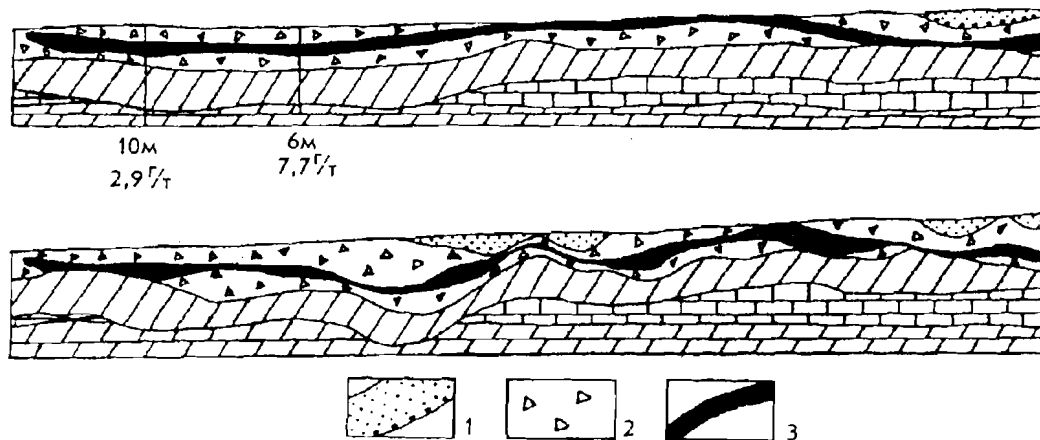
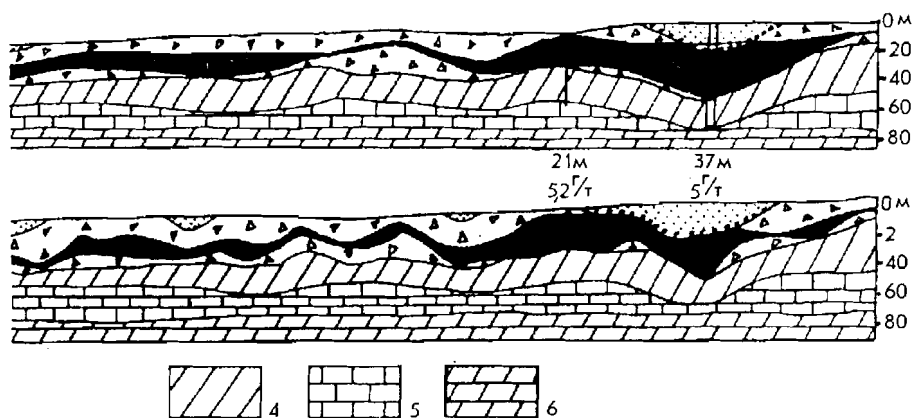


Рис. 4.10. Продольные геологические разрезы через рудные залежи месторождения 1 - юрские песчаники; 2, 3 - золотоносная залежь: пестроцветная глинисто-песчаная масса (2) рудами; 4 - остаточная кора выщелачивания; 5, 6 - карбонатные породы кутургиновой и

том, гематитом; 5) позднерудные: молибденит-кварцевая и галенит-кварцевая. Промышленное оруденение представлено ассоциацией № 4, в которой преобладают халькопирит и борнит, присутствуют: поздний пирит, сфалерит, галенит, самородное золото, кальцит, кварц, рутил. Характерна приуроченность сульфидов к цементу брекчированных метасоматитов, которыми сложены рудные тела. Пирит содержит повышенные количества Au, Cu, Zn, Ti, Co. Во всех сульфидах практически отсутствуют мышьяк и сурьма. Видимое золото установлено в позднем пирите, борните и лимонитовых псевдоморфозах по пириту, а также в жильных минералах. Величина выделений 0,01 - 1 мм, преобладают 0,25-0,5 мм, форма каплевидная, амебовидная и др. Содержание золота в пирите 10-30 г/т (до 80-150 г/т), проба 910-935. Средние пробы свободного золота уч. Мусковитого: 922 (темно-желтое), 833 (более светлое) и 630-750 (серебристое с примесью ртути - 10-26%). Высокопробное золото в качестве примеси содержит Cu, Fe, Pb (0,0n%), а низкопробное более богато примесями: Cu, Pb, Te, Fe, Mg, Sn, Pd. Молибден-кварцевая ассоциация пространственно разобщена с золоторудными телами. Температурные условия образования главных минералов: пирит - 150-160 и 300-330° С, золото из пирита - 200-300 (пик 240-250), халькопирит - 230-240, галенит и борнит - 310, кварц - 320-340 и 240-280, рудовмещающие метасоматиты - 450-200 и 300-100° С.

Сульфидно-кварцевые жилы с золото-редкометалльным оруденением в сиенитоидах. В Ломамском районе в гранитах и граносиенитах Билибинского массива развиты сульфидно-флюорит-кварцевые жилы с золото-редкометалльной минерализацией, приуроченные к тектоническим зонам СВ простирания. Жилы крутопадающие, короткие (10-15 м), образуют жильные зоны мощностью от 0,5 до 8-10 м. Насыщенность зон жилами 1-20%. Жилы состоят из разнообразного кварца (полупрозрачный серый, шестоватый и гребенчатый, молочно-белый сливной), фиолетового флюорита и сульфидов (пирит, молибденит, зерна галенита, гюбнерита). Оруденение вкрапленное, гнездовое, прожилковое. Суммарное содержание рудных минералов от 1-2



Северного Куранахской группы (по В. А. Ксензу и И. И. Силину), с включениями обломков боковых пород и кварцевых метасоматитов с кондиционными (3) и бедунгелинской свит нижнего кембрия

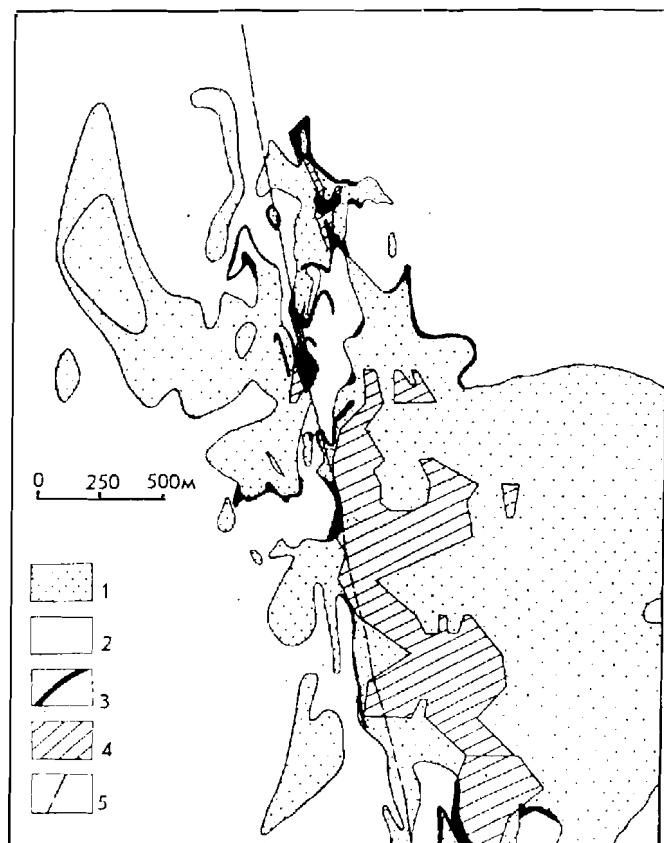
до 60-70%, из них на долю пирита приходится 80-90%. Встречается шеелит. Околожильные изменения - березитизация. В штучных пробах отмечаются высокие содержания Au, As, W, Mo, Bi, Sb, Pb, Cu, присутствуют Be, Cd, Fe (данные В. Г. Амарского, 1974 г.).

Близповерхностные месторождения

Проявления этого уровня приурочены к зоне контакта терригенной юры и карбонатного кембрия в ряде районов Алданского щита. Этот весьма продуктивный тип оруденения хорошо изучен в Центральноалданском районе на **Куранахском** рудном поле, которое изучали А. Н. Кукс, Л. В. Разин, И. С. Рожков, Ю. С. Маслов, А. Н. Казаринов, В. А. Ксенз, И. И. Силин, А. Н. Угрюмов и др. Рудное поле представлено группой отдельных золоторудных месторождений (Северное, Порфириновое, Боковое, Центральное, Дэлбэ, Канавное, Дорожное, Новое и др., рис. 4.9), расположенных в средней части Якокутского прогиба севернее Лебединого месторождения. Все они представлены залежами рыхлых охристо-глинистых образований, залегающих на неровной закарстованной поверхности карбонатных пород унгелинской и куторгиновой свит на контакте с перекрывающими нижнеюрскими песчаниками юхтинской свиты (рис. 4.9-4.11). Выделяются близмеридиональные зоны сосредоточения рудных тел, совпадающие с зонами трещиноватости и дайками лампрофиров. К этим зонам приурочены карстовые полости и сложные карстовые зоны разнообразной формы (щели, воронки, котловины, «долины») длиной от 100 до 700 м, шириной 20-40 м и глубиной 10-30 м. Карстовые полости выполнены золотоносными рыхлыми отложениями с включениями обломков боковых пород и кварцевых метасоматитов. Морфология залежей определяется формой карстовых полостей. Характерный разрез рыхлых образований следующий (сверху вниз, Ю. С. Маслов (1961): 1) элювиально-делювиальные отложения юрских песчаников, 2) бурые песчано-глинистые отложения с обломками юрских песчаников, 3) пестроцветная глинисто-песчаная масса с обломками рудного материала нижнекембрийских карбонатных пород и юрских песчаников, 4) серовато-желтые глины с реликтовой слоистостью нижнекембрийских карбонатных пород, переходящих в неизмененные породы. В целом в рыхлых рудах куранахских месторождений грубообломочного материала содержится 26-63%, песчано-глинистого 30-48% (Казаринов, 1969). В первичных рудах золотое оруденение было локализовано в метасоматитах кварцевого и кварц-калишпатового состава, развившихся за счет пород кембрия и юры, а отчасти и вдоль контактов даек керсантитов. Судя по сохранившимся реликтам, это были нечетко очерченные горизонтальные залежи и жилообразные тела. В послееюрское время первичное залегание этих пород было сильно нарушено в результате интенсивного карстообразования, сопровождавшегося обрушением золотоносных метасоматитов в карстовые полости. Выделяются существенно калишпатовые (адуляровые) метасоматиты раннего непродуктивного этапа и метасоматиты высокопродуктивной стадии с рисовидным кварцем. Содержание пирита в таких породах достигает 5-10% и даже 50-60%. В ассоциации с пиритом встречаются мар-

Рис. 4.11. План Порфирирового месторождения Куранахского рудного поля (по материалам ПО «Якутгеология»).

1 - юрские песчаники; 2 - карбонатные породы нижнего кембрия; 3 - выходы рудных залежей на поверхность; 4 - контуры рудных тел на глубине; 5 - дайка лампрофиров



казит, самородное золото, серебро, висмут, пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит.

Рудоносные тела имеют форму лентообразных залежей (рис. 4.10, 4.11) с извилистыми, местами прямолинейными контактами, с раздувами и пережимами. Протяженность отдельных залежей 2-5 км, ширина 50-800 м, мощность 10-20 м. В контурах таких залежей опробованием выделяются рудные тела. Общая длина рудного поля 30 км, ширина 5-10 км. Основная масса золота в рудах представлена агрегатами тончайших частиц, находящихся в сростании с гидроксидами железа и в виде распыленного золота с величиной частиц 0,0006 мм и пробой 900-923. Средняя проба первичного золота 800-850, по другим данным - 700-720. Примеси в гипергенном золоте: Cu, Pb, As, Hg, Mn, Fe. Первичные окolorудные ореолы образуют Au, Ag, As, Cu, Mo, Pb, Zn, W. Содержание золота увеличивается к центральным частям залежей и сверху вниз. Содержание золота в рудах 5-7 г/т. Месторождение отрабатывается карьерами.

4. 1. 2. Становая золотоносная провинция

С тановая золотоносная провинция (ЗП) сформировалась на ЮВ окраине Сибирской платформы, испытавшей интенсивную ТМА в юрско-мело-

вое время. Этот край платформы в мелу и кайнозое был высоко приподнят, в результате чего обнажились наиболее глубокие формации архея (гранулиты Чогара, анортозиты Джугджура).

Золоторудные месторождения приурочены к двум геолого-структурным уровням: 1) кристаллическому фундаменту, в парагенезисе с гипабиссальными и малоглубинными интрузиями существенно натровых гранитоидов (Кировское, Березитовое, Колчеданный Утес, Золотая Гора, Етарское) и 2) низам вулканогенов в связи с субвулканическими интрузиями среднего и умеренно кислого состава (Авляяканское). Первая группа месторождений удалена от крупных массивов гранитоидов и приурочена к участкам кристаллического фундамента с узловым расположением гипабиссальных интрузий. Кровля мезозойских гранитоидов представлена вулканитами и редко осадочными породами юры. Глубина эрозии мезозойских структур уменьшается с запада на восток. В этом направлении увеличиваются площади распространения вулканитов, с которыми ассоциируют месторождения субвулканического уровня, а на участках их полной эрозии появляются рудопроявления гипабиссального уровня (типа Етары).

Становая ЗП занимает осевую часть Монголо-Охотского пояса. Ее золотоносные зоны обладают весьма характерными геолого-геофизическими и металлогеническими особенностями.

Северостановая зона характеризуется фактически непрерывной золотоносностью, окаймляющей с севера экзоконтактовые зоны позднеюрских гигантских плутонов удско-зейского комплекса на протяжении 800 км (в пределах рассматриваемой территории). Форма плутонов плитообразная и лакколитообразная. Они сложены породами диорит-гранодиоритовой формации с высокой магнитной восприимчивостью и окисленностью железа. Это типичные представители раннеорогенного этапа развития подвижной области ТМА. На всем своем протяжении золотоносная зона совпадает с достаточно глубоким линейным минимумом силы тяжести, окаймлена с севера и юга региональными магнитными максимумами. Собственно золотоносная зона - это структура «размагничения», выделяющаяся нейтральными полями. Эти данные позволяют предполагать, что Северостановая зона сформировалась в результате глубинного взаимодействия гранитоидных масс с фемическими комплексами пород. Подобные закономерности проявляются не только в региональных, но и в локальных структурах и даже в масштабе рудного поля (рис. 4.12, 4.24). Имеющиеся данные указывают на позднемезозойский (J_3 - К) возраст золотого оруденения Северостановой зоны, однако для западной ее части (район месторождения Ледяного) не исключается палеозойский либо даже протерозойский возраст, и генетическая связь оруденения с интрузиями щелочных гранитоидов Седольчинского массива либо с монцонитоидами Тасского комплекса с абсолютным возрастом соответственно 238-309 млн и 1700 млн лет (рубий-стронциевый метод). Это существенно натровые породы с высокой окисленностью железа и магнитной восприимчивостью (данные В. В. Кошеленко, 1990 г.). Северостановая зона - это интенсивно и глубоко тектонически проработанная структура ТМА с мощным юрско-меловым магматизмом, с высокопотенциальными областями генерации. Вещественный состав оруденения в значительной мере определяется

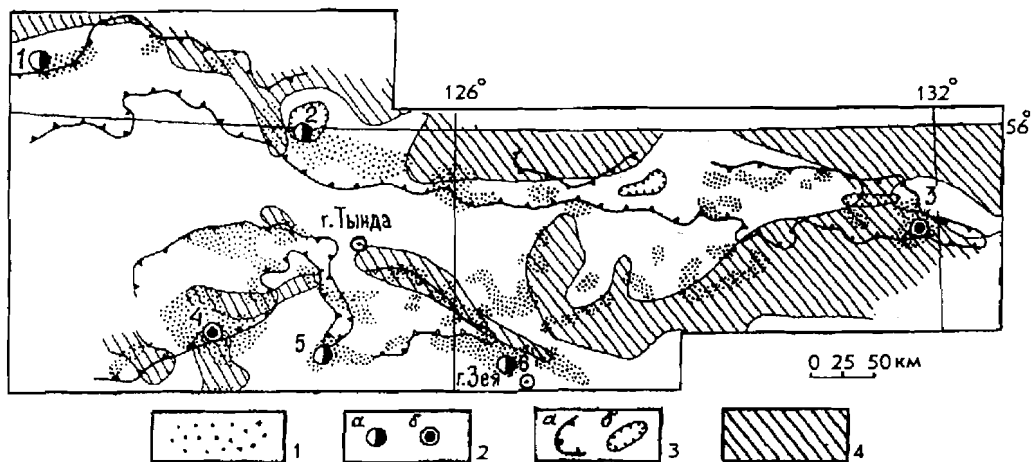


Рис. 4.12. Соотношение геофизических полей и рудоносности в Становой золотоносной провинции.

1 - ареалы золотоносности; 2 - месторождения гипабиссальные и мезоабиссальные: золоторудные (а), золото-полиметаллические и золото-сульфидные (б); 3 - региональные (а) и локальные (б) гравитационные минимумы; 4 - региональные магнитные максимумы. **Месторождения**: 1 - Ледяное, 2 - Бамское, 3 - Колчеданный Утес, 4 - Березитовое, 5 - Кировское, 6 - Золотая Гора

составом субстрата. В фемических субстратах развито золото-сульфидное оруденение (Колчеданный Утес), в сиалических - золото-кварцевое (Бамское). Уровень эрозионного среза рудоносных структур оптимальный, до глубокого.

В Тукурингской зоне золотоносность проявлена регионально в контурах одноименного минимума силы тяжести. Наиболее продуктивные золотоносные районы пространственно сближены с реликтивными блоками глубинных фемических пород, некогда (в домезозойское время) принадлежавших единым фемическим массам. Как и в Северостановой зоне, на участках такого сближения развиты золото-полиметаллические и золото-сульфидные формации (Березитовое), а на удалении от них - золото-кварцевые (Кировское и др.). Сходство этих двух зон выражается также в парагенетических связях с центрами ТМА и с развитыми в них массивами магнитных гранитоидов, в невысокой серебристости руд ($Au: Ag = 1: 3-8$) и др. Следует указать, что некоторые золотоносные районы (Дамбукинский, Бомнакский) сопряжены с относительными повышениями гравитационного поля, что может указывать на депрессионный либо грабенный тип рудовмещающих структур (например, Брянтинский грабен).

Сугджарская золотоносная зона окаймляет вереницу плутонов удско-зейских гранитоидов с юга и представлена преимущественно субвулканическими типами оруденения, еще слабо изученными. Ареал золотоносности расположен между Становым (север) и Тукурингским гравитационными минимумами в зоне «взаимодействия» соответствующих им глубинных структур разуплотнения с крупной фемической массой. Оруденение более позднее (K_1) в сравнении с таковым Северостановой зоны.

В Становой ЗП выделяются две системы глубинных разломов - ВЮВ и ССВ (рис. 5.11). Первая система фиксируется зонами раннепротерозойских

диафторитов, активизированных в мезозое (Северотукурингрский разлом), и осями региональных гравитационных структур (разломы Становой, Чულманский, Южнотукурингрский). Вторая система представлена в основном скрытыми разломами фундамента и фиксируется осями поперечных прогибов чехла Алдано-Станового щита, проявлениями мезозойского магматизма и рудоносности, градиентами поля силы тяжести. Это более молодая система разломов, возникшая в рифее и активизированная в мезозое. В узлах пересечения глубинных разломов указанных систем расположены наиболее продуктивные золотоносные районы Становой ЗП: Уруша-Ольдойский, Джалиндинский, Ньюжа-Ларбинский, Дамбукинский, Сутамо-Брянтинский, Бомнакский.

Золотое оруденение региона обычно связано с зонами развития пропилитов и аргиллизитов, гипабиссальных и субвулканических интрузий. Глубоко эродированные глубинные разломы контролируются широкими зонами диафторитов и диафторированных пород, развитых по раннедокембрийским кристаллическим породам. С диафторитами иногда пространственно ассоциируют золотоносные россыпи. В связи с этим многие геологи говорят о золотоносности диафторитов (Коген, Глуховский, 1979; Мельников, 1984; данные В. А. Буряка и др., 1985 г.), о необходимости их изучения как возможных рудных объектов. Исследования В. Г. Ветлужских (1969 г.) показали, что золотое оруденение в диафторитах зоны Становика наблюдается только в связи с проявлением мезозойской ТМА.

В качестве рудолокализирующих комплексов выделяются: 1) вулканогенные и осадочные образования чехла Станового щита (юра-нижний мел) и связанные с ними субвулканические тела; 2) гранитоидные массивы, мезо- и гипабиссальные верхнеюрского и мелового возраста; 3) активизированный в мезозое кристаллический фундамент и 4) дислоцированные протерозойские (?) сланцы Тукурингрской шовной зоны.

В Становой ЗП мезозойские осадочно-вулканогенные образования юры-мела сохранились от эрозии в виде незначительных по площади, но достаточно многочисленных вулканотектонических построек и грабеновых структур (рис. 4.13). Редко они образуют существенные по площади вулканические покровы, как, например, в восточной части провинции. Разрезы вулканогенных толщ однообразные (рис. 4.14), их низы представлены обычно андезитами, максимальные мощности которых зафиксированы в бассейнах рек Бомнак, Джана и в верховьях р. Ларба. Во многих случаях андезиты подстилаются базальными конгломератами, гравелитами либо содержат пачки туфогенных песчаников и туффитов. В Брянтинском грабене мощность базальной пачки туфогенных конгломератов и гравелитов достигает 150 м, а в верховьях Купури - 320 м. На всем Становом хребте андезитовая толща перекрыта вулканиками кислого состава. Видимая мощность вулканической толщи определяется степенью ее эродированности и колеблется от 0 до 1100 м. Залегание вулканических и осадочных комплексов близгоризонтальное или слабонаклонное. С вулканиками сопряжены интрузии разнообразных гранитоидов (от диоритов до лейкогранитов), порфиоров, порфиритов, зачастую обширные поля даек различных по составу и структуре пород. Особенно широко дайки развиты на площадях, где в геологически недавнем прошлом вулканы срезаны эрозией.

Верхнеюрские гранитоидные массивы Станового хребта выделяются как возможные рудолокализирующие комплексы. В поле их развития известны золотоносные россыпи и отдельные рудопроявления золота, в том числе достаточно перспективные (Снежинка в Уркинском районе), но чаще золотоносность распространена по периферии этих интрузий. Такие их признаки, как плитообразная форма, крупные размеры и обильная пораженность дайками, указывают на возможность локализации в них золотого оруденения. В качестве рудогенерирующих объектов заслуживают внимания меловые штоки монцитонитовидных и диоритоидных пород в ассоциации с дайками различного состава, которые в эндо- и экзоконтактах иногда вмещают богатые золотом сульфидно-кварцевые жилы и штокверки (Кировское и Етарское месторождения) и дают начало богатым россыпям золота.

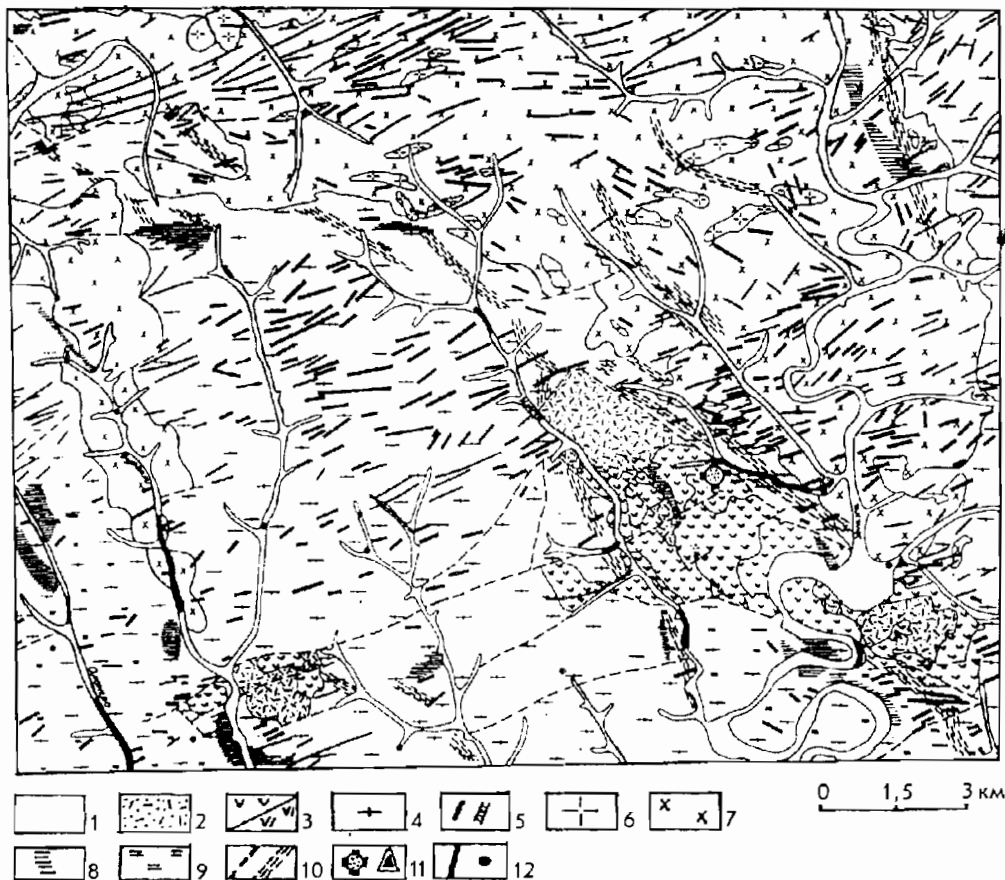


Рис. 4.13. Верховья р. Унаха, северная часть Дамбукинского золотоносного района (по Л. П. Бескорвайному и др.) 1 - четвертичный аллювий; 2 - туфолавы липарито-дацитов, дациты, туфы, туфоконгломераты (К); 3 - андезито-дациты покровные и субвулканические (К); 4 - раннедокембрийские комплексы гнейсов, кристаллических сланцев, габбро, амфиболитов, гнейсогранитов (AR-PR₁); 5 - дайки порфировых пород кислого и среднего состава; 6 - лейкократовые граниты (J); 7 - гранодиориты, граниты, кварцевые диориты (J); 8 - пропилитизация, окварцевание, пиритизация; 9 - диафориты; 10 - разломы, зоны расщепления; 11 - золоторудное проявление (Иличи) и точки минерализации; 12 - золотоносные россыпи, шлик с золотом

Наиболее существенные золоторудные месторождения провинции расположены в активизированном архейско-раннепротерозойском фундаменте - в гнейсах, мигматитах, амфиболитах, анортозитах, в ассоциации с мезозойскими дайками порфировых пород разного состава (месторождения Бамское, Золотогорская группа, Колчеданный Утес), а также с крупными массивами сиенитов и монцонитоидов палеозойского и протерозойского возраста (Ледяное, Скалистое). Вмещающие оруденение породы обычно березитизированы, пропилитизированы.

Золотоносность известна и в связи с дислоцированными протерозойскими (?) сланцами шовных зон Тукурингрского разлома, образующих тектонические клинья в кристаллических породах раннего докембрия. В Джелтулакском районе ширина выходов сланцев 1-6 км при длине в десятки километров. Это преимущественно филлитовидные кварц-биотитовые, амфи-

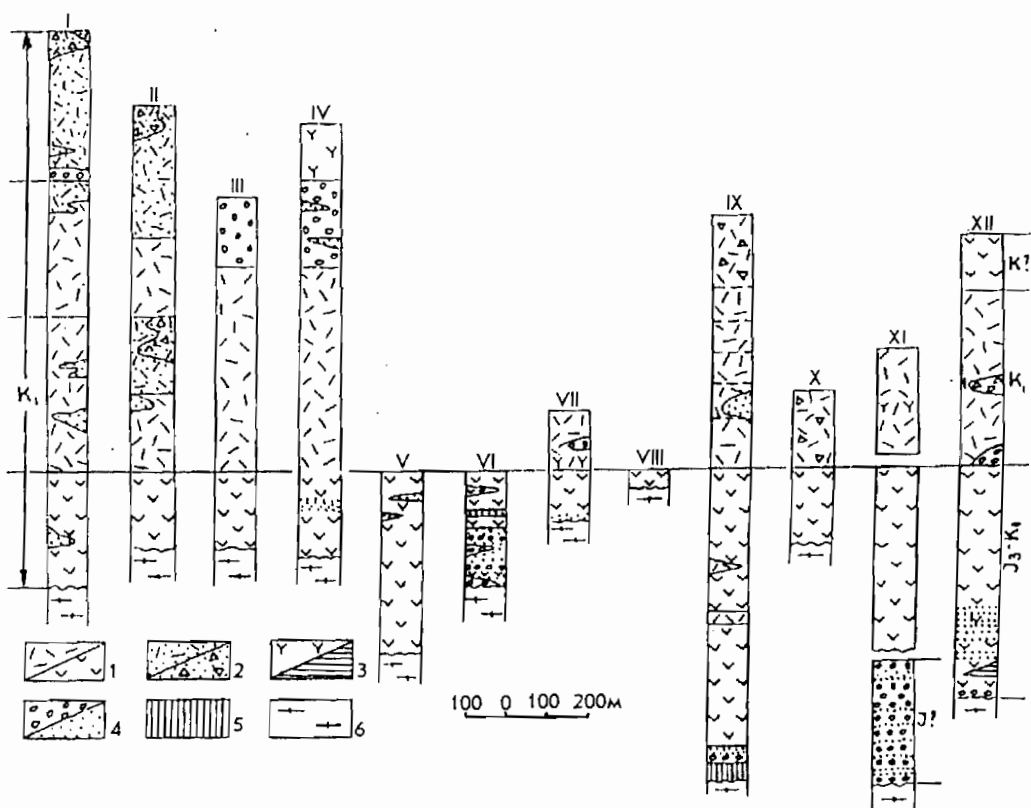


Рис. 4.14. Геологические колонки мезозойских осадочно-вулканогенных образований Становой золотоносной провинции (по А. Г. Старк, И. А. Васильеву, Д. Г. Руденко, Г. Г. Пежемскому, Ш. Л. Абрамовичу, В. С. Когену, И. М. Фердману, Л. П. Безкорвайному, С. Т. Шитину, Ю. В. Кошкову, Л. П. Карсакову, В. В. Шиханову).

1 - вулканы кислого и среднего состава; 2 - туфы и туфобрекчии кислого состава; 3 - дациты; 4 - конгломераты, гравелиты; 5 - метаморфические сланцы; 6 - кристаллический фундамент.

Золотоносные районы: I, II - Уркинский; III, IV - Уруша-Ольдойский, V - Ларбинский; VI - Брянтинский, VII - верховья р. Унаха; VIII - реки Унаха, Брянта, Утугой; IX, X - Бомнакский; XI - Купуринский, XII - Джанинский

бол-биотитовые сланцы с прослоями графит-серицитовых, графитовых сланцев, кварцитов, песчаников, алевролитов и гравелитов. Встречаются линзы магнетитовых кварцитов. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев и смяты в узкие линейные складки СЗ простириания с мелкими складчатыми осложнениями и разрывами (данные Ю. А. Сипаровой, 1970 г.). В районе Золотой Горы аналогичные сланцы, а также конгломератовидные породы неясного генезиса слагают тектонические клинья шириной до первых сотен метров и длиной до 6 км. В вопросе о связи золотого оруденения с указанными комплексами много неясного.

Особо следует остановиться на Дамбукинском золотоносном районе, в котором интенсивная эксплуатация россыпных месторождений не ослабевает уже 100 лет. Рудное золото от общего количества добытого составляет 0, 5-1% и перспективы сырьевой базы рудного золота в районе по-прежнему неясны. Основные закономерности распространения золотоносности следующие:

1. Полоса золотоносности совмещена с широкой (50 км) и протяженной (более 200 км) структурой дислокаций с широко проявленным диафторезом раннедокембрийских гнейсов и кристаллических сланцев. В наиболее крупных тектонических разрывах СЗ простириания зажаты клинья метаосадочных пород черносланцевого облика, предположительно докембрийского либо палеозойского возраста (район Золотой Горы).

2. Золотоносность пространственно ассоциирует с ареалами распространения гранитоидов джалонского типа (PR_1), представленных натровыми преимущественно биотитовыми гранитами и плагиогранитами глубинного облика, имеющими нормальные магматические контакты с вмещающими раннедокембрийскими гнейсами и сопровождающиеся в эндо- и экзоконтактах шлирами и жилами пегматитов.

3. В пределах золотоносной площади встречаются тектонические блоки терригенных пород юрско-мелового возраста и реликты меловых вулканических построек, свидетельствующие о некогда более широком распространении этих образований. Например, в галечниках и валунниках яснополянских неогеновых отложений (бас. р. Джалта) вулканиты составляют 5-6% их общего количества. При этом ближайшие выходы вулканитов находятся в 40 км к СЗ. В связи с этим отметим, что в Становой ЗП (и в соседней Алданской) с терригенно-вулканогенными структурами мелового возраста широко ассоциирует золотое оруденение субвулканического и гипабиссального уровней. Следует также учитывать, что на Золотогорском рудном поле развиты дайки фельзит-порфиров и сиенит-порфиров мелового возраста.

4. Опыт эксплуатации и разведки месторождений золотогорской группы показал, что промышленно богатые руды развиты лишь в зоне окисления (на Золотой Горе на глубину до 50 м), а за ее пределами руды бедные и убогие. Парагенезисы рудных минералов, сопутствующие высокопробному золоту (арсенопирит, пирротин, молибденит), указывают на относительную глубину образования рудных тел, представляющих, вероятно, корневые части бывших крупных (судя по количеству россыпного золота) рудных месторождений.

5. В кайнозое произошло существенное перераспределение гидросети и золота в россыпях. Древний неоген-четвертичный аллювий до поднятия хр.

Тукурингра распространялся далеко на запад. На хр. Тукурингра в районе Золотой Горы мощность древнего аллювия реликтовых долин составляет 30 м (Петровская россыпь), в бассейне р. Джалта - 50 м (Яснополянская россыпь). Долина с этим галечно-валунным аллювием врезана в современный горный массив. Простираение палеодолины СЗ-ЮВ, уклон ее крутой на ЮВ, в днище палеодолины наблюдаются скальные выступы коренных пород. Весь разрез золотоносен, но промышленные россыпи приурочены к промежуточным («ложным») плотикам. О крупных перестройках гидросети в кайнозой свидетельствует и факт противоположного наклона плотика Петровской россыпи в сравнении с наклоном современного днища р. Хугдер (данные Л. В. Эйриша, 1966 г.). Эти данные свидетельствуют о том, что золотоносный аллювий поступал в древние россыпи с водораздельных пространств, ныне не сохранившихся.

Нельзя исключать возможностей выявления золотого оруденения в этом районе, как древнего раннепротерозойского, так и молодого мезозойского, в том числе и балейского типа. Естественно, что наиболее интригующим представляется золотоносный узел Джалта-Джалон-Горацевский, где из небольших долин добыто более 40 т россыпного золота. В этом районе известно много рудопроявлений (кварцевые жилы и прожилки в диафоритах), но не найдено сколько-нибудь интересных объектов. Есть мнение (данные В. Д. Мельникова, 1986 г.), что геологическая позиция района имеет сходство с районом индийского месторождения Колар.

Мезоабиссальные месторождения

Ледяное золоторудное месторождение расположено в Тас-Юряхском золотоносном районе Северостановой зоны. Оно выявлено и оценено в последнее десятилетие (данные В. В. Кошеленко и др., 1990 г.). Рудное поле локализовано в диафорированных архейских габбро-анортозитах олекмоколарского комплекса: лейкогаббро, лейкоанортозиты, реже меланократовые анортозиты, чарнокитовые и пегматоидные гранитоиды, прорванные малыми интрузиями норитов близширотного простираения (рис. 4.15). Дайки порфировых пород мезозойского облика отсутствуют. Интрузивный массив, с которым парагенетически может быть связано оруденение, располагается в непосредственной близости к востоку. Он сложен сиенитами, кварцевыми сиенитами, монцонитами и гранитами с жильной фазой сиенит-аплитов. Это породы с натровой щелочностью, с высокой окисленностью железа и повышенной магнитной восприимчивостью. Содержание акцессорного магнетита в них достигает 25 кг/м^3 . Абсолютный возраст калиевых минералов 1700-1833 млн лет (калий-аргоновый метод). Можно предположить, что рудное поле располагается в надбатолитовой зоне этого массива, геологическим экраном для которого служила анортозитовая плита.

Месторождение представлено многими десятками золото-кварцевых жил, приуроченных к минерализованным зонам милонитов по анортозитам мощностью до десятков метров, преимущественно близширотного простираения. Мощность жил от 0,2-0,5 до 4 м и более, длина до 2 км, площадь мес-

торождения 6х3 км. В соответствии с зонами милонитов жилы простираются преимущественно в широтном направлении при крутом падении на юг и север. Околорудные милониты часто пронизаны прожилками кварца и карбоната, составляющих до 15-30% объема породы. Среднее содержание золота в рудных телах оценивается от 11,7 до 30 г/т на мощность 1,5-1,25 м. Встречаются и очень богатые жилы с видимым золотом и содержанием до 100 г/т. Жилы сложены белым сахаровидным кавернозным кварцем, обохренным, с содержанием сульфидов от 0, п до 5%. Это пирит, редко халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин.

Золото в руде самородное в кварце и пирите по трещинам. Величина выделений от 0, 0п-0, п до 1-2 мм и крупнее. Проба 909-937. Содержание золота в пирите до 700 г/т, серебра до 131 г/т. Рудные тела и зоны фиксируются контрастными геохимическими аномалиями золота. По геохимическим показателям уровень эрозионного среза месторождения рудной-верхнерудный.

Данных для оценки глубоких горизонтов месторождения пока недостаточно. Прогнозные ресурсы рудного поля оцениваются по-разному, но во всех вариантах они значительные. Руды легкообогатимые.

Скалистое золоторудное месторождение расположено в 10 км к ЮВ от Ледяного (рис. 4.15). Оно открыто в процессе региональных геохимических поисков (данные В. В. Домчака, 1986, 1989 гг.). По данным В. В. Кошеленко (1990 г.), рудное поле приурочено к зонам бластомилонитов в архейских гнейсовидных гранитоидах - от лейкогранитов до тоналитов и диоритов, а в восточной части рудного поля - в раннепротерозойских щелочных гранитоидах куандинского комплекса. Эти тектонические зоны относятся к системе нарушений Тас-Юрхского глубинного разлома, который трассируется диафторитовыми породами, полевошпат-кварцевыми метасоматитами и лентообразным выходом кристаллических, иногда графитистых сланцев гилуйского комплекса. В непосредственной близости к рудному полю расположен крупный массив граносиенитов, сиенитов и сиенит-диоритов условно палеозойского возраста, а также раннемеловые дайки гранодиорит-порфириров и диоритовых порфириров.

Рудное поле длиной 7 км и шириной 2 км образовано малосульфидными золоторудными кварцевыми жилами и зонами прожилкового окварцевания близширотного простирания. Канавами вскрыто несколько десятков таких жил и зон. Мощность жил 1-3 м, прожилковых зон до 6 м, длина тех и других 200-300 м, простирание широтное, падение близвертикальное. Судя по геохимическим аномалиям, длина рудных зон может достигать 1 км. В ЮЗ части рудного поля вскрыты кварцевожилные зоны со средним содержанием золота 11,6 и 8,1 г/т на мощность 2,6 и 4,7 м. Au: Ag = 1: 1. Рудные жилы образованы белым крупнокристаллическим обохренным кварцем с вкрапленностью рудных минералов (до 3%). Это пирит, галенит, халькопирит, молибденит, сфалерит, барит, ильменит, магнетит, пирротин, блеклая руда, ковеллин, самородное золото. Величина выделений золота 0,7-1,3 мм, проба 952-962. Спутники золота в рудах: Ag, Cu, Pb, Mo. Содержание меди достигает 0,5%, свинца 0,6, молибдена 0,1%. По данным А. М. Коршунова (устное сообщение), возраст биотита из зальбанда золото-кварцевой жилы, определенный



Рис. 4. 15. Геологическая карта Тас-Юряхского золотоносного района (по В. В. Кошеленко и др., с упрощениями).

1 - кристаллические сланцы гилейского комплекса разнообразного состава: двуслюдяные, кварц-полевошпатовые, сланцы с эпидотом, амфиболом, графитом, ставролитом, гранатом, силлиманитом и др. (AR₂); 2 - дайки порфиритов, порфиоров, лампрофиров, монцитит-порфиритов, сиенит-порфиритов (MZ); (а), дайки и дайкообразные тела серпентинизированных перидотитов, пироксенитов и габбро (PR₁); (б); 3 - сиениты, монцититы, граниты тасского комплекса (PR₁); 4 - лейкограниты, граниты, плагиограниты, щелочные граниты, кварцевые диориты, порфиры (PR₁); 5 - граниты, лейкограниты, субщелочные граниты таксакадинского комплекса (PR₁); 6 - гнейсовидные лейкограниты, плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты, гнейсограниты (AR₂); 7 - метагабброиды (AR₁); 8 - пироксеносодержащие граниты, гранодиориты, субщелочные граниты, монцитидиориты и др. (AR₁); 9 - лейкогаббро, габбро, меланогаббро, анортозиты, нориты и др. (AR₁); 10 - сланцеватость, гнейсовидность (а), разломы (б); 11 - жилы (а) и прожилкование (б) кварца с сульфидами; 12 - потоки и ореолы рассеяния золота; 13 - месторождения, рудопроявления и пункты минерализации золота

рубидий-стронциевым методом, составил 125-114 млн лет, а калий-аргоновым - 98+7 млн лет.

Уровень эрозионного среза по комплексу данных ближе к нижнерудному, поэтому перспективы месторождения оцениваются в 2-3 раза ниже, чем Ледяного.

Золоторудное месторождение **Колчеданный Утес** находится в хр. Джугдур в Северостановой золотоносной зоне. Оно известно с 1908 г. (К. В. Гроховский) и неоднократно посещалось и изучалось геологами (данные В. В. Купер-Кониная, 1926 г.; С. Ф. Усенко, 1950 г.; Л. П. Карсакова, 1966 г.). В последние годы на рудном поле проведены поисковые и оценочные работы (ПГО «Таежгеология» - «Амургеология»). Наиболее полно его описали Л. П. Карсаков (1966 г.), Б. И. Романов (1976 г.), Л. Б. Сушкин (1991 г.). По данным этих исследователей, в районе месторождения развиты разнообразные нижнеархейские гнейсы и кристаллические сланцы: пироксеновые, биотит-пироксеновые, роговообманково-пироксеновые с подчиненными прослоями амфиболитов, мрамора, кальцифиров, гранат- и графитсодержащих пород, прорванных архейскими ультрабазитами, пироксеновыми и аляскитовыми гранитами, а также многочисленными дайками габбро-диабазов, небольшими массивами меловых гранитоидов и кварцевых диоритов и дайками фельзитов, гранит- и гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и спессартитов. Дислоцированные архейские толщи простираются на СЗ. В этом же направлении ориентированы массивы меловых гранитоидов, а дайки порфировых пород простираются на СВ.

Рудное поле (рис. 4. 16, 4. 17) предствалает собой линейную, вытянутую в СЗ направлении систему сближенных минерализованных зон протяженностью более 5 км при ширине 1,5-2 км. Рудная зона прослежена на СЗ от долины р. Сологу-Чайдах на 150 м при ширине 15-60 м. Она образована многочисленными кварц-пиритовыми жилькообразными телами с неровными расплывчатыми контактами, раздувами и пережимами. Их мощность до 2, 5 м, падение на СВ под углами 20-60°, преимущественно согласно с вмещающими гнейсами. Наблюдались и секущие контакты. Текстура руд вкрапленная, массивная, местами брекчиевидная. Руды метасоматические.

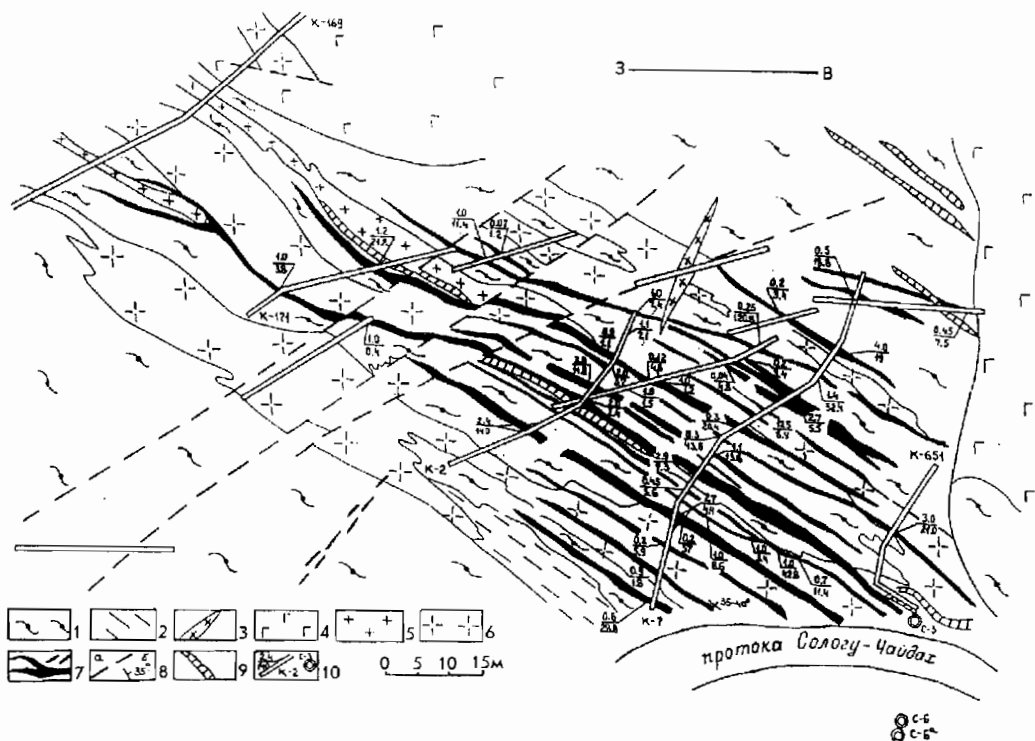


Рис. 4.16. План опробования центральной части рудного поля Колчеданный Утес (по Л. Б. Сушкину).

1 - амфиболовые сланцы (AR); 2 - метаультрабазиты и амфиболовые гнейсы (AR); 3 - диоритовые порфириты (К); 4 - габбро-диабазы (PZ₃?); 5 - плагиограниты (AR); 6 - граниты пироксеновые, биотит-пироксеновые (AR); 7 - кварцево-сульфидные (пиритовые) золоторудные тела, кварцевые жилы; 8 - разломы (а), элементы залегания пород (б); 9 - горизонты кальцифиров и мраморов; 10 - канавы, буровые скважины; мощность, м (числитель) и содержание золота, г/т

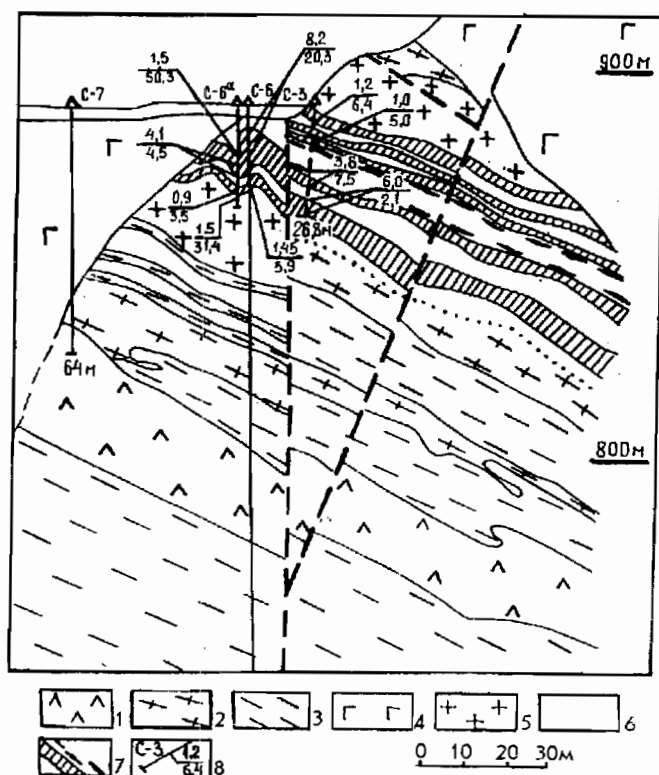
Положение рудных тел в пространстве подтверждено буровыми скважинами.

В рудах доминирует пирит (20-90%) при подчиненной роли халькопирита (5-15%), магнетита, сфалерита, пирротина. Пирит октаэдрический, в отличие от кубического из безрудных и околорудных пород. Кварц (30-70%) образует ячеистый каркас, отдельные прожилки и гнезда, иногда друзы мелких кристаллов горного хрусталя. Рудные тела разобщены интенсивно окварцованными безрудными гнейсами и пегматоидными микроклин-плагиоклазовыми метасоматитами. С поверхности рудные тела интенсивно окислены с образованием лимонита, азурита, малахита, ярозита.

Содержание золота в рудах неравномерное - от 1-2 до 120 г/т, обычно 5-20 г/т, серебра - 6-20 г/т (до 64,1 г/т). Золото визуально наблюдается редко в виде пластинок (до 2 мм). Основная масса золота связана с пиритом (до 167 г/т), где оно образует включения величиной от 0,001 до 0,2 мм. Выделяются 3 генерации золота: 1) раннее средней пробы (780-850), тесно ассоциирующее с пиритом и халькопиритом, мелкое и тонкое; 2) более крупное

Рис. 4.17. Геологический разрез через центральную часть рудного поля Колчеданский Утес (по Л. Б. Сушкину).

1 - андезиты-дациты (K₁); 2 - биотитовые гранито-гнейсы (AR); 3 - метаультрабазиты и амфиболовые гнейсы (AR₁); 4 - габбро-диабазы (vPZ?); 5 - плагиограниты (AR); 6 - метасоматиты по плагиогранитам; 7 - рудные тела; 8 - мощности, м (числитель) и содержание золота, г/т (знаменатель)



(до 1 мм и более) высокопробное (830-990) в парагенезе с кварцем и перекристаллизованными сульфидами; 3) гипергенное тонкое и мелкое, ассоциирующее с окислами и гидроокислами металлов. Кроме золота и серебра в рудах содержатся: Cu (0, n%), реже Pb, Zn, Bi, Sb, Co, теллуриды золота (до 0,6 г/т), отмечались платиноиды до 1384 г/т (данные В. В. Купер-Конины, 1926 г.). В самородном золоте содержание платиноидов достигает 491 г/т (Сушкин, 1991).

Руды труднообогатимые, требуют металлургического передела либо прямого цианирования. Гравитационно-флотационные методы не эффективны. Метода определения (и разделения) золотоносных сульфидов от незолотоносных пока не существует. Прогнозные ресурсы месторождения значительные.

Золоторудное месторождение **Золотая Гора** с 1917 по 1949 г. отрабатывалось старателями. Оруденение локализуется в толще биотитовых, двуслюдяных гнейсов и амфиболитов, диафорированных в зоне СЗ простирания с падением на запад под углом 25-50°. Длина зоны 3 км, мощность 200 м. Гнейсы и рудные жилы прорваны мезозойскими дайками микродиоритов, фельзит-порфиров, сиенит-порфиров, аплитов (рис. 4.18). В своем лежачем боку зона вмещает 6 согласных и секущих кварцевых жил (местами полевошпатовых) мощностью 0,3-0,6 м. Жилы состоят из стекловидного кварца, полевого шпата, местами содержат прожилки и линзы кальцита, включения обломков вмещающих пород, слюд, амфиболов, эпидота. Рудные минералы: пирит (5-15%), реже пирротин, изредка халькопирит, галенит, молибденит,

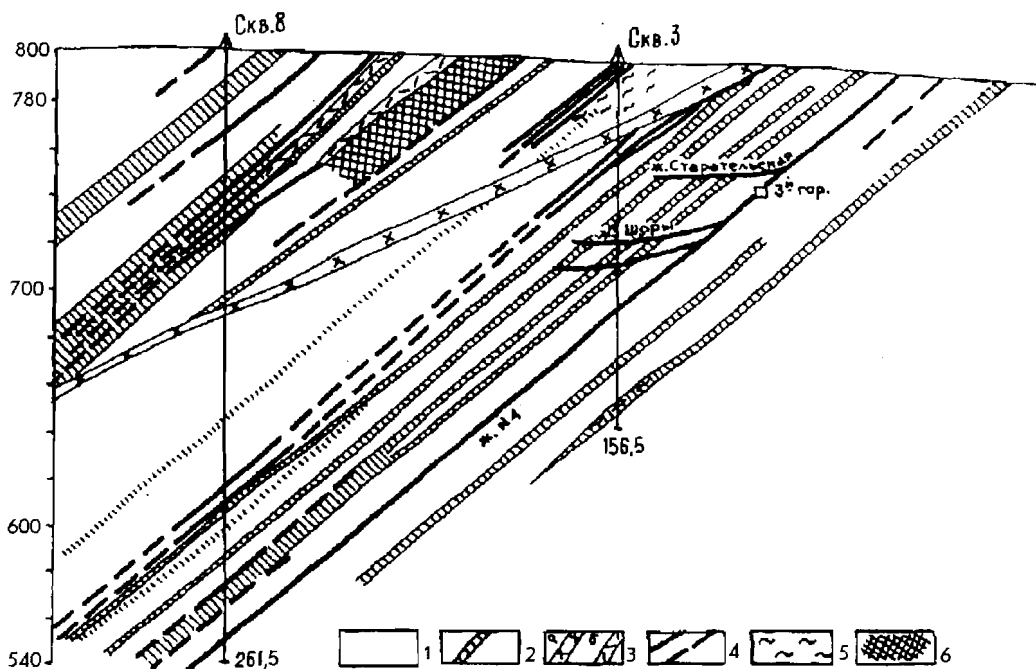


Рис. 4. 18. Геологический разрез месторождения Золотая Гора (по Г. К. Цивелеву).

1 - биотитовые и двуслюдяные гнейсы; 2 - амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 3 - мезозойские дайки микродиоритов (а), фельзитов и сиенит-порфиров (б); 4 - золоторудные жилы; 5 - окварцевание и инъекции кварц-полевошпатового материала; 6 - зоны смятия и катаклаза

золото. Вмещающие породы в контактах с жилами серицитизированы, окварцованы и сульфидизированы, иногда содержат золото.

Верхняя часть месторождения до глубины 25-40 м расположена в зоне интенсивного окисления. Продукты окисления с богатым золотом (до 1,5 кг/т) накапливались в полостях, образуя линзы и карманы. Эта охристая сыпучка являлась основным объектом добычи. Кроме того, отрабатывались наиболее богатые участки кварцевых и кальцитовых жил с видимым золотом, а местами и вмещающие окварцованные диафториты. Повышенные содержания золота приурочены к участкам жил на контактах с амфиболитами и графитистыми гнейсами. Золото связано преимущественно с сульфидами. Из охристых гнезд добывались крупные зерна золота и даже небольшие (до 1,5 г) самородки. Содержание золота в окисленных рудах достигало 20 и даже 60 кг/т. Содержание золота в первичных рудах до 4,9 г/т (жила № 4), максимум - 7,1 г/т (жила Шоры). В кварце золото мелкое, во вмещающих диафторитах оно образует тончайшие налеты и чешуйки вокруг линзочек гидротермального кварца. Проба золота 960.

На Золотой Горе оруденение генетически обычно связывают с древними амфиболитами (Я. А. Макеров, М. М. Иванов, Н. К. Яворовский) либо с мезозойским диастрофизмом (Б. А. Рухин, Г. К. Цивелев и др.).

Расположенные в этом же районе месторождения Перевальное, Иннокентьевское, Новая Аляска, Успенское, которые ранее частично отрабатывались, в общих чертах схожи с описанным. Все они приурочены к зонам диаф-

тореза и сложены кварц-полевошпатовыми, кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами с существенной примесью сульфидов. Для руд этих месторождений характерна высокая золотоносность пирита. Содержание золота в нем достигает десятков и сотен граммов на тонну.

Гипабиссальные месторождения

Березитовое золото-полиметаллическое месторождение, известное с 1935 г. (П. С. Бернштейн, С. И. Набоко), в конце 30-х гг. частично эксплуатировалось, в 1960-1961 гг. детально опойсковывалось (Н. И. Шамбуров) и с 1975 по 1985 г. разведывалось (В. А. Ваненко, А. К. Иванищенко и др.). Одновременно изучались его структурно-вещественные особенности (В. Г. Моисеенко, Б. Л. Залишак, Н. Я. Калинин, В. А. Гуменюк, Н. А. Виславных, А. С. Вах).

В районе месторождения породы кристаллического фундамента представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, прорванными раннепротерозойскими гранитоидами и метагабброидами. Верхний структурный этаж образован мезозойскими (преимущественно меловыми) конгломератами, кислыми эффузивами и разнообразными гранитоидами и сиенитоидами - плутоническими и гипабиссальными. Рудное поле расположено на участке, где породы верхнего этажа эродированы.

Рудная зона локализуется в протерозойских тектонически переработанных плагиогранитах и гранодиоритах. Зона образована гранат-кварц-серицитовыми метасоматитами с золото-полиметаллической минерализацией, окаймленной гранат-кварц-серицит-калишпатовыми метасоматитами (данные В. А. Гуменюка, 1978, 1981 гг.). Мощность зоны от 110 до 10-12 м, простираение СЗ при крутом падении на ЮЗ. В плане зона имеет линзовидную форму (рис. 4.19, 4.20). Метасоматиты в пределах рудного тела сложены в основном кварцем, серицитом, гранатом, разнообразными сульфидами. В отдельных его частях заметную роль играют адуляроподобный калишпат, хлорит, биотит, шпинель, в боковых зонах - альбит, апатит, кальцит. Второстепенные минералы: турмалин, пренит, эпидотовые минералы, пумпеллит, лимонит, флюорит, актинолит, пироксен. Аксессуарные: магнетит, титаномагнетит, сфен, рутил, анатаз, апатит, гематит, циркон, монацит, ксенотим, шеелит. В единичных зернах встречаются волластонит, маргарит, графит, андалузит, железистый карбонат, серпентин.

В рудном теле месторождения промышленный интерес представляют Au, Ag, Zn, Pb, Cd, возможно Cu. В повышенных концентрациях присутствуют: As, Bi, Sb, Sn, Mo, W, в единичных пробах индий, германий, галлий и таллий. Рудные минералы составляют до 10-12% объема пород. Основные минералы: сфалерит, галенит, самородное золото, пирит, пирротин; второстепенные и редкие: марказит, аргентит, арсенопирит, халькопирит, блеклые руды, висмутин, самородный висмут, халькозин, самородная медь, станнин, шеелит, молибденит, гематит, патронит, алтаит, калаверит, киноварь, касситерит. Форма сульфидных выделений вкрапленная, гнездовая и прожилковая. Прожилки слагают линейный штокверк. Вторичные минералы: ярозит, лимонит,

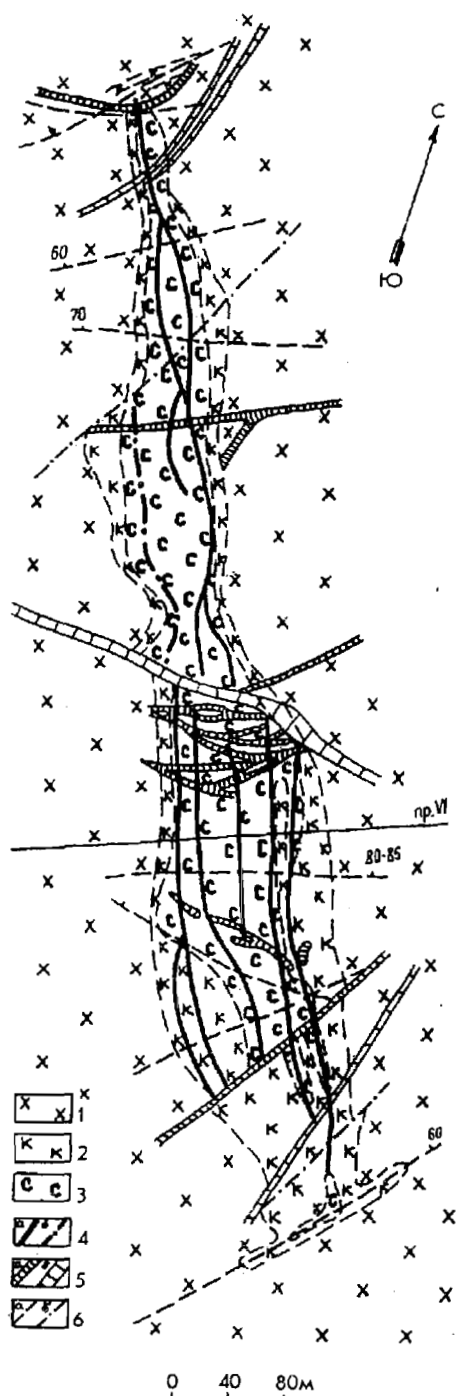


Рис. 4.19. Схематический геологический план горизонта 676 м Березитового месторождения (по В. А. Гуменюку и Н. А. Виславных).

1 - гранодиориты и плагиограниты слабоизмененные; 2 - метасоматиты кварц-серицит-гранат-калишлатовые; 3 - метасоматиты кварц-серицит-гранатовые с золото-полиметаллическим оруденением; 4 - продольные разломы с относительно богатым золото-полиметаллическим (а) и полиметаллическим (б) оруденением; 5 - дайки андезитов, диоритовых порфиритов, микродиоритов, спессартитов: дорудные и внутрирудные (а) и пострудные (б); 6 - поперечные нарушения: рудоконтролирующие (а), прочие (б)

гидрогетит, малахит, ковеллин, англезит, церуссит, смитсонит, базобисмутит.

Золото в рудах самородное, редко отмечаются теллуриды золота, средняя проба 747. Свободного золота в руде 10-24%, сростков с сульфидами до 80%, включений в гранате, кварце и магнетите 4-11%. Содержание зо-

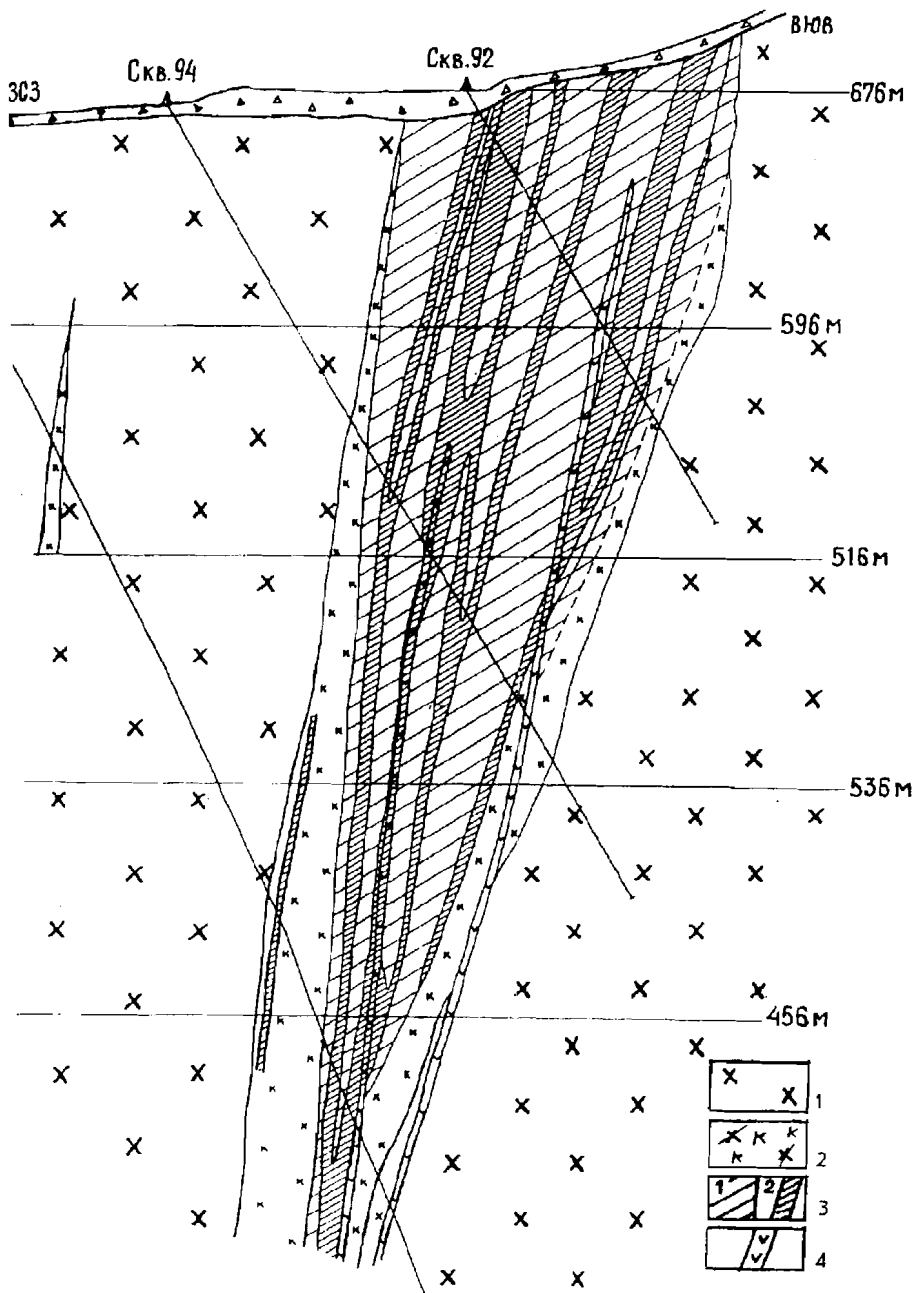


Рис. 4.20. Разрез через рудное тело № 1 Березитового месторождения на профиле VI (по В. А. Гуменюку).

1 - гранодиориты слабоизмененные; 2 - метасоматиты кварц-серицит-гранат-калишплатовые; 3 - метасоматиты кварц-серицитовые, кварц-серицит-гранатовые с золото-полиметаллическим оруденением бедным (1), богатым(2); 4 - дрорудные дайки андезито-базальтов

лота в пиритах до 36 г/т, в сфалерите до 70 г/т и в галените до 57-122 г/т. Величина частиц золота преимущественно 0,1-0,2 мм. Средние содержания золота в рудах 2-7 г/т, серебра 15-25 г/т, цинка 0,97 и свинца 0,92%. Золото коррелирует с серебром и суммой свинца и цинка. Серебро находится в аргентите, галените (от 254 до 1610 г/т), возможно в пирротине. Зональность распределения типов руд сверху вниз и от оси месторождения к периферии состоит в последовательной смене пирротин-сфалеритовых руд сфалеритовыми, галенит-сфалеритовыми и пирротиновыми. Наиболее высокие содержания золота характерны для галенит-сфалеритовых и сфалеритовых (меньше) руд, и низкие - для халькопирит-пирротин-сфалеритовых. Стадийность рудообразования (по В. А. Гуменюку): 1) стадия предрудной пиритизации, сопряжена с гранат-кварцевым метасоматозом (условия сжатия); 2) основная золото-полиметаллическая стадия (обстановка растяжения); 3) золото-пиритовая стадия (по золоту подчиненная); 4) стадия безрудных прожилков кварц-кальцитового, кальцит-хлоритового и цеолитового состава. Минеральные парагенезисы месторождения развивались в условиях низкого потенциала кислорода и углекислоты и в широком диапазоне температур (180-360°).

По своим запасам месторождение среднее.

Кировское золоторудное месторождение открыто в 1884 г. в головке богатейшей россыпи р. Джалинда и обрабатывалось с дореволюционного времени с перерывами до 1962 г. В настоящее время к месторождению вновь проявляется интерес как к крупнообъемному объекту. Рудное поле изучали многие геологи. Здесь использованы материалы Л. П. Гурова (1969), В. Г. Моисеенко (1977), В. И. Сухова (1982 г.) и А. В. Пипича (1986 г.).

Оруденение пространственно связано с Джалиндинским массивом раннемеловых гранитоидов, прорывающих кристаллический фундамент, образованный раннепротерозойскими биотит-роговообманковыми, биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами и амфиболитами станового комплекса, в отдельных зонах инъецированных условно юрскими биотитовыми, биотит-роговообманковыми и лейкократовыми гранитами. Монголо-Охотские структуры, расположенные южнее, представлены дислоцированными вулканогенно-осадочными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Граница между этими комплексами проходит по Тукурингскому глубинному разлому и закрыта слабодислоцированными юрскими песчано-глинистыми отложениями Стрелкинской впадины (рис. 4.21).

Джалиндинский массив удлинен в меридиональном направлении. Его длина 8-10 км, ширина 5-6 км. Он образован гранитоидами двух основных фаз. Первая фаза - биотит-роговообманковые диориты, кварцевые диориты, слагающие южную и западную части массива, и вторая фаза - биотит-роговообманковые гранодиориты, слагающие его восточную и центральную части. Для гранитоидов массива характерна монзонитоидная структура. Породы первой фазы в сравнении со второй фазой содержат меньше кремнезема и калия и больше железа, магния и кальция, но те и другие являются существенно натровыми. Гранитоиды Джалиндинского массива отличаются высокими значениями коэффициента окисленности железа ($f=0,32-0,43$), а породы первой фазы выделяются повышенной магнитной восприимчивостью. Гранитоиды массива содержат ксенолиты и останцы кровли вмещающих пород

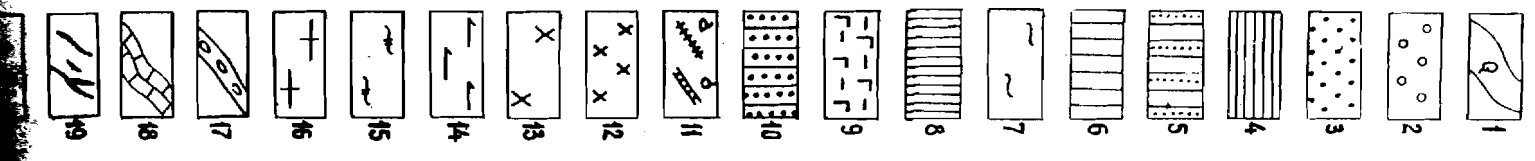
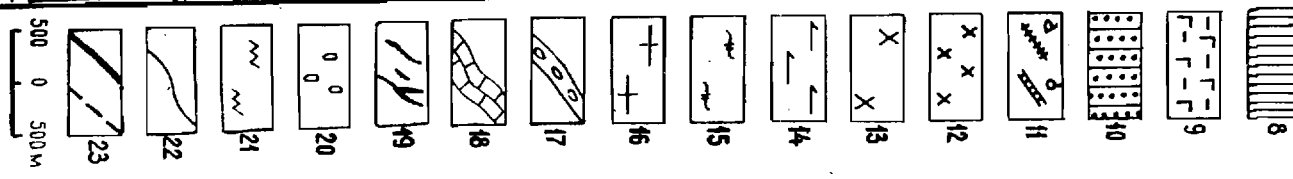




Рис. 4.21. Геологическая карта района Кировского золоторудного месторождения (А. В. Пирич, 1986 г.). Усл. обозн.: 1 - четвертичный аллювий; 2 - конгломераты, песчаники, гравелисты ($Q_{2,3}^1$); 3 - крупнозернистые песчаники ($Q_{2,3}^2$); 4 - алевролиты, нередко углистые, песчаники ($Q_{2,3}^3$); 5 - филлитизированные песчаники и алевролиты; 6 - филлитизированные алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы, известковистые сланцы; 7 - зернокаменные породы, кварциты, кремнисто-глинистые сланцы, филлиты, известковистые метапесчаники, железные руды; 8 - сланцы серпидиновые (кварц-серпидиновые), известковистые, графитистые, филлитизированные алевролиты, линзы мраморизованных известняков; 9 - метабазальты, метадолериты, метатUFFы; 10 - разнометаллические песчаники полевшлат-кварцевые и кварцевые, прослои известняков, алевролиты ($PZ_{2,3}^1$); 11 - дайки кислых (а) и средних (б) пород (К₁); 12 - кварцевые диориты (К₂); 13 - гранодиориты (К₃); 14 - габбро (АН-РН); 15 - граниты (АН₂); 16 - нейсовидные граниты (АН₂); 17 - горизонты туфогенных конгломератов; 18 - линзы и пласты известняков; 19 - золотоносные кварцевые жилы; 20 - окварцевание; 21 - зоны динамометаморфизма; 22 - геологические границы; 23 - разломы



и пересечены дайками порфировых пород среднего и умеренно кислого состава. В приконтактной зоне до 2 км осадочные породы Стрелкинской впадины ороговикованы (до кордиерит-биотитовых роговиков). В районе месторождения развиты широтные и СВ разломы.

Рудное поле расположено в гранитоидах Джалиндинского массива, частично в осадочных породах Стрелкинской впадины. Наиболее богатые рудные тела концентрируются в местах пересечения широтных и СВ нарушений. Известно более 300 рудных жил, из которых 55 разведывались и еще меньшее количество эксплуатировалось. Глубина отработки месторождения порядка 200 м. Длина жил до 600-700 м, мощность до 1,5 м, в среднем 0,3 м, падение крутое (60-90°) в разные стороны (на СЗ и ЮЗ). Контакты жил обычно четкие, часты разветвления и апофизы. Рудные жилы сложены молочно-белым и серовато-белым кварцем с вкрапленностью арсенопирита, халькопирита, висмутита, пирита, магнетита, сфалерита, тетрадимита, шеелита, пирротина, редко самородного висмута, блеклых руд, энаргита, золота. Выделяются жилы малосульфидные и умеренно сульфидные. Из жильных минералов кроме кварца, составляющего до 98% жильной массы, отмечаются мусковит, анкерит, кальцит, турмалин, халцедон. Содержание золота в рудах крайне неравномерное, среднее - от 3 до 95,8 г/т. Среднее в технологической пробе (данные В. Ф. Красовского, А. Ф. Таскаева, 1962 г.): золото - 8,4 г/т; серебро - 6 г/т, висмут - 0,039%. Характерно присутствие крупного золота в тончайших (доли миллиметра) прожилках кварца, а также в околорудных породах. Высокие содержания золота отмечаются в местах с висмутовой и медной минерализацией. В рудах преобладает мелкое (до 1 мм) чешуйчатое и пластинчатое золото, хотя иногда встречаются выделения до 2 мм и более. Проба золота 920-970, иногда снижается до 850. Кроме золота в рудах содержатся (до, %): Bi, As - 1,63; Cu - 0,9; Zn - 1,8; Pb - 2; Sb - 1,5; W - 0,42; Mo - 0,009; Sn - 0,1; Ni - 0,63; Co - 0,08; Fe - 0,007; Se - 0,001; Ag - 134 г/т.

На месторождении выделяются (Гуров, 1969) шесть минеральных ассоциаций (от ранних к поздним): 1) турмалин-магнетитовая, 2) существенно кварцевая, 3) висмутин-халькопиритовая, 4) пирит-арсенопиритовая, 5) полиметаллическая, 6) антимонитовая с халцедоновидным кварцем и киноварью. Все они золотоносны, но наиболее продуктивны висмутин-халькопиритовая и пирит-арсенопиритовая ассоциации. Висмутин-халькопиритовая ассоциация развита в основном в жилах СВ простираения, а также слагает самостоятельные (кварц-висмутиновые) прожилки близмеридионального простираения. Основные минералы ассоциации: кварц, шеелит, пирротин, пирит, халькопирит, висмутин, тетрадимит, встречаются вольфрамит (ферберит), самородный висмут, галеновисмутин, козалин, сульфовисмутиты меди, блеклые руды, энаргит. Кварц серый полупрозрачный, обособлен в виде отдельных прожилков, содержащих висмутин. Зерна шеелита пересекаются прожилками халькопирита и висмутина и замещаются вольфрамитом. Одним из наиболее ранних минералов является пирротин, содержащий примеси никеля, кобальта и кадмия и вкрапленность самородного висмута. Основная масса золота находится в тесной связи с висмутином и тетрадимитом. Между содержанием золота и висмута в рудах прослеживается прямая зависимость. Золото развивается по трещинам спаянности и по краям зерен висму-

тина, замещающая его. Величина выделений золота 0,2-2 мм. Проба золота 920-940. Позже золота образовался лишь халькопирит.

Пирит-арсенопиритовая ассоциация проявлена в жилах близширотного простирания. Основные минералы: кварц, пирит, арсенопирит, кобальтин. Кварц крупнозернистый шестоватый, иногда массивный крупнозернистый. Основная масса золота здесь находится в арсенопирите, который выделяется позже пирита. Золото тонкодисперсное, величина выделений до 0,005 мм. Проба 850.

На месторождении проявлена зональность в околорудных метасоматитах. На мощность до 2 м от рудного тела во вмещающих породах отмечаются новообразования ортоклаза и мусковита (серицита), что свидетельствует о существенно калиевом характере растворов. Метасоматическая колонка для измененных пород, вмещающих промышленные рудные тела, следующая (от жилы): 1) ортоклаз-кварц, 2) ортоклаз-кварц-кальцит-хлорит (пеннин) - эпидот, 3) кальцит-мусковит (серицит) - кварц, 4) серицит (мусковит)-кварц.

Температуры формирования минеральных ассоциаций определены методом декрепетации ГЖВ (Моисеенко, 1977): дорудный кварц - 350-300° С, кварц-турмалин-магнетит - 300-250°, кварц-антимонит - 180-140° С. В ГЖВ натрия больше, чем калия. Наиболее продуктивная на золото висмутин-халькопиритовая ассоциация отличается от дорудной кварцевой более высоким содержанием натрия и хлора.

Руды легко обогащаются по гравитационно-флотационным схемам. Прирост ресурсов и запасов связывается с переоценкой и доразведкой рудных жил, штокверковых зон, а также рудных отвалов.

Бамское золоторудное месторождение расположено в Северостановой зоне. Как и Скалистое, оно обнаружено при опoisковании геохимических потоков рассеяния золота, выявленных В. В. Домчаком в 1979-1983 гг. (данные А. В. Ложникова, 1989 г.; Курник, 1992). Тематические исследования проводили Н. И. Мишин и В. Н. Яковлев (1991 г.), Н. В. Котов и Л. Г. Порицкая (1990), Л. В. Эйриш (1992 г.), В. Г. Моисеенко, В. П. Полеванов, В. А. Степанов (данные 1994, 1995 гг.).

Рудное поле локализовано в мигматитовой толще архейского возраста, характеризующейся переменным соотношением лейкогранита, полосчатого гнейса - биотитового, биотит-роговообманкового и амфиболита. В висячем боку рудовмещающего комплекса залегают серые гнейсовидные биотитовые граниты с пакетами биотит-роговообманковых гнейсов, с которыми граниты находятся в ультраметаморфических взаимоотношениях (рис. 4.22-4.24). От рудовмещающей толщи граниты отделены крупным тектоническим разрывом (Чульбангринский разлом), сместитель которого наклонен, как и рудные тела, к ЮЮВ под углами 70-20°. Пластообразный блок серого гранита, возможно, играл роль экрана в гидротермоструктуре рудного поля. Тип гидротермальных изменений лиственит-березитовый и кварцит-пропилитовый. По периферии рудного поля известны малые тела субвулканических гранодиорит-порфириров и граносиенит-порфириров мезозойского облика, в его центральной части буровыми скважинами вскрыты дайки диоритовых порфириров и микродиоритов, секущих оруденение.

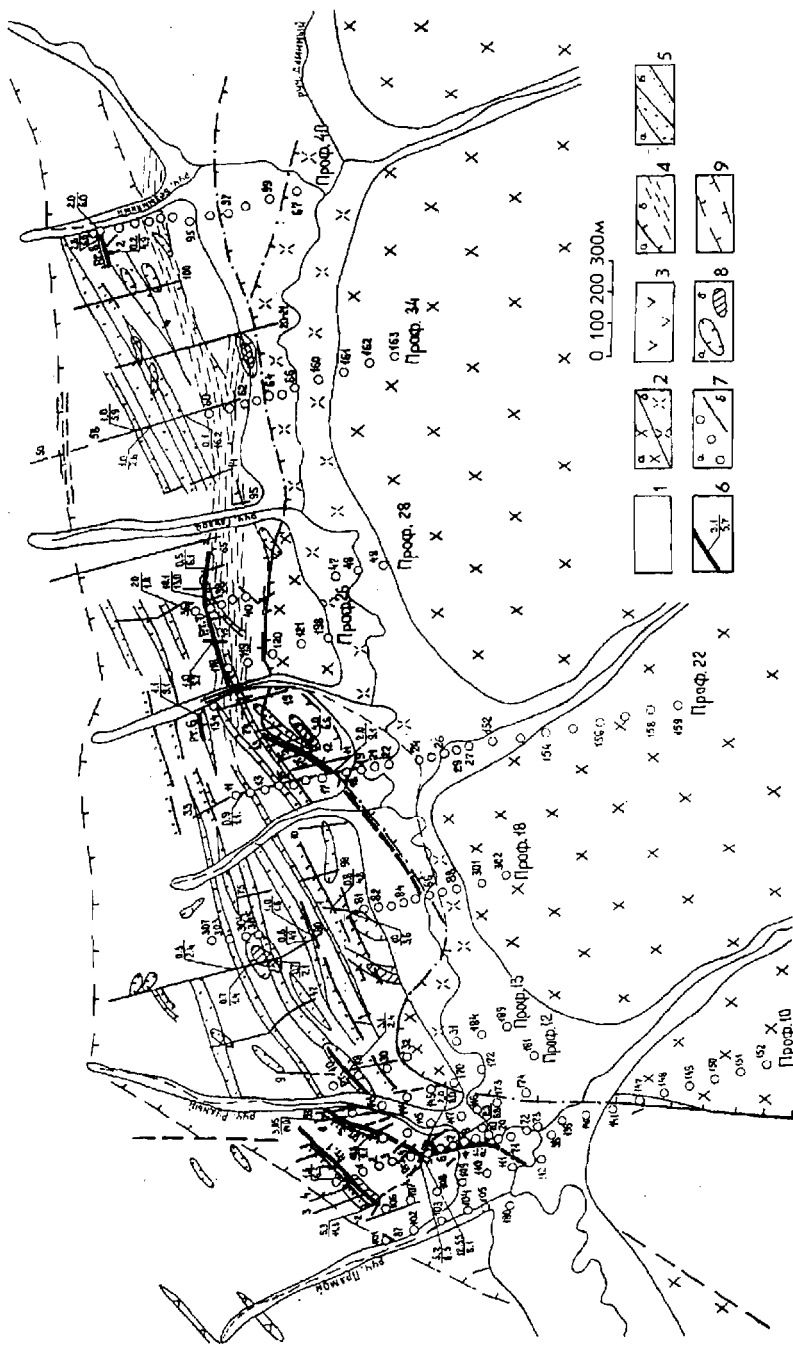


Рис. 4.22. Схематическая геологическая карта Бамского рудного поля (составлена с использованием материалов Тындинской экспедиции ГПП «Таежгеология»).

1 - мигматиты, гнейсы биотит-рогообманковые, амфиболиты (AR) (рудовмещающие); 2 - гнейсовидные граниты с пакетами мигматитов (AR) (рудокраинующие) (а), то же под аллювием (б); 3 - дайки порфиров (K₁); 4 - рудоокраинующий разлом («надвиг») (а), зоны расщелачивания (б); 5 - зоны окварцевания (а), то же вне масштаба (б); 6 - золоторудные тела, их мощность (числитель), м, и содержание золота, г/т; 7 - буровые скважины (а), каналы (б); 8 - геохимические ореолы золота с содержанием 0,01-0,1 г/т (а) и 0,1-1 г/т (б); 9 - зона гидротермалитов лиственито-брезитовой формации

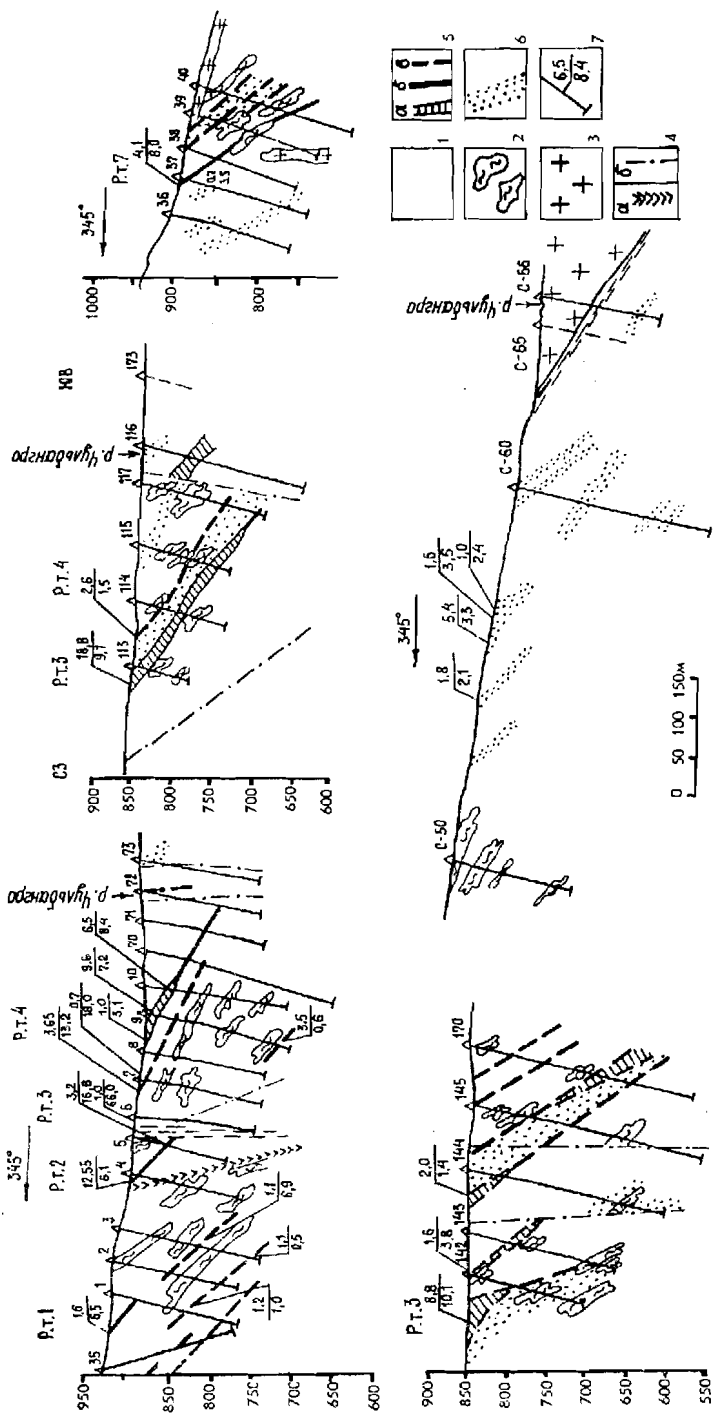


Рис. 4.23. Разрезы через Бамское рудное поле (составил В. П. Копалин).

1 - граниты, мигматиты; 2 - гнейсы; 3 - гнейсо-граниты; 4 - дайка диоритового порфирита (а), разломы (б); 5 - рудные тела (а), то же внема- штабные достоверные (б) и предполагаемые (в); 6 - окарцевание; 7 - буровая скважина, мощность, м (числитель) и содержание золота, г/т

Своеобразным является положение рудного поля в геофизических полях (рис. 4.24). Оно примыкает с юга к локальной гравитационной аномалии, являющейся фрагментом регионального минимума силы тяжести, располагается в аномальном поле калия (показатель F) и в нейтральном магнитном поле. Аномалия показателя F пространственно совмещается с аномалией гравитационного поля, указывает на местоположение массива гидротермально измененных пород, генетически сопряженного с глубинной гранитоидной массой. Нейтральное магнитное поле района месторождения является аномалией на фоне окружающего положительного поля, что, вероятно, обусловлено разрушением магнитных минералов в геологическом пространстве, охваченном процессами рудообразования.

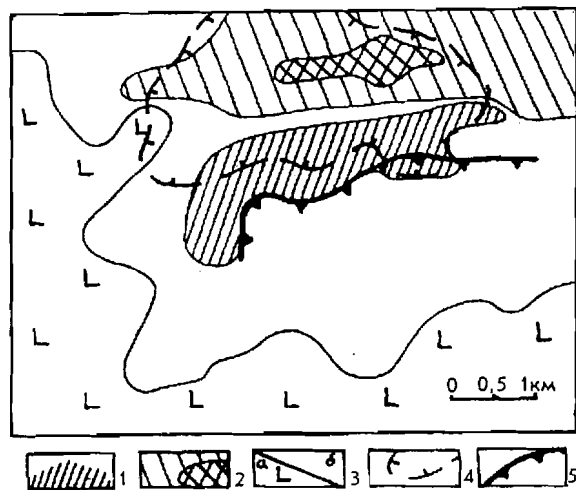


Рис. 4.24. Соотношение золотого оруденения и геофизических полей на Бамском рудном поле (использованы материалы Тындинской ГРЭ ПГО «Амургеология»).

1 - Бамское рудное поле; 2 - отрицательная гравитационная аномалия с локальным минимумом; 3 - магнитные поля: положительные (а), нейтральные (б); 4 - аномалия показателя $F \geq 1,5$ до $> 2,5$ ($\frac{qU \cdot qK}{Th}$); 5 - надвиг

зателя $F \geq 1,5$ до $> 2,5$ ($\frac{qU \cdot qK}{Th}$); 5 - надвиг

Рудное поле - это линейный штокверк ВСВ простирания длиной 3 км и шириной 0,5 км, в пределах которого выделяется ряд жилообразных параллельных залежей сложной формы, сочетающих в себе прожилково-штокверковый и кварц-жильный (карбонатно-кварцевые жилы) типы оруденения. Для них характерны резко изменчивая мощность (от 103 до 22,4 м), чередование раздувов и пережимов, многочисленные апофизы. Рудные тела представляют собой минерализованные зоны дробления и брекчирования, пересекающие структуры вмещающих мигматитов и свидетельствующие о хрупких предрудных деформациях. Характерной особенностью рудного поля является наличие в разрезе одного продуктивного рудного тела (редко двух). Простирание рудных залежей ВСВ, на ЮЗ фланге они заворачивают к югу. Падение под средними углами (30-60°) на ЮВ. Длина залежей от 100 до 1200 м. По падению они прослежены до 300 м и более. Интерполяция рудных тел по падению производится уверенно. Среднее содержание золота в рудных телах 8,4 г/т, серебра - 24,8 г/т на среднюю мощность 3,1 м. Содержание вольфрама 0,01-0,8%, меди 0,02-3%. В зоне окисления (мощность 1-20 м) содержание золота выше. В западной части рудного поля, где рудовмещающая структура заворачивает к югу (рис. 4.22), на отрезке в 0,5 км развиты наибо-

лее мощные и богатые рудные тела, а также наиболее значительные выделения жильного рудоносного кварца. Например, мощность рудного тела № 3 достигает 18,8 м при содержании золота 9,1 г/т; рудного тела № 2 - 12,5 м при содержании 6,1 г/т. Обычные мощности на этом участке 3-9 м, содержания золота 6-15 г/т.

Аномалия рудоносности, вероятно, связана со спецификой структуры разворота. Мощности рудных тел и содержания золота и серебра в широтной части рудного поля, протягивающейся на 3 км, в целом хуже по данным бурения и горных работ, за исключением отдельных пересечений (рудные тела № 7, 5).

Руды малосульфидные, состоят из кварца, кальцита, анкерита и серицита с примесью флюорита, барита, калишпата, хлорита, мусковита, циркона. Содержание рудных минералов 3-5%, иногда до 10%. Это пирит, халькопирит, галенит, реже шеелит, блеклые руды, сульфосоли, теллуриды, киноварь, полибазит, акантит, гематит, марказит, магнетит. Au: Ag = 1:3. Коэффициент корреляции золота: с серебром +0,84; медью +0,53; вольфрамом +0,61; ртутью +0,71 (с вероятностью 99%). Золото в руде от мелкого до пылевидного, чаще 0,2-0,4 мм. Проба от 629 до 961, средняя 782-869. Форма золотин интерстиционная неправильная (комочки, дендриты, пластинки).

Околорудные изменения вмещающих пород (от ранних к поздним): 1) хлоритизация биотита и альбитизация плагиоклазов; 2) замещение хлорита мусковитом, усиление альбитизации; 3) интенсивное окварцевание, появление агрегатов кальцит-мусковит-альбит-кварцевого состава; 4) мощное окварцевание, с которым сопряжено образование кварцевых жил выполнения и основная рудная минерализация (Шмураева, 1995). По данным Н. В. Котова и Л. Б. Порицкой (1993 г.), возраст мусковита-серицита из руд Бамского месторождения, определенный K-Ar-методом (129-115 млн лет), раннемеловой. Возраст синрудных даек лампрофиров по K-Ar-датировкам также раннемеловой (Стриха, 1995).

По гравитационно-флотационной схеме извлекаются: из первичных руд - 95,3% золота, 87,8% серебра; из окисленных руд - соответственно 88,6 и 68,8%. Ресурсы золотых руд значительные. Наиболее благоприятен для освоения (в первую очередь) юго-западный фланг.

4.1.3. Джагдинская золотоносная провинция

Д жагдинская ЗП сформировалась в ГСО, представленной в современном эрозионном срезе преимущественно палеозойскими стратифицированными комплексами кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций. Орогенез, складчатость и гранитоидный магматизм произошли в два основных этапа - в позднем (?) палеозое и в позднем мезозое (J_3 - К). Продуктивные золоторудные формации возникли в позднеюрскую активизацию, сильно удаленную во времени от палеозойского периода осадконакопления, складчатости и метаморфизма, создавших предпосылки для будущего рудообразования: углеродистость осадков, куполовидные антиклиналы, геологические экраны, метаморфогенные флюиды и пр. В мелу юрское оруденение с возра-

стом 145-155 млн лет было регенерировано под воздействием Баджальско-Ямалинского очага гранитизации, пересекающего под прямым углом джагдинские складчатые структуры. В результате сформировалась региональная рудная зональность: на востоке (Харгинский район) золотые и золото-редкометалльные формации с крупным высокопробным золотом, а на западе (Токур, Сагур, Маломыр) собственно золотые руды с более мелким и сравнительно низкопробным золотом (рис. 4.25). Максимальная продуктивность Джагдинской зоны отмечается в «коридоре» между двумя фемическими блоками - Буреинским и Становым, т. е. в зоне глубинного взаимодействия очага гранитизации с фемическим субстратом. Большое значение в локализации оруденения сыграли антиклинали, надвиговые разрывы, регионально развитые геологические экраны (толщи углеродистых алевро-пелитовых и зеленокаменных пород). В терригенных породах развиты преимущественно золото-кварцевые рудные формации, а в гранитоидных массивах - золото-кварц-сульфидные. Золото-шеелитовые руды наблюдаются в зоне максимального глубинного разуплотнения, к востоку от которой уже господствует редкометалльная минерализация (Sn, W, Be).

В Джагдинской ЗП золотоносность сосредоточена в Селемджино-Кербинской зоне в золотоносных районах Унья-Бомском, Верхнеселемджинском, Ниманском и Кербинском и представлена в основном гипабиссальными и мезоабиссальными месторождениями и рудопроявлениями, связанными с герцинским орогенезом ГСО, с юрской и частично меловой ТМА. Монголо-Охотская ГСО - это внутриконтинентальная структура, протяженная (>1000 км), узкая (60-250 км), разделяющая глобальные тектонические блоки - Сибирскую и Китайскую платформы. Судя по основному составу субмаринного магматизма, в начальный период своего возникновения геосинклиналь представляла собой структуру раздвижения. Прогиб заполнялся базальтовыми, песчано-глинистыми и кремнистыми формациями (саларинская, афанасьевская, ипатинская, эльгинская, самырская свиты). Верхняя часть разреза представляет собой перемежаемость толщ песчаного и глинистого состава, без вулканитов, но с незначительной примесью кремней. Углеродистость характерна для афанасьевской, самырской и экимчанской свит. Возможно, она была сингенетичной, но в результате метаморфизма и гидротермальных процессов произошло перераспределение углеродистого вещества, обогащение им всех членов стратиграфической колонки в куполовидных структурах, в особенности на участках периклинальных замыканий. Монголо-Охотская геосинклиналь заложена вдоль одноименного глубинного разлома, который трассируется протяженными зонами метаморфизованных в цеолитовой и зеленосланцевой фациях пород, указывающих на местоположение в ГСО температурных градиентов и аномалий, а также гидротермальных фронтов. Эти зоны насыщены ранними гидротермальными продуктами, жилами и прожилками альпийского типа, вещественный состав которых отражает таковой вмещающих пород и которые по своему генезису являются метаморфогенно-гидротермальными (Эйриш, 1981). Вспышки золотоносности сопряжены с узлами пересечения Монголо-Охотского разлома с поперечными и диагональными разломами. С трассами глубинных разломов совпадают шарниры «рудоносных» куполовидных антиклиналей и оси крупных поперечных изгибов этих

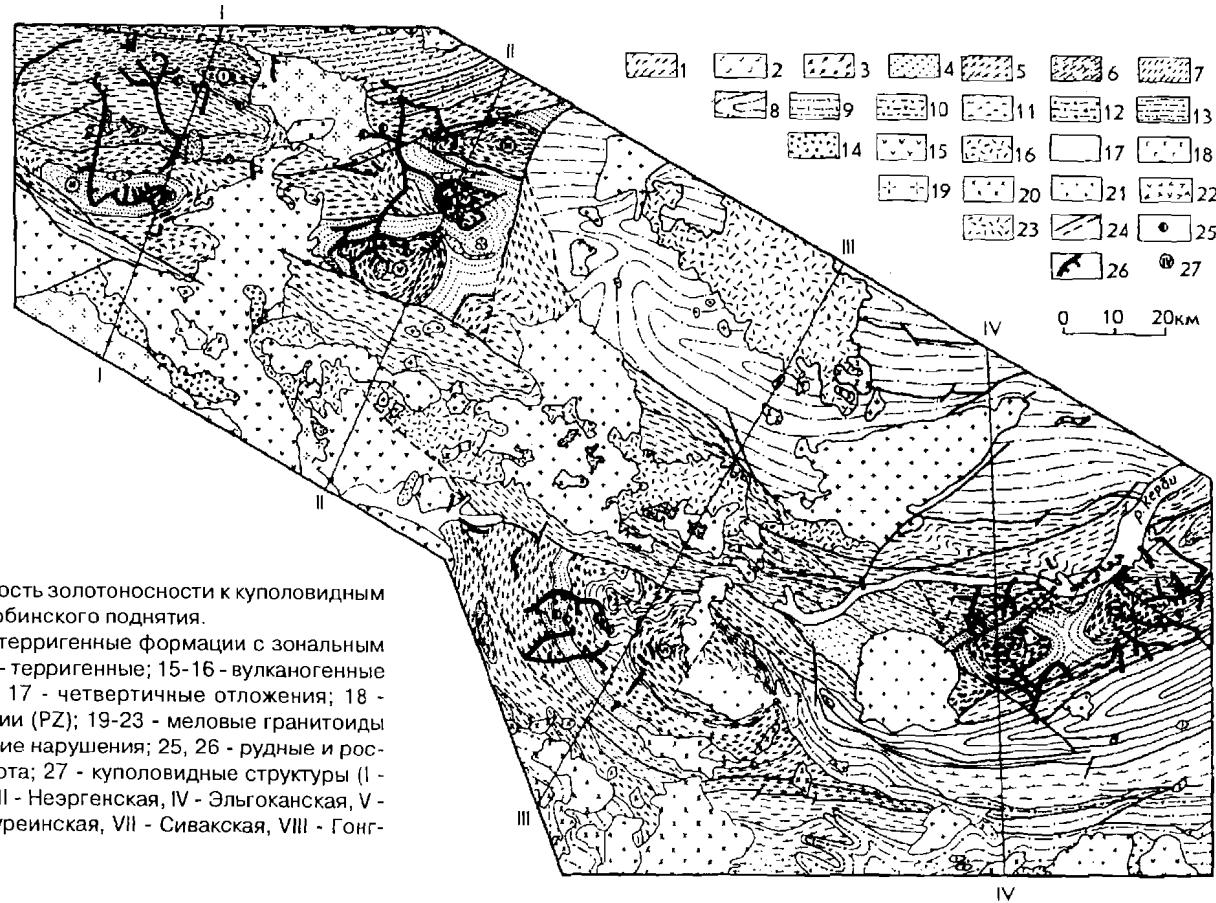


Рис. 4.25. Приуроченность золотоносности к куполовидным структурам Селемджино-Кербинского поднятия.

1 - 11 - вулканогенно-терригенные формации с зональным метаморфизмом (PZ); 12-14 - терригенные; 15-16 - вулканогенные комплексы мезозоя (J_3 - K_1); 17 - четвертичные отложения; 18 - габбро-диоритовые формации (PZ); 19-23 - меловые гранитоиды и порфиры; 24 - тектонические нарушения; 25, 26 - рудные и россыпные месторождения золота; 27 - куполовидные структуры (I - Челогорская, II - Сагурская, III - Неэргенская, IV - Эльгоканская, V - Афанасьевская, VI - Правобуреинская, VII - Сивакская, VIII - Гонгренская)

структур. Таково положение практически всех продуктивных золотоносных районов Джагдинской ЗП (рис. 4.25).

В Монголо-Охотской ГСО на герцинском этапе гранитоидный магматизм проявился лишь на раннеорогенной стадии и представлен малоглубинными массивами, штоками, силлами плагиогранитов (ингаглинских), иногда микроклинизированных. Это немагнитные гранитоиды с переменным, чаще калиевым типом щелочности и высоким ($>0,4$) коэффициентом окисленности железа. Породы обычно катаклазированные до рассланцевания, с разрушенными темноцветными (и рудными) и деанортитизированными плагиоклазами. В малых интрузивных телах иногда отмечаются гранит-порфировые краевые фации (район Маломыра), чаще же это полнокристаллические среднезернистые гранитоиды. Типичные их представители - Ингаглинский и Лукачекский массивы. Пластовые интрузии подобных гранитов характерны для Харгинского, Маломырского, Унья-Бомского районов. Ингаглинские гранитоиды часто пересечены большим количеством мезозойских даек разного состава и иногда вмещают золоторудные жилы (месторождения Верхнемынское, Ингаглинское). Пониженная магнитная восприимчивость пород может быть объяснена вторичными постмагматическими изменениями гранитов - калиевым метасоматозом (микроклинизация) и более поздним катаклизмом и химическим разрушением акцессорного магнетита.

В Джагдинской ЗП отмечается пространственная связь золотоносности с локальными минимумами силы тяжести, например в Маломырском районе. В целом же Верхнеселемджинский район располагается во внутренней части дугообразной гравитационной аномалии, имитируя модель взаимодействия на глубине гранитоидов с фемической массой (рис. 4.32). Эти данные, возможно, указывают на связь золотоносности Джагдинской зоны с широтными гравитационными аномалиями, отражающими реликтовые герцинские структуры гранитизации. Соотношение же золотоносности с Баджальско-Ямалинским минимумом позволяет предположить, что некогда единая рудоносная структура в мелу была расчленена на отдельные блоки и районы (Кербинский, Ниманский, Харгинский). В процессе поднятий, связанных с глубинным разуплотнением, эти районы оказались достаточно глубоко эродированными и в них обнажились наиболее древние метаморфические породы. Метаморфизирующее действие молодых гранитов на руды способствовало укрупнению и облагораживанию золота в рудных жилах, а глубокая эрозия месторождений обусловила богатство россыпей. В западном направлении от р. Харга рудные месторождения эродированы слабее (реки Челогор, Лукачек, Маломыр), золотоносные россыпи там беднее, а проба золота ниже.

Монголо-Охотский геосинклинальный прогиб был заполнен осадками многокилометровой мощности (рис. 4.26). Точные цифры мощностей неизвестны из-за сложнейшей складчатости и разрывной тектоники. Геотермические градиенты в глубинных частях прогиба были достаточными для метаморфизма пород в гранатовой субфации зеленосланцевой фации. Если в осевой части прогиба геотермический градиент оценить в 1°C на 30 м, то значения в $350-400^\circ\text{C}$ мы получим на глубине 10-12 км. Эти цифры, по-видимому, и соответствуют мощности геосинклинального комплекса.

В Джагдинской ЗП ярко проявлено экранирование оруденения. Геологическими экранами выступают эльгинский горизонт зеленокаменных пород

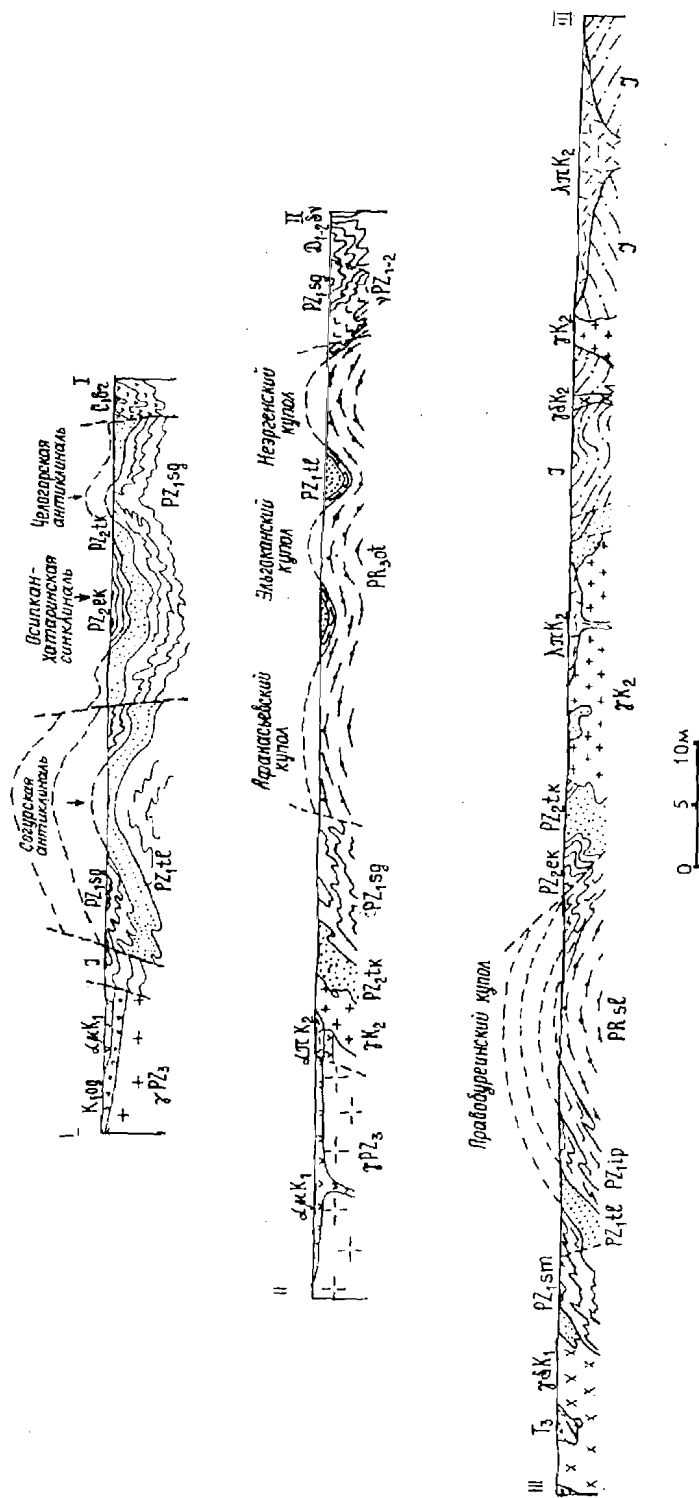


Рис. 4.26. Разрезы через золотоносные антиклинали по профилям I, II, III. Усл. обозн. см. на рис. 4.25

в Харгинском районе, аналогичные породы ипатинской свиты на Нимане, сатурская свита преимущественно метаалевролитовых пород, экимчанская и джескогонская свиты глинистых сланцев и песчано-глинистого флиша (рис. 5.13, 5.14). В низах этих толщ на их границе с нижележащими метапесчаниками и метаморфическими сланцами и в верхах последних локализовано золотое оруденение. В этих рудолокализирующих комплексах разместились почти все известные месторождения и рудопроявления Джагдинской золотоносной зоны (Токурское, Ворошиловское, Иннокентьевское, Харгинское, Афанасьевское, Токланское и др.). Уже отмечалось, что основное оруденение района возникло после складчатости и литификации пород, когда проницаемость песчаников, алевролитов и аргиллитов была низкой. Это указывает на связь основного оруденения с юрской ТМА, так как пострудные дайки и калиевые минералы руд имеют позднеюрский возраст (147-157 млн лет).

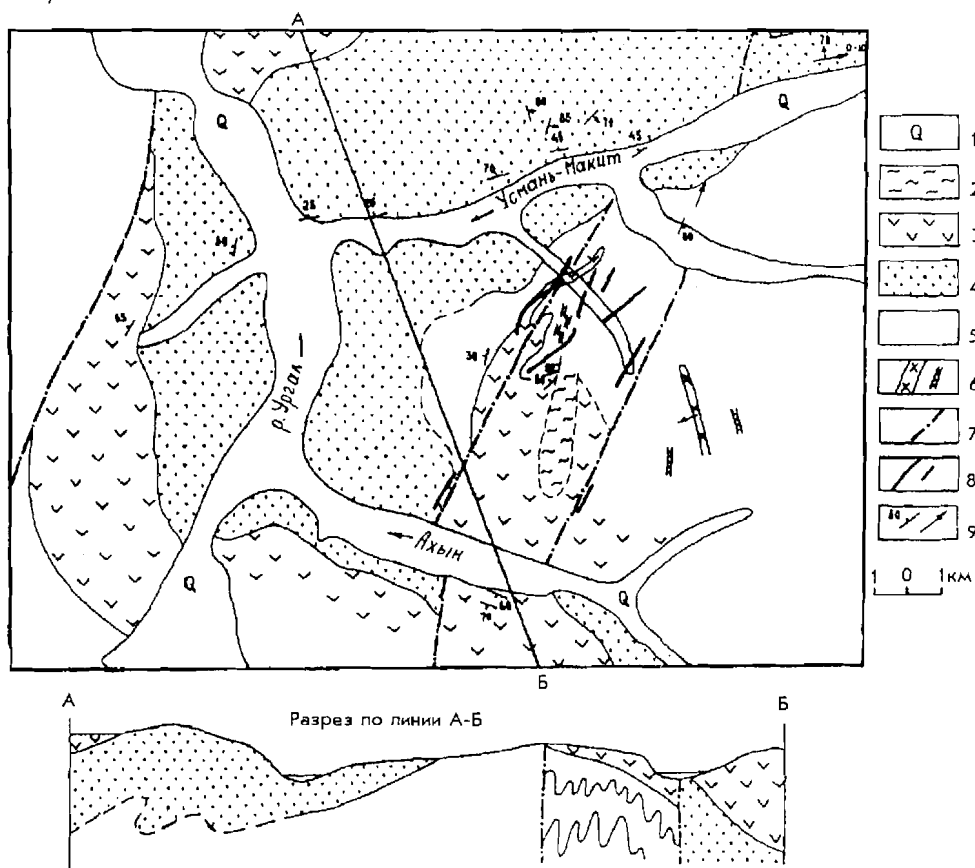


Рис. 4. 27. Усмань-Макитская (Сулуksкая) куполовидная антиклиналь с проявлениями золота в западном периклиналильном замке.

1 - четвертичный аллювий; 2-5 - палеозойский комплекс (2 - кварциты, 3 - зеленокаменные породы, 4 - сланцеватые метапесчаники, 5 - филлитовидные глинистые сланцы, прослои метапесчаников, зеленокаменных пород и кремнисто-глинистых сланцев); 6 - штоки диоритов, дайки диоритовых порфириров, плагиопорфириров и микродиоритов (К); 7 - зоны разломов; 8 - золотоносные зоны с сульфидно-кварцевым оруденением; 9 - залегание пластов, линейности

Почти все месторождения Джагдинской ЗП приурочены к куполовидным антиклиналям первого порядка (Эйриш, 1989), а в их пределах - к упомянутым рудолокализирующим комплексам (рис. 4.25-4.27, 5.13). Так, Токурское месторождение локализовано в южном крыле Челогорской куполовидной антиклинали на участке, где это крыло деформировано поперечными дорудными (и пострудными) изгибами и разрывами. К западным замкам куполовидных антиклиналей (Правобуреинской, Эльгоканской и Неэргенской) приурочены Ниманское, Харгинское, Унгличиканское рудные поля. Сагурское месторождение локализовано в своде одноименной антиклинали, а Токоланское и Рождественское тяготеют к разломам, ограничивающим Сивакскую и Гонгрэнскую куполовидные антиклинали. В межкупольных структурах и синклиналях, где породы сильно перемяты и сжаты, оруденение практически отсутствует. В Унья-Бомском районе золотоносность локализована в протяженной моноклинали под экраном алевро-пелитовых пород джескогонской свиты (рис. 5.14).

Уже упоминалось о проявлении в Джагдинской ЗП золотого оруденения в эндо- и экзоконтактах массивов позднепалеозойских (?) гранитоидов (ингаглинских), однако чаще золотое оруденение ассоциирует с пострудными дайками и штоками порфиритов и диоритов мезозойского возраста.

Необходимо указать также на связь золотого оруденения района с зонами крупных разломов, типа взбросов. Например, Токоланский и Гонгра-Накитский разломы, ограничивающие Кербинский горст. К ним приурочены Токоланское и Рождественское месторождения, от этих разломов начинаются многие золотоносные россыпи. В зоне Унгличиканского разлома локализовано одноименное золото-шеелитовое месторождение. Зоны Главного и Южного разломов на Токурском рудном поле ограничивают с севера золотое оруденение.

Следует добавить, что в неогене на джагдинских месторождениях были развиты зоны окисления, в которых формировались гипергенные рудные столбы с аномально высокими содержаниями золота (Моисеенко, Фатьянов, 1971).

Токурское золоторудное месторождение открыто в 1939 г. и с этого года по настоящее время эксплуатируется. Его изучали многие геологи: М. М. Михайлов, В. Ф. Розенвальд, П. Я. Молчанов, С. Д. Шер, Е. А. Радкевич, В. Г. Моисеенко, В. Д. Мельников, Г. И. Неронский, Н. С. Остапенко, Л. В. Эйриш, И. М. Фатьянов, Ю. И. Новожилов, В. Ф. Лоскутов, А. А. Ильин, И. В. Котов и др. Месторождение расположено в Селемджино-Кербинской золотоносной зоне и приурочено к южному крылу Челогорской антиклинали широтного простирания (близ ее куполовидного свода), сложенной слабометаморфизованными (цеолитовая фация) песчано-глинистыми и кремнистыми отложениями, вероятно, верхнепалеозойского возраста. Шарнир воздымается с запада на восток. Южное крыло моноклиально падает на юг под углами $30-40^\circ$, а северное осложнено продольными и поперечными складками (рис. 4.28). Структура интенсивно нарушена продольными (более ранними) и поперечными дорудными разломами, испытавшими обновление в пострудный период. Продольные разломы (рудовмещающие) наклонены в сторону падения пластов, часто совпадая с ними, а поперечные залегают близвертикально и безрудны.

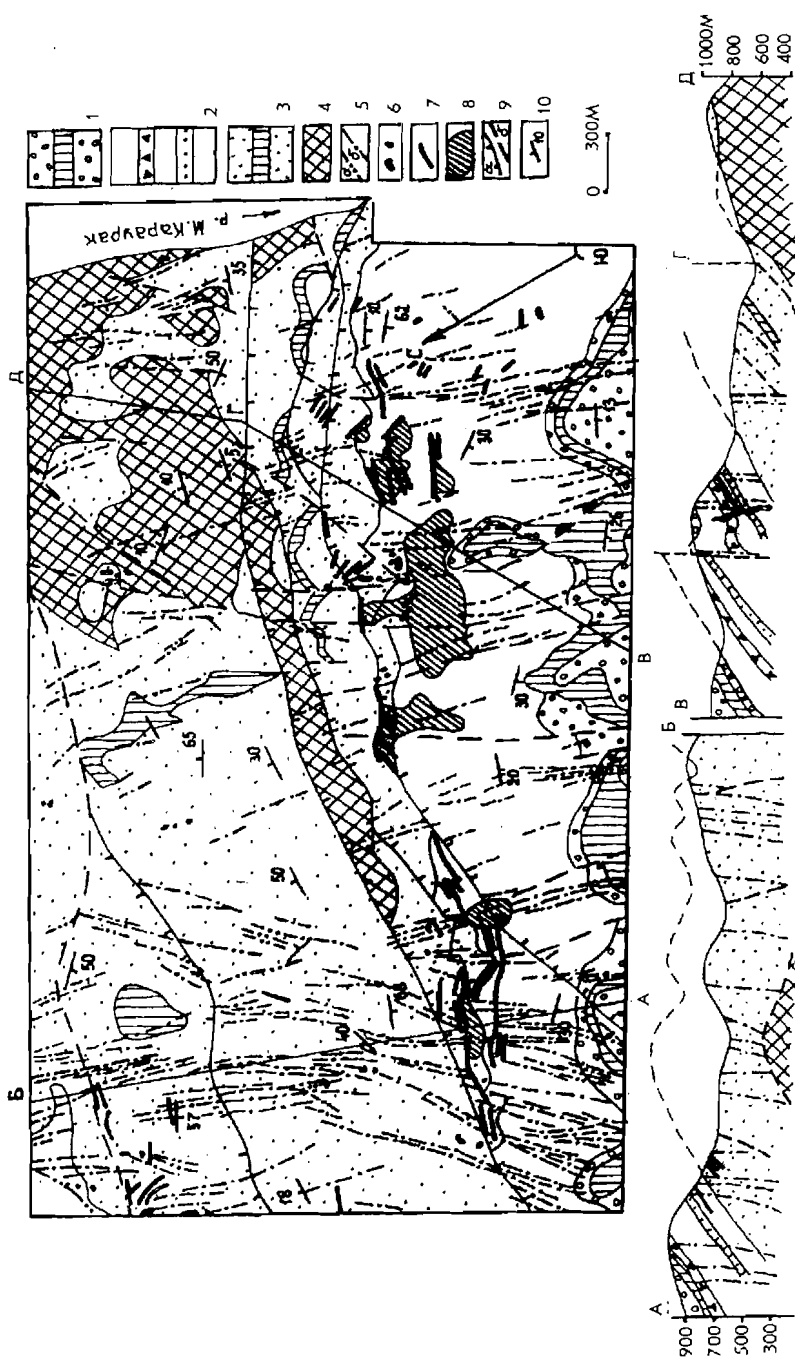


Рис. 4.28. Геологическая карта и разрезы Токурского рудного поля.

1-4 - среднелалеозойские (?) стратифицированные образования (1 - амнуская свита полимиктовых песчаников среднелалеозойских с горизонтом метакремней, 2 - экимчанская свита филлитизированных аргиллитов с горизонтами седиментационных брекчий и мелкозернистых песчаников (на разрезе), 3 - токурская свита полимиктовых метапесчаников мелкозернистых с горизонтом метакремней, 4 - сагурская свита филлитизированных аргиллитов); 5 - позднеюрские дайки диабазовых и диоритовых порфиров (а) и плагиогранит-порфиров (б); 6 - раннемеловые штоки кварцевых диоритов; 7 - золоторудные кварцевые жилы; 8 - проекции рудных столбов; 9 - тектонические разломы наклонные (а), круголопадающие (б); 10 - залегание пластов

В пределах южного крыла антиклинали выделяются четыре толщи. Нижняя (мощностью до 330 м) образована филлитизированными аргиллитами с редкими прослоями тонкозернистых песчаников, вторая (380-600 м) представлена мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с пачками кливажированных алевро-пелитовых пород и метакремней, третья (320-500 м) сложена массивными и полосчатыми (флиш) алевро-пелитовыми породами с горизонтами (20-50 м) седиментационных брекчий и мелкозернистых песчаников и четвертая (до 260 м) - это монотонные мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники с горизонтом метакремней (30-40 м) в верхней части.

Золоторудные жилы месторождения прорваны многочисленными дайками диабазовых и диоритовых порфиритов (рис. 4.32) и более молодыми штоками кварцевых диоритов и кварцевых сиенит-диоритов. Дайки концентрируются в полосы (пучки) и приурочены к близмеридиональным и СВ крутопадающим тектоническим нарушениям. Мощность даек до 1-2 м, редко более. Штоки образуют вертикальные столбообразные тела диаметром 10-20 м, приуроченные к поперечным тектоническим трещинам и изгибам пластов и контролируются глубинными разломами близмеридионального направления. Дайки и штоки, пересекая рудные жилы, оказывают на них метаморфизирующее действие и содержат их ксенолиты. Штоки влияют на перераспределение золота в жилах. В частности, жилы обогащаются золотом близ штоков, золото повышает свою пробу, увеличиваются размеры его выделений, образуются регенерированные рудные столбы (Моисеенко, 1965; Моисеенко, Фатьянов, 1971). Существенные гидротермальные изменения и перенос золота осуществлялись даже в постдаймовый период. Под действием углекислых растворов заключительной стадии минералообразования породы малых интрузий местами, особенно близ тектонических нарушений, изменены - хлоритизированы, карбонатизированы, пиритизированы. По анализам абсолютного возраста дайки верхнеюрские, а штоки раннемеловые.

Центральная часть месторождения приурочена к поперечному флексу-рообразному изгибу южного крыла Челогорской антиклинали. На флангах месторождения столь значительных изгибов крыла нет, как нет и такого количества штоков кварцевых диоритов. Изгиб в значительной мере повторяется рудными жилами. В районе изгиба проходят Токурский и Северо-Западный разломы, по которым ЮВ блок в дорудный период сброшен и сдвинут к СВ на 400 м. Вблизи сочленения этих разломов располагается группа (цепочка) штоков кварцевых диоритов и отмечается сгущение даек порфиритов. Таким образом, этот узел является тектонически наиболее напряженным. Именно здесь залегают наиболее богатые и масштабные золоторудные жилы и рудные столбы. В пострудный период смещения тектонических блоков вдоль продольных и поперечных разрывов были незначительными - до 5-12 м.

Рудные тела, именуемые на месторождении кварцевыми жилами, образовались в результате цементации и метасоматического замещения рудным кварцем материала дробления продольных близсогласных тектонических зон. Это оруденелые тектониты брекчиевой и полосчатой текстуры. Обломки и линзы вмещающих пород цементируются сливным серым (1-я генерация) либо шестоватым (2-я генерация) кварцем, с которым генетически связана основная масса золота. Из жильных минералов кроме кварца в рудах присут-

ствуют адуляр, серицит, хлорит и кальцит. Рудные минералы, составляющие 1-3% объема руды, представлены пиритом и арсенопиритом с незначительной примесью сфалерита, галенита, халькопирита, шеелита, пирротина, блеклых руд; очень редок касситерит. Значительная часть золота в виде сростков и эмульсионной вкрапленности заключена в пирите, арсенопирите и галените. С глубиной первичные руды минералогически, геохимически и по содержанию золота изменяются мало, хотя по отдельным жилам видна тенденция к падению содержания при сохранении мощности. Проба золота на месторождении колеблется в пределах 650-800. Средняя проба добытого золота в наиболее крупных жилах 700. На глубоких горизонтах проба золота выше - до 760. Золоторудные жилы сопровождаются устойчивыми первичными геохимическими ореолами (шириной 5-20 м) рассеяния золота, мышьяка, вольфрама, серебра. Околорудные изменения: окварцевание, пиритизация, карбонатизация, серицитизация.

Промышленные золоторудные жилы залегают преимущественно в зоне контакта толщ - нижней песчаниковой и верхней аргиллитовой. В общем случае жилы следуют пластам, местами пересекают их под косыми и более крутыми углами. Протяженность промышленных рудных жил десятки и даже сотни метров по простиранию и падению. Обычные мощности 0,2-0,7 м. Встречаются пережимы и раздувы (до 2-3 м). Большая часть жил - «слепые», т. е. не достигают поверхности. Рудные жилы образуют жильные зоны, разобщенные безрудными блоками. Мощность этих зон от 25 до 90 м. Они состоят из одной или нескольких жил, от которых под острыми углами отходят апофизы. Чаще жилы состоят из нескольких кулис длиной 100-200 м. Протяженность рудных зон составляет многие километры.

Рудные жилы приурочены к контактам пластов и пачек различного литологического состава. Наиболее богатая жила Первая залегает в толще аргиллитов в контакте с пластом полимиктового песчаника и седиментационной брекчии. Не менее богатые по содержанию золота жилы Октябрьская 1 и Диритовая залегают в песчаниках, близ контакта с вышележащей толщей аргиллитов. Замечено, что вблизи жил на их тектонических контактах породы обогащены углистым веществом.

Некоторые промышленные жилы залегают в пластах микрокварцитов (метакремни) либо на контактах кварцитов с аргиллитами. На рудном поле золоторудные жилы выявлены в интервале абсолютных отметок 900-100 м, но наиболее богатые руды добывались на отметках 700-800 м. Большинство рудных тел, преимущественно уже выработанных, было значительно богаче в верхней своей части, и именно близ поверхности обычны богатые обогранные руды с видимым золотом. На месторождении является правилом (правда, есть исключения) то, что жила теряет содержание с глубиной. На горизонтах ниже 700 м среднее содержание металла по блокам от 10 до 30 г/т, а выше 700 м, особенно близ поверхности, средние содержания по блокам составляли от 40 до 100, иногда до 150 и 200 г/т. Причем самые богатые руды были охристыми окисленными. В. Г. Моисеенко и И. И. Фатьянов (1971) называют обогащенные золотом участки жил в зоне окисления вторичными рудными столбами, для которых характерна повышенная пробность золота (750-780) и более крупные размеры его выделений (до 5 мм). И все же основные

рудные столбы месторождения являются эндогенными. Обогащение руд в экзогенных условиях не могло быть существенным из-за их малой сульфидности.

Анализ геологической карты рудного поля и некоторые минерало-геохимические данные позволили предположить, что глубина эрозионного среза рудоносной структуры к западу от центрального участка месторождения увеличивается, а к востоку уменьшается. Это подтверждается тем, что при движении на запад количество даек, штоков и кварцевых жил, выходящих на дневную поверхность, возрастает, а к востоку уменьшается. В иннокентьевских рудах (западный фланг месторождения) содержится значительное количество шеелита, основной сульфид - арсенопирит, проба золота высокая (785). На Токуре же шеелит и арсенопирит появляются лишь в рудах на глубоких горизонтах, а проба золота значительно ниже - 700-760. Приведенные данные указывают на более высокотемпературный характер иннокентьевских руд в сравнении с токурскими, а это в свою очередь свидетельствует о разнице в эрозионном срезе. Аналогичные выводы сделаны на основании анализа количественных соотношений минералов и элементов-примесей в минералах на разных глубинах и по простиранию рудных зон (Моисеенко, Фатьянов, 1971). В золото-кварцевых жилах наблюдается тенденция увеличения с глубиной количества шеелита, арсенопирита, сфалерита и уменьшение - пирита и галенита. При этом концентрация золота по падению рудных зон убывает весьма незначительно, а пробность его растет. Выявленная зональность подтверждается распределением элементов-примесей в минералах. Так, в пиритах и арсенопиритах содержание свинца с глубиной падает, а никеля и цинка возрастает. Сходная картина намечается и по изменению с глубиной содержания свинца и цинка в самородном золоте. На менее глубокий эрозионный срез ЮВ фланга рудного поля указывает и то обстоятельство, что вдоль поперечных нарушений юго-восточные блоки обычно опущены относительно северо-западных (особенно по Токурскому обросу), и следовательно, трещины, которые в дальнейшем использовались рудными жилами и дайками, в ЮВ части рудного поля залегают глубже, чем на центральном участке.

И. И. Фатьянов и П. Лейер (1995) приводят K-Ar-датировки гидротермально измененных пород из оторочек рудых тел, соответствующих раннему мелу.

Руды обогащаются гравитационно-флотационными методами (и плавкой сульфидного концентрата). За время эксплуатации на Токурском руднике добыто более 30 т золота, и в настоящее время имеются возможности прироста запасов.

Прочие мелкие месторождения Джагдинской зоны, относящиеся к рассматриваемой группе, помещены в табл. 4.1, из которой видно, что золоторудные тела, образованные малосульфидными или умеренно сульфидными кварцевыми жилами, залегают преимущественно в слабометаморфизованных (филлиты, зеленые сланцы) песчано-глинистых породах в экзо- и эндоконтактах гранитоидных интрузий типа ингаглинских. Дайки мезозойских порфириновых пород на рудных полях, как правило, присутствуют. Во всех случаях рудные поля тяготеют к периклиналям, крыльям либо шарнирам куполовидных антиклиналей.

Маломырское золоторудное месторождение расположено в западной части Селемджино-Кербинской золотоносной зоны. Его изучали В. А. Лебе-

Таблица 4.1

Месторождение, район, данные об эксплуатации	Вмещающие породы	Структура рудного поля	Магматизм	Структурно-морфологический тип оруденения	Жильные и рудные минералы	Золото, его проба и пр.	Околорудные изменения
Ингаглинское, Верхнеселемджинский, частично эксплуатировалось	Кварцевые диориты, окварцованные, серицитизированные (PZ ₃)	Осевая часть Неэрген-Челогорской антиклинали	Ингаглинский гранодиоритовый массив (PZ ₃), дайки порфировых пород (K)	Малосульфидная кварцевая жила СВ простирания	Кварц , арс., пир., хальк., сфал.	Золото крупное, проба 720	Окварцевание, серицитизация
Ворошиловское, Верхнеселемджинский, эксплуатировалось	Песчано-глинистые сланцы, филлиты (PZ ₃)	СВ крыло Семертаской антиклинали; зона разлома СВ простирания в экзоконтакте Лукачского массива	Лукачский массив катаклазир. гранитоидов (PZ ₃), дайки диоритовых порфиритов (K)	Пластовые залежи окварцеван. пород и крутопадающие жилы малосульфидной и умеренно сульфидной формации	Кварц , карбонат, арс., пир., сфал., гал., золото	Проба 750-800	Окварцевание, сульфидизация серицитизация
Верхнемыйское, Верхнеселемджинский	Эндоконтактная зона Лукачского гранитоидного массива (PZ ₃)	Тектоническая зона СВ простирания	Лукачский массив катаклазированных гранитоидов (PZ ₃)	Крутопадающие сульфидно-кварцевые жилы умеренно сульфидной формации	Кварц , карбонат, хлорит, серицит, арс. (5%), гал., сфал., хальк., пир., марказит	Золото мелкое, преимущественно связано с сульфидами	То же
Ясенское, Верхнеселемджинский, эксплуатировалось	Кварц-альбит-слюдистые микросланцы с графитом	Западная периклираль Неэргенской куполовидной антиклинали	Пострудные дайки андезитов, фельзитов (K)	Малосульфидные кварцевые жилы	Кварц , кальцит, адуляр, арс., (до 2-3%), сфал. (до 3%), гал., хальк., пир.	Золото в кварце и арсенипирите. Проба 720-780	Окварцевание, хлоритизация, графитизация, сульфидизация

Месторождение, район, данные об эксплуатации	Вмещающие породы	Структура рудного поля	Магматизм	Структурно-морфологический тип оруденения	Жильные и рудные минералы	Золото, его проба и пр.	Околорудные изменения
Афанасьевское, Верхнеселемджинский, эксплуатировалось	Слюдяно-альбит-кварцевые с гранатом парасланцы (PZ)	Северное крыло Афанасьевской куполовидной антиклинали; зона широтного разлома	Пострудные: штокфельзит-порфиров, дайки андезитов, андезито-базальтов (MZ)	Тектонические зоны окварцевания и альбитизации с кварцевыми прожилками и сульфидной минерализацией	Кварц, альбит , мусковит, турмалин, арс. (до 1%), пир. , магн., гем.	Золото мелкое, проба 870-910	Окварцевание, серицитизация, альбитизация
Жильно-Лысогорское, Ниманский, эксплуатировалось	Графитисто-кварцево-слюдистые сланцы с прослоями зеленокамен. пород (PZ)	Западная периклинали Правобуреинской куполовидной структуры	Пострудные дайки лампрофиров, гранит-порфиров (K)	Малосульфидные кварцевые жилы и линейные штокверки с содержанием сульфидов до 5%	Кварц, альбит , топаз, монацит, берилл, пирит, арс. , хальк., молибденит, пирр.	Золото в пир., арс., в кварце, проба 930	Окварцевание, альбитизация, сульфидизация
Петровское, Ниманский, эксплуатировалось	Графитистые альбит-кварц-мусковитовые сланцы (PZ)	Западная периклинали Правобуреинской куполовидной структуры	Пострудные дайки лампрофиров, гранит-порфиров (K)	Малосульфидные альбит-кварцевые жилы сложной морфологии и кварцевые штокверки (Еленинский участок)	Кварц, альбит , мусковит, арс. , пир. , гал., сфал., золото	Золото мелкое, частично низкопробное	Окварцевание, альбитизация, сульфидизация
Буровое, Ниманский, частично эксплуатировалось	Черные графитистые филлиты с прослоями метапесчаников и хлоритовых сланцев (PZ)	Западная периклинали Правобуреинской куполовидной структуры	-	Пластовые и секущие малосульфидные кварцевые жилы СЗ и меридионального простирания	Кварц, арс., пир. , шеелит, хальк., гал., сфал., молибденит	Золото мелкое, преимущественно с сульфидами	Окварцевание, пиритизация, альбитизация, карбонатизация, арсенипитизация

Придорожное, Ниманский	Углистые филлиты (PZ)	Западная периклиналь Правобуреинской куполовидной структуры	-	Малосульфидная кварцевая жила брекчиевой текстуры	Кварц, альбит, арс., пир., гал., сфал.	-	-
Токоланское, Кербинский	Метапесчаники, филлитовидные сланцы (PZ) в зоне Токоланского разлома	Зона разлома на северном крыле Сивакской куполовидной антиклинали	Дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, микродиоритов (J-K)	Малосульфидные кварцевые жилы секущие и согласные	Кварц, хлорит, серицит, арс., пир., хальк., сфал., гал., шеелит	Золото в кварце, выделения до 2 мм	-
Кербинское (Рождественское), Кербинский	Филлиты, сланцеватые песчаники, слагающие крыло антиклинальной складки	Южное крыло Гонгреновской куполовидной антиклинали	-	Многочисленные малосульфидные кварцевые жилы близсогласные	Кварц, арс., пир., гал., сфал., золото	Золото в кварце, видимое	-
Унгличанское золото-шеелитовое, Верхнеселемджинский эксплуатировалось на шеелит	Зона одноименного разлома в графитистых кварц-сланцевых и филлитовидных сланцах (PZ)	Западная периклиналь Неэргеновской куполовидной структуры	Пострудные дайки порфиритов, андезитов-базальтов	Минерализованные тектонические зоны с кварцевыми малосульфидными жилами, прожилками и адуляр-кварцевыми породами	Кварц, альбит, адуляр, арс., пир., шеелит, гал., марк., сфал., антимонит	Золото мелкое, связано с арс., и гал., проба 850-910. Шеелит - желваки, прожилки, линзы	Окварцевание, альбитизация, адуляризация

Примечание. Полужирным шрифтом выделены главные минералы.

дев, Н. К. Билан, К. Ф. Клычко, С. Г. Парада, В. Г. Невструев, Н. И. Белозеров, В. Г. Моисеенко, Л. В. Эйриш и др. Рудное поле образовано дислоцированными и метаморфизованными в зеленосланцевой фации породами эвгеосинклинального типа, вероятно палеозойского возраста, слагающими антиклиналь широтного простирания с относительно пологим южным и крутым северным крылом (рис. 4.29). Нижней считается пачка метапесчаников и ме-

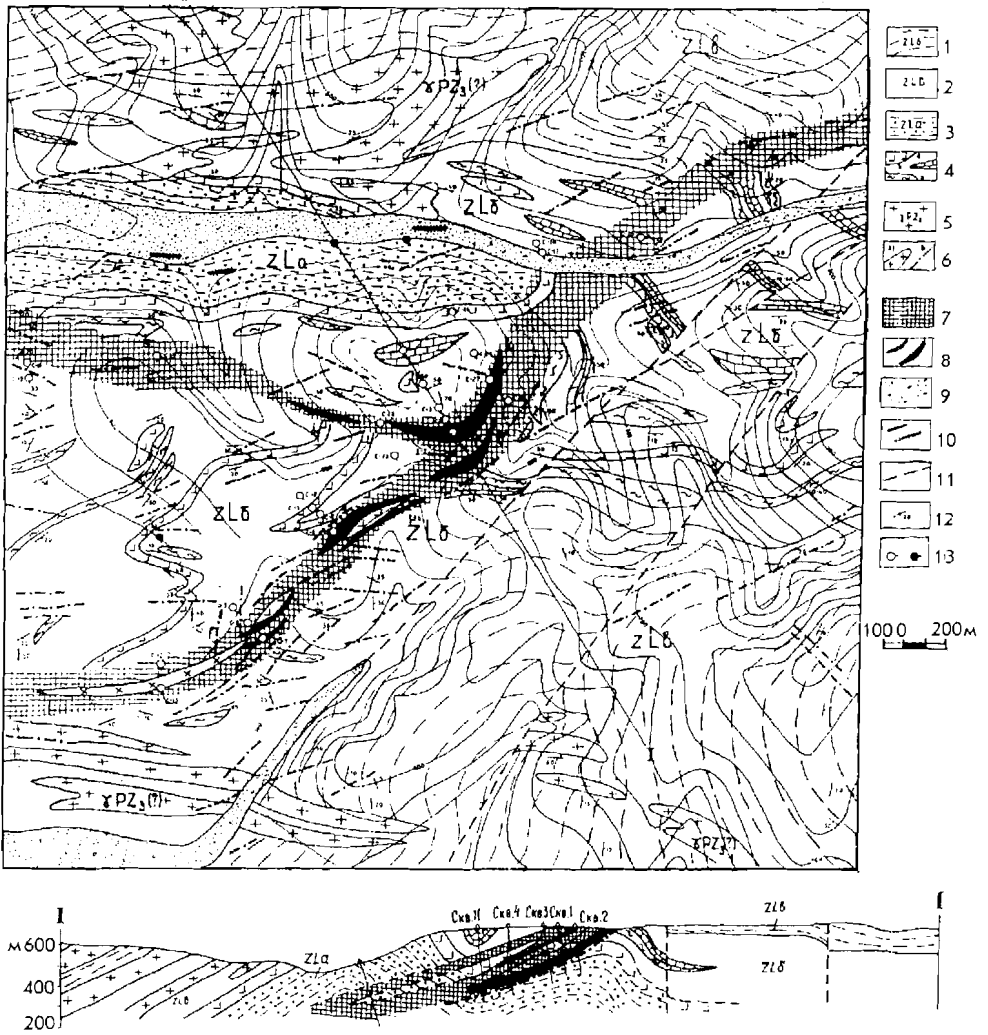


Рис. 4.29. Геологический план и разрез района Маломырского золоторудного месторождения (по С. Г. Парада, Л. Ф. Парада, 1988 г.).

1-4 - осадочно-метаморфические породы (1 - верхняя пачка - зеленовато-серые филлитовидные сланцы, 2 - средняя пачка - переслаивание углеродистых филлитовидных сланцев, кварцитов, карбонатных пород и метадиабазов, 3 - нижняя пачка - углеродистые метапесчаники, 4 - внемасштабные знаки: а) метадиабазы, б) карбонатные породы, в) кремни); 5 - рассланцованные граниты $PZ_3(?)$; 6 - позднемеловые дайки в масштабе (а) и вне масштаба (б); 7 - зона интенсивно рассланцованных и брекчированных пород с сульфидно-вкрапленной минерализацией; 8 - рудные тела; 9 - россыпи; 10 - малосульфидные кварцевые и кварц-альбитовые жилы; 11 - разломы; 12 - элементы залегания пластов; 13 - буровые скважины

таалевролитов с прослоями зеленых сланцев и кварцитов (метакремни). Средняя пачка, экранирующая оруденение, представлена метаалевролитами, графитистыми алевро-пелитовыми сланцами, зелеными сланцами и кварцитами (метакремнями), а верхняя сложена метапесчаниками с прослоями метаалевролитов и зеленых сланцев. В северной и южной части рудного поля сланцы прорваны пластовыми интрузиями микроклиновых гранитов, местами близких к гранит-порфирам, катаклазированных и рассланцованных до милонитов. Эти породы сопоставляются с ингагинскими и лукачекскими гранитоидами. Наиболее вероятный их возраст позднепалеозойский. На участке развиты тектонические разрывы широтного и СВ простирания, к которым приурочено золотое оруденение и дайки порфиров и порфиритов мощностью 0,5-5 м. Падение даек крутое и пологое на СЗ.

Наиболее изучена рудная зона Диагональная, наклоненная на СЗ под углами 25-30° (рис. 4.29, 4.30). Зона образована слабопиритизированными перематыми и подробленными до брекчий, метаалевро-пелитовыми и кремнистыми сланцами, пронизанными прожилками (1-10 мм) кварцевого, сульфидно-кварцевого, карбонат-кварцевого и адуляр-кварцевого состава. Ориентировка их разная, но чаще СВ с крутым падением на СЗ. Кварцевые жилы редки. Величина обломков брекчий 0,5-30 см. На 20-40% они представлены метасоматитами кварцевыми, кварц-адуляровыми, серицит-адуляр-кварцевыми, реже серицит-карбонат-кварцевыми. Среди пересекающих брекчию прожилков выделяется пять возрастных генераций: 1) мелкозернистый мозаичный кварц, иногда с примесью альбита, адуляра, серицита, эпидота; 2) среднезернистый гребенчатый кварц с альбитом и адуляром; 3) крупнозернистый кварц с бурым железистым карбонатом и сульфидами, образуя-

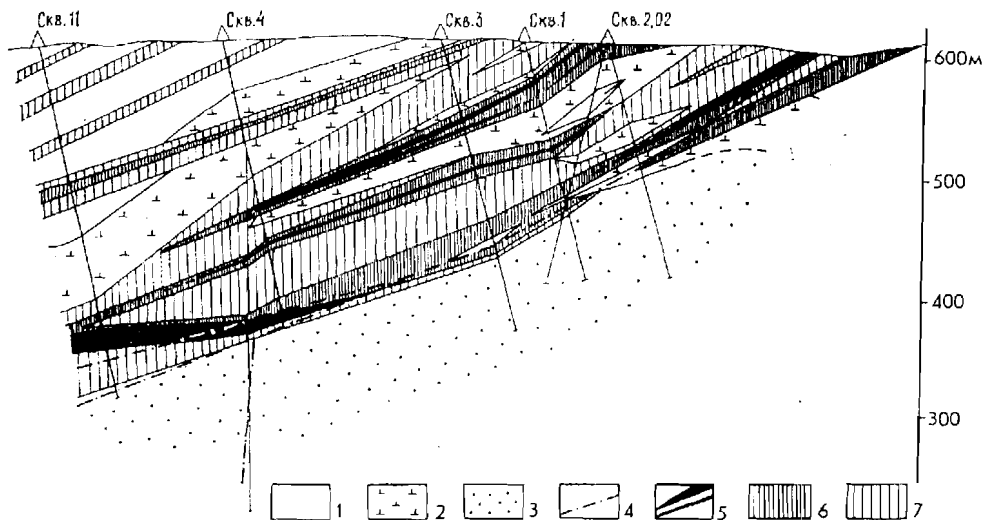


Рис. 4.30. Разрез через Маломырское рудное поле (составил С. Г. Парада по материалам Маломырской ГРП).

1 - углеродистые филлиты и кремнисто-глинистые сланцы; 2 - зеленокаменные породы; 3 - метапесчаники; 4 - дайки диоритовых порфиритов; 5-7 - золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация с относительно высоким, средним и низким содержанием золота

щий самостоятельные прожилки либо слагающий центральные части более ранних прожилков. Альбит замещается адуляром во всех трех генерациях прожилков; 4) прожилки и гнезда сульфидов с бурой железистой слюдкой и ромбовидными выделениями адуляра; 5) халцедоновидный кварц с бурой слюдкой, сульфидами и гидроокислами железа. Сульфиды в прожилках и цементе представлены выделениями (1-2 мм) и прожилками пирита и игольчатого арсенопирита. Отмечаются зерна халькопирита, сфалерита, пирротина, марказита, халькозина, иногда вольфрамита. Содержание сульфидов в рудах 2-5%. По данным С. Г. Парада и Л. Ф. Парада (1988б), пирит из рудных зон содержит золото от 30 до 50 г/т, а из слабозолотоносных пород 3-8 г/т. Характерно, что пирит в рудных брекчиях мышьяковистый (до 5% мышьяка), отношение Ni/Co в пользу никеля, в отличие от пирита из редкометалльно-полиметаллических проявлений, где кобальт значительно преобладает над никелем. Золото в рудах коррелирует с мышьяком, серебром, частично с вольфрамом. Обычные содержания золота в зоне 1-3 г/т. Местами выделяются локальные рудные тела мощностью 3-8 м с содержанием от 3,8 до 8,5 г/т. Со стороны лежачего бока оруденение ограничивается пострудной дайкой андезита. Рудные тела оконтуриваются опробованием. Слабозолотоносными (0,4-0,9 г/т) являются почти все породы зоны. Зона Диагональная прослежена по простиранию на 4,2 км, по падению буровыми скважинами до глубины 270 м при мощности 60-100 м. В пределах зоны оконтурена залежь длиной 2 км, длиной по падению 280-350 м и мощностью от 14,5 до 49,1 м при среднем содержании 2,45 г/т (в отдельных рудных телах от 3,02 до 11,8 г/т). Выделяется два геохимических типа руд: 1)) существенно низкомышьяковистые кварцевые (Au:Ag > 1) и 2) высокомышьяковистые с примесью Cu, As и W (Au:Ag = 1:5).

Золото наблюдалось в кварце в трещинах и на стыках зерен в ассоциации с пиритом и арсенопиритом. Величина золотин в 90% случаев (в гравиконцентрах) менее 0,05 мм и в 10% - более 0,05 мм, до 0,4 мм. Более половины всего золота в руде относится к классу 0,02 мм. Золото преимущественно комковидное, реже пластинчатое, друзовое, ажурное, редко в виде кристаллов с формами додекаэдров и кубов. Проба 700-820. Характерные элементы-примеси в золоте - Fe, Ti, Cu, Hg.

Технологические свойства руд изучены по малым пробам (20-25 кг). Золото из руд извлекается только прямым цианированием. Лабораторный опыт кучного выщелачивания кусковой руды дал положительные результаты. Извлечение золота составило 63-74% за 30-40 дней опыта. Месторождение пригодно для открытой разработки. Прогнозные ресурсы бедных руд значительные.

Сагурское золоторудное месторождение - еще один представитель Селемджино-Кербинской золотоносной зоны. Приурочено к периклинальному замыканию Сагурской куполовидной антиклинали (рис. 4.26) и локализовано в талыминской свите кварцево-слюдистых графитистых сланцев, содержащих пласты рассланцованных метапесчаников, иногда известковистых, слюдяно-кварцево-карбонатных сланцев с линзами мраморизованных известняков. Пласты падают на ССВ под углами 20-70°. Метаморфические сланцы прорваны малыми интрузиями гнейсовидных гранитоидов (PZ?) и

редкими дайками диоритовых порфиритов, фельзитов, фельзит-порфиров мезозойского облика.

По данным Н. Д. Дмитриева, В. Ф. Розенвальда (1958 г.), А. П. Грибанова и др. (1988 г.), рудные тела используют близсогласные со слоистостью тектонические зоны и представлены многочисленными кварцевыми жилами, но промышленное значение имели лишь некоторые из них. Длина рудных жил до 200 м, мощность изменчивая, средняя - от 0,4 до 3,2 м, максимальная - до 7 м (жила Сагурская). Углы падения жил 40-60° на ССВ. В плане жилы волнообразно изгибаются, иногда расщепляются на апофизы. В зальбандах вмещающие породы раздроблены, перетерты до тектонической глины, содержат зеркала скольжения. При выклинивании жилы переходят в окварцованные и сульфидизированные породы, сменяющиеся по простиранию тектоническими трещинами. Средние содержания золота в жилах от 7,5 до 46,8 г/т, максимальное 2,7 кг/т (жила Августовская). С глубиной содержание золота уменьшается. Жилы состоят из кварца метасоматического тонкозернистого, иногда гребенчатого крупнокристаллического, выполняющего полости, с небольшой примесью серицита, хлорита, графита. Руда малосульфидная. Основные сульфиды: арсенопирит (до 1%), пирит; менее распространены: пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, шеелит. В отдельных случаях количество шеелита и сфалерита достигает 1%. Золото ассоциирует с гребенчатым кварцем и сульфидами. В кварце золото крупное. Его формы определяются межзерновыми полостями. В сульфидах золото мельче, имеет каплевидную форму. Проба золота 688-773, средняя 742.

Руды обогащаются по простым гравитационно-флотационным схемам. Месторождение эксплуатировалось с 1944 по 1956 г., добыто около 3 т золота. Возможен прирост ресурсов.

Харгинское золото-шеелитовое месторождение расположено на востоке Селемджино-Кербинской зоны. Оно известно с 1901 г., эксплуатировалось с перерывами до 1955 г. (на золото и шеелит). Рудное поле изучали Л. А. Изергин, И. А. Преображенский, В. Г. Моисеенко, Л. В. Эйриш, Г. Н. Неронский и др. Месторождение приурочено к западному периклинальному замыканию эльгоканской куполовидной антиклинали (рис. 4.31). Рудное поле образовано многочисленными золотоносными и золото-шеелитовыми жилами и залежами золотоносных метасоматических кварц-альбитовых пород. Рудные жилы залегают преимущественно в зеленокаменных породах эльгинского горизонта, в графитовых сланцах верхов афанасьевской свиты и в талыминских метапесчаниках, а золотоносные кварц-альбитовые метасоматиты - в мелкозернистых альбит-слюдяно-кварцевых сланцах афанасьевской свиты. Таким образом, одно рудное поле охватывает породы различной степени метаморфизма - зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (рис. 5.9). Интрузивные породы представлены многочисленными дайками порфиритов и одной дайкой фельзит-порфира. Все эти дайки пострудные, пересекают золотоносные кварцевые жилы и содержат ксенолиты золотоносного кварца (Моисеенко, 1965). Поздние кварц-карбонатные прожилки пересекают дайки, местами порфириты сильно карбонатизированы.

Кварцеворудные жилы простираются в широтном направлении при падении на юг (рис. 4.31). В поперечном разрезе жилы обычно имеют четко-

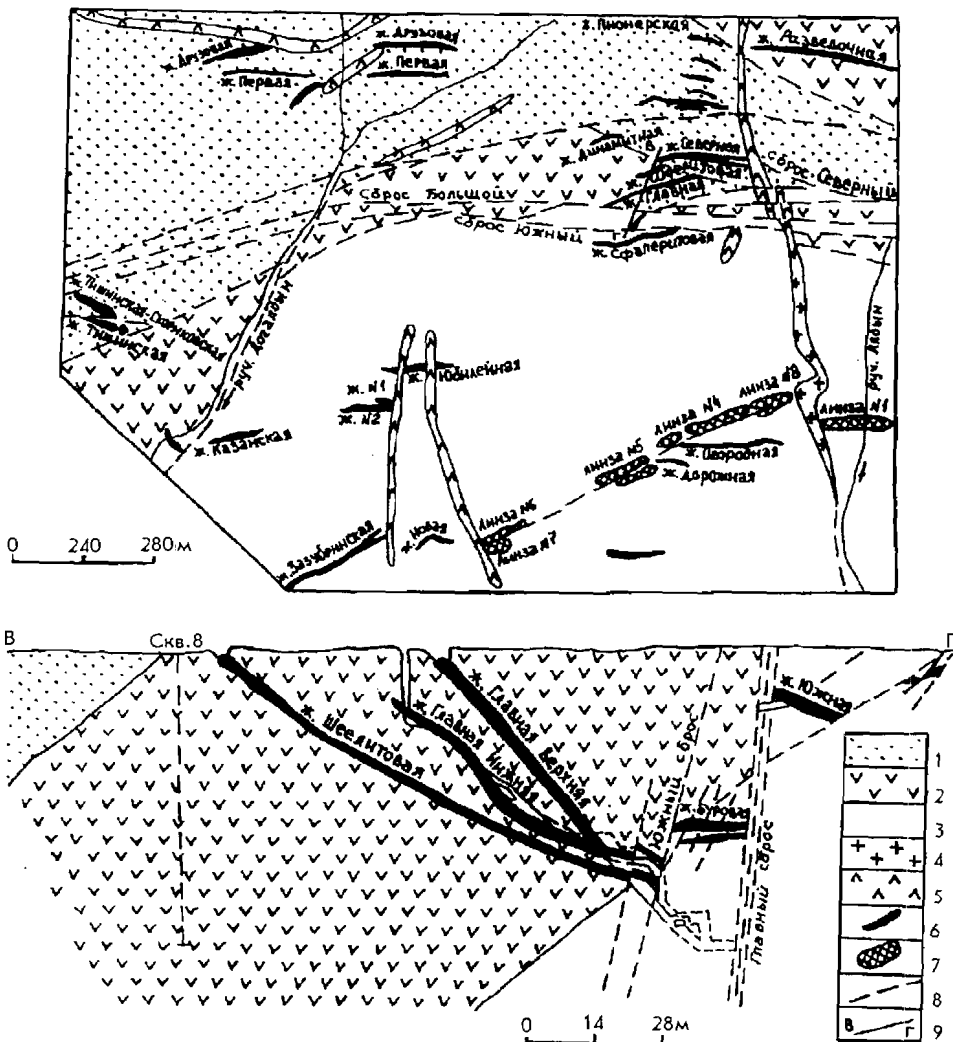


Рис. 4.31. Геологическая карта и разрез Харгинского месторождения (по В. Г. Моисеенко и Ф. В. Кретову).

- 1 - метапесчаники талыминской свиты; 2 - зеленокаменные породы эльгинского горизонта; 3 - альбит-слюда-кварцевые и графитистые сланцы афанасьевской свиты; 4 - фельзит-порфиры; 5 - диабазовые порфиры; 6 - кварцевые золоторудные жилы; 7 - золотоносные метасоматические кварциты; 8 - разломы; 9 - линия геологического разреза

видную форму, пережимы чередуются с раздувами, часты разветвления. Наиболее устойчивыми мощностями и четкими ограничениями обладают жилы, залегающие в зеленокаменных породах. Они же являются наиболее богатыми. При выходе в сланцы жилы ветвятся, теряют содержание золота и зачастую выклиниваются. Мощность рудных жил изменяется от 0,1 до 1,3 м, длина - первые сотни метров. Рудные трещины возникли в результате действия растягивающих усилий в поперечных флексуобразных изгибах, вдоль

осевых поверхностей которых в пострудный период внедрились дайки основных и кислых пород.

В рудном поле выделяются три жильные зоны. На юге у центрального близширотного сброса расположена Албынская жильная зона, включающая жилы Огородную, Дорожную, Новую и Зазубринскую, а также несколько линз золотиносных альбититов. Основные рудные тела месторождения - жилы Шеелитовая, Главная, Южная, Сфалеритовая и Тишинская - тяготеют к системе близширотных сбросов. Третья жильная зона выделяется на севере: жилы Разведочная, Пионер, Первая, Третья и Друзовая. Рудные жилы имеют массивное и брекчиевое строение с параллельно-полосчатыми и друзовидными текстурами. На 95-97% они сложены кварцем. Выделяются три генерации кварца. Кварц-I - массивный с ксенолитами вмещающих пород, кварц-II - гребенчатый серый, кварц-III - водяно-прозрачный, встречается в кварц-антимонитовых прожилках. Начало декрепитации указанных генераций кварца соответственно 360-340°; 215-235 и 120°. Наиболее распространенный минерал в жилах - арсенопирит. Пирит встречается редко, а пирротин, халькопирит, блеклая руда и галенит - еще реже, антимонит и шеелит отмечаются спорадически. Последний образует промышленные скопления.

Золото выделилось в две стадии. Первая связана с ранними сульфидами и кварцем первой генерации, проба 636, а вторая - с поздними сульфидами, проба 850-910. Раннее золото тонкозернистое с характерными каплевидными формами, а позднее - более крупнозернистое, приобретает форму трещинок и пустот, которые оно заполняет. Часты сростки золота с арсенопиритом. В зонах контактового метаморфизма со стороны малых интрузий содержание золота в рудах увеличивается (Моисеенко, 1965). При приближении к дайке изменяется форма золотин, увеличиваются их размеры, появляются ограненные кристаллы золота, уменьшается количество элементов-примесей, исчезают ртуть, мышьяк, уменьшается количество серебра. Судя по глубине промышленных разработок, рудные столбы залегают неглубоко. Лишь жилы Шеелитовая и Главная отработаны до значительных глубин - 320 и 180 м соответственно. В основном же глубина эксплуатационных работ не превышала 10-30 м, в то время как по простиранию жилы отрабатывались на сотни метров, что объясняется вторичным обогащением руд в зоне окисления. С глубиной повысилась проба золота от 833 до 915 и укрупнились его выделения (Моисеенко, Фальянов, 1971). Средние содержания золота в рудных жилах от 6-8,5 до 26,9 г/т.

Попутно с золотом из жил Шеелитовой и Главной добывался шеелит, образующий в кварце вкрапленность, прожилки (до 5 см) и линзы. В жиле Шеелитовой шеелит приурочен к лежащему зальбанду (в ее западной части). Шеелит белый, реже бледно-розовый. С глубиной содержание его не уменьшается. На участках, богатых шеелитом, золото почти отсутствует, содержание шеелита в рудах до 27%. Температуры начала декрепитации шеелита самые высокие (345-360° С) и близки к таковым для высокотемпературного арсенопирита. Для антимонита этот показатель равен 90-110° С.

Руды обогащаются простыми гравитационно-флотационными методами. На месторождении добыто 6,8 т золота и 5,7 т шеелита.

Краткие характеристики прочих месторождений этой группы помещены в табл. 4.1.

4.1.4. Буреинская золотоносная провинция

В Буреинской ЗП основные золотоносные районы сосредоточены в Северобуреинской зоне, приуроченной к северной окраине Буреинского массива, испытавшей интенсивную ТМА в позднем мезозое. Домезозойский фундамент образован преимущественно палеозойскими гранитоидами, включающими выступы раннедокембрийских кристаллических пород, и провесами кровли палеозойских миогеосинклинальных комплексов. Многочисленные наложенные терригенные и вулканогенные прогибы $J_3 - K_1$ возраста инверсированы и прорваны гипабиссальными и субвулканическими интрузиями гранитоидов с повышенной магнитной восприимчивостью. Мощности отложений в прогибах увеличиваются в западном направлении. Восточнобуреинская золотоносная зона окаймляет Буреинский массив с востока. На обширных площадях она перекрыта рыхлыми кайнозойскими осадками и в общем изучена слабо.

Разнообразие геологических обстановок в Буреинской ЗП предопределило существенные различия в условиях локализации золотого оруденения и слагающих его рудных формаций. В Северобуреинской зоне развиты преимущественно субвулканические убогосульфидные золоторудные и меднопорфировые с золотом месторождения (Покровское, Арбинское, Ельничное), а в Туранской и Восточнобуреинской наряду с субвулканическими (Прогнозное) известны и гипабиссальные золото-сульфидные месторождения (Нонинское).

В геофизических полях положение золотоносных зон вполне определенное. Северобуреинская зона на всем своем протяжении совпадает с линейным региональным минимумом силы тяжести невысокой интенсивности (-20 мгл). Смещение зоны к югу от оси минимума указывает на наклонное положение блока разуплотненных пород. Максимум разуплотнения отмечается в западной части зоны, а в восточном направлении оно постепенно ослабевает. Все наиболее продуктивные золотоносные районы приурочены к северному краю фемической глубинной массы, фиксируемой региональным магнитным максимумом. Сообразно с его разворотом к северу в районе ст. Тыгда расположились и золотоносные узлы: Покровский, Пионерский, Арбинский. Вспышки золотоносности наблюдаются на участках «взаимодействия» локальных глубинных структур разуплотнения с фемическими массами (районы Тыгда-Улунгинский, Умлеканский, Октябрьский и др.). К северу от оси регионального минимума за пределами Буреинской магнитной массы золотоносность отсутствует (рис. 4.32).

В качестве рудогенерирующих комплексов выделяются гранитоиды Гонжинского и Мамынского выступов домезозойского фундамента, где они образуют массивы с площадью выхода 500-5000 км² и где пространственно с ними ассоциирует наиболее продуктивная россыпная и рудная золотоносность. Это преимущественно гранодиориты, граниты и адамеллиты, монцодиориты, граносиениты, часто магнитные, относящиеся (данные А. С. Вольского, 1979 г.) к верхнеамурскому и буреинскому интрузивным комплексам раннего мела. На Гонжинском выступе с двумя обособленными массивами этих гранитоидов связаны золоторудные месторождения Покровское и Бу-

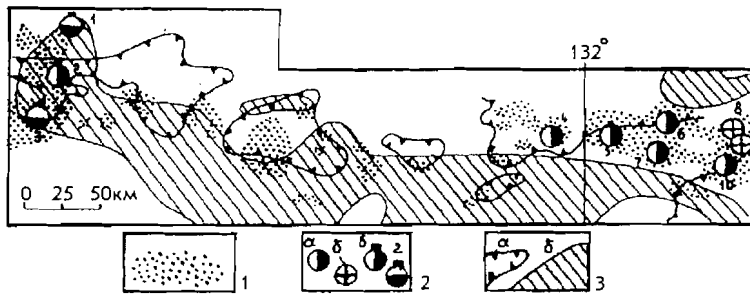


Рис. 4.32. Соотношение геофизических полей и рудоносности в Северобуреинской и Селемджино-Кербинской золотоносных зонах.

1 - ареалы золотоносности; 2 - месторождения: гипабиссальные золоторудные (а), золото-редкометалльные (б), субвулканические золоторудные (в), меднопорфировые с золотом (г); 3 - региональные гравитационные минимумы (а) и магнитные максимумы (б). **Месторождения** (цифры на схеме): 1 - Боргуликан, 2 - Пионер, 3 - Покровское, 4 - Маломыр, 5 - Ворошиловское, 6 - Токур, 7 - Сагур, 8 - Унгличкан, 9 - Харгинское, 10 - Афанасьевское

риндинское, на Мамыньском - со сходными гранитоидами ассоциирует богатейший Октябрьский золотороссыпный район (рис. 4.33). Указанные гранитоидные массивы рассматриваются как центры меловой ТМА, или центры очаговых структур - Гонжинской и Мамыньской. В западной части Гонжинского выступа золотоносность тяготеет к приконтактовым зонам крупных гранодиоритовых массивов. Сходные взаимоотношения наблюдаются и на Мамыньском выступе. На контактах гранитоидов с карбонатными породами отмечаются золотоносные скарны. Характерно, что близ Буриндинского месторождения западная часть Магдагачинского массива сложена наряду с гранитами монцититоидами и граносиенитами. В общих чертах тип щелочности мезозойских гранитоидов изменяется от натрового на востоке до натрового и калиевого на западе. Магнитная восприимчивость этих пород и коэффициент окисленности железа максимальны на Мамыньском выступе и снижаются в западном направлении, где появляются массивы немагнитных гранитоидов.

Существенным элементом структуры золотоносных районов Буреинского массива являются позднемезозойские дайки порфировых пород среднего и кислого состава, пересекающие все дочетвертичные образования, включая рассмотренные выше гранитоиды и в меньшей мере вулканы, с которыми они, вероятно, парагенетически связаны. Большое количество даек отмечается в Буриндинском и особенно в Октябрьском золотоносных районах, где непосредственно с дайками связан ряд рудопроявлений золота. Простирание даек чаще СВ, но встречаются дайки и иных направлений. В Октябрьском районе (рис. 4.33) они образуют широкую (18-22 км) зону ВСВ направления, в пределах которой локализованы все важнейшие россыпные и рудные проявления золота.

В Буреинском прогибе, в Иорикском золотоносном районе и на других площадях, в том числе и за пределами распространения юрско-меловых осадочных пород, золотоносность тесно связана с диоритоидным магматизмом, представленным силлами и дайками диоритовых порфиритов и реже штока-

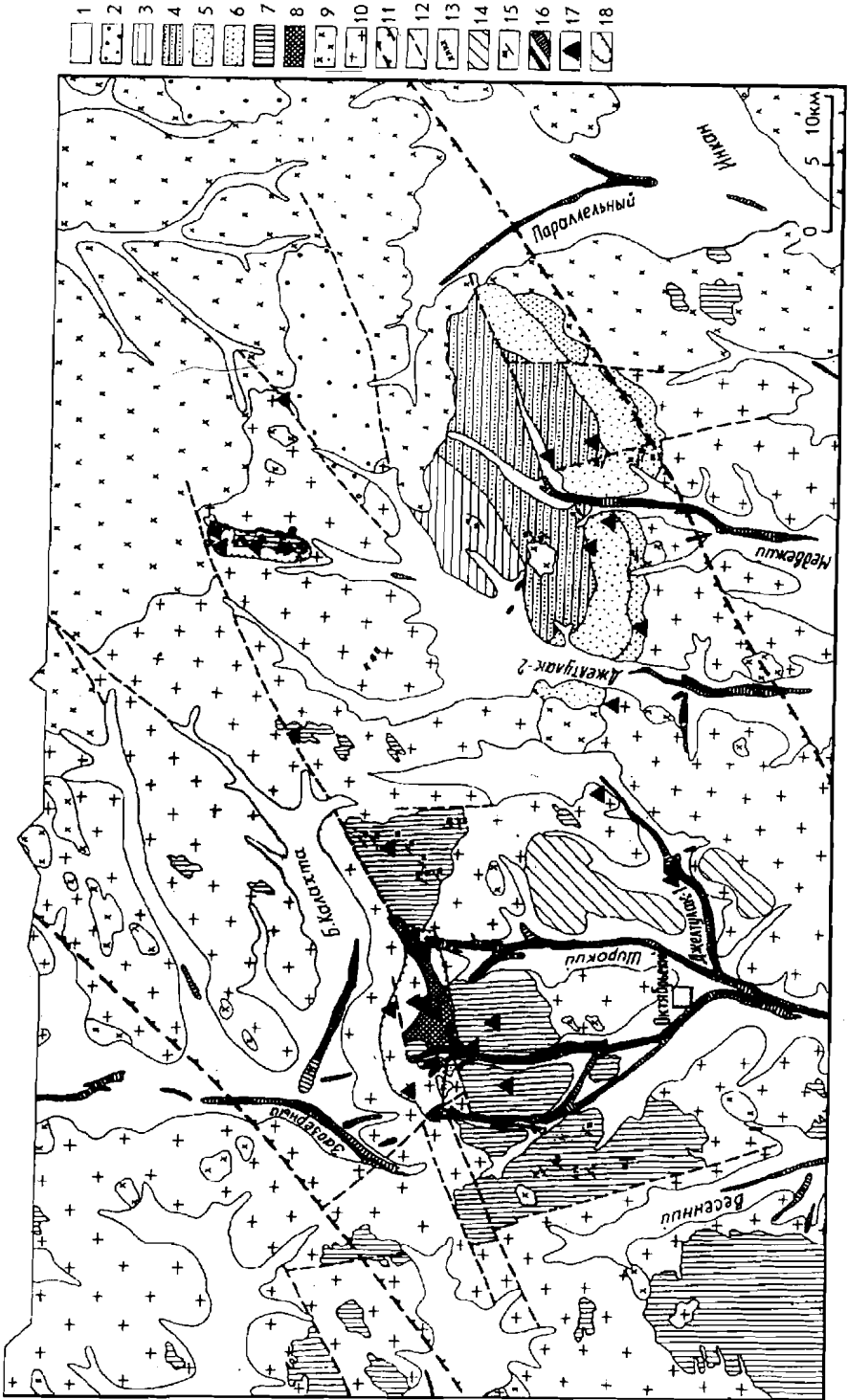


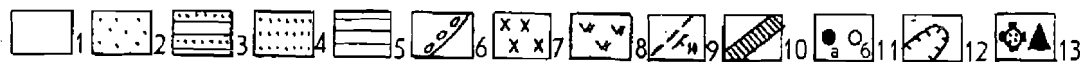
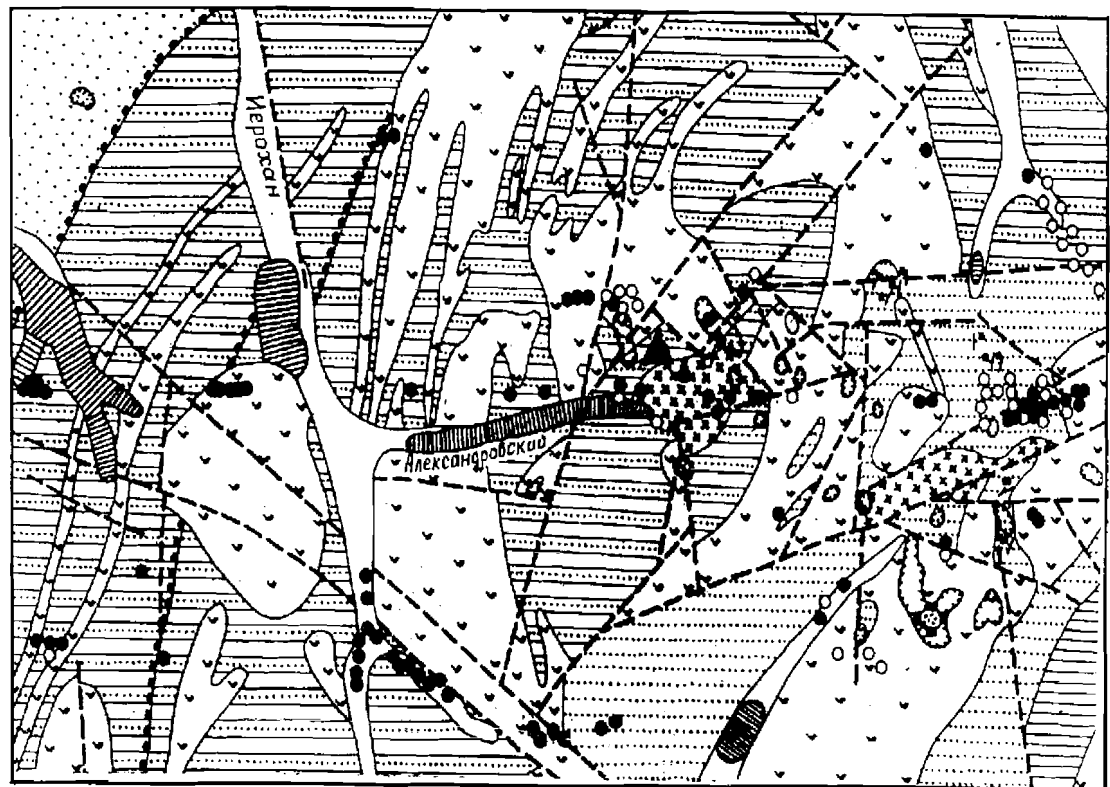
Рис. 4.33. Октябрьский золотоносный район (по Е. И. Бондаренко, В. А. Рыбалко и др.). Усл. обозн.: 1 - четвертичные аллювиальные отложения; 2 - туфокогломераты, туфобрекчии, туфопесчаники (К); 3 - глинистые сланцы, алевролиты (D_{2,3}ol¹); 4 - алевролиты, песчаники, глинистые сланцы (D_{2,3}ol²); 5 - песчаники (D_{2,3}ol¹); 6 - гравелиты, конгломераты, известняки (D₂); 7 - слюдисто-кварцевые, андалузит-силлиманитовые сланцы (P₃?); 8 - мраморизованные известняки; 9 - диориты, гранодиориты (К); 10 - граниты (P₂?); 11 - зона повсеместного проявления даек гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров; 12 - разломы; 13 - скарнированные породы; 14 - окарцевание; 15 - наклонное залегание пластов; 16 - золотоносные россыпи: богатые, бедные; 17 - рудопроявления золота; 18 - золото в дельтовии

ми кварцевых диоритов и гранодиоритов (рис. 4.34). Штокверковое оруденение проявлено в интрузивных и вмещающих их породах.

На Буреинском массиве выделяется несколько глубинных разломов, окаймляющих массив с севера и востока и пересекающих его в диагональных направлениях (рис. 5.11). Наиболее важный в металлогеническом отношении - Северобуреинский разлом ВЮВ простирания. Он контролирует положение Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны и многочисленных золотоносных районов. В зоне Северобуреинского разлома располагается несколько очаговых структур, из которых главными являются Тыгдинская и Талданская на Гонжинском выступе и Октябрьская на Мамыньском выступе. Центры структур фиксируются крупными массивами преимущественно магнитных гранитоидов. Важное металлогеническое значение имеет близширотный Иорикский глубинный разлом, фиксирующийся цепочками малых интрузий диоритов. Северобуреинская золотоносная зона пересекается несколькими глубинными разломами ССВ простирания, наиболее крупный из которых Сутамо-Тыгдинский.

В качестве рудо локализирующих комплексов в структурах мезозойской ТМА Буреинского массива выступают меловые вулканы, гранитоидные массивы и дайки и вмещающие их юрские, а также палеозойские и рифейские осадочные образования. Вулканы, в особенности нижнемеловая толща средних эффузивов, включающая наиболее существенные золоторудные проявления, развиты во всех золотоносных районах Северобуреинской зоны и за ее пределами. Толща сложена андезитами, в меньшей степени андезито-базальтами, андезито-дацитами, лавобрекчиями, туфами и туфобрекчиями, пронизанными субвулканическими интрузиями сходного состава. В Талданском и Тыгдинском районах на андезитах залегают дациты, липариты, трахидациты, которые в свою очередь перекрываются толщей (100-150 м) андезито-базальтов. В низовьях Буреи нижняя андезитовая толща перекрыта сложным комплексом преимущественно кислых эффузивов, представленных трахилипаритами, туфобрекчиями липаритов, игнимбритами и туфами (рис. 4.35, 4.36).

Юрские образования Верхне-Амурского, Осежинского, Деспского прогибов отличаются песчаным составом отложений. Алевро-аргиллитовые толщи выделяются лишь в осежинской и ковалинской свитах (данные А. С. Вольского, 1979 г.) и достигают мощности 580 м в районе Покровки и 1300 м в северной части Гонжинского выступа. Существенно песчаный состав юрских отложений названных прогибов рассматривается как негативный металлогенический фактор. Отметим, что Покровское месторождение сформировано



0 1 2 км

Рис. 4.34. Южная часть Иорикского золотоносного района, участки гора Черная и руч. Александровский (по Р. П. Феклович и Д. П. Мовсисян, с дополнениями).

1 - аллювиальные отложения (Q); 2 - песчаники (K_1); 3 - песчаники, алевролиты (J_3-K_1); 4 - песчаники (J_3-K_1); 5 - аргиллиты (J_3sg_2); 6 - горизонты конгломератов; 7 - диориты (K_2); 8 - диоритовые порфириды (K_2); 9 - разломы, падение пластов; 10 - золотоносные россыпи; 11 - шлихи с золотом (а) и кинovarью (б); 12 - геохимические ореолы рассеяния золота; 13 - золоторудные участки Черная и руч. Александровский

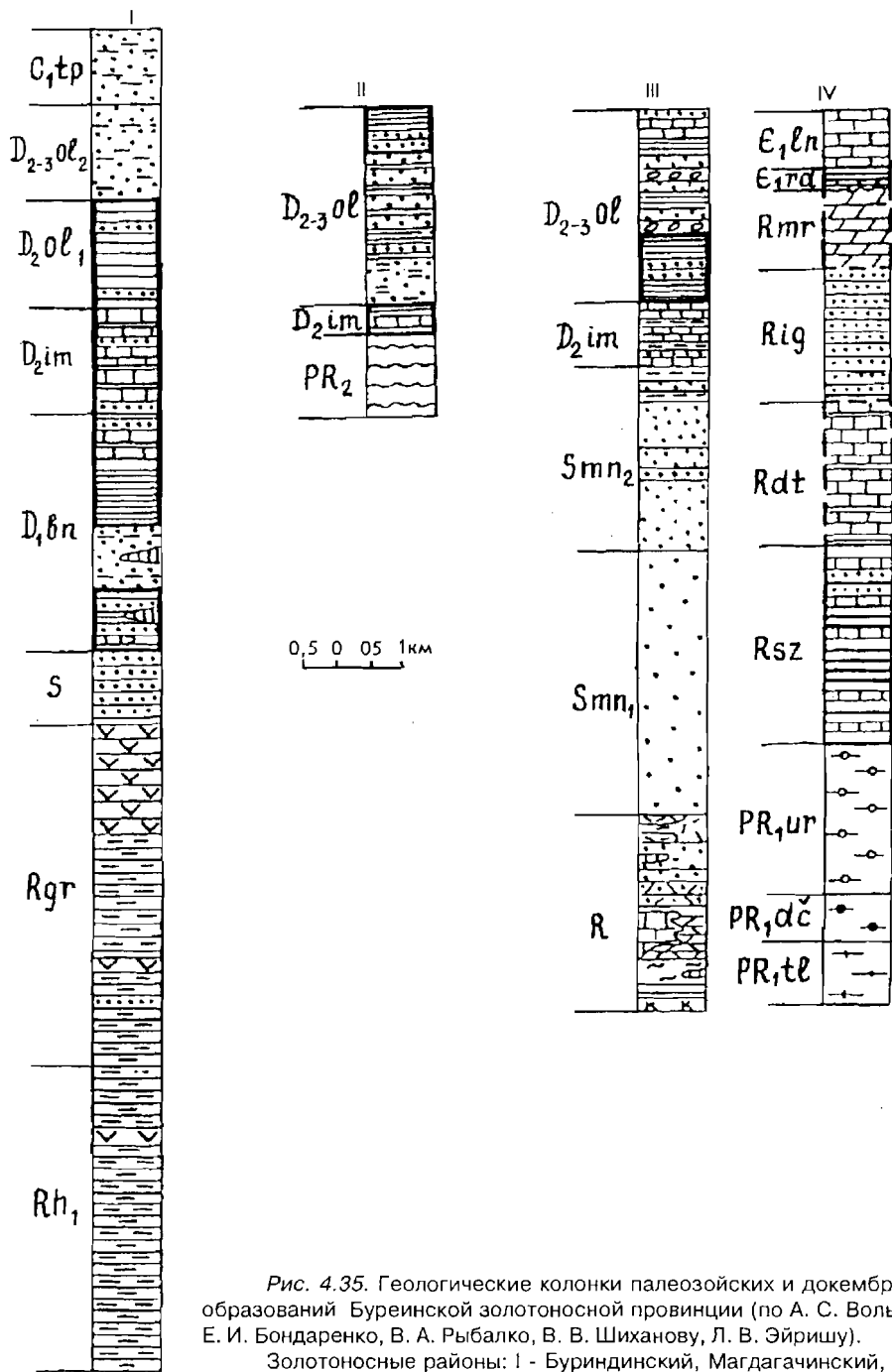


Рис. 4.35. Геологические колонки палеозойских и докембрийских образований Буреинской золотоносной провинции (по А. С. Вольскому, Е. И. Бондаренко, В. А. Рыбалко, В. В. Шиханову, Л. В. Эйришу).

Золотоносные районы: I - Буриндинский, Магдагачинский, Тыгда-Улунгинский; II - Октябрьский; III - Верхнемамынский; IV - Приамурский, Сутарский. Литологические обозначения см. на рис. 5.13. Жирным контуром обведены рудолокализирующие комплексы

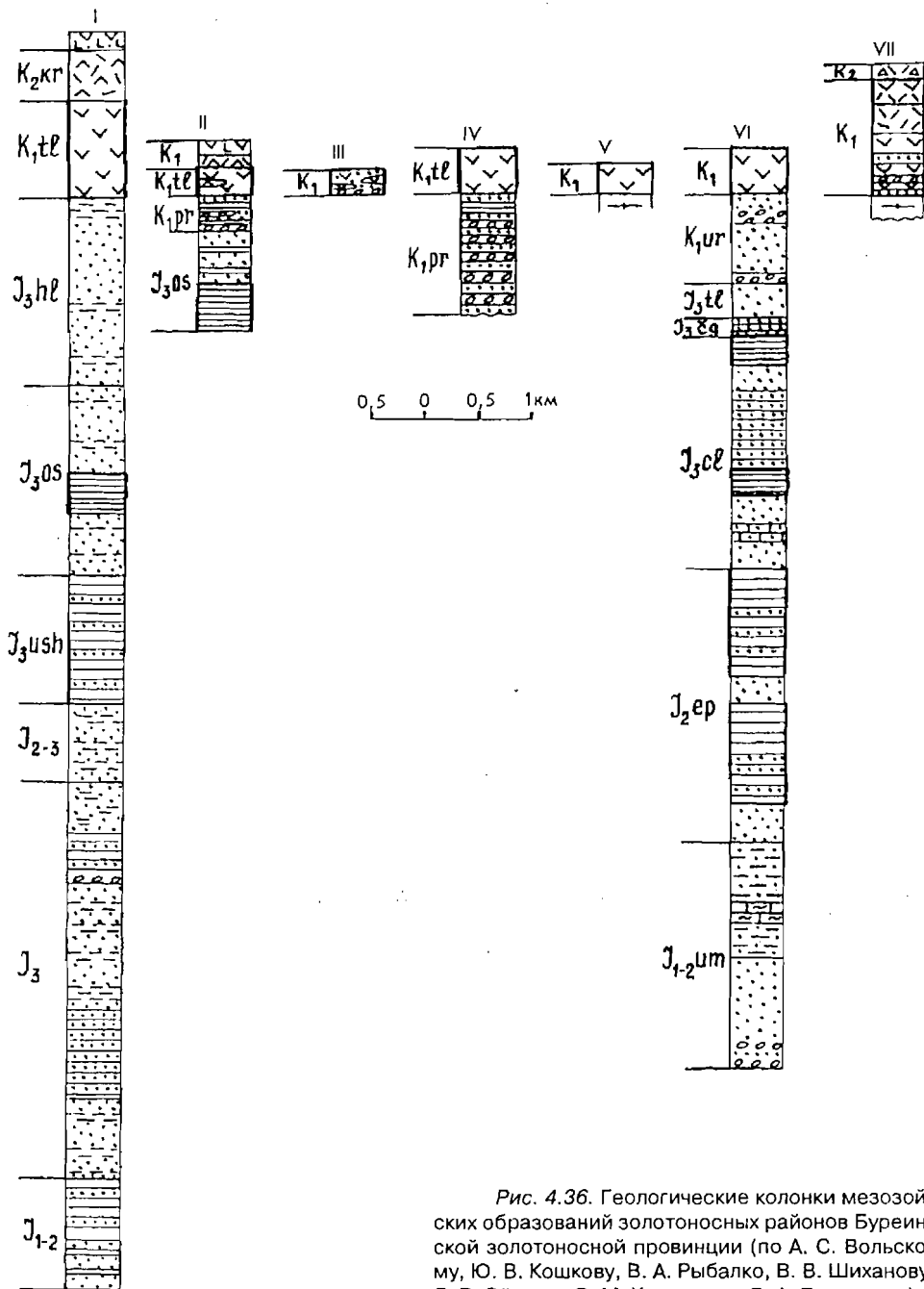


Рис. 4.36. Геологические колонки мезозойских образований золотоносных районов Буреинской золотоносной провинции (по А. С. Вольскому, Ю. В. Кошкову, В. А. Рыбалко, В. В. Шиханову, Л. В. Эйришу, В. М. Корниенко, В. А. Евтушенко).

Золотоносные районы: I - Буриндинский, Магдагачинский; II - Тыгда-Улунгинский; III - Октябрьский; IV - Верхнемамынский; V - Игинский; VI - Ериковский; VII - Нижнебуреинский. Литологические обозначения см. на рис. 5.13. Жирным контуром обведены рудолокализирующие комплексы

ровалось в вулканоструктуре, развитой на аргиллитовом субстрате. Девонские отложения Гонжинского и Мамынского выступов, в отличие от юрских и силурийских, в своих разрезах содержат мощные толщи алевро-аргиллитовых пород и пачки известняков.

Гипабиссальные месторождения

Нонинское золоторудное месторождение расположено в Восточнобурейнской золотоносной зоне и приурочено к одноименной вулcano-плутониче-

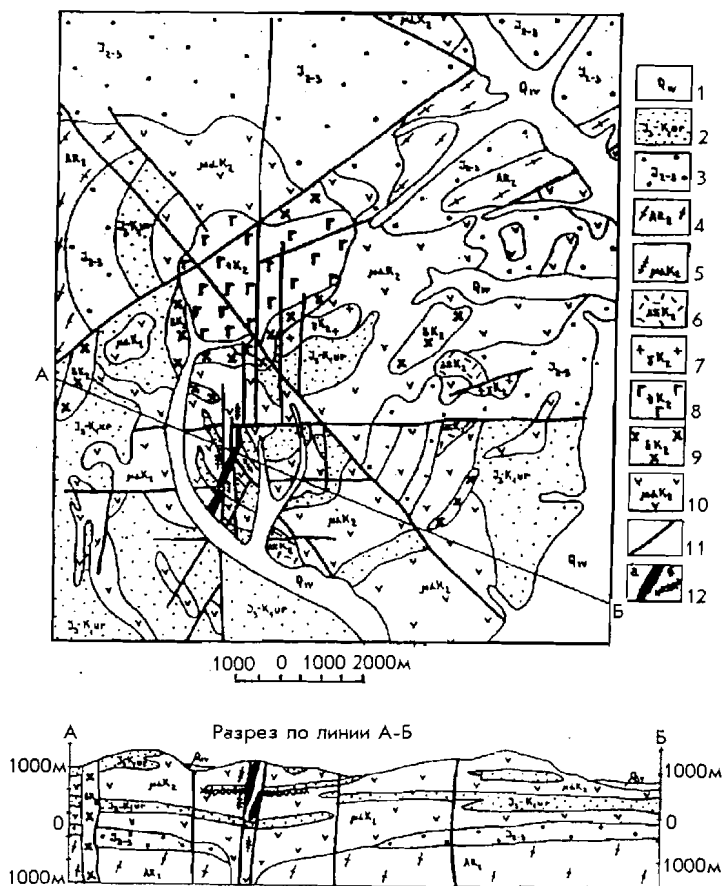


Рис. 4.37. Схематизированная геологическая карта Нонинского месторождения (по В. А. Буряку).

1 - современные аллювиальные отложения; 2, 3 - верхний вулканогенно-осадочный ярус (2 - конгломераты, песчаники, алевролиты, прослои каменных углей, 3 - гравелиты, алевролиты, песчаники); 4 - кристаллический фундамент - гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, гранито-гнейсы; 5 - дайки андезитов, липарито-дацитов; 6 - сохранившиеся покровы липарито-дацитов; 7 - граниты, гранодиориты; 8 - габброиды; 9 - диориты; 10 - диоритовые порфириты; 11 - тектонические нарушения; 12 - рудные тела массивных (а), прожилково-вкрапленных (б) руд

ской структуре центрального типа мелового возраста, секущей песчано-глинистые породы ургальской свиты (нижний мел). Последние залегают на раннедокембрийских гнейсах и кристаллических сланцах и прорваны дайками и силлами диоритовых порфиров мощностью до 200-250 м. В 2 км севернее осадочные породы и диоритовые порфиры прорваны позднемеловым многофазным штоком пестрого состава - от габбро до гранита.

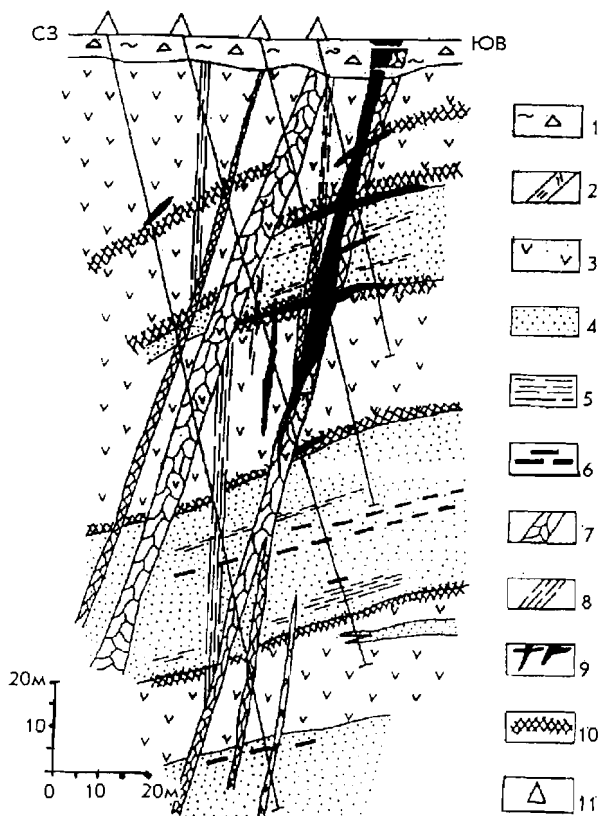


Рис. 4.38. Нонинское месторождение. Поперечный разрез (данные В. А. Буряка и др., 1989 г.).

1 - элювиально-делювиальные отложения; 2 - дайки липарито-дацитов; 3 - диоритовые порфиры; 4 - песчаники; 5 - амфиболиты; 6 - прослой каменных углей; 7 - тектонические зоны дробления; 8 - зоны трещиноватости и рассланцевания; 9 - золото-сульфидные тела массивных руд; 10 - рассеянная прожилково-вкрапленная минерализация; 11 - скважины колонкового бурения

По данным В. А. Буряка и А. В. Пересторонина (1989 г.), оруденение локализовано в крутопадающей тектонической зоне ССВ направления шириной 0,5-0,7 км и прослежено по простиранию на 5 км. Выделяются две рудоносные зоны: Южная, длиной 750 м, состоящая из системы сближенных сульфидизированных участков дробления общей мощностью от 5-79 до 150-170 м, и Северная, длиной 700 м, с общей мощностью оруденелых зон от 50 до 100 м. В пределах этих зон опробованием выделяются рудные тела мощностью от 0,2-0,3 до 10-11 м, длиной по простиранию сотни метров (до 450 м), по падению - десятки и сотни метров (рис. 4.37, 4.38). На месторождении преобладают массивные и вкрапленно-массивные руды, в которых сульфиды составляют 70-95%. Среди рудных минералов выделяются две ассоциации. Ранняя: марказит, мельниковит, пирит I и II, арсенопирит I, халькопирит I и II. Поздняя: пирит II, теннантит, галенит, сфалерит, халькопирит II, арсенопирит II, буланжерит, висмутин, самородные медь, мышьяк, сера. Сульфиды первой ассоциации резко преобладают, в особенности пирит.

Высоких содержаний иногда достигают теннантит и халькопирит (до 20-30% и более). Из нерудных наиболее распространены карбонаты (до 10-30%): анкерит, доломит, кальцит. Содержание кварца 0,2-5%. Он образует прожилки и жилы в сульфидных телах, цементирует обломки сульфидов.

Содержание золота в рудах 7-15 г/т, серебра 20-50 г/т, далее в %: Cu - 0,1-0,3 до 3-5, обычно 0,5-1,5; Pb, Zn - по 0,05-1,5, Sb - до 0,1; Bi - 0,2; Co - до 0,3. Отношение золота к серебру 1:3-5. Золото преимущественно связано с сульфидами II генерации, в которых его содержание составляет 1-50 г/т против 0,01-1 г/т в сульфидах I генерации. Золото тонкодисперсное (0,00п-0,0п мм), редко до 1,7 мм. Проба золота 800-850 (от 650 до 900), в зоне окисления она выше на 50 единиц. Наиболее тесно золото ассоциирует в рудах с серебром, мышьяком, медью, сурьмой, висмутом. Прямая зависимость отмечается между золотом и сульфидами и обратная - между золотом и кварцем.

Руды месторождения удовлетворительно обогащаются по флотационно-цианидной технологии. Наряду с золотом из сульфидного концентрата извлекается Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, возможно Ni, Co, As, S. Прогнозные ресурсы невелики.

К гипабиссальному уровню также относится **Пионерское** месторождение, расположенное в Северобуреинской золотоносной зоне в Тыгда-Улунгинском районе. Его геолого-структурная позиция весьма характерная (рис. 4.39). Содержания золота в рудах низкие, непромышленные.

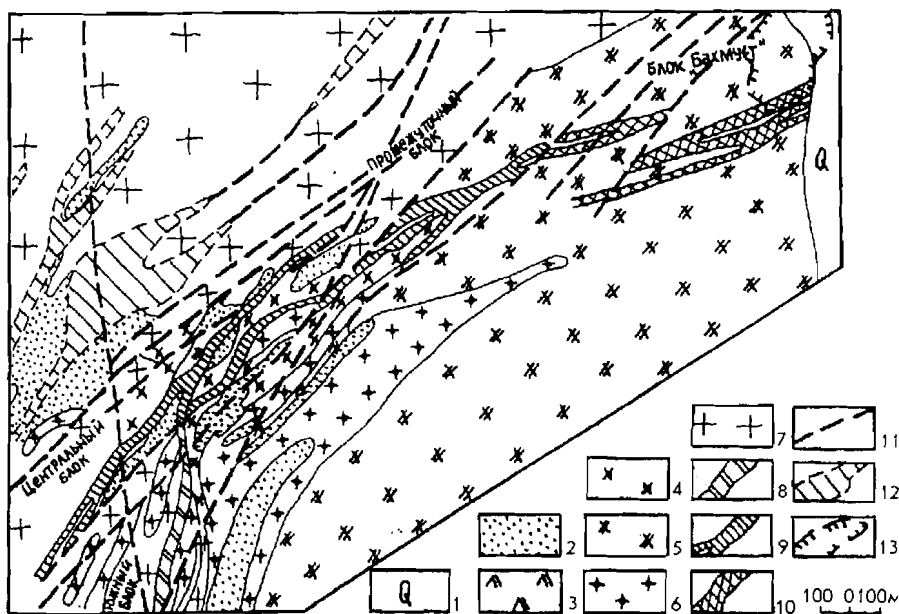


Рис. 4.39. Месторождение Пионерское. Геологический план (по Н. Г. Коробушкину).

1 - четвертичный аллювий; 2 - песчаники с прослоями алевролитов (J_3); 3 - дациты, андезит-дациты; 4 - дайки и штоки диоритовых порфиров (K_1); 5 - кварцевые диориты среднезернистые (K_1); 6 - гранит-порфиры мелкозернистые; 7 - гранодиориты биотит-роговообманковые (K_1); 8-10 - рудоносные брекчии с цементом (8 - кварц-полевошпатовым, 9 - кварцевым, 10 - кварц-карбонатным); 11 - разломы; 12 - золотоносные зоны окварцевания; 13 - контуры отработанных россыпей золота

Покровское золоторудное месторождение открыто в 1974 г. и с тех пор интенсивно изучается (С. Г. Лопатинский, Ю. В. Кошков, Н. И. Бараков, Л. О. Сахьянов, С. Г. Хомич, В. П. Новиков, М. С. Михайлова, Н. Е. Малямин, В. А. Гуменюк и др.). Оно локализовано в меловых гранитоидах Сергеевского массива в зоне его контакта с более молодой (также раннемеловой) вулканоструктурой (Покровской палеовулкан). Гранитоиды и вулканиты прорывают терригенную толщу верхней юры. Вулкано-интрузивная структура является частью Умлекано-Огоджинского вулканического пояса и сопряжена с расположенным северо-западнее Гонжинским выступом раннедокембрийских пород.

В районе месторождения верхнеюрская толща мощностью более 500 м, в нижней части разреза сложена аргиллитами и алевролитами, а в верхней разнозернистыми олигомиктовыми песчаниками. Она образует (по имеющимся скудным данным) антиклиналь СЗ простирания, осложненную пологими (5-20°) складками (данные Ю. В. Кошкова и др., 1978 г.). Гранитоиды Сергеевского массива занимают 30% площади месторождения. На глубоких горизонтах буровыми скважинами они вскрываются повсеместно (рис. 4.41). Массив представлен гранитами, гранодиоритами и кварцевыми монцонитами - биотитовыми и биотит-роговообманковыми микроклиновыми, средне-мелкозернистыми либо порфиroidными до гранит-порфиров. Это существенно натровые гранитоиды с переменными значениями коэффициента окисленности железа и повышенной магнитной восприимчивостью (в невыветренных образцах). Интрузивный контакт наклонен к северу. Углы наклона увеличиваются с глубиной от 5-10 до 60-70°. Форма интрузива плитообразная, мощность плиты по гравиметрическим данным оценивается в 1-1,2 км. Абсолютный возраст гранитов 117 и 139 млн лет (К-Аг метод). Гранит-порфиры дайковой фации массива также отличаются натровым типом щелочности, повышенной окисленностью железа. Преимущественное простирание дайковых тел СЗ и близмеридиональное, углы падения от вертикальных до горизонтальных, мощность даек от 5 до 50 м.

Оруденение связано с развитием Покровского палеовулкана. Близ его центра развиты эксплозивные и лавовые продукты вулканизма - агломератовые брекчии и туфы дацитов, дациты и андезито-дациты мощностью до 125 м. Экструзивный купол палеовулкана и его силлообразные апофизы, мощностью 10-15 м, иногда до 65 м, образованы липаритами, андезито-дацитами, дацитами и др. (рис. 4.40, 4.41). Все близгоризонтальные элементы структуры рудного поля (покровы, силлы, тектонические разрывы) играли важную роль в локализации золотого оруденения. Из разрывных нарушений наиболее древние - СЗ зоны рассланцевания в юрских осадочных породах. Более мощными являются близгоризонтальные разрывы в Сергеевском массиве, предопределившие образование силлов, эксплозивных брекчий и рудных тел. Вдоль СЗ и СВ разломов произошли перемещения блоков по вертикали на десятки метров. В. Г. Хомич подчеркивает приуроченность месторождения к горст-антиклинальному поднятию субширотной ориентировки, совпадающему с антиклинальной складкой пород основания, в замковой части которой

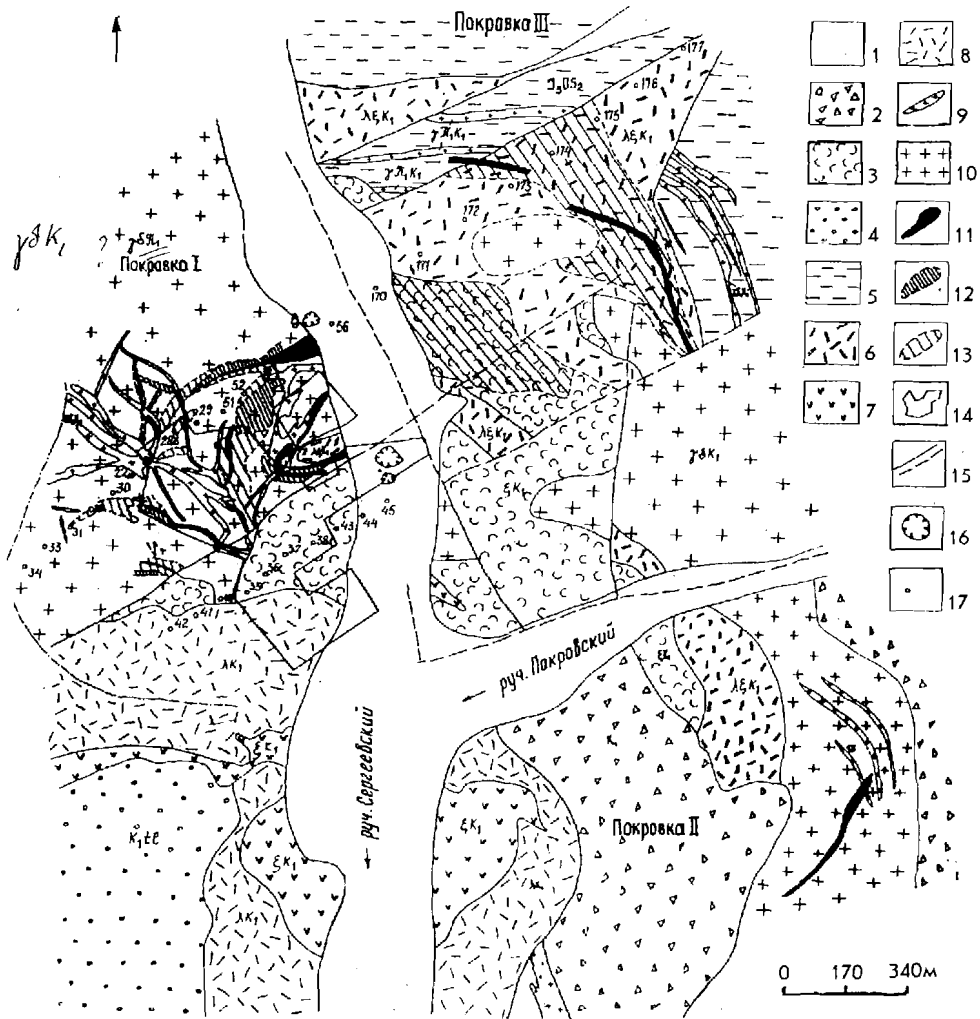


Рис. 4.40. Геологическая карта Покровского рудного поля (по Н. И. Баракову, Ю. В. Кошкову).

1 - четвертичные отложения; 2 - агломератовые брекчии, туфы (K_1); 3 - туфы дацитов, дациты, андезито-дациты (ξK_1); 4 - туфогенные конгломераты, песчаники, гравелиты талданской свиты (K_1tl); 5 - средняя подсвита осежинской свиты. Алевролиты, аргиллиты, реже песчаники (J_2os_3); 6 - липарито-дациты, дациты субвулканические ($\lambda \xi K_1$); 7 - дациты, андезито-дациты (ξK_1); 8 - липариты, липарито-дациты ($\lambda л$) ~~субвулканические~~; 9 - гранит-порфиры мелкопорфировые ($\gamma л_2 K_1$); 10 - гранодиориты, граниты, кварцевые монциты ($\gamma \delta K_1$); гранит-порфиры крупновкрапленниковые ($\gamma л_1$); 11 - кварцеворудные тела; зоны прожилкового окварцевания: 12 - интенсивного и 13 - средней интенсивности; 14 - контур распространения оруденения на глубине; 15 - тектонические разломы достоверные и предполагаемые; 16 - старательские отработки; 17 - буровые скважины и их номера

располагается Сергеевский гранитоидный массив. В пределах рудного поля оруденение тяготеет к скрытым куполообразным поднятиям инъективно-тектонического происхождения, откартированным по пластообразным телам дацитов, гранодиорит-порфиров. Вмещающие оруденение граниты аргиллизированы, окварцованы, карбонатизированы. В вулканогенно-осадочных породах широко распространена марказитовая минерализация в виде стяжений и желваков.

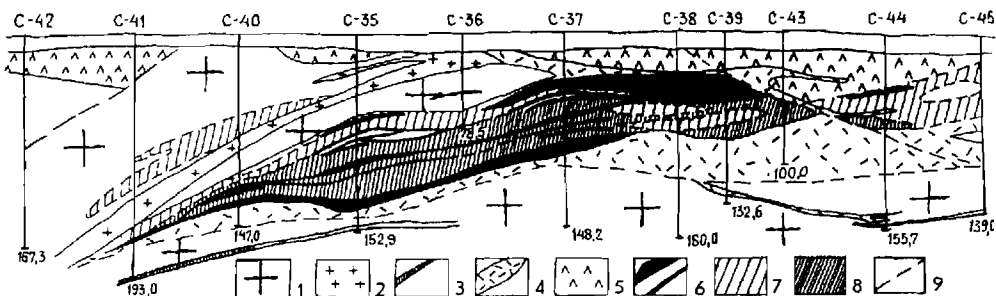


Рис. 4.41. Геологический разрез по профилю № 4 Покровского месторождения (по Н. И. Баракову, Ю. В. Кошкову и др.).

1 - граниты и гранодиориты Сергеевского массива; 2 - гранит-порфиры; 3 - спессартиты; 4 - дациты, липарито-дациты субвулканические; 5 - липарито-дациты, липариты покровные; 6 - кварцеворудные тела; 7 - окварцованные породы; 8 - интенсивно окварцованные породы, 9 - тектонические нарушения

Пластообразные рудные зоны располагаются в апикальной части Сергеевского гранитного массива и залегают близгоризонтально, испытывая в разрезе плавные изгибы. Сверху оруденение экранируется покровными вулканитами и маломощными силлами дацитов, а снизу силлом дацитов и липарито-дацитов. Обычная мощность рудных зон 30-50 м, иногда до 70-80 м. Рудные зоны образованы в различной степени окварцованными передробленными гранитами, содержащими серии (2-5 шт.) параллельных кварцевых тел. Рудные тела в пределах рудных зон выделяются опробованием. Обычные их мощности 8-9 м, содержание золота 7-8 г/т, серебра 6-11 г/т. Элементы-спутники золота и серебра - Pb, Zn, Cu, As, Sb, Bi, W, Sn, Mo. В продуктивных зонах форма кварцевых тел чаще жиллообразная, иногда это линзы и гнезда. Текстура кварца брекчиевая, массивная, тонкополосчатая, колломорфная. Раньше жильного кварца образовался метасоматический мелкозернистый кварц с адуляром. Рудные тела на 97-98% состоят из кварца, в незначительных количествах присутствуют адуляр, гидрослюда, карбонаты (анкерит, доломит, кальцит), хлорит. Рудные минералы (до 0,5%): пирит, марказит, халькопирит, арсенопирит, редко галенит, сфалерит, антимонит, гематит, магнетит, аргентит, полибазит, тенантит, тетраэдрит, энаргит, борнит, айкинит, киноварь.

Выделяются пять стадий минералообразования, включающих 11 минеральных ассоциаций. В первую стадию образовались зоны прожилково-вкрапленной минерализации мощностью до десятков метров. Это сеть тонких (3-5

мм) ветвящихся прожилков кварца и вкрапленность пирита, арсенопирита, редко халькопирита и гематита. Во вторую стадию сформировались мощные жилообразные тела тонкозернистого кварца. Третья стадия продуктивная. Золото в ней связано с кварц-адуляровой минеральной ассоциацией, представленной маломощными жилами и зонами прожилков в продуктах ранних стадий и в околорудных измененных породах. Для золотоносных кварцевых и адуляр-кварцевых образований характерны полосчатые, брекчиевые текстуры и мелкозернистые структуры их минеральных агрегатов. Золото образует самостоятельные выделения в кварце в зонах микробрекчий на границах с обломками минералов и пород, в редких случаях в пирите по трещинкам. Отмечались сростки золота с аргентитом и полибазитом. Обычные размеры выделений золота 0,001-0,1 мм, форма их губчатая, чешуйчатая, пластинчатая, в виде проволочек. Цвет золота бледно-желтый (в зоне окисления более густой желтый), проба от 625 до 720, преобладает 665-695. Отношение золота к серебру в рудах 1:1-1,5. В четвертую стадию минералообразования сформировались кварц-сульфидные и кварц-карбонат-сульфидные прожилки с пиритом, галенитом, сфалеритом, антимонитом, арсенопиритом, халькопиритом. Сульфиды преимущественно тонкозернистые (0,5-0,7 мм), но встречаются и сравнительно крупные (до 1 см) кристаллы. Содержание золота в сфалерите до 0,6, галените до 3,78, антимоните до 1,13 г/т. Содержание серебра в сфалерите до 196,2 г/т, в галените до 3245, в антимоните до 13,5 г/т. Процесс рудообразования завершает карбонатная стадия, когда висячем боку рудных зон образовались прожилки и маломощные жилы кварц-доломитового и кальцитового состава.

Руды обогащаются по гравитационно-цианистой схеме. Извлечение золота 95-98%, серебра 69-83%. Месторождение среднее по масштабам, разведано, запасы утверждены в ГКЗ.

Прогнозное золоторудное месторождение расположено в Туранской золотоносной зоне. По данным В. А. Евтушенко (1972 г.), Н. Г. Власова и А. В. Ложникова (1976 г.), оно локализовано в позднемерловых вулканитах кислого состава, частично в позднепалеозойских гранитоидах и контролируется системой сближенных близмеридиональных разломов в виде полосы шириной 0,6-1,5 км и длиной более 4 км (рис. 4.42).

Жильные тела группируются в жильные пучки по 2-5 жил, расстояние между пучками 0,4-0,8 км, длина пучков 150-890 м, ширина 100-200 м. В южном блоке длина пучков достигает 1300 м при ширине 80-250 м. Рудные тела представлены жилами кварца (наиболее продуктивные), минерализованными зонами кварцевых брекчий, зонами прожилково-сетчатого окварцевания - бедными золотом. Жилы изучены лишь с поверхности. Морфология их сложная, мощность изменчивая (0,1-9 м), часты апофизы. Простираение жил близмеридиональное, падение крутое в обе стороны. Длина жил от 40 до 890 м.

Среднее содержание золота в 7 наиболее изученных жилах 5,3 г/т, серебра 23,8 г/т на среднюю мощность 1,19 м. В единичных сечениях вскрыто еще несколько десятков жил мощностью 0,5-3 м с содержанием золота 0,8-15,6 г/т и серебра 3-163,8 г/т. Жилы убогосульфидные, состоят из серого кварца тонкозернистого, реже халцедоновидного. Характерна полосчатая

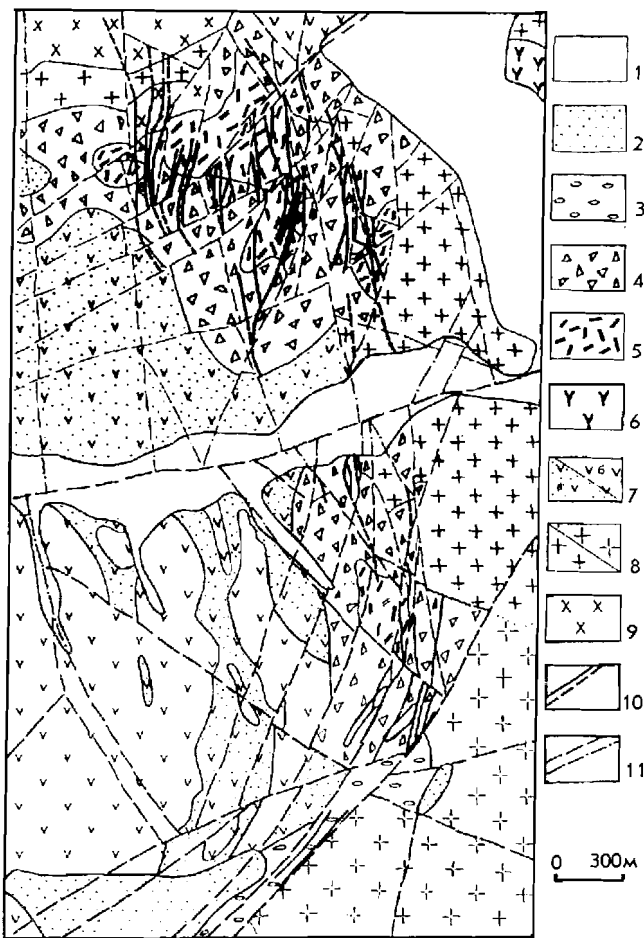


Рис. 4.42. Геологическая карта Прогнозного месторождения (по Н. Г. Власову с упрощениями).

1, 2 - рыхлые отложения (Q) и (N₂-Q); 3 - игниспумиты трахилипаритов (тлК₂); 4 - покровные (ядринская свита, K₂jr) и субвулканические лавобрекчии и туфы трахилипаритов; 5 - экструзивные трахилипариты, андезиты (лК₂); 6 - субвулканические андезиты и долериты (μрК₁); 7 - станолирская свита (а - андезитобазальты, андезиты, андезитодациты; б - туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, прослои углистых сланцев и аркозовых песчаников (K₁st); 8 - лейкократовые граниты крупнозернистые (γТ) и порфириовидные, гранитпорфиры (γлт); 9 - крупнозернистые гранодиориты (γδРZ₃); 10 - кварцевородные жилы; 11 - тектонические нарушения

текстура жил, на отдельных участках крустификационная, брекчиевая. Примеси: барит, опал, хлорит, адуляр, флюорит. Рудные минералы (менее 1%): пирит, золото, акантит; редкие: галенит, сфалерит, марказит, арсенопирит, халькопирит. Отношение Au: Ag = 1:3-5. Золото желтое, светло-желтое, величина его выделений 0,00п-0, п мм. В рудах установлены примеси свинца, цинка, сурьмы (0,0п), мышьяка до 0,3; вольфрам и медь - 0,00п%.

В последние годы на рудном поле проводились оценочные работы. Месторождение мелкое.

На Буреинском массиве известно несколько субвулканических меднопорфировых с золотом проявлений. Из них наиболее изучено **Боргуликанское** рудное поле, расположенное в Северобуреинской зоне на участке ее пересечения Сутамо-Тыгдинским глубинным разломом. По данным Н. Г. Коробушкина (1988 г.) и Н. И. Баракова (1987 г.), оруденение локализовано в раннемеловых вулканитах талданской свиты и гранитоидах буреинского комплекса. К СВ от рудного поля располагается Арбинский гранитоидный плу-

тон, сложенный полнокристаллическими монцодиоритами и гранодиоритами. На рудном поле развиты в основном порфиновые разности монцонитоидов краевой фации этого плутона, выделяющиеся положительными магнитными аномалиями (рис. 4.43). Покровные фации талданской свиты представлены дацитами и андезитами, лавобрекчиями андезитов и туфами смешанного состава. Вулканы прорваны разномзернистыми кварцевыми монцодиоритами, которые в краевых зонах переходят в гранодиорит-порфиры и кварцевые монцодиорит-порфиры. Наиболее поздние интрузии: дайкообразные тела кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, развитые по всей площади рудного поля, встречаются и образования типа эруптивных брекчий. Все породы рудного поля гидротермально изменены: вулканы обелены, обохрены и превращены в метасоматиты кварц-серицитового состава либо даже в монокварциты, состоящие из кварца (80%), серицита и гидрослюды (до 70%) с примесью (1-5%) турмалина, хлорита, эпидота. Ширина зоны 50-200 м. На удалении от порфировых интрузий в вулканах развита аргиллизация. Ширина зоны глинистых изменений от 100 до 700 м. По ее периферии развиты пропилитовые изменения.

Максимальные изменения порфировых интрузий и вмещающих их вулканитов наблюдаются на участках штокверкового окварцевания и развития золото-медь-молибденового оруденения. Кварц в прожилках серый скрытокристаллический и тонкозернистый, местами мелкодрозовый. Сеть прожилков сложная, образует брекчиевую текстуру породы. Мощность отдельных прожилков 1-2 до 3-5 см. Центральная часть прожилков выполнена пиритом, реже магнетитом. Пирит также рассеян в массе породы и образует мономинеральные прожилки. Встречаются гнезда пирита величиной до 5-10 см. Морфология кристаллов пирита: кубы и их комбинации с октаэдром, величина - первые миллиметры. Текстура руд вкрапленная, пятнисто-вкрапленная, структура зернистая. Кроме пирита в штокверках присутствуют: магнетит, гематит, халькопирит, халькозин, ковеллин, малахит, азурит, борнит, самородная медь, золото, сфалерит, молибденит, арсенопирит. Золото образует желтые и ярко-желтые пластинки и комочки величиной 0,05-0,2 мм. На месторождении развита зона окисления с лимонитовыми охрами до глубины 5-27 м. Здесь широко проявлены малахит, азурит, борнит, ковеллин, вульфенит, лимонит.

Руды на месторождении (оно недоизучено) бедные. На Боргуликанском участке на профиле 50 среднее содержание золота 0,4 г/т, на глубине в неокисленных рудах 1,1-3,3 г/т. Содержания серебра 0,3-16 г/т, меди 0-1%, молибдена до 0,6%. В Иканской зоне среднее содержание золота на поверхности 0,18, на глубине 0,3 г/т, меди соответственно 0,06 и 0,23%. Прогнозные ресурсы золота и меди в бедных медно-порфировых рудах весьма значительные. Проведенные экономические расчеты (данные П. Н. Селезнева, Н. М. Тучиной и др., 1991 г.) показали, что планируемое предприятие будет рентабельным, а прибыль обеспечит окупаемость капиталовложений в течение 4,4 лет.

В Приамурской части Малого Хингана россыпная золотоносность сопряжена с зонами экзо- и эндоконтактов раннепалеозойских (рифейских?) гранитоидов и графитоносных карбонатно-терригенных пород хинганской серии (рис. 4.44). В бассейне р. Сутара известно рудопроявление золота горы

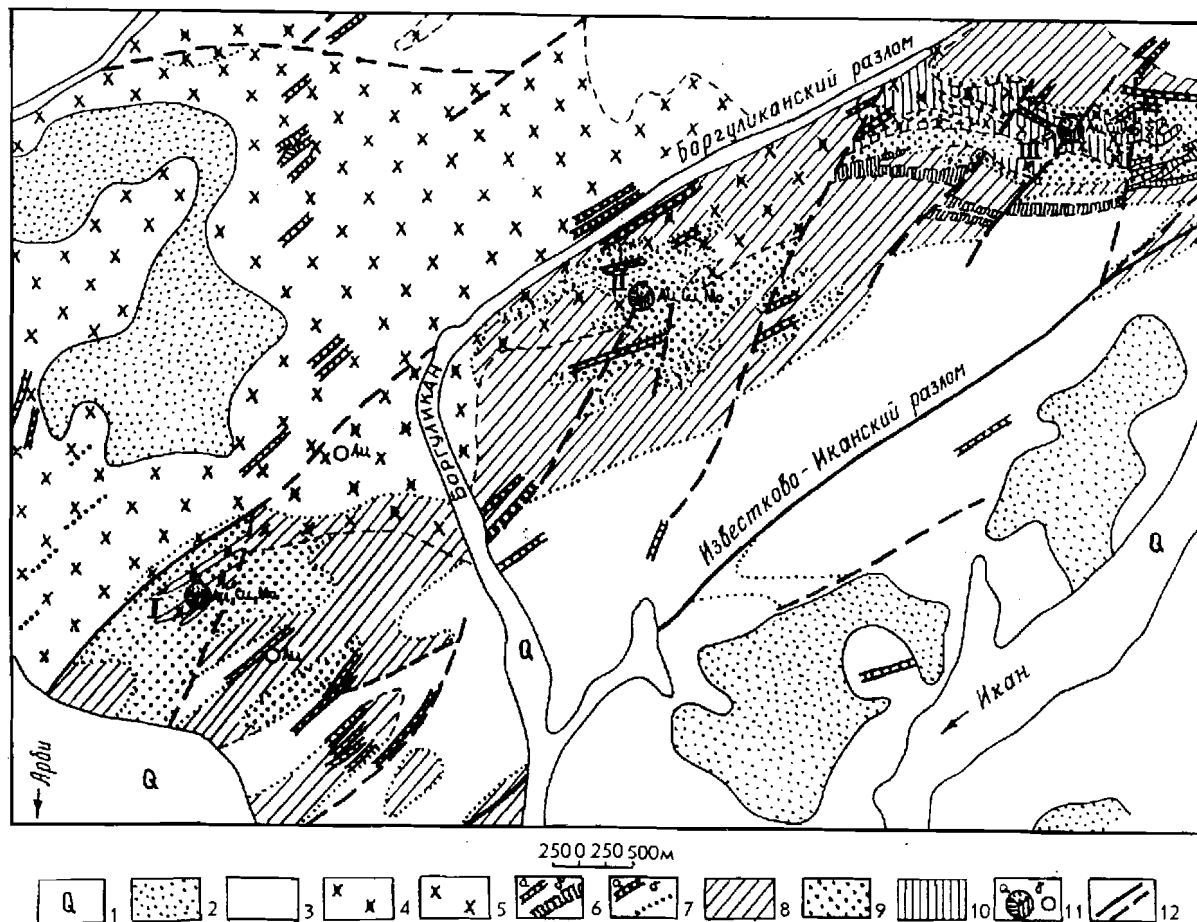


Рис. 4.43. Геологический план Борзюльканского рудного поля (по Н. Г. Коробушкину).

1 - четвертичный аллювий; 2 - печаники, алевролиты (N_2-Q_1); 3 - раннемеловые дациты, туфы, туфолавы; 4 - гранодиорит-порфиры (K_1); 5 - кварцевые монцодиориты, гранодиорит-порфиры (K_1); 6 - дайки гранодиорит-порфиоров (вне-масштабные - а, в масштабе - б); 7 - дайки диоритовых порфиритов (а) и аплитов (б); 8 - аргиллизация; 9 - серицит-кварцевые метасоматиты; 10 - серицит-кварц-биотитовые метасоматиты; 11 - рудопоявления медно-порфиорового типа (а), проявления золота (б); 12 - разломы. Рудные зоны: I - Арбинская, II - Борзюльканская, III - Иканская

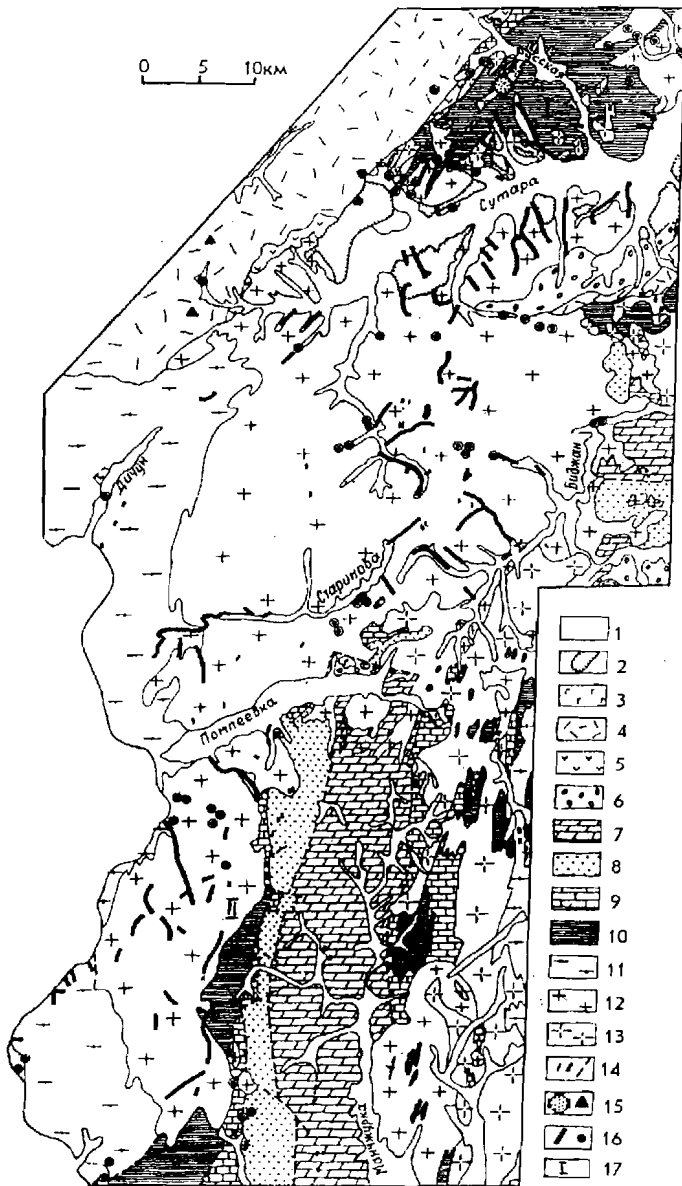


Рис. 4.44. Карта золотоносности Приамурско-Сутарского района.

1 - аллювиальные отложения (Q); 2 - пески, глины, галечники (N); 3 - базальты (N₁); 4 - липариты, кварцевые порфиры, фельзиты (K₁); 5 - андезиты, лавобрекчии, туфы (K, st); 6 - песчаники, алевролиты, конгломераты (K, cr); 7 - доломиты, углисто-кремнистые сланцы, железистые кварциты, известняки (PR₂ - E₁); 8 - филлитовидные сланцы, рассланцованные песчаники; 9 - известняки, мраморы, графитистые кварциты, пиритоносные кварциты, пиритоносные графитистые филлиты (PR₃ dt); 10 - кристаллические сланцы, графитовые сланцы и кварциты, филлиты, мраморы (PR₃ sZ); 11 - гнейсы, амфиболиты, мигматиты (PR₁); 12 - порфиридные биотитовые граниты (PR₂); 13 - двуслюдяные, мусковитовые, турмалиновые граниты (PZ₁); 14 - дайки кислых и средних пород (K); 15 - золоторудное проявление гора Лысая, точки минерализации; 16 - золотоносные россыпи, шлихи с золотом; 17 - перспективные площади: Сутарская (I) и Верхнеманьчжурская (II)

Лысой, представленное золотоносными кварцевыми жилами с сульфидами, залегающими в турмалиновых (!) гранитах и кристаллических сланцах. Возраст оруденения, по-видимому, близок таковому гранитоидов.

4. 2. ТИХООКЕАНСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ ПОЯС

4. 2. 1. Сихотэ-Алинская золотоносная провинция

В Сихотэ-Алинской ЗП положение золотоносных зон подчинено региональной рудно-магматической зональности, сформированной в Центральном Сихотэ-Алине вокруг орогенного свода, возникшего над глубинным очагом гранитизации (рис. 4.45). Последний фиксируется региональным минимумом силы тяжести интенсивностью - 30... -40 мгл. В центральных частях сводовых структур развито оловянное оруденение, далее от центров вольфрамитовое, а по периферии золотое. Иногда проявлены гибридные золото-редкометалльные типы руд, обычно золото-вольфрамовые (Незаметное, Восток-2, Малиновское, Порожистое). В межкупольных структурах, т. е. на участках с низким темпом орогенных поднятий, сохранились собственно золоторудные месторождения (Глухое, Благодатное). Нынешнее пространственное положение различных типов оруденения зависит от степени эродированности очаговых структур. Если на поверхности обнажены калиевые немагнитные гранитоиды, то это зона олова и вольфрама, а если магнитные натровые, то это зона золота.

В ареалах распространения оловянных месторождений в Центральном Сихотэ-Алине редко встречаются золоторудные объекты. Но если они есть, то чаще представлены относительно крупным и высокопробным золотом, что обусловлено его метаморфизмом под влиянием поздних калиевых гранитоидов. В центральных частях сводовых и купольных структур развито мезо- и гипабиссальное золотое и золотосодержащее оруденение, по периферии - гипабиссальное и субвулканическое. В терригенных комплексах развито золото-кварцевое и золото-сульфидное оруденение со сравнительно низкой пробой золота (Агние-Афанасьевское, Учаминское и др.), а в вулканогенных - субвулканическое малосульфидное иногда с теллуrom (Многовершинное, Белая Гора). Крайний юг провинции характеризуется повышенным гравитационным и магнитным полем. Это выступ древних пород, претерпевший в позднем мезозое интенсивную ТМА, с которой связываются гипабиссальные собственно золоторудные месторождения с высокопробным золотом (Аскольд, Прогресс и др.), давшие в результате эрозии многочисленные россыпи.

С запада и востока Центральный Сихотэ-Алинь окаймляется структурами с золото-серебряным оруденением, локализованным в поздне меловых вулканоплутонических комплексах (Дурминская и Прибрежная зоны). Как и в Охотско-Чукотском поясе, эти зоны выделяются контрастными магнитными аномалиями и повышенным уровнем гравитационных полей, окаймляющих центральный ороген. Ареалы золото-серебряных месторождений обеих зон (Дурминское, Силанское, Ягодное, Приморское, Салют) находятся в створе с центральным очагом разуплотнения, что указывает на их возможную гене-

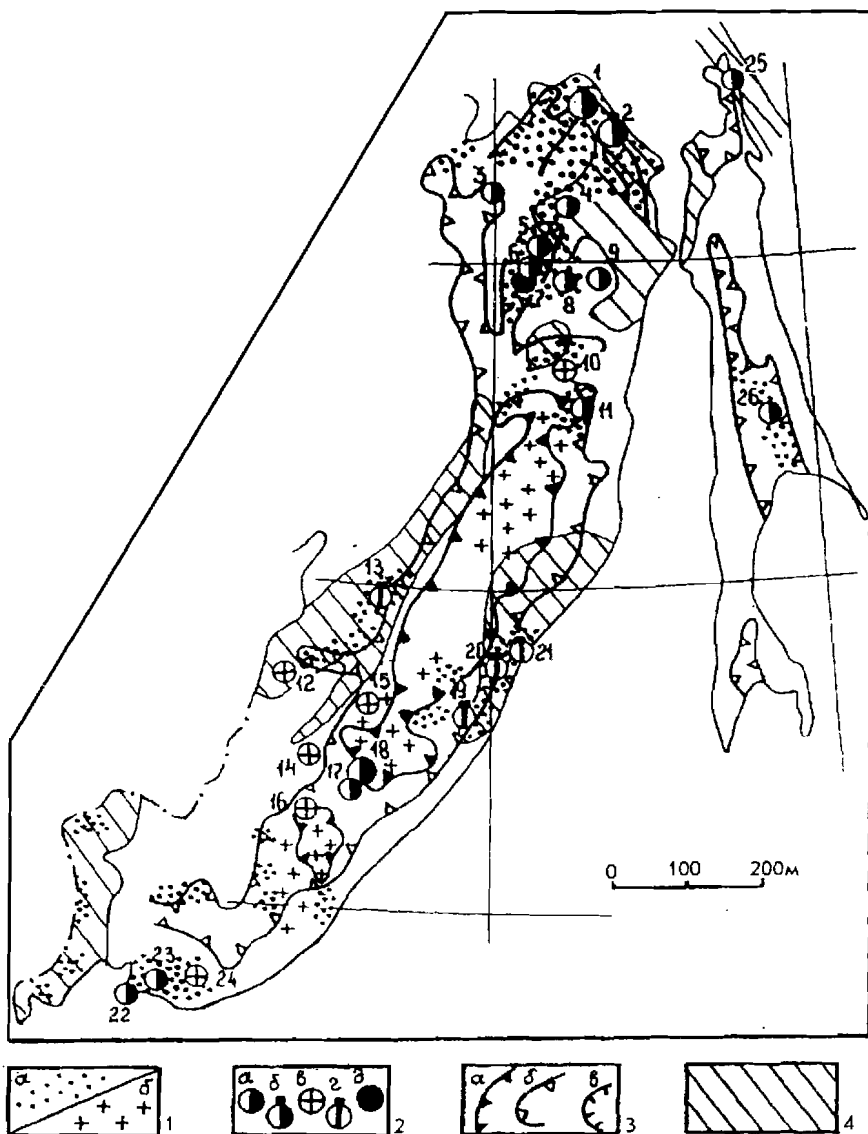


Рис. 4.45. Соотношение геофизических полей и рудоносности в Сихотэ-Алинской и Сахалинской золотоносных провинциях.

1 - ареалы золотоносности (а), проявления редких металлов (б); 2 - месторождения гипабиссальные золоторудные (а), золото-редкометалльные (б), золото-сульфидные (в); субвулканические: золоторудные (г), золото-серебряные (д); 3 - гравитационные минимумы: интенсивные (а), менее интенсивные (б, в); 4 - региональные магнитные максимумы. Месторождения (цифры на схеме): 1 - Многовершинное, 2 - Белая Гора, 3 - Албазинское, 4 - Октябрьское, 5 - Покровско-Троицкое, 6 - Агние-Афанасьевское, 7 - Учминское, 8 - Дяппе, 9 - Холан, 10 - Зимовье, 11 - Тумнинское, 12 - Лермонтовское, 13 - Дурминское, 14 - Незаметное, 15 - Восток-2, 16 - Малиновское, 17 - Благодатное, 18 - Глухое, 19 - Салют, 20 - Приморское, 21 - Ягодное, 22 - Аскольд, 23 - Прогресс, 24 - Порожистое, 25 - Левенштерновское, 26 - Рукосуевское

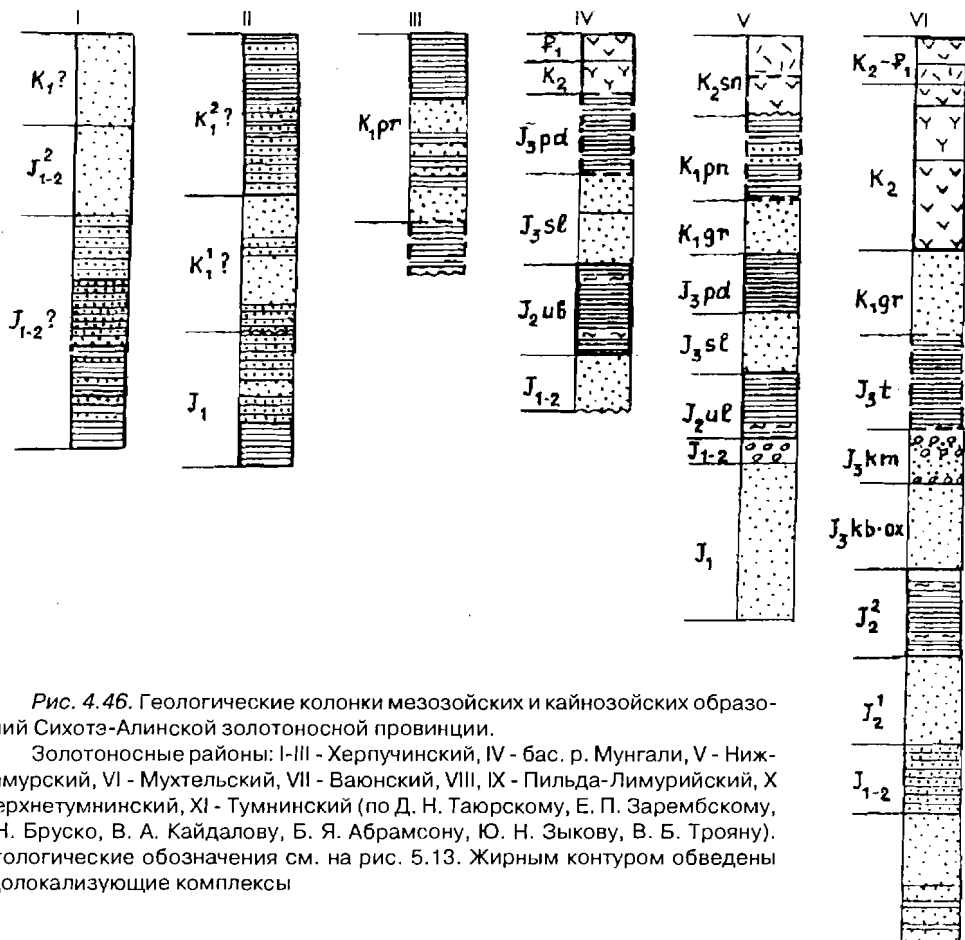


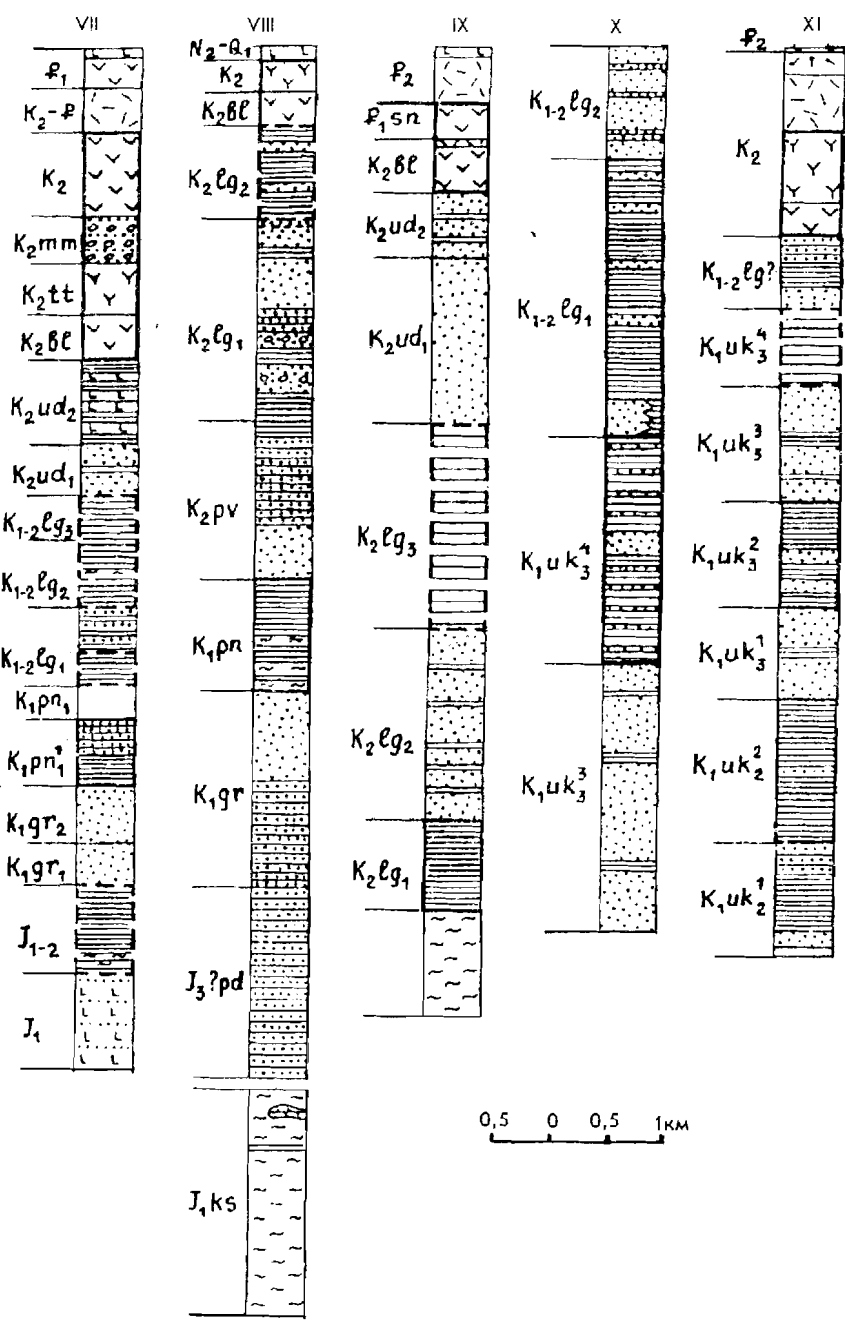
Рис. 4.46. Геологические колонки мезозойских и кайнозойских образований Сихотэ-Алинской золотоносной провинции.

Золотоносные районы: I-III - Херпучинский, IV - бас. р. Мунгали, V - Нижнеамурский, VI - Мухтельский, VII - Ваюнский, VIII, IX - Пильда-Лимурийский, X - Верхнетумнинский, XI - Тумнинский (по Д. Н. Таюрскому, Е. П. Зарембскому, Э. Н. Бруску, В. А. Кайдалову, Б. Я. Абрамсону, Ю. Н. Зыкову, В. Б. Трояну). Литологические обозначения см. на рис. 5.13. Жирным контуром обведены рудолокализирующие комплексы

тическую связь. За пределами контрастных магнитных аномалий подобные месторождения на Сихотэ-Алине отсутствуют.

Сихотэ-Алинский геосинклинальный прогиб возник в триасе (Олейник, 1983), но наиболее активно развивался в валанжине. Он был прислонен к Ханкайскому массиву и открыт к океану. Лишь на крайнем юге существовал небольшой подводный вал, отделявший морской бассейн от океана. Мощность геосинклинальных осадков в этом регионе увеличивается с юга на север до 10 км и более (рис. 4.46). Литологический состав их терригенный, на юге преимущественно песчанниковый. Глинистые толщи повышенной мощности развиты лишь на отдельных участках с максимумом по левобережью р. Бикин (Вострецовский район). Углеродистость и пиритизация в осадочных толщах редки. На севере глинистость нижнемеловых отложений повышается. В бассейне р. Тумнин мощность отдельных толщ алевро-пелитового состава достигает 1,5-2,5 км, снижаясь на левобережье Амура до 1 км, а далее к северу песчаники уже подавляют алевролиты.

Геосинклинальные меловые комплексы в современном эрозионном срезе не метаморфизованы. Метаморфогенные источники металлов и флюидов



могли находиться на глубине в геосинклинальных толщах юры, триаса и палеозоя, представленных разнообразными дислоцированными терригенными, кремнистыми, известковистыми и вулканогенными породами, претерпевшими метаморфические изменения в фации филлитов. Среди пород древнего комплекса известны углеродистые сланцы и аргиллиты с сапропелевым ти-

пом органических веществ и шунгитовые сланцы (Западноприморская зона, Ханкайский массив). В качестве рудогенерирующих на Сихотэ-Алине могли выступать палеозойские вулканоплутонические комплексы основного состава типа южноприморских габброидов, выделяющихся положительными гравитационными и магнитными аномалиями.

По степени проявленности орогенических процессов Сихотэ-Алинскую ГСО можно разделить на три части - северную (нижнеамурскую), центральную и южную. Нижнеамурский блок - это преимущественно раннеорогенная структура, со слабо и локально проявленным поздним орогенезом. Золотоносная территория совпадает с региональным максимумом силы тяжести, обусловленным близостью глубинных фемических масс, с ареалами существенно натровых магнитных гранитоидов и монзонитоидов. На фоне широко представленного золотого оруденения проявления редких металлов единичны и ассоциируют с интрузиями калиевой щелочности. С ними же связывается регенерация и реювенация более раннего золотого оруденения (Моисеенко, Фатьянов, 1978). Нижний Амур - это типичная золоторудная провинция с оптимальным уровнем развития золоторудной системы. Центральный блок Сихотэ-Алиня - это область активного развития позднеорогенных процессов, создавших крупные интрузивно-купольные структуры (ИКС) с характерным для них калиевым интрузивным магматизмом и редкометалльным оруденением. Золоторудная минерализация здесь сохранилась лишь в межкупольных седловинах, в поперечных трогах и в краевых вулканоплутонических структурах. В последних, как уже упоминалось, это преимущественно золото-редкометалльное оруденение. Южный блок, как и северный, характеризуется повышенным гравитационным и магнитным полем, но геологически это иная структура. Это выступ древних пород, обрамленный краевыми терригенными прогибами, претерпевший в эпоху раннего орогенеза интенсивную (отраженную) ТМА, с которой связываются гипабиссальные золоторудные месторождения, давшие в результате эрозии многочисленные россыпи золота.

Интенсивное развитие орогенеза и гранитообразования в мелу и палеогене предопределило преимущественную связь оруденения региона - золотого, и тем более редкометалльного, с магматизмом. Основные рудоносные флюидопотоки осуществлялись сквозьмагматическим путем в процессе интрузивной деятельности, накапливались в куполах интрузивных массивов ранних диорит-гранодиоритовых и монзонитоидных фаз. Продуктивность золотого оруденения в значительной мере зависит от интенсивности проявления раннего орогенеза и упомянутых типов интрузивного магматизма. Здесь развиты гипабиссальные золото-кварцевые жилы и золотоносные зоны, минерализованные кварцем и сульфидами. Примеры многочисленны: районы Пильда-Лимурский, Октябрьский, Албазинский, Криничный, Соболиный, Богдатный, Намовский, Незаметный, Светловодный и др. Элизионные и метаморфогенные процессы в формировании золоторудных месторождений перивулканических зон, вероятно, играли незначительную роль.

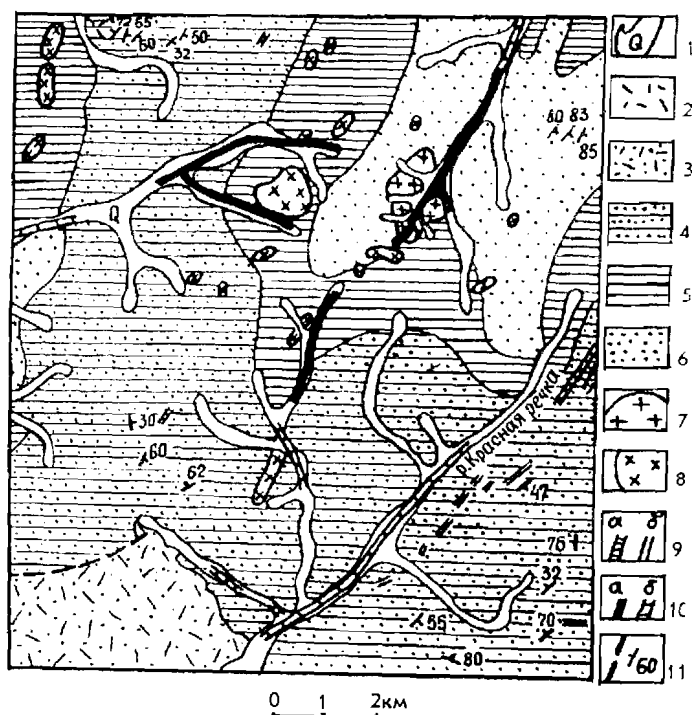
Золоторудные и золото-серебряные месторождения вулканоплутонических комплексов, окаймляющих орогенические структуры ГСО, теснейшим образом связаны с магматизмом: субвулканическими массивами, некками и

интрузиями полнокристаллических пород, являющихся источниками рудоносных флюидов. В вулканоструктурах кислого состава развиты золото-серебряные и серебряные месторождения, а основного и среднего - собственно золоторудные (Нижнее Приамурье).

Можно предположить, что на стадии катагенеза геосинклинальных осадков горячие минерализованные воды перемещались по толщам песчаников к первичным поднятиям. Плохое качество геологических экранов в Приамурье и в Приохотье способствовало рассредоточению флюидных потоков и рудных компонентов. В бассейнах Бикина, Тумнина и на левобережье Амура имеющиеся там геологические экраны могли накапливать достаточно крупные объемы гидротермальных вод, которые были активизированы в орогенную стадию. В связи с тем что оруденение Сихотэ-Алиня располагается концентрически вокруг сводовых структур и ИКС, можно думать, что транспортировка рудоносных флюидов в этот период происходила через эти ИКС, которые мы рассматриваем как очаговые структуры, расположенные над центрами глубинного (мантийного) разуплотнения (Петрищевский, 1985). По мере развития мел-палеогенового орогенеза по окраинам Южносихотэ-Алинского сводового поднятия формировались глубинные разломы ССВ простирания (Центральный Сихотэ-Алинский, Арсеньевский, Западносихотэ-Алинский, Лимурчанский, Прибрежный) и поперечные к ним разломы. Наиболее важным в металлогеническом отношении следует считать Осевой разлом. Он заложен по оси бывшего геосинклинального трога, а ныне проходит по оси Южносихотэ-Алинского сводового поднятия. На магнитометрической карте

Рис. 4.47. Геологическая карта Соболиного золотоносного района (по О. Т. Гаврюшенко, с упрощениями).

1 - четвертичный аллювий; 2 - фельзиты, фельзит-порфиры (K_2); 3 - туфы кислого состава, туффиты; 4 - песчаники разнотекстурированные, алевролиты (K_2); 5 - песчано-глинистый флиш (K_1); 6 - песчаники (K_1); 7 - гранодиориты (K_2); 8 - диориты (K_2); 9 - дайки диоритов и порфиритов (а), гранит-порфиритов и кварцевых порфиритов (б) (K_2-P_1); 10 - промышленные золотоносные россыпи: богатые (а), бедные (б); 11 - разломы, элементы залегания



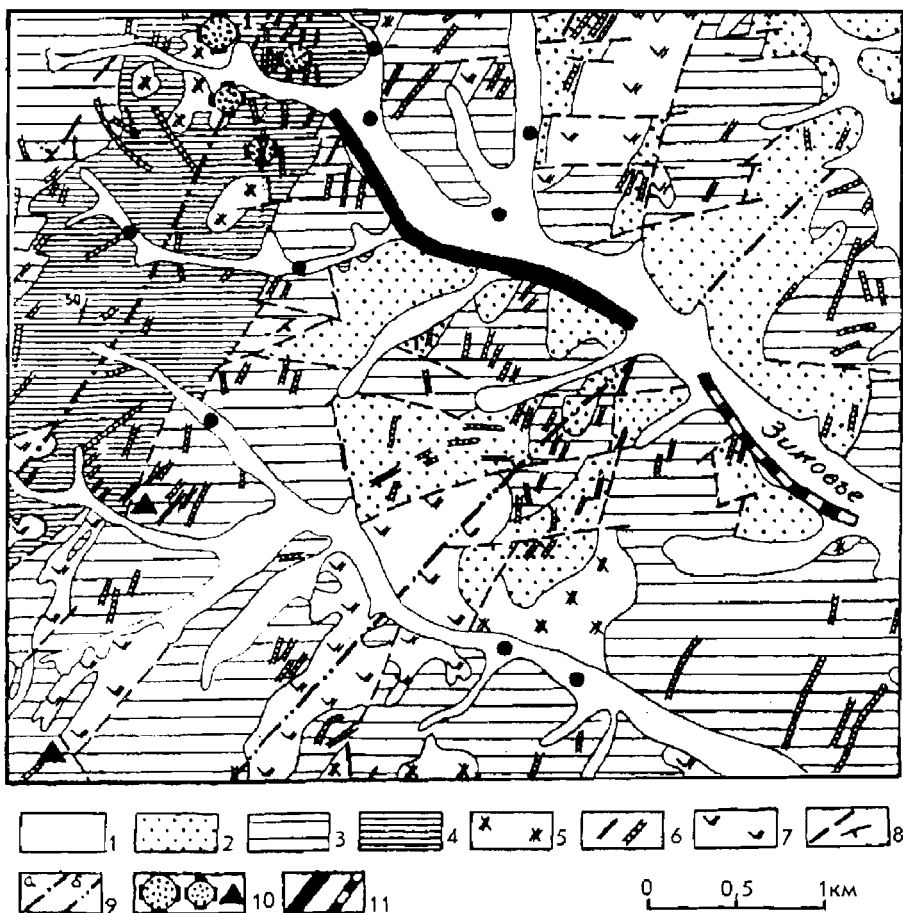


Рис. 4.48. Приуроченность Зимовьинского рудного поля к антиклинали (Верхнетумнинский золотоносный район, по Ю. Н. Зыкову).

1 - аллювий (Q); 2 - песчаники, переслаивание песчаников и алевролитов ($K_{1,2}g_2$); 3 - алевролиты, переслаивание алевролитов и песчаников ($K_{1,2}g_1$); 4 - алевролиты, аргиллиты ($K_{1,2}k$); 5 - монцодиориты (K_2); 6 - дайки порфировых пород кислого и среднего состава (K_2); 7 - субвулканические андезиты, базальты, диоритовые порфиры (K_2); 8 - разломы, залегание пластов; 9 - оси антиклинали (а) и синклинали (б); 10 - золоторудное меторождение Зимовье Первое, рудопроявления, точки минерализации; 11 - золотоносные россыпи: промышленная и непромышленная

Осевой разлом фиксируется градиентом поля на протяжении 500 км. Основные тектоно-магматические и гидротермальные события мела и палеогена происходили вдоль этого структурного шва. Именно здесь, в структурах поднятия, разгружались гидротермы и создавались условия термостатирования под воздействием внедряющихся магматических масс. К флюидопроводящим структурам следует относить также локальные поднятия и выступы фундамента в поле развития мел-палеогеновых вулканитов.

На Сихотэ-Алине гипабиссальное золотое оруденение практически во всех случаях тяготеет к существенно алевро-пелитовым толщам, причем преимущественно к нижним (рис. 4.47). Эта особенность объясняется экраниро-

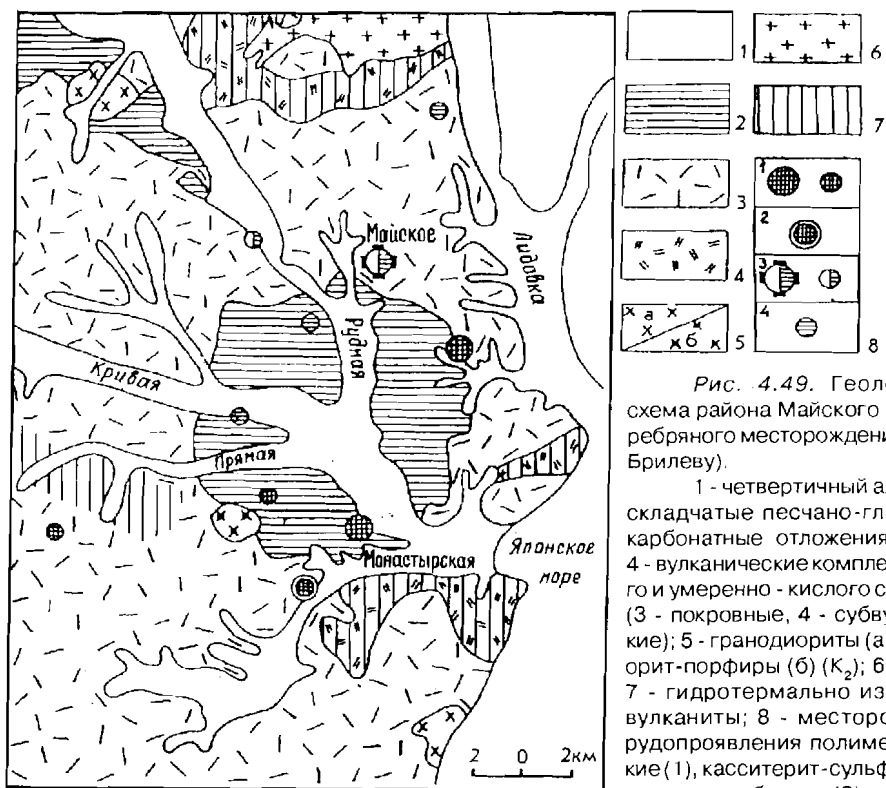


Рис. 4.49. Геологическая схема района Майского золото-серебряного месторождения (по Ю. Н. Брилеву).

1 - четвертичный аллювий; 2 - складчатые песчано-глинистые и карбонатные отложения (J-K₁); 3, 4 - вулканические комплексы кисло-го и умеренно - кислого состава (K₂) (3 - покровные, 4 - субвулканические); 5 - гранодиориты (а), гранодиорит-порфиры (б) (K₂); 6 - граниты; 7 - гидротермально измененные вулканиты; 8 - месторождения и рудопроявления полиметаллические (1), касситерит-сульфидные (2), золото-серебряные (3), серебряные (4)

ванием флюидов и оруденения глинистыми породами. Наиболее мощный глинистый разрез (4,4 км) закартирован в Верхнетумнинском золотоносном районе (данные Ю. Н. Зыкова, 1974 г.). Суммарная мощность алевро-аргиллитовых толщ, перемежающихся песчаниковыми толщами, достигает 7,4 км (данные Б. В. Шевченко, 1973 г.; В. Б. Трояна, 1973 г.). Значительные мощности подобных пород (юра-мел) отмечаются в Пильда-Лимурийском и Ваюнском золотоносных районах. Далее к северу она уменьшается.

В пределах Приморского края стратиграфические разрезы мела, как уже упоминалось, более песчаные, но и там в ряде случаев имеются достаточно мощные пачки алевро-пелитовых пород, способные экранировать оруденение. Такие золоторудные районы, как Светловский, Благодатный и Соболинский, возникли благодаря именно таким экранам. Вспышки золотоносности на Сихотэ-Алине проявляются почти везде, где эрозией вскрыты достаточно мощные пачки алевро-пелитовых пород, и наоборот, в пределах песчаниковых толщ золотоносность проявлена слабо и редко (рис. 4.46).

Субвулканические типы месторождений, хотя и локализованы обычно в субвулканических телах, но в то же время приурочены к определенным комплексам вулкаников: золоторудные к андезитам, золото-серебряные к дацитам и липаритам, играющим роль геологических экранов для субвулканических интрузий и оруденения. Оруденение локализуется в куполовидных и других структурах положительного изгиба, в выступах фундамента вулка-

ногенов (рис. 4.47-4.49). Сходные условия локализации оруденения отмечаются и в близповерхностных месторождениях, образованных в жерлах палеовулканов и околожерловом пространстве (месторождение Белая Гора).

Гипабиссальное оруденение Нижнего Приамурья приурочено к антиклиналям. Таково его положение в Ваюнском, Пильда-Лимурийском, Зимовинском, Тумнинском районах. В пределах антиклиналей золотое оруденение локализуется в трещинных структурах песчано-глинистых пород юрского и мелового возраста, а также в сравнительно небольших массивах, штоках и дайках диоритов, монцодиоритов, гранодиоритов, причем часто оруденение охватывает эндо- и экзоконтакты таких интрузий (Пильда-Лимурийский, Соболиный, Тахтинский районы).

Гипабиссальные месторождения

Агни-Афанасьевское золоторудное месторождение известно с 1936 г. и эксплуатировалось до 1962 г. Его изучали В. А. Мелиоранский, Е. М. Ставровская, А. М. Дудко, П. С. Бернштейн, Ю. Н. Никитин и др. Рудное поле локализовано в песчано-глинистой толще раннемелового возраста (пионерская свита) на СЗ крыле Пильденской антиклинали. Рудными телами являются малосульфидные кварцевые жилы, приуроченные к послонным и секущим тектоническим зонам. Эксплуатировалось порядка 30 жил. Простирание их преимущественно СВ, согласное с вмещающими осадочными породами, падение также согласное либо секущее, углы падения жил 20-40°. Протяженность жил до 600-700 м, чаще 200-300 м, мощность 5-10 см. Жилы располагаются кулисообразно по простиранию и падению, часто соединяются между собой тонкими прожилками, образуя жилную зону, прослеженную по простиранию до 1 км и по падению на 0,5 км. В своде антиклинали развиты короткие секущие жилы, а на крыльях протяженные согласные (П. С. Бернштейн, 1951 г.). Во вмещающих породах отмечается мелкая поперечная и вторичная продольная складчатость, с которой связывается рудный этап. Непосредственно на рудном поле известны дайки диоритовых порфиритов, а по его периферии развиты многочисленные штоки кварцевых диоритов и порфиритов, с которыми парагенетически связывается золотое оруденение района (рис. 4.50).

Рудные жилы кроме кварца содержат примесь карбоната, полевого шпата, хлорита, серицита. Содержание рудных минералов незначительное (до 1%). Это пирит, арсенопирит, антимонит, халькопирит, сфалерит, халькозин, ковеллин, золото. А. М. Дудко (1946 г.) указывает на присутствие зерен касситерита, вольфрамита, шеелита и молибденита. Пирит преобладает, образует вкрапленность и прожилки в кварце. Арсенопирит подчинен пириту, но содержащие его руды обычно богаты золотом. Антимонит отмечается в трещинах кварцевых жил и образует жилки (до 4-5 см) в кварце в западной части месторождения. Это последняя фаза минерализации. Золото образует зерна (1-6 мм), гнездообразные скопления зерен и тонкие прожилки в трещиноватом кварце. Форма выделений неправильная, встречаются октаэдрические кристаллы. Проба золота 790. Вмещающие породы в различной

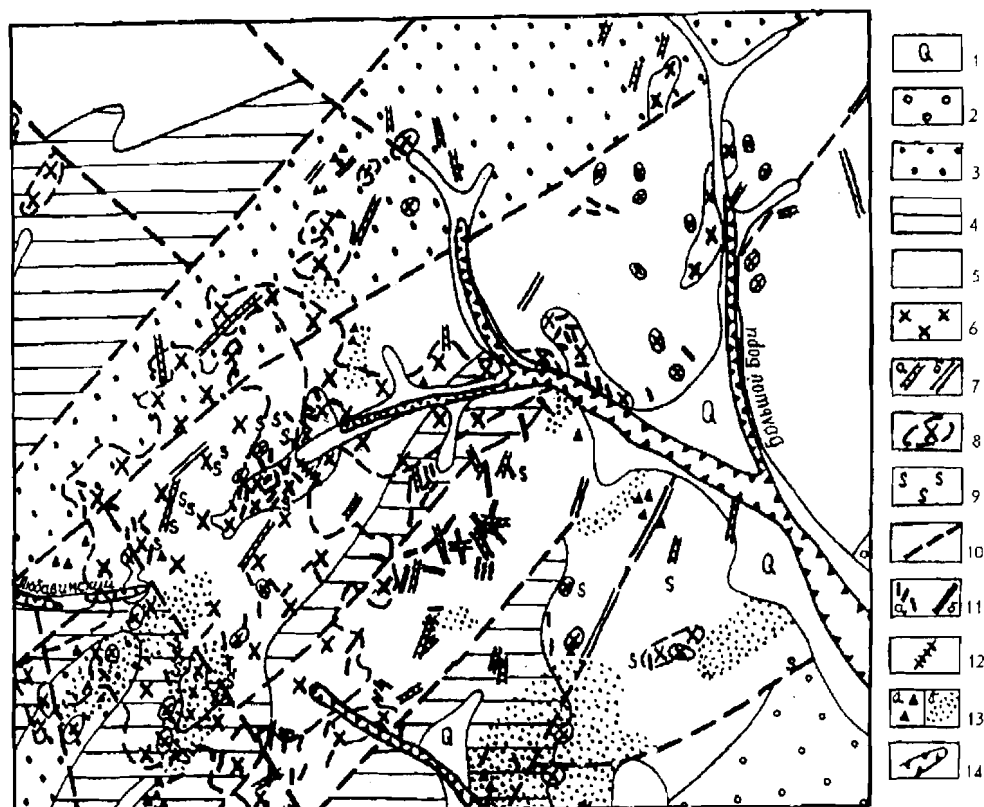


Рис. 4.50. Геологическая карта района Агние-Афанасьевского месторождения (по Ю. И. Никитину).

1 - четвертичный аллювий; 2 - песчаники полимиктовые среднезернистые (K₁a-al); 3 - песчаники, гравелиты, алевролиты (K₁pv); 4 - аргиллиты, алевролиты, редко песчаники (K₂rp); 5 - ритмичное переслаивание алевролитов, аргиллитов, песчаников (K¹rp); 6 - диориты, кварцевые диориты, тоналиты (K₂); 7 - дайки порфириров (а), порфиоров (б); 8 - нескрытые интрузии (по геофизическим данным); 9 - сульфидизация; 10 - разломы; 11 - золоторудные кварцевые жилы (а), в том числе отработанные (б); 12 - кварц-халцедон-антимонитовые жилы; 13 - свалы золотоносного кварца (а), кварц-серицитовые метасоматиты с прожилками золотоносного кварца (б); 14 - отработанные золотоносные россыпи

степени окварцованы, пиритизированы, серицитизированы и карбонатизированы. Все они слабозолотоносны (до 2-4 г/т).

Руды обогащались гравитационно-флотационным способом. За годы эксплуатации добыто 12 т золота с содержаниями около 25 г/т, иногда до 1-2 кг/т.

Золоторудное (с сурьмой) месторождение **Дяппе** эксплуатировалось с 1935 по 1938 г. (на золото) и в 1941-1942 гг. (на сурьму). Месторождение изучали С. А. Орешкин, В. А. Мелиоранский, Е. М. Ставровская, М. С. Суматов, Р. Ю. Эпштейн, в последние годы Э. Н. Бруско, Ю. И. Никитин и др. Рудное поле локализовано в черных однообразных, практически лишенных слоистости глинистых сланцах верхнемелового возраста (ларгасинская свита), образующих антиклиналь СВ простирания. В центральной части рудного поля сланцы прорваны штоком кварцевых диоритов, дайками диоритовых порфи-

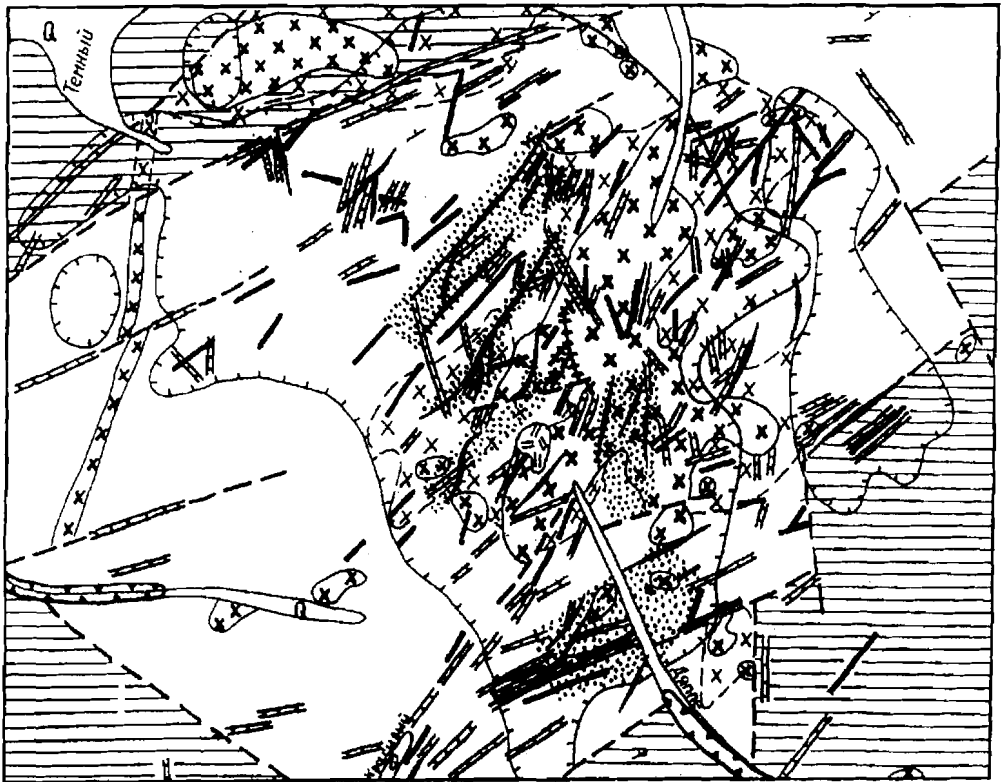


Рис. 4.51. Геологическая карта золоторудного поля Дяппе (по Ю. И. Никитину).

1 - четвертичный аллювий; 2 - алевролиты с подчиненными прослоями песчаников (К,рв); 3 - черные алевролиты с прослоями и линзами глинистых сланцев и песчаников (К,рп); 4 - кварцевые диориты, монцодиориты позднемеловые-палеогеновые (а), то же на глубине по геофизическим данным (б); 5 - гранит-порфиры; 6 - дайки диоритов, диоритовых порфиров, диабазов, лампрофиров (а), аплитовидных гранитов, гранит-порфиров (б), габбро-диоритов, базальтов (в); 7 - окварцевание, серицитизация; 8 - золотоносные жильно-прожилковые зоны; 9 - золото-кварцевые жилы и зоны кварцевых брекчий (а), золотоносные кварц-антимонитовые жилы (б); 10 - разломы; 11 - нормальное и опрокинутое залегание пластов; 12 - геохимические ореолы рассеяния золота; 13 - россыпи золота

ритов, редко кварцевых порфиров. Шток своей длинной осью и дайки ориентированы, как и слоистость, в СВ направлении (рис. 4.51).

Золоторудные тела залегают в черных сланцах, частично в штоке диоритов и представлены пластовыми, реже секущими малосульфидными кварцевыми жилами с преимущественным ВСВ, реже ССВ простиранием, при крутом ($65-85^\circ$) падении на ЮВ. На рудном поле сланцы и диориты штока пиритизированы и поражены сетью прожилков кварца и пирита, близ которых

сланцы серицитизированы, а диориты и диоритовые порфиры эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы.

Длина рудных жил от 30 до 800 м, мощность от 4 до 45 см. Содержание золота в зоне окисления глубиной от 5-6 до 15-20 м было высоким - до 200-300 г/т, даже до 3-4 кг/т (данные М. С. Суматова, 1940 г.), а в первичных рудах оно резко снижалось до 5-6 г/т. Наиболее продуктивные жилы - брекчиевого сложения. Брекчия состоит из обломков черных пиритизированных сланцев или изверженных пород, сцементированных беловато-серым и серым кварцем. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, антимонит, магнетит, лимонит, золото. Нерудные - кварц, редко кальцит. Пирит развит по трещинам, редко образует самостоятельные прожилки. В кварце он представлен рассредото-

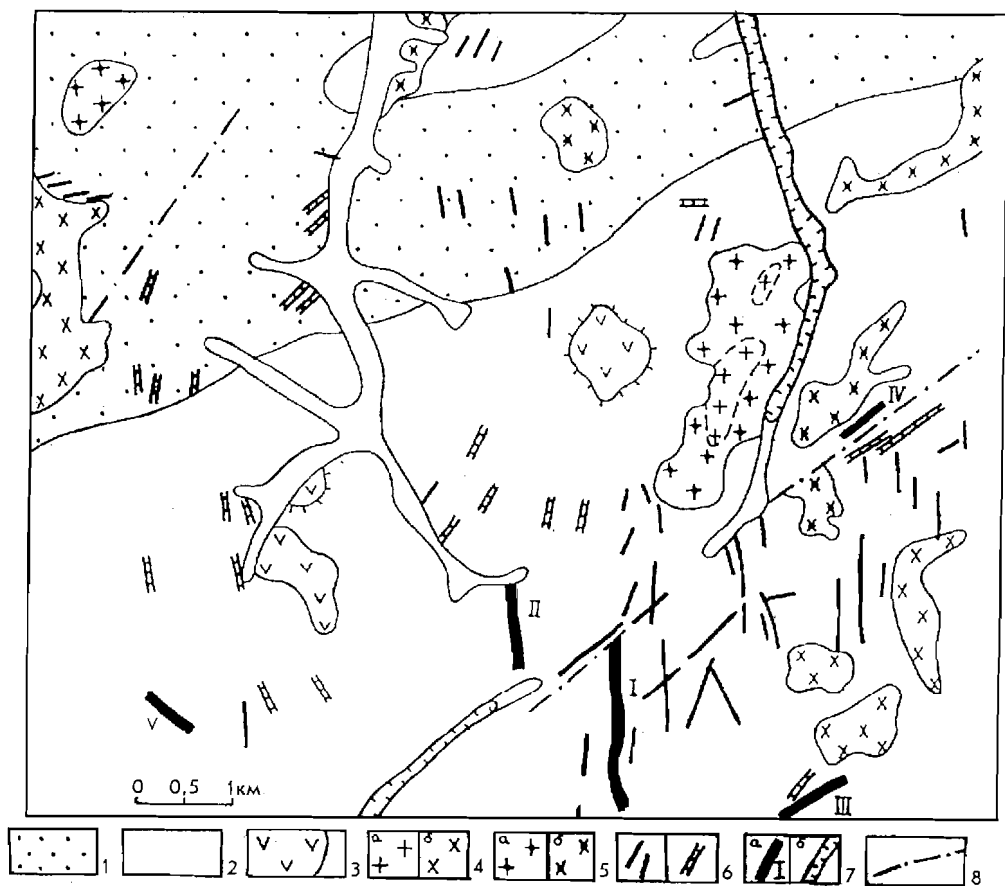


Рис. 4.52. Схематическая геологическая карта района Албазинского рудного поля (по материалам Дальневосточного геолкома).

1 - песчаники средне- и крупнозернистые с маломощными прослоями алевролитов и линзами гравелитов (J_{1-2}); 2 - песчаники мелко- и среднезернистые с включениями обломков алевролитов. Прослой кремнистых сланцев, алевролитов, пакки переслаивания песчаников и алевролитов (J); 3 - жерловые андезиты (K_2); 4-6 - позднемерловы интрузии (4 - граниты (а), гранодиориты (б), 5 - гранит-порфиры (а), гранодиорит-порфиры (б), 6 - дайки порфировых пород кислого и среднего состава); 7 - рудоносные зоны (а) (I - Ольгинская, II - Анфисинская, III - Екатерининская, IV - Масловская, V - Ошибочная), золотоносные россыпи (б); 8 - разломы

ченными мелкими зернами. Его много во вмещающих сланцах и диоритах. В первых он мелкий, а во вторых более крупный и ограненный. Содержание золота в пирите 40-50 г/т, до 1,5 кг/т. Арсенопирит чаще проявлен в зальбандах лежачего бока жил в кварцевых диоритах. Антимонит развит в жилах в виде желваков, прожилков, скоплений мелких кристаллов со стороны лежачего бока жил. Золото в рудах мелкое (0,01-0,1 мм, иногда до 1,2 мм), часто

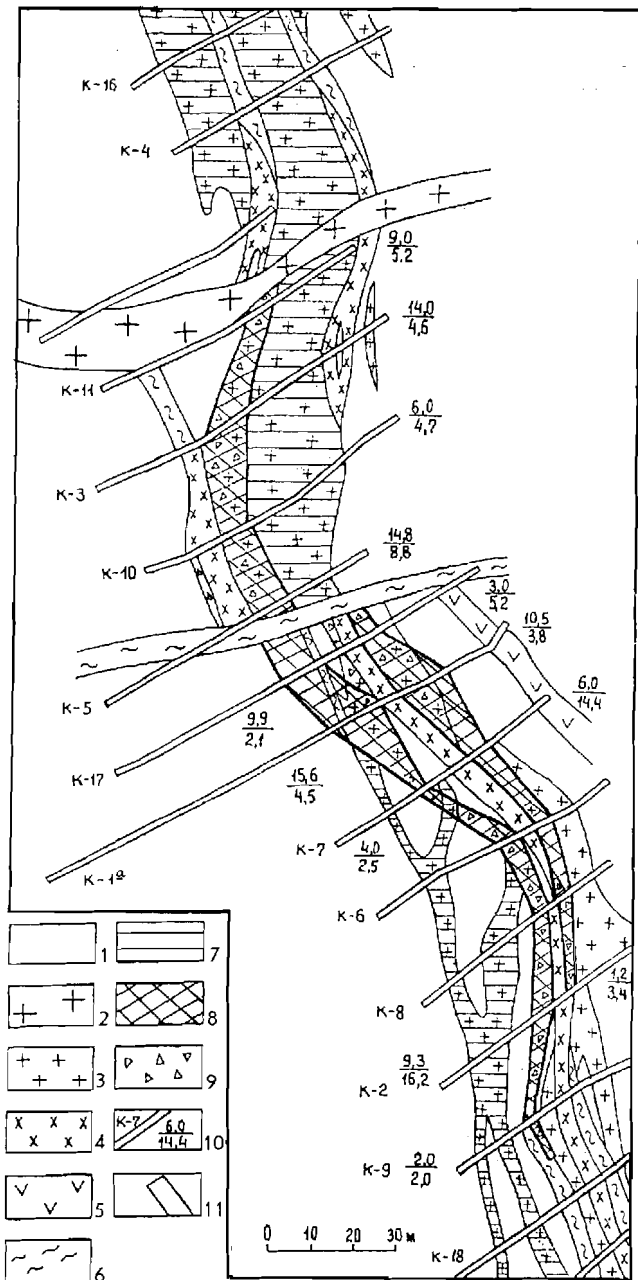


Рис. 4.53. Геологический план центральной части Ольгинской золоторудной зоны Албазинского рудного поля (по А. Курочкину).

1 - песчано-глинистые породы (J₁); 2-5 - позднемезозойские интрузии (2 - гранит-порфиры, 3 - риодациты, гранит-порфиры, 4 - микродиориты, 5 - андезитобазальты); 6 - зоны дробления; 7 - окварцованные породы; 8 - сетчато-прожилковое окварцевание; 9 - гидротермальные брекчии; 10 - каналы, мощность рудного тела (числитель) и содержание золота, г/т (знаменатель); 11 - контур рудного тела

кристалличное и видимое невооруженным глазом, в зоне окисления красноватое, а в первичных рудах светло-желтое, проба 600-650. В руде присутствует теллур (до 50 г/т), минералогия которого не изучена. Руды плохо обогащаются. Фабрика Дяпле извлекала из руд не более 35% золота.

В последние годы на рудном поле выявлены рудные тела типа минерализованных зон дробления в диоритах и вмещающих их песчано-глинистых породах.

Албазинское золоторудное месторождение расположено по левобережью р. Амгунь в Нижнеамурской золотоносной зоне и приурочено к Омальской антиклинали СВ направления, сложенной толщей разнозернистых полимиктовых песчаников с подчиненными прослоями алевролитов, кремнистых пород и спилитов. Слоистые породы, возраст которых считается юрским, смяты в линейные складки СВ и поперечного - СЗ направления и прорваны многочисленными дайками и штоками пород среднего и кислого состава позднемелового возраста. Простираение даек преимущественно близмеридиональное и СВ. Дайки представлены риодацитами фельзит- и гранит-порфирами, микродиоритами, пироксеновыми порфиритами, керсантитами, а штоки - гранит- и гранодиорит-порфирами, гранодиоритами и гранитами. Осадочные породы рудного поля повсеместно ороговикованы (данные А. С. Долбинова, 1961 г.; Г. П. Воляровича, 1962 г.; А. П. Кисца, 1962 г.).

В 1990-1993 гг. на рудном поле проведены поисково-оценочные работы с применением большого объема канав и колонкового бурения (А. Курочкин). В результате, выделены 2 участка с промышленным оруденением: Ольгинский и Анфисинский (рис. 4.52), приуроченные к дислокациям меридионального простираения и локализованные в дайках риодацитов, интенсивно гидротермально измененных: окварцованных, серицитизированных, хлоритизированных, карбонатизированных, тонкосульфидизированных.

Ольгинская золотоносная зона (рис. 4.53) прослежена на 1,2 км вдоль близмеридиональной дайки риодацитов и гранит-порфиоров мощностью 25-30 м. В плане дайка испытывает изгибы, расщепляется на апофизы мощностью 2-15 м. В северной части дайки апофизы сливаются в единое тело мощностью 40-45 м. Сплошность дайки, как и всей зоны, нарушается близширотными разломами, по которым внедрялись пострудные дайки гранит- и гранодиорит-порфиоров. Кроме того, рудная зона осложнена внедрением пострудных даек микродиоритов мощностью 2-5 м, залегающих согласно с оруденелыми телами риодацитов.

Выделяются 3 типа руд, общими для которых являются: неравномерное тектоническое брекчирование, интенсивные гидротермальные изменения и тонкая прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (пирит, арсенопирит). Различия - в составе исходных пород. В основном руда концентрируется в риодацитах, измененных до серицит-кварцевых метасоматитов. Метасоматиты по песчаникам интенсивно насыщены прожилками кварца (5-10% объема руды). Третий тип руд - это брекчии, обломки в которых представлены риодацитами и осадочными породами. В брекчиях цемент полностью замещен хлорит-гидрослюдисто-серицит-кварцевым агрегатом. Содержание сульфидов в брекчиях до 15%. Главные минералы руд: кварц, серицит, второстепенные - альбит, хлорит, железистый карбонат. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, редко марказит, галенит, блеклые руды, халькопирит,

бурнонит, сфалерит, самородное золото. Последнее тесно ассоциирует с пиритом, арсенопиритом, блеклой рудой. Величина выделений золота 0,01-0,2 мм, проба 700-720. Микропримеси в золоте: Sb, As, Cu, Fe, Hg. В Ольгинской зоне выделяются 2 рудных тела (рис. 4.53). Рудное тело № 1 приурочено к лежащему боку дайки микродиоритов. Его длина более 200 м, средняя мощность 6,8 м, среднее содержание золота 5,7 г/т. Рудное тело № 2 отделено от первого безрудной дайкой микродиоритов. Его длина около 100 м, средняя мощность 4 м, среднее содержание золота 7,9 г/т. С поверхности зона представлена «упорными» окисленными на 90% рудами. Прямым цианированием из них извлекалось 77,5% золота.

Зона **Анфисинская**. По ее оси проходит безрудная дайка микродиоритов мощностью 1-5,8 м. Золотоносны метасоматиты кварцевого и серицит-кварцевого состава, образованные по дайковой породе (риодацитами), и рудные брекчии, минерализованные пиритом (до 10% объема) и арсенопиритом. Средняя мощность рудного тела № 1 13,3 м, содержание золота 8 г/т, запасы золота 3,3 т. По рудным телам № 2 и 3 эти данные следующие (соответственно): № 2 - 3,5 м; 6 г/т; 0,6 т; № 3 - 3,6 м; 21,1 г/т; 61 кг.

Золоторудное месторождение **Аскольд** расположено на одноименном острове в Японском море в 15 км от Владивостока. Оно известно с конца прошлого столетия и периодически эксплуатировалось с 1898 по 1937 г. В 1975-1978 гг. месторождение переоценивалось (данные А. А. Поречина, М. Ф. Малехина, 1978 г.).

Рудное поле приурочено к тектоническому контакту палеозойского и мезозойского комплексов. Палеозой представлен вулканогенно-осадочными интенсивно дислоцированными породами, прорванными на севере острова рассланцованными гранитами и гранодиоритами. Эти образования резко несогласно перекрыты юрскими (юрско-триасовыми?) полимиктовыми конгломератами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, залегающими близгоризонтально (рис. 4.54). Оба комплекса прорваны меловым массивом гранодиоритов и многочисленными малыми гипабиссальными интрузиями и дайками порфировых пород: фельзиты, фельзит-порфиры, диоритовые порфириты, микродиориты (данные В. Г. Хомича, 1975 г.).

Месторождение образовано минерализованными зонами и оперяющими их кварцевым жилами. Нижние горизонты зон залегают в палеозойской метаморфизованной толще. Простираение зон ЗСЗ, падение на СВ под углами 65-75°. Золото-кварцевые жилы протягиваются на СЗ и падают на СВ почти вертикально. Рудные тела залегают в грейзенизированных фельзит-порфирах, в осадочных и вулканогенных стратифицированных породах разного возраста, а также в меловых гранодиоритах. Наиболее изученная зона N 1 приурочена к Аскольдовскому разлому сбросо-сдвигового характера. Тектониты зоны окварцованы, пиритизированы и содержат прожилки пирит-кварцевого, пирит-мусковит-кварцевого и кальцит-кварцевого состава. Средние мощности зоны 1,4-7,6 м, средние содержания золота 2,5-6,4 г/т. Со стороны висячего бока зона оперяется многочисленными маломощными (до 15 см), но богатыми золотом (до 550 г/т) кварцевыми жилами и прожилками. Контакты жил четкие, ровные, вмещающие породы у контактов окварцованы, пиритизированы, частично эпидотизированы и карбонатизированы. Кварц жил

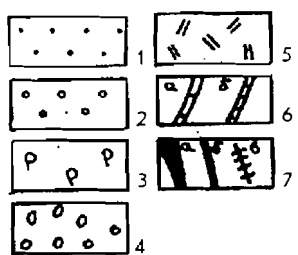
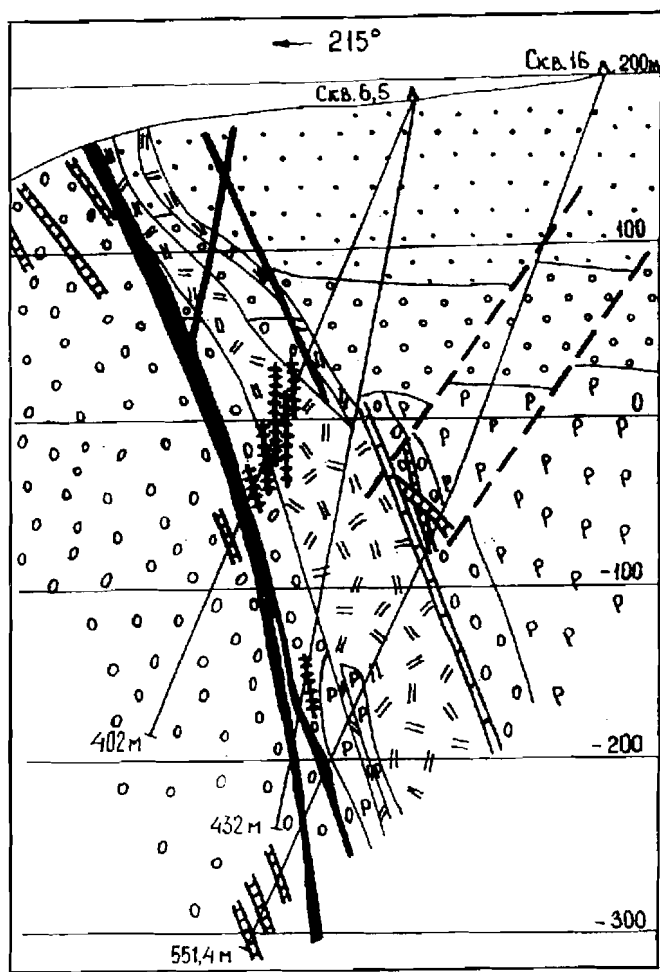


Рис. 4.54. Геологический разрез по профилю № 26 месторождения Аскольд (по А. А. Поречину и др.).

1 - песчаники, алевролиты, прослои гравелитов (J_2); 2 - конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники (J_1); 3 - метапесчаники и роговики по сланцам, порфиритам, туфам (S_1-D^1); 4 - метаконгломераты, метагравелиты и кварц-биотитовые роговики (S_1-D^2); 5 - экструзивные кварцевые порфиры (K_2); 6 - дайки гранодиорит-порфиров, дацитовых порфиров, диоритовых порфиритов, микродиоритов (б); 7 - золотоносная зона (а), золоторудные жилы (б) и прожилки (в)

молочно-белый мелкозернистый, содержит убогую вкрапленность пирита и блеклых руд. В последних и кварце отмечаются выделения золота величиной до 3-4 мм. Среднее содержание золота в жилах 69 г/т. Проба золота 881. Содержание сульфидов в кварцевой руде до 5%. Кроме отмеченных минералов встречаются галенит и сфалерит.

Тринадцать (из 15 известных) жил с поверхности обрабатывались до уровня моря, хотя оруденение, по данным бурения, распространяется значительно глубже (до 170 м). Вертикальный размах оруденения до 450 м при горизонтальной длине рудных столбов 200-350 м. За время эксплуатации добыто 1848 кг (учтенного) золота. В настоящее время месторождение оценивается как мелкое и непромышленное.

Золоторудное месторождение **Глухое** расположено в Центральном Сихотэ-Алине. По данным В. М. Щербинина (1993 г.), А. Т. Кандаурова (1988 г.), А. Е. Шелихова (1992 г.), рудное поле находится на пересечении Кулишовского разлома СВ простирания с меридиональными зонами трещиноватости, секущими дислоцированную существенно алевролитовую толщу (приман-



Рис. 4.55. Схематическая геологическая карта месторождения Глухого (по А. Т. Кандаурову, А. Е. Шелехову, А. П. Ван-Ван-Е и др.).

1 - четвертичный аллювий; 2 - переслаивание пачек песчаников, алевро-аргиллитов и углефицированных алевролитов с редкими прослоями песчаников ($K'_1{}^3$); 3 - песчаники ($K'_1{}^2$); 4 - алевролиты, алевро-аргиллиты ($K'_1{}^3$); 5 - шток порфировидных диоритов, дайки диоритов и порфиров (K_2); 6 - тектонические нарушения: главные, второстепенные; 7 - золоторудные тела, залегание пластов

ковская свита, K_1), сложенную алевролитами, песчанистыми алевролитами, пачками тонкого флиша. Породы гидротермально изменены (кварц-серцитовое, гидрослюдистое замещение), аргиллизированы, содержат вкрапленность пирита и арсенопирита, в основной массе обогащены углеродистым материалом (содержание $C_{орг}$ в породах 0,1-1%). Вдоль Кулишовского разлома осадочные породы прорваны штоками кварцевых диоритов, диоритовых порфиров, андезитовых порфиров. Ширина зон ороговикования вокруг штоков 250-300 м. На контактах развиты биотититы. Внешние части роговиков метасоматически и прожилково окварцованы. Рудные тела залегают и в штоках диоритов.

Основная рудоносная зона длиной 4 км и шириной 300 м сечет породы приманковской свиты и круто наклонена на ЮВ. Она включает до 20 зон смятия с дайками порфиров, кварцевыми прожилками и вкрапленностью сульфидов. В структуре выделяются рудные минерализованные зоны длиной от 120 до 360 м и мощностью до 100 м, в пределах которых опробованию оконтуриваются рудные тела. Главное рудное тело, включающее половину ресурсов месторождения (рис. 4.55, 4.56), прослежено канавами на 1400 м и пересечено 9 скважинами на глубине до 400 м от поверхности. Средняя мощность его 19 м. Наибольший практический интерес представляет интервал Главного рудного тела длиной 655 м, где его мощность в отдельных сечениях (раздувах) достигает 22,9-83,9 м, а среднее содержание золота от 1,56 до

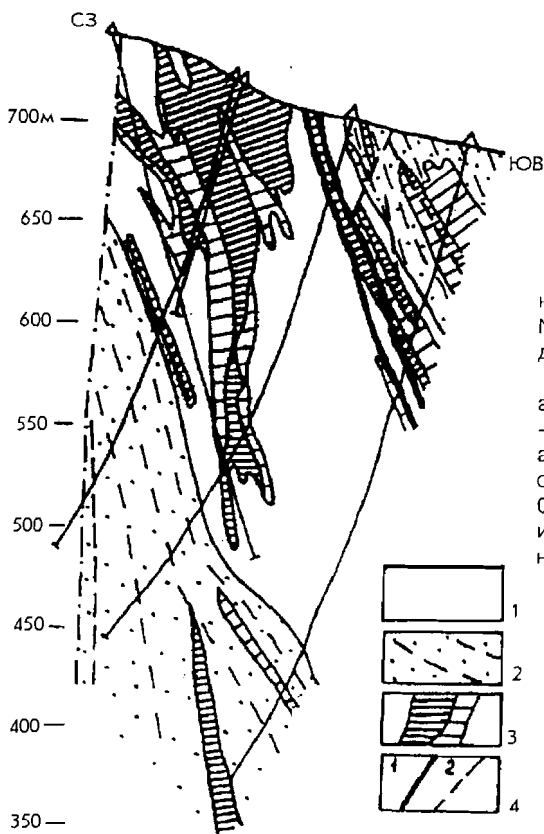


Рис. 4.56. Зона Основная месторождения Глухого. Разрез по буровому профилю № 34 (по А. Е. Шелехову, А. П. Ван-Ван-Е и др.).

1 - углефицированные алевролиты, алевро-аргиллиты ороговикованные (K_1^2); 2 - частое переслаивание углефицированных алевролитов и песчаников; 3 - золотое оруденение с бортовым содержанием 1 и 0,5 г/т, развитое по зонам дробления, смятия и будинажа; 4 - дайки порфиров (1), тектонические разрывы (2)

3,8 г/т. На рудном поле известны еще десятки рудных тел, но с меньшими параметрами.

Руды представляют собой динамометаморфизованные черносланцевые метасоматиты, прожилково-жильные гидротермалиты и брекчии метасоматитов на кварцевом цементе и переходные между ними разновидности. Содержание золота в рудах 2-5 г/т, среднее 2,8 г/т. Руды состоят из кварца и резко подчиненных ему карбоната и углистого вещества. Сульфиды составляют 2-12% объема руды. Это: пирит (0,5-5, редко до 5-10%), арсенопирит (до 2, местами до 5%), пирротин (до 2,5%), марказит - отдельные зерна, халькопирит, галенит, сфалерит - тонкая рассеянная вкрапленность; редкие - аргентит, блеклая руда, станнин, киноварь, молибденит, антимонит. Отмечается касситерит. Шеелит - характерный минерал руд, особенно в зоне Водораздельной.

Золото в рудах тонкодисперсное, свободное и связано с сульфидами. Содержание золота в арсенопирите 50-85 г/т (до 160 г/т), в пирите 10-36 г/т. Форма золотинок разнообразная. Сульфидное золото составляет от 18-20 до 80-85%. Проба золота 807-940. Au: Ag = 2,3-15. Кроме золота и серебра в рудах отмечены: Cu - до 0,006%; Zп - до 0,017; Pb < 0,01; As - до 0,41%. Золото хорошо коррелирует с мышьяком и серебром.

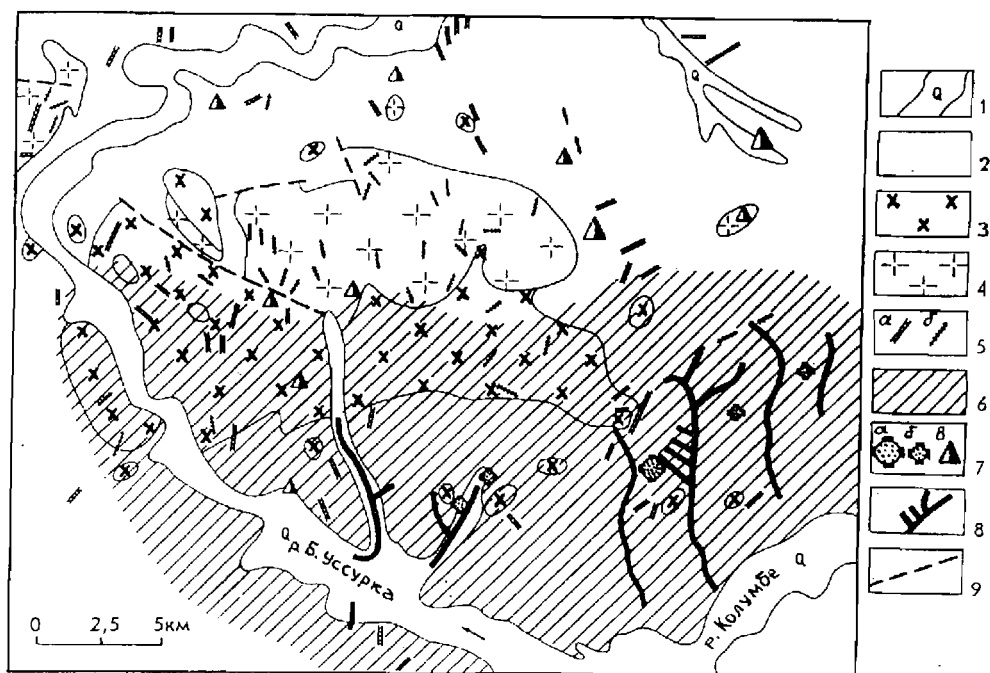


Рис. 4.57. Пространственное соотношение золотой и редкометалльной минерализации в районе Приисковского гранитоидного массива (правобережье рек Колумбе и Бол. Уссурка).

1 - четвертичный аллювий; 2 - дислоцированные песчано-глинистые породы нижнего мела; 3, 4 - гранитоиды Приисковского массива (3 - первая фаза, преимущественно натровые с повышенной магнитной восприимчивостью монцогранодиориты, гранодиориты, диориты, монцониты раннемеловые; 4 - вторая фаза, калиевые немагнитные граниты, биотитовые порфирировидные и крупнозернистые); 5 - дайки основных и средних (а) и кислых (б) пород; 6 - ареал распространения золотоносности; 7 - Благодатное золоторудное месторождение (а), проявления золота (б), редких металлов (в); 8 - россыпи золота; 9 - разломы

Руды труднообогатимые. Установлена возможность извлечения золота по цианидной технологии (с предварительной термообработкой руды) до уровня 90% (данные Д. С. Костылева, 1990 г.). Ресурсы руд значительные.

Благодатное месторождение расположено в Центральном Сихотэ-Алине (рис. 4.57). Рудное поле приурочено к криптобатолитовой зоне ранней фазы внедрения Приисковского гранитоидного массива, представленной монцогранодиоритами и гранодиоритами повышенной магнитной восприимчивости, преимущественно натрового типа щелочности, с высокими коэффициентами окисленности железа (0,33-0,6) и локализовано в толще дислоцированных песчано-глинистых пород нижнего мела. Эти породы прорваны, кроме того, штоками диоритоидов и многочисленными дайками диоритовых порфиритов. С гранитами второй фазы (немагнитными, калиевыми) позднемелового возраста (Герасимов и др., 1990) тесно связано редкометалльное оруденение (Sp, W, Mo, Be). Месторождение представлено многочисленными минерализованными зонами дробления, изредка содержащими тонкие прожилки кварца, а также жилами кварцевого, кварц-карбонатного и кварц-сульфид-

ного состава (данные Г. В. Целяевой, Н. Е. Володина, 1962 г.; В. М. Кочкина, 1971 г.). Мощность зон 0,1-0,9, до 3,6 м. Обломки песчано-глинистых пород в зонах сцементированы кварцем и карбонатом, лимонитом, отмечаются сидерит, вкрапленность пирита, арсенопирита. Рудные жилы - это сложноветвящиеся тела с многочисленными апофизами, пережимами. Мощность жил 0,1-0,3 м (до 0,5-0,6 м). Близ поверхности их состав кварцевый, в подземных выработках кроме кварца присутствует карбонат. Сульфиды составляют 3-5%, это пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, изредка халькопирит и молибденит. Отмечается вкрапленность (до 0,5-1 мм) соломенно-желтого золота. Длина основной массы жил первые десятки метров, иногда до 100-200 м, редко до 500 м, простирание СВ и близмеридиональное, реже СЗ, углы падения 50-90°. Рудные столбы выделяются на участках пересечения жил с минерализованными зонами СВ и СЗ простирания. Месторождение частично обрабатывалось.

Гипабиссальные орогенные месторождения

Тумнинское (Оемку) золоторудное (с вольфрамом) месторождение расположено на севере Центральносихотэ-Алинской зоны. Оно известно с 1948 г., с 1962 по 1966 г. эксплуатировалось. Рудное поле изучали Л. П. Спицин, Г. П. Волярович, А. Е. Пешков, Д. Н. Таюрский.

Месторождение локализовано в терригенных породах нижнего мела, образующих Оемкинскую антиклиналь СВ простирания с углами падения крыльев 50-60° (рис. 4.58). Ядро антиклинали сложено глинистыми сланца-

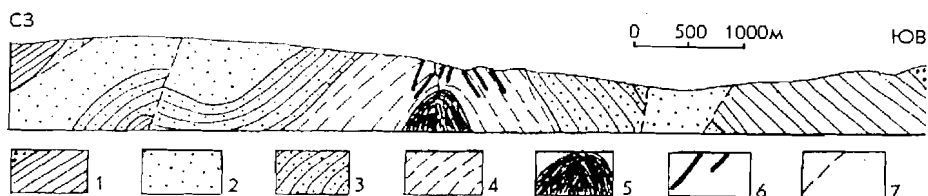


Рис. 4.58. Геологический разрез через район Тумнинского месторождения (по Г. П. Воляровичу).

1 - аргиллиты верхнего горизонта с пачкой ржавых песчаников; 2 - песчаники; 3 - аргиллиты, переслаивающиеся с песчаниками; 4, 5 - аргиллиты нижнего горизонта; 6 - золото-кварцевые жилы; 7 - разломы

ми, а крылья - мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с глинистыми сланцами. В складчатой структуре рудного поля широко развиты межслоевые (наиболее ранние) разрывные нарушения, к которым приурочены золоторудные жилы и дайки. Более крупные тектонические разрывы меридионального, СЗ и широтного направления возникли позже, крылья антиклинали иногда осложнены мелкой складчатостью, до плейчато-

Изверженные породы представлены сравнительно малочисленными дайками фельзит-порфиров окварцованных, вероятно дорудных, диоритовых порфиров, спессартитов и малхитов, пострудных диабазовых порфиров. Считается (Г. П. Воларович), что дайки представляют собой самостоятельную интрузивную фазу, а внедрение гранитоидных батолитов произошло позже, и с ними связывается в районе редкометалльное оруденение. В СВ части Оемкинской рудной зоны осадочные и дайковые породы метаморфизованы гранитоидными массивами, не вскрытыми эрозией.

Рудные тела представлены преимущественно малосульфидными золоторудными кварцевыми жилами, согласными со слоистостью, либо кососекущими. Слабозолотоносными являются многочисленные минерализованные послонные зоны дробления и отдельные дайки фельзит-порфиров. Отрабатывались жилы Золотая, Поздняя и Молодежная. Менее золотоносны жилы Контактная, Нижняя, Новая, Ковалихинская, Геофизическая. Обычная длина золоторудных кварцевых жил 200-500 м, длина жилы Золотой 2,2 км. Преобладающая мощность жил 0,2-1 м, в раздувах до 5-6 м, максимальная - 19 м (жила № 65). Простираются жилы СВ, падение на СЗ и ЮВ. Текстура руд массивная, брекчиевая, полосчатая. Контакты жил в глинистых сланцах четкие, прямолинейные, в песчаниках прерывистые. На 90-95% жилы состоят из кварца с включениями обломков вмещающих пород с примесью кальцита, альбита, адуляра, серицита, хлорита, сульфидов и золота. Кварц в основном крупнозернистый, массивный, молочно-белый, но золото связано с более поздним шестоватым мелкозернистым кварцем. Рудные минералы: арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, блеклые руды, золото, вольфрамит, марказит, магнетит. Вслед за ранним крупнозернистым кварцем отложились арсенопирит и пирит-1. Золото ассоциирует с поздними пиритом, галенитом и сфалеритом, но чаще оно находится в шестоватом кварце в виде веточек и губчатых сростков величиной 0,07-2 мм и локализуется в зальбандах жил близ включений вмещающих пород и сульфидов. Длина по простиранию обогащенных интервалов в жилах 50-80 м, в жиле Золотой - 500 м. Более богатыми являются жилы брекчиевой текстуры. В жиле Золотой имеются линзы и прожилки карбонатно-сульфидного состава, в которых преобладают галенит, сфалерит и пирит. В северной части рудного поля известны кварц-вольфрамитовые рудные прожилки, пространственно обособленные от золото-кварцевых жил. Проба золота 810-870. Кроме золота в рудах содержится: Mn - 0,01-0,1%; Ni - до 0,08; Ti - до 0,8; V - до 0,08; Cr - до 0,005; Zr - до 0,01; Ga - до 0,005% и в незначительных количествах Sn, Sr, Ag, Ba, Be, Co, Cd. Вмещающие породы на мощность до 2-3 м окварцованы, хлоритизированы, сульфидизированы и слабозолотоносны.

Руды месторождения обогащаются по простым гравитационно-флотационным схемам. За годы эксплуатации добыто 576 кг золота. Имеются перспективы прироста запасов.

Следует отметить, что золоторудные проявления района расположены на большом удалении (12-15 км) от массивов гранитоидов, которые со всех сторон окружают рудоносные площади. С приближением к гранитоидам интенсивность золотоносности падает. Кварц-вольфрамитовое же оруденение ассоциирует с гранитоидами.

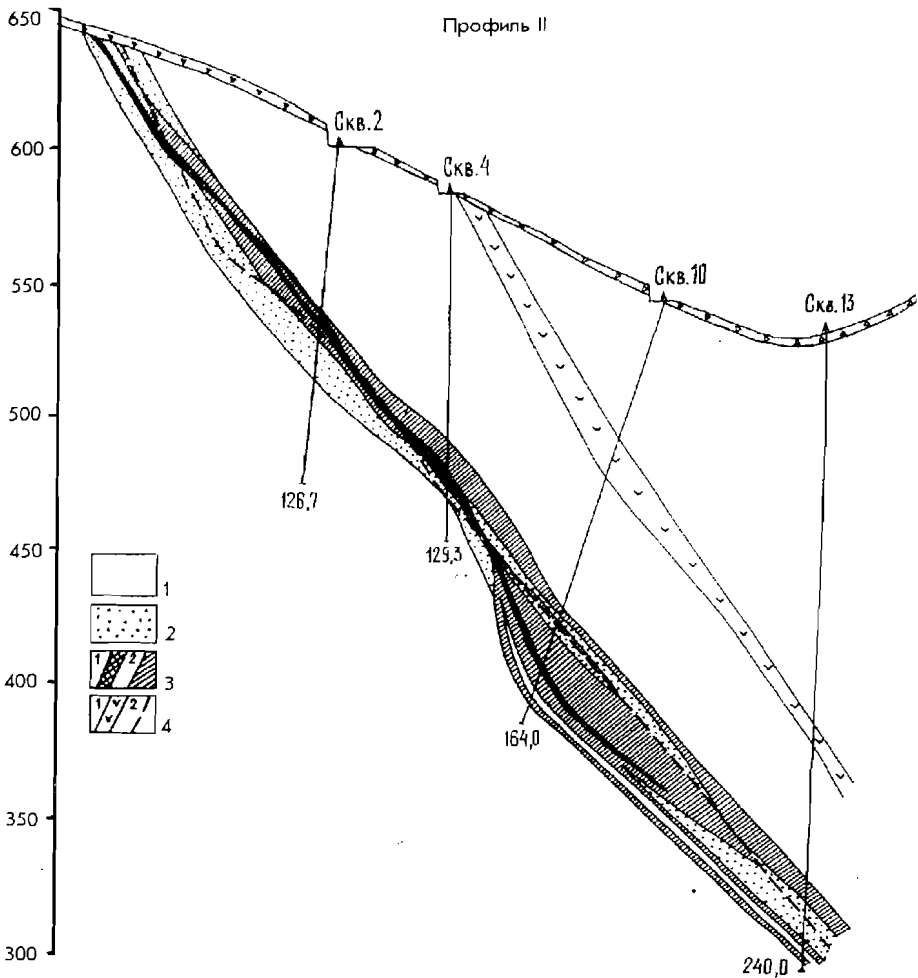


Рис. 4.59. Геологический разрез Учаминского месторождения (по А. В. Кочубею и В. Р. Поликанову).

1 - переслаивание песчаников и темно-серых алевролитов; 2 - переслаивание песчаников и зеленоватых глинистых сланцев и алевролитов; 3 - кварцево-сульфидные жилы (1) и зоны сетчатого и вкрапленного сульфидного оруденения(2); 4 - дайки малхитов (1), разлом (2)

Учаминское золото-мышьяковое месторождение расположено на левобережье Нижнего Амура. Оно изучалось на олово, но оказалось золоторудным (данные А. В. Кочубея, 1955 г.). Месторождение расположено в поле развития дислоцированных песчано-глинистых толщ горюнской, пионерской и пиванской свит нижнего мела. Горюнская свита представлена ритмично грубо переслаивающимися песчаниками и алевролитами, пионерская свита образована темно-серыми до черных алевролитами и глинистыми сланцами, а пиванская делится на 2 горизонта: нижний - разномышьяковатые песчаники, гравелиты и конгломераты, а верхний, в пределах которого залегают рудные тела, сложен ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами

и глинистыми сланцами. Осадочные породы смяты в крутые складки СВ простирания и прорваны позднемеловыми дайками лампрофиров СВ простирания и штоками гранит-порфиров.

Рудная зона приурочена к полосе катаклазированных пород меридионального направления, протягивается на 1,5 км при мощности от 0,8 до 30 м и наклонена (как и слои) на восток под углами от 30 до 75° (рис. 4.59). В пределах зоны выделяется несколько кварц-сульфидных жил мощностью 1,5-3 м. В местах выклинивания жил развиты сетчато-вкрапленные руды с нечеткими ограничениями. До нескольких десятков метров в обе стороны от рудной зоны вмещающие породы гидротермально изменены, пиритизированы.

Рудные жилы и сетчатые зоны сложены мелкозернистыми кварц-сульфидными рудами. Соотношение кварца и сульфидов в рудах переменное. Из сульфидов преобладают пирит, пирротин и арсенопирит. Содержание первых двух минералов в руде от 15 до 98%, а арсенопирита до 36%. Из других рудных минералов встречаются: марказит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит, буланжерит, станнин, висмутин, самородный висмут, касситерит. Золото в рудах очень мелкое, связано с сульфидами. В сплошных рудах содержание золота составляет - 12,2 г/т, в сетчатых - 7 г/т. Содержание серебра 30-70 г/т, мышьяка 3-5%, свинца 0,5-1, олова 0,03-0,5%.

В амальгаму извлекается всего 3,4% золота, а цианированием - 61% золота и 70% серебра. Гравитационные методы не дали положительных результатов. Руда является упорной, применение обычных методов обогащения удовлетворительных результатов не дает.

Гипабиссальные позднеорогенные месторождения

Малиновское (Намовское) золото-редкометалльное месторождение расположено в Центральносихотэ-Алинской зоне. Рудное поле локализовано в экзо- и эндоконтакте Водораздельного массива габбро-диоритов (рис. 4.60), прорывающих песчано-глинистые (существенно глинистые) породы нижнего мела, интенсивно дислоцированные в СВ направлении. Оруденением затронуты также позднемеловые вулканиты среднего состава. Все породы гидротермально изменены: окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы, пропилитизированы, аргиллизированы, турмалинизированы. Длина интрузивного массива 12 км, ширина 1-2 км. Судя по геофизическим данным, на глубине массив расширяется до 3-5 км и удлиняется до 18 км. Центральная часть массива сложена габбро и габбро-монцонитами, апикальные части диоритами, реже гранодиоритами. Магнитная восприимчивость пород от 19-32 до 150-1800 χ , окисленность железа высокая ($f = 0,3-0,6$), щелочность высокая калий-натровая. Абсолютный возраст пород 88-90 млн лет (по валовому калию).

По данным А. Л. Зенина (1985 г.), В. М. Щербинина (1993 г.), на рудном поле вскрыто более 8 рудных тел, представляющих собой жилы и жильные зоны прожилково-вкрапленной минерализации, в которых выделяются обогащенные интервалы длиной в десятки и сотни метров. Средняя мощность хорошо изученной зоны Медной 3 м, среднее содержание золота 4,7 г/т,

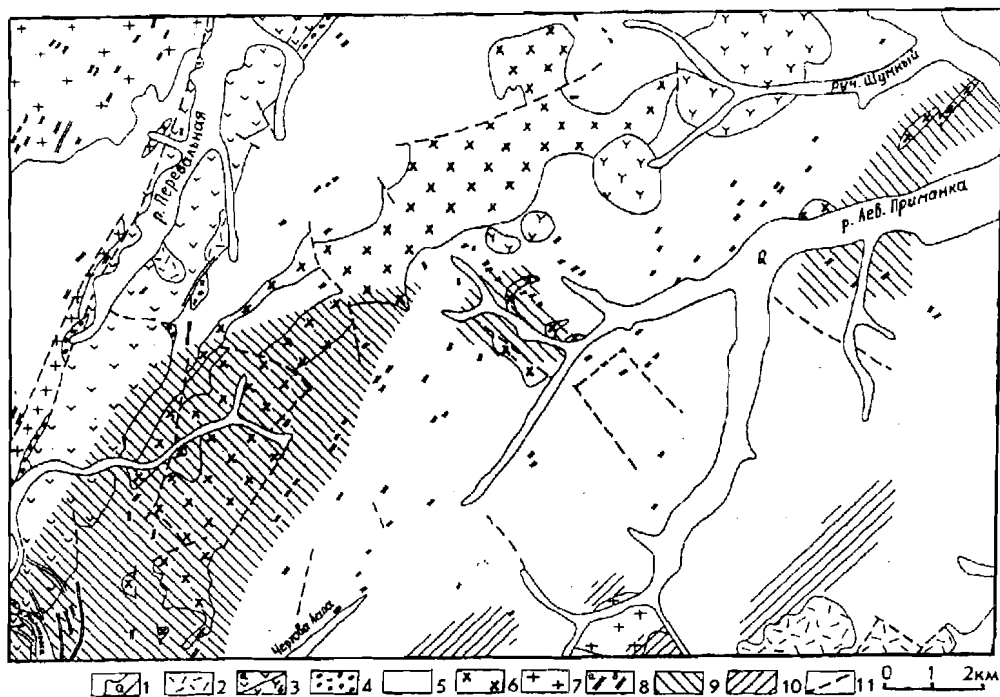
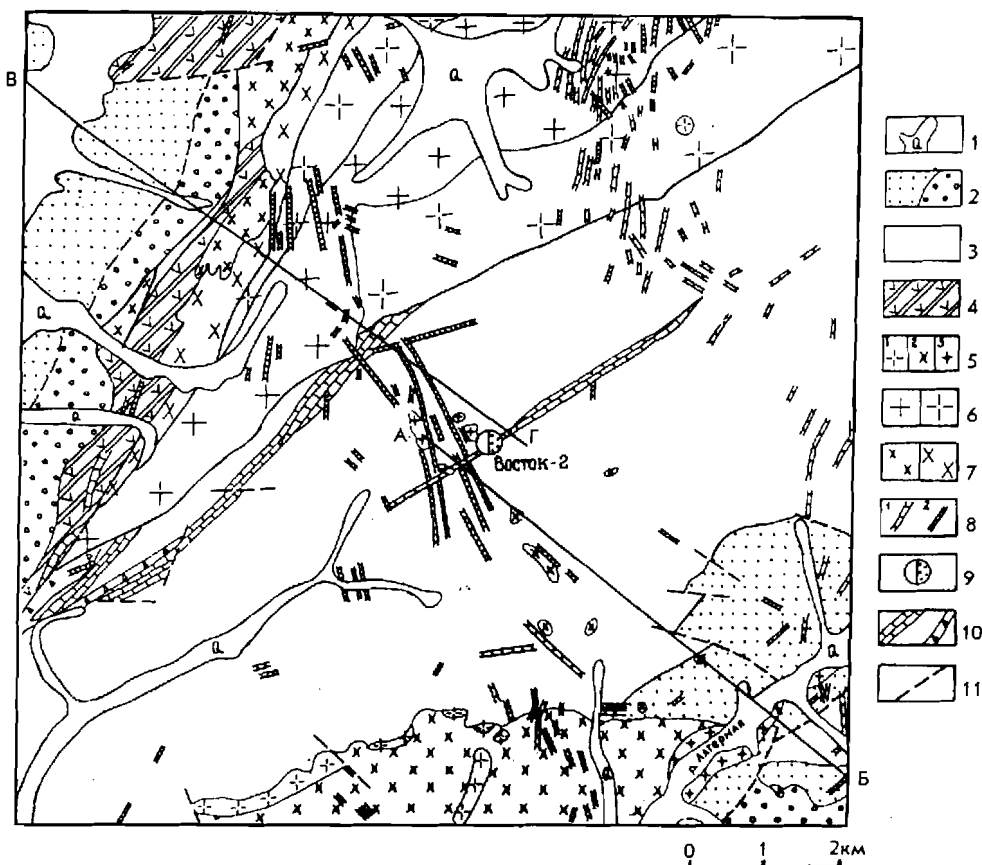


Рис. 4.60. Схематическая геологическая карта Намовского (Малиновского) рудного района (по А. Г. Катаеву, Ю. И. Максименко, А. Л. Зенину, с упрощениями).

1 - четвертичный аллювий; 2 - туфы кислого состава (K_2); 3 - андезиты, дациты покровные (а) и субвулканические (б) (K_2); 4 - туфоконгломераты (K_2); 5 - песчано-глинистые дислоцированные толщи (K_1); 6 - диориты, габбро-диориты, монзониты (K_{1-2}); 7 - калиевые гранитоиды (K_2); 8 - дайки кислых (а) и средних (б) пород; 9 - ареалы распространения золото-серебро-медь-вольфрамовой минерализации; 10 - то же редкометалльной минерализации; 11 - разломы

серебра 60 г/т, меди 1%, висмута 0,01%. В отдельных пересечениях фиксируется до 0,95% окиси вольфрама. Буровыми скважинами оруденение вскрыто до глубины 220 м без признаков выклинивания. Нерудные минералы рудных тел: кварц, серицит, хлорит, турмалин. Рудные: халькопирит, пирит, золото, шеелит, арсенопирит. Золото не изучено. Au: Ag = 1:10-12. Прогнозные ресурсы золота, серебра и меди значительные.

Месторождение **Восток-2**, расположенное в Центральном Сихотэ-Алине, эксплуатируется на вольфрам с попутной добычей золота, при содержании последнего в рудах до 2 г/т. Месторождение локализовано в верхнепермской песчанниковой толще, содержащей прослой алевролитов, кремней, туфогенных пород, спилитов и мраморизованных известняков, прорванных дайками гранит-порфиров и штоками гранодиоритов (плагиигранитов) (рис. 4.61). Главная рудная залежь приурочена к пласту скарнированных известняков, содержащих шеелитовое оруденение в виде шеелит-лимонито-сульфидных, шеелит-кварцевых, шеелит-скарновых и прожилково-вкрапленных руд (данные А. Я. Гааза, 1983 г.). Оруденение накладывается на скарны (данные В. А. Никогосяна и др., 1966 г.). Интрузивные породы пересекают руды. Простираение рудных тел, как и складчатых структур, - СВ, падение на



Разрез по линии А-Б

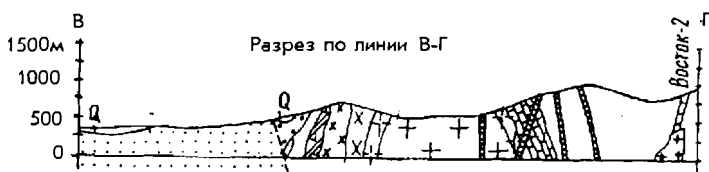
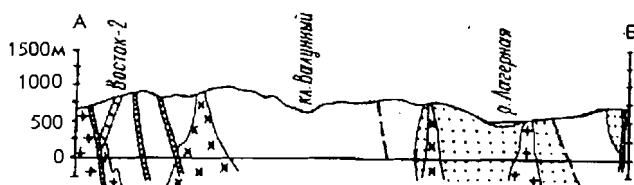


Рис. 4.61. Геологическая карта района золото-вольфрамового месторождения Восток-2 (по Никосяну В. А. и др.).

1 - четвертичный аллювий; 2 - существенно песчановые толщи и конгломераты нижнего мела, юры? и триаса? Алевролиты, аргиллиты, туффиты резко подчинены; 3 - толща песчаников разномерных полимиктовых, кремнистых пород и алевролитов с линзами известняков, яшм, спилитов (P_2); 4 - алевролиты, яшмы, порфириды, туфы, спилиты, конгломераты, песчанники, линзы

СЗ, углы падения 50-88°. Руды преимущественно массивные. Главные рудные минералы: шеелит, пирротин и халькопирит, второстепенные и редкие: арсенопирит, сфалерит, молибденит, висмутин, самородный висмут, золото, серебро. Основные нерудные: кварц, пироксен, амфибол, апатит, слюды. Главный полезный элемент вольфрам, попутные: Cu, Bi, Au, Ag и S. Золото в виде мелкой вкрапленности (0,002-0,034 мм) содержится в рудных и нерудных минералах, но более всего тяготеет к халькопириту, арсенопириту и пирротину. Золото желтое, красноватое, высокопробное.

Месторождение расположено в провесе кровли между двумя крупными немагнитными гранитоидными массивами калиевой специализации (Бисерный и Дальний). Первый характеризуется высокими значениями $f(0,25-0,4$ и более), а второй низкими ($< 0,25$). Еще более низкими значениями этого показателя отличается шток Восток-2 ($f = 0,1$), при натровом (кали-натровом) типе щелочности пород. Абсолютный возраст гранитоидных массивов Бисерного, Дальнего и штока Восток-2 соответственно 89-112, 112, 116 млн лет (K-Ar метод; Гранитоиды..., 1980). Восток-2 - это существенно вольфрамовое золотосодержащее месторождение. Оно располагается в нейтральном магнитном поле и ассоциирует с гранитоидами, более характерными для редкометалльных типов оруденения.

Незаметное золото-вольфрамовое месторождение расположено в Западном Сихотэ-Алине и локализовано в меловом штоке гранит-порфиоров. Особенности геологического строения рудного поля представлены на рис. 4.62. Щелочность порфиоров штока существенно калиевая, степень окисленности железа очень высокая (0,47-0,6 и более). Рудные тела в виде многочисленных кварцевых, кварц-сульфидных и кварц-вольфрамитовых жил и прожилковых зон размещены только в штоке, а в осадочных породах резко выклиниваются или переходят в маломощные кварцевые прожилки с убогими содержаниями полезных компонентов. Гранит-порфиры штока в целом пронизаны кварцевыми прожилками, образуя сетчатую структуру с расстоянием между прожилками 0,5-1 м (до 3-4 см), простираение прожилков преимущественно СЗ (данные Г. М. Пушного, 1978 г.; В. А. Никогосяна и др., 1970 г.).

Оруденение приурочено к кварцевым жилам и прожилковым зонам. Вольфрамовая минерализация представлена шеелитом (в зонах) и вольфрамитом (гюбнерит) в кварцевых жилах. Прочие рудные минералы: арсенопирит, пирит, халькопирит, блеклые руды, сфалерит, золото. Кроме золота и вольфрама в пробах содержится серебро (до 50 г/т), Sn - до 0,08-0,11%; Zn - 0,1; Pb - 0,26; Bi - 0,02; As - 0,8; Mo - 0,003; Be - 0,002; Sb - 0,05; Nb - 0,001-0,005%.

Порожистое золото-вольфрамовое месторождение расположено на юге Приморья. По данным В. Н. Назаренко (1986 г.), на рудном поле развиты докембрийские (палеозойские?) метагабброиды и гнейсо-граниты пирити-

известняков (Р); 5 - позднемеловые: 1 - аплитовидные граниты, 2 - диориты, гранодиориты, диоритовые порфиры, 3 - гранит-порфиры, кварцевые порфиры; 6, 7 - позднепермские интрузии (6 - граниты биотитовые средне- и крупнозернистые, порфиroidные, граниты лейкокатовые среднезернистые и порфиroidные; 7 - габбро-диориты и граносиениты катаклазированные); 8 - дайки порфиroidных кислых (1), средних и основных (2) пород; 9 - золото-вольфрамовое месторождение Восток-2; 10 - известняки, тектонические брекчии; 11 - разломы

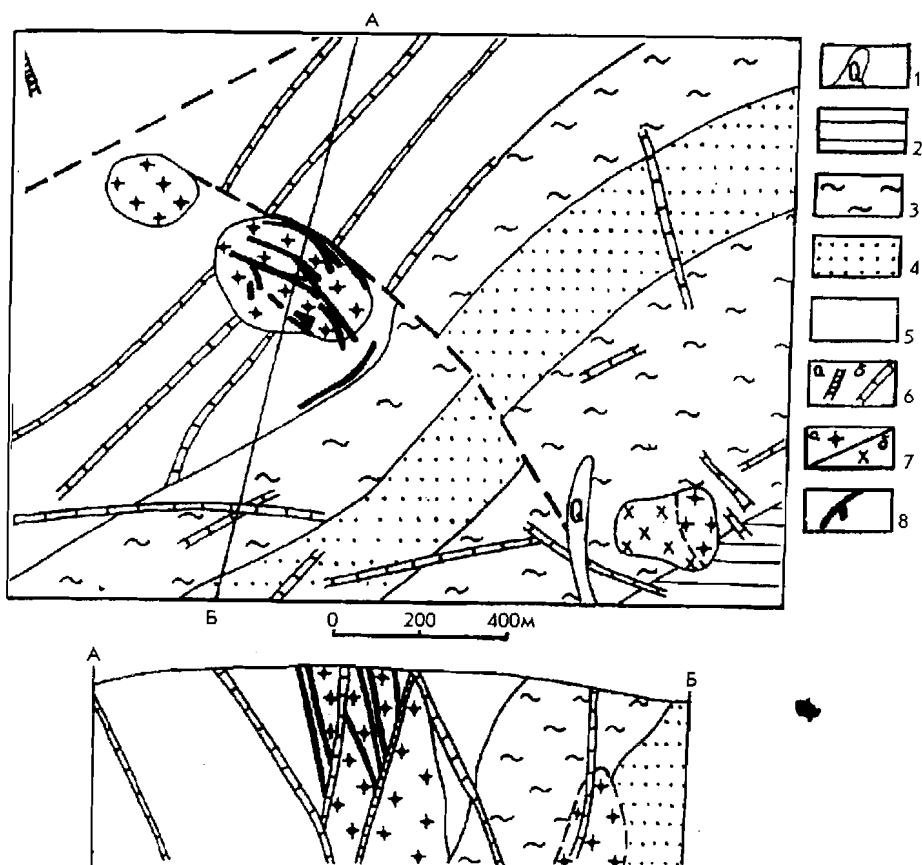


Рис. 4.62. Геологическая карта и разрез Незаметного золото-вольфрамового рудного поля (по Г. М. Пушному).

1 - четвертичный аллювий; 2 - алевролиты, песчаники, прослои кремней (PZ₃⁴); 3 - кремнистые породы, алевролиты, песчаники (PZ₂³); 4 - песчаники, алевролиты, прослои гравелитов, конгломерато-брекчий, кремней (PZ₂³); 5 - алевролиты, песчаники, кремни, порфириды (PZ_{2,3}); 6 - дайки гранодиоритов и гранодиорит-порфиров (а), гранит-порфиров (б) (К); 7 - штоки гранит-порфиров (а), гранодиоритов (б); 8 - кварцевые жилы и прожилковые зоны с золото-вольфрамовой минерализацией

зированные и хлоритизированные, прорванные дайками спессартитов и синит-порфиров. Горными выработками вскрыты десятки минерализованных зон и жил длиной 0,1-1,1 км, мощностью 1-12 м, близширотного и СЗ простирания. Падение в обе стороны под углами 30-90°. Среднее содержание золота 1,95-13,5 г/т, серебра 10 г/т, W - 0,1-2,1%; As - 0,1; Sb - 0,03; Ge - 0,002%. Жилы образованы белым кварцем с вкрапленностью золота, пирита, арсенопирита, ковеллина, шеелита, вольфрамита, молибденита. Проба золота 730-980. Возраст оруденения считается меловым, однако возможно, что оруденение более древнее.

Субвулканические и близповерхностные месторождения

В Сихотэ-Алинской ЗП рудовмещающие позднемеловые вулканогенные прогибы окаймляют орогенные поднятия Сихотэ-Алиня с востока, запада и частично с севера и по возрасту коррелятны поднятиям центрального орогена. Инверсия и орогенез в вулканогенных прогибах произошли в палеогене, и с этими процессами связано золотое и золото-серебряное оруденение. Наиболее продуктивные представители рассматриваемых месторождений приурочены к низам вулканогенов (субвулканический уровень) близ их границы с фундаментом, представленным песчано-глинистыми породами мелового возраста, которые тесно ассоциируют с палеоценовыми и эоценовыми субвулканическими интрузиями. В зависимости от содержания серебра в рудах субвулканические месторождения делятся на золоторудные (Многовершинное, Дыльменское, Холанское) и золото-серебряные (Дурминское, Салют, Ягодное, Приморское). Первые - раннеорогенные; вторые - позднеорогенные. В верхнем структурном ярусе (близповерхностный уровень) выделяются своеобразные штокверковые месторождения (Белая Гора, Бухтянское), ассоциирующие с экструзиями трахидацитов в жерлах палеовулканов олигоценового возраста.

Субвулканические раннеорогенные месторождения

Многовершинное золоторудное месторождение открыто в 1959 г. (В. Р. Поликанов). В дальнейшем его разведывали и изучали Д. И. Гусев, С. И. Косов, Е. П. Зарембский, Л. О. Сахьянов, Э. П. Хохлов, Г. Е. Усанов и др. Научно-тематические исследования на рудном поле проводили А. В. Горелышев, М. С. Михайлова, Е. И. Казаринова, В. В. Крылова, П. С. Фомин, А. Н. Казаринов, В. Н. Никольский, С. И. Косов, Э. П. Хохлов, В. Э. Пилацкий, Н. Е. Малямин, В. Г. Невструев, Л. В. Эйриш, В. Г. Моисеенко, И. И. Фатьянов, Ю. Г. Пискунов, Б. Л. Залишак, М. М. Константинов, В. В. Иванов и др. Наиболее детально месторождение описали С. И. Косов и М. М. Константинов. Месторождение эксплуатируется.

Многовершинное рудное поле расположено в пределах Улской вулканоплутонической структуры у северного окончания Восточносихотэ-Алинского вулканического пояса в области пересечения региональных разломов меридионального, СВ и широтного направлений. Оно ассоциирует с локальным гравитационным минимумом и располагается в зоне высоких градиентов магнитного поля. Размеры рудного поля 9 x 11 км, структура двухъярусная (рис. 4.63, 4.64). Нижний ярус образован складчатыми осадочными породами нижнего мела (песчаники, аргиллиты, алевролиты). Осадочная толща простирается на СВ, слагая ЮВ крыло крупной антиклинали, осложненной мелкими складками и флексуорообразными изгибами. Углы падения пластов средние и крутые. Верхний структурный ярус представлен вулканитами палеоценового возраста преимущественно жерловой и субвулканической фации. Породы покровной фации, залегающие на осадочном фундаменте резко несогласно, почти полностью эродированы. Вулканиты представлены преиму-

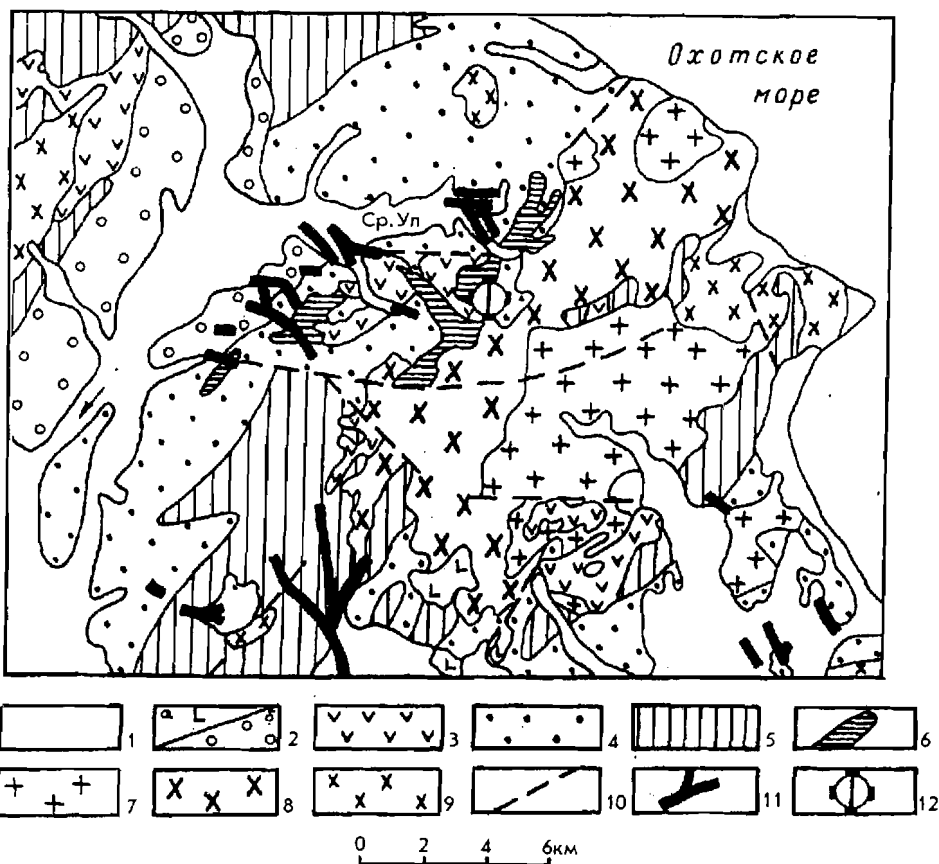


Рис. 4. 63. Геологическая карта района Многовершинного месторождения.

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - плиоцен-четвертичные базальты, андезитобазальты, долериты (а) и валунники, галечники, пески, глины, прослои торфа и бурого угля (б); 3 - андезиты, андезито-дациты (K_2 - P); 4 - песчаники, алевролиты, прослои песчаников, конгломератов (K); 5 - алевролиты, песчаники, кремнисто-глинистые сланцы (J_3); 6 - гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиры, диоритовые порфиры (P_2); 7 - граниты пегматоидные, аглитовидные (P_2); 8 - гранодиориты, монцонитоидные адамелиты, монцогранодиориты, монцодиориты (P_2); 9 - гранодиориты (K_2); 10 - разломы; 11 - россыпи золота; 12 - Многовершинное месторождение

щественно брекчиевыми лавами пироксеновых и роговообманковых андезитов, андезитами, андезито-дацитами, туфами, занимающими возвышенные участки рельефа. В современном эрозионном срезе сохранились лишь корневые части вулканических построек и субвулканические образования. Оба структурных комплекса прорваны крупным (500 км) Бекчи-Ульским массивом гранитоидов, у СЗ контакта которого расположено месторождение. Массив здесь представлен порфировидными роговообманковыми гранитоидами, гранодиорит-порфирами, гранитами и монцогранодиоритами раннеэоценового возраста. Это высокомагнитные существенно калиевые гранитоиды с высокими коэффициентами окисленности железа и повышенной общей щелочностью. Вторая фаза внедрения представлена лейкократовыми и пег-

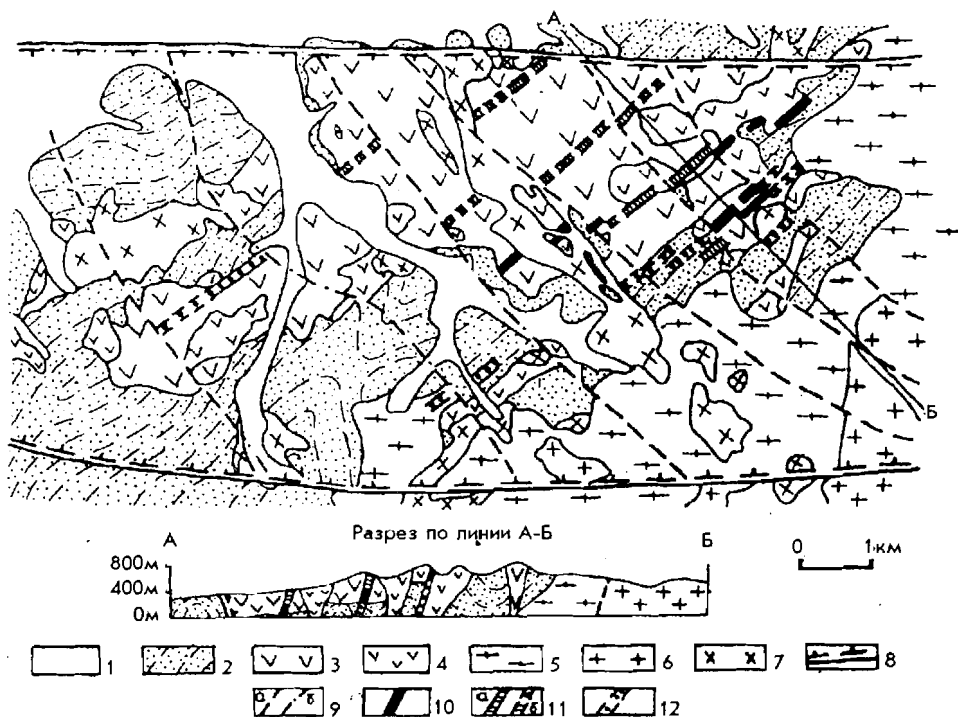


Рис. 4.64. Геолого-структурная схема Многовершинного рудного поля. Составил Н. Е. Малямин с использованием материалов Э. П. Хохлова.

1 - четвертичный аллювий; 2 - песчано-глинистые породы фундамента (J_3-K_1); 3 - покровные андезиты (P_1); 4 - жерловые и субвулканические андезиты и брекчиевые лавы (P_1); 5 - гранодиориты (P_2); 6 - лейкократовые граниты (P_1); 7 - гранодиорит-порфиры (P_2); 8 - региональные разломы; 9 - прочие разломы: установленные (а), скрытые под аллювием (б); 10 - участки рудных зон, выходящих на поверхность; 11 - участки зон со слепым оруденением, установленным (а) и предполагаемым (б); 12 - участки зон, рудные тела в которых полностью эродированы

матоидными гранитами. Некоторые геологи выделяют 4 фазы внедрения (Защицак и др., 1978) и даже 6 (Пискунов и др., 1990). Поверхность массива полого наклонена на СЗ и под рудным полем находится на глубине 1 200 м. На контакте с гранитоидами песчано-глинистые породы превращены в рогики пироксен-полевошпатового, кварц-кордиеритового, кварц-биотитового состава, а вулканы - в кварц-биотитовые и альбит-эпидот-актинолитовые породы.

В ЮЗ части рудного поля эрозией вскрыты штоки (0, 2 x 1 км) кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиритов эоценового возраста, возможно являющиеся сателлитами Бекчи-Ульского массива. Кроме того, вулканы и гранитоиды прорваны большим количеством даек диоритовых порфиритов, андезитов, базальтов и более поздних гранит-порфиритов. Дайки в основном крутопадающие, но в центральной части рудного поля закартированы и пологопадающие дайки гранит-порфиритов. Мощность даек от 1-2 до 25 м, возраст эоцен-олигоценый (табл. 4.2). Магматические породы рудного поля и Улской вулканотектонической структуры в целом обнаруживают

Схема развития магматизма на Многовершинном рудном поле
(по данным Э. П. Хохлова, 1974 г.)

Возраст по геологическим данным	Абсолютный возраст*, млн лет	Вулканические образования	Интрузивные образования	Жильные образования (дайки)	Форма магматических тел
Олигоцен	27-37			Гранит-порфиры: базальты, трахибазальты	Дайки
Э о ц е н	37-48			Гранит-порфиры, фельзиты: фельзит-порфиры; диабазовые порфиры; диорит-порфиры; габбро-порфиры	Дайки
	39-57		Гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиры	Гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфиры	Штоки, лакколиты, трубообразные, силлообразные и дайкоподобные тела, дайки
П а л е о ц е н	59,5		Лейкократовые граниты		Штоки
	58-68		Гранодиориты	Фельзиты; диоритовые порфиры; андезит-базальты	Дайки
	Нет дан.	Субвулканические гранодиорит-порфиры, липариты, кварцевые диоритовые порфиры			Плитообразные интрузивы Лакколиты, дайки

Возраст по геологическим данным	Абсолютный возраст*, млн лет	Вулканические образования	Интрузивные образования	Жильные образования (дайки)	Форма магматических тел
П а л е о ц е н	Нет дан.	Лавобрекчии андезит-дацитов, андезит-дациты, взрывные брекчии и туфы андезито-дацитового состава			Трубообразные и дайкоподобные тела, покровы
	53-57	Субвулканические диоритовые порфиры			Штоки
	Нет дан.	Лавобрекчии роговообманковых андезитов, роговообманковые андезиты, взрывные брекчии и туфы андезитового состава			Некки, дайкоподобные тела, покровы
	" - "	Лавобрекчии пироксеновых андезитов, пироксеновые андезиты			Неправильные трубообразные тела, некки, потоки

* Определения абсолютного возраста произведены К-Аг методом.

тесную временную и пространственную связь, а также общность петрохимических особенностей, что свидетельствует об их комагматичности. Глубина заложения очаговой структуры и зоны разуплотнения оценивается примерно в 20 км и отвечает границе земной коры и верхней мантии в этом районе. Единый магматический очаг продуцировал эффузивно-экструзивные и интрузивные фазы и был источником рудоносных гидротерм.

На месторождении установлена рудная зональность в направлении на СЗ от синрудных гранодиоритов, кровля которых постепенно погружается на СЗ. В этом направлении происходит смена ранних высокотемпературных минеральных ассоциаций поздними низкотемпературными, снижается проба золота в рудных телах, а в самом золоте уменьшается содержание Cu, Bi, As, Mn и Co (Пискунов и др., 1990).

Все вулканические породы рудного поля пропилитизированы. Выделяются площадные среднетемпературные пропилиты (эпидот-хлоритовые, амфибол-биотит-эпидотовые) и локальные низкотемпературные, развитые близ тектонически ослабленных зон (по М. С. Михайловой). По пропилитам и осадочным породам развиты серицит-кварцевые изменения, окаймляющие существенно кварцевые породы. Последние представляют собой жилы, жиллообразные тела и штокверковые зоны, залегающие в вулканических и осадочных породах, и вмещающие промышленные золоторудные тела. Возраст кварцевых тел палеоценовый, они пересекаются интрузиями гранитоидов. В призальбандовых частях кварцеворудных тел иногда развиты кварц-адуляровые породы. В эндо- и экзоконтакте Бекчи-Ульского массива отмечаются грейзены кварц-мусковитового и турмалин-кварц-мусковитового состава. Кварц-турмалиновые породы образуют зоны мощностью 1-3 м, пересекающие гранитоиды и кварцеворудные тела. Редко встречающиеся кварц-полиметаллические жилы (кварц, кальцит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит) также пересекают руду и содержат повышенные количества серебра (5-254 г/т). Из тектонических нарушений наиболее широко на рудном поле развиты СВ и СЗ разрывы. Первые использованы наиболее продуктивными рудными жилами, Брекчи-Ульским массивом и мощными дайками. Вторые контролируются более поздними магматическими образованиями и зачастую ограничивают золотое оруденение.

Золоторудные тела в пределах кварцевых и штокверковых пород выделяются опробованием (рис. 4.65-4.67). Выявлено несколько десятков рудных тел. Среди них наиболее продуктивные Верхнее, Центральное, Промежуточное-1, Южное, Валунистое и др., относящиеся к типу жиллообразных тел и расположенные в СВ части рудного поля. Типичными и хорошо изученными являются рудные тела Верхнее и Центральное, принадлежащие единой рудоносной зоне, представленные мощными залежами кварца, простирающимися на СВ при крутом (70-85°) падении на СЗ. Вмещающие породы - гидротермально измененные брекчиевые лавы и туфы андезитов, а на глубоких горизонтах - песчано-глинистые породы нижнего мела. Общая длина залежей включая слабозолотоносный кварц около 3 км. Вертикальный размах оруденения около 500 м. Поперечными разрывами залежь разбита на блоки с их правосторонним смещением до нескольких десятков метров. Рудные тела прорваны многочисленными дайками различного состава и метаморфизованы Бекчи-Ульским массивом.

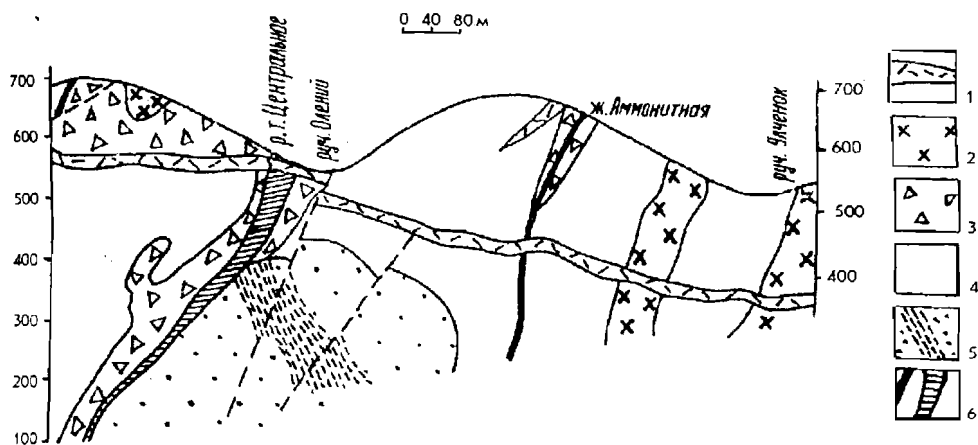


Рис. 4.65. Разрез через рудное тело Центральное Многовершинного месторождения (по С. И. Косову).

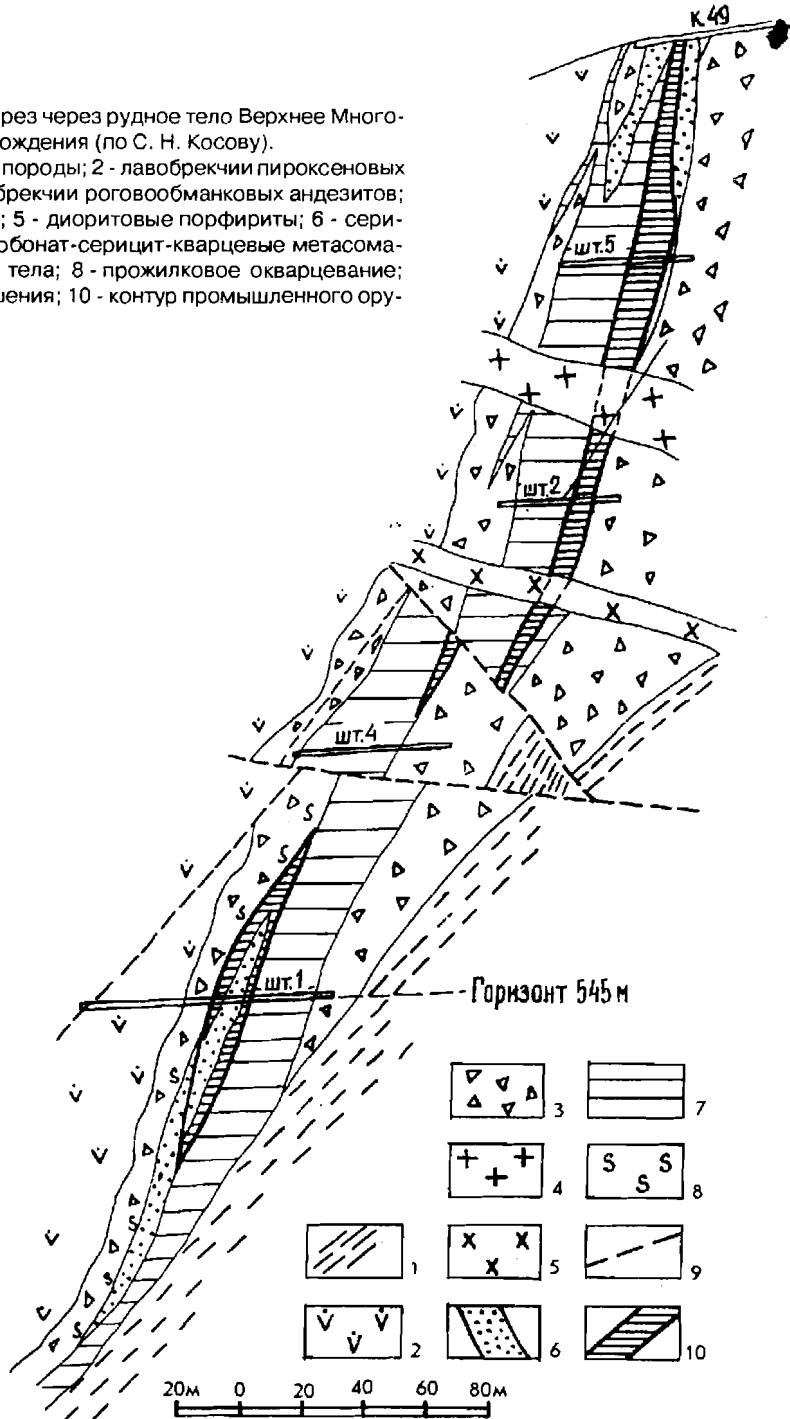
1 - гранит-порфиры субщелочные ($\gamma\text{лР}_2$); 2 - гранодиорит-порфиры, диоритовые порфиры ($\gamma\text{длР}_2$); 3 - крупнообломочные и агломератовые лавобрекчии рогообманковых андезитов и эксплозивные брекчии андезитового состава ($\mu\alpha\text{Р}_1$); 4 - среднеобломочные и агломератовые лавобрекчии пироксеновых андезитов жерловой фации ($\mu\alpha\text{Р}_1$); 5 - песчано-глинистые породы пионерской свиты (К,рп); 6 - кварцевые жилы, кварцевые тела жилообразной формы

В целом рудные залежи сложены мелкозернистым массивным метасоматическим кварцем с примесью (1-2%) сульфидов. Такой кварц слабозолотоносен. Промышленные рудные тела обычно образованы серым полосчатым (колломорфным) тонкозернистым кварцем с адуляром и тонкозернистыми сульфидами (до 5%) либо кварцем брекчиевой текстуры. Видимое золото наблюдается редко. Кварцевые залежи в целом имеют сравнительно четкие ограничения с вмещающими породами. В последних обычно развиты переходные зоны прожилкового окварцевания мощностью до нескольких метров. Такие призальбандовые породы иногда являются рудой. В верхних частях кварцевых тел редко наблюдаются апофизы. Геологи выделяют пять генераций кварца (данные С. И. Косова и др., 1969 г.), из которых три последних являются продуктивными. Жильные минералы в рудах, %: кварц - до 95, адуляр - до 20, иногда серицит - до 10; незначительная примесь турмалина, эцидота, хлорита, галлуазита. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, реже аргентит, фрейбергит, пираргирит, алтаит, петцит, гессит, висмутин, бурнонит, редко касситерит, вольфрамит, киноварь, магнетит, гематит. Вторичные минералы: борнит, халькозин, ковеллин, куприт, малахит, скородит, пироморфит, смитсонит, англезит, лимонит, окислы марганца.

Золото образует выделения (0,01-0,2 мм) в виде комочков, дендритов, пластинок, проволочек. Цвет его желтый и зеленовато-желтый. Проба варьирует от 750 до 850 и более. Элементы примесей в золоте, %: Si, Mg, Ca - до 0,1; Al, Fe, Mn - до 0,01, Sb, Pb, Ti - до 0,02; Cu - до 0,05. Самородное золото обычно встречается в пустотах выщелачивания сульфидов совместно с гидроокислами железа, скородитом, пироморфитом, малахитом, образует мелкую вкрапленность в кварце, в сульфидах, наблюдается в виде пылеватых

Рис. 4.66. Разрез через рудное тело Верхнее Много-
вершинное месторождения (по С. Н. Косову).

1 - осадочные породы; 2 - лавобрекчии пироксеновых
андезитов; 3 - лавобрекчии роговообманковых андезитов;
4 - гранит-порфиры; 5 - диоритовые порфиры; 6 - сери-
цит-кварцевые и карбонат-серицит-кварцевые метасомати-
ты; 7 - кварцевые тела; 8 - прожилковое окварцевание;
9 - разрывные нарушения; 10 - контур промышленного ору-
денения



налетов и дендритов по трещинам, что указывает на некоторое перераспределение золота в условиях гипергенеза. Сравнительно высокая проба золота, незначительное содержание в ней примесей и отсутствие ртути объясняется метаморфизирующим воздействием на руды Бекчи-Ульского массива и более поздних интрузий. В продуктах реоквращения отмечается золото с пробой 890-950 (Моисеенко, Фатьянов, 1978). Теллуриды (гессит, алтаит, петцит) находятся в сростании с галенитом, халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой. Редко они присутствуют в кварце в виде выделений величиной 0,003-0,1 мм. Отмечаются сростки гессита с мелким (0,001-0,002 мм) золотом

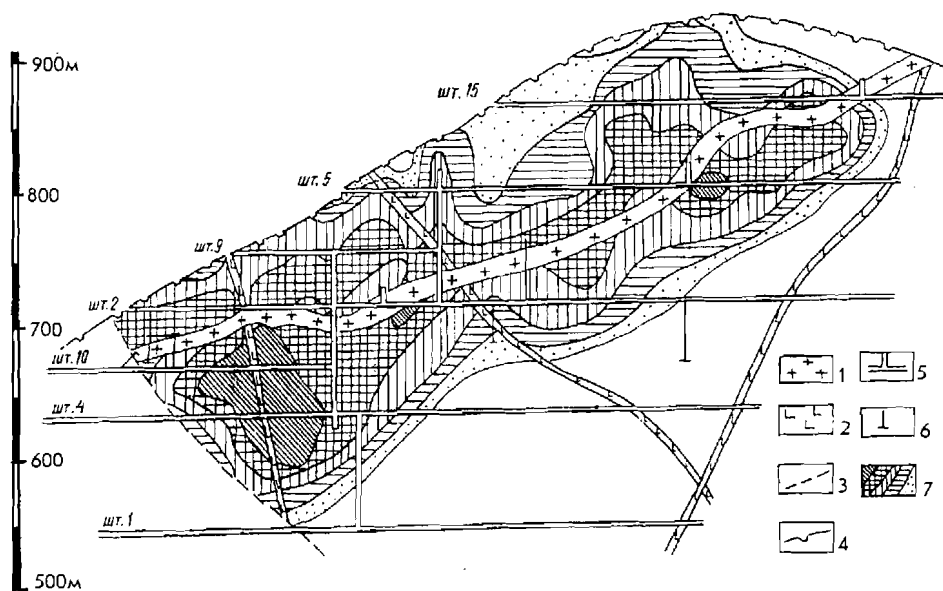


Рис. 4.67. Многовершинное месторождение. Распределение золота в рудном теле Верхнем. Проекция на вертикальную плоскость (по С. И. Косову).

1 - гранит-порфиры; 2 - диоритовые порфиры; 3 - тектонические разрывы; 4 - каналы; 5 - подземные горные выработки; 6 - буровые скважины; 7 - распределение золота

(данные М. М. Константинова и др., 1976 г.).

Кварцевые залежи с обеих сторон окаймлены оторочками серицит-кварцевых пород мощностью до 15 м. Это светло-серые тонкозернистые породы, содержащие неравномерную вкрапленность пирита и тонкие разноориентированные кварцевые и кварц-пиритовые прожилки. Содержание золота в серицит-кварцевых породах - до десятых долей, редко до целых единиц граммов на тонну. В зальбандах рудных тел и за их пределами иногда встречаются секущие руду линзы и прожилки турмалин-кварцевых пород с серицитом, ортоклазом и альбитом, содержащие золото до 1 г/т.

Для Верхнего и Центрального рудных тел определен геохимический ряд вертикальной зональности (Малямин и др., 1976). В нижних частях рудных тел накапливаются Sn, Mo, Bi, частично Cu, W, Ni, и Co (подрудные элементы), в рудном столбе и верхнерудной части - Au, Ag, Pb, Zn. Содержание адуляра от верхнерудного к нижнерудному срезу снижается от 5-15 до 1-2%. Для про-

дуктивных уровней характерен пентагондодекаэдрический пирит, а для подрудных - кубический.

Промежуточное и Южное рудные тела в отличие от Центрального и особенно Верхнего обильно прорваны дайкообразными телами гранодиорит-порфиров СЗ простирания мощностью от 10 до 70 м. Рудоносный кварц здесь преимущественно среднезернистый (ороговикованный), коломорфные полосчатые текстуры отсутствуют, часто наблюдается поздняя вкрапленность сравнительно крупных кристаллов сульфидов, содержание Ag в рудах резко увеличивается.

Кроме жилообразных тел, содержащих основные запасы месторождения, на рудном поле известны промышленные рудные тела жильного морфологического типа (Оленье, Водораздельное, Аммонитное, Вертолетное, Кулибинское, Конечное и др.). Жилы залегают вблизи жилообразных зон либо образуют самостоятельные серии сближенных параллельных тел. Длина жил от 50 до 800 м, мощность от 0,3 до 7 м. Это кварцевые тела плитообразной формы с четкими контактами, реже встречаются сложные жилы.

Отношение золота к серебру в рудах месторождения колеблется от 1:1 до 1:4. Увеличение доли серебра отмечается в рудных телах, обильно прорванных интрузиями (Промежуточное, Южное) и с глубиной (данные М. М. Константинова и др., 1976 г.).

С. И. Косов (1978 г.) выделяет шесть стадий минералообразования: 1) кварц-серицитовая, 2) ранняя продуктивная адуляр-кварцевая с блеклыми рудами и золотом, 3) поздняя продуктивная кварц-родонит-родохрозитовая со сфалеритом, золотом и сульфосолями серебра, 4) скарновая, 5) турмалиновая и 6) полиметаллическая с кварц-карбонат-полиметаллической ассоциацией.

Термобарогеохимические исследования (Моисеенко, 1977; Пискунов, 1983) позволили выделить на месторождении два основных этапа минералообразования: 1) золоторудный, связанный со становлением раннепалеогеновых вулканических аппаратов (температура минералообразования 500-114° С), 2) этап реювенации (температура 700-550° С), обусловленный внедрением Бекчи-Ульского гранитоидного массива и приведший к возникновению высокотемпературных минеральных ассоциаций, перекристаллизации и перераспределению вещества золоторудного этапа. Выделяется еще заключительный (турмалиновый) этап, связанный со становлением поздних фаз Бекчи-Ульского массива (температуры 400-110° С) и характеризующийся борной специализацией гидротерм. Интересно, что содержание золота в гранитоидах увеличивается от фазы I к фазе III и снижается в послерудных фазах, с которыми (фаза VI) геохимически ассоциирует олово (и касситерит). Олово появляется и в метаморфизованном золоте (Пискунов и др., 1990). Послерудные структуры ориентированы на СЗ, в отличие от СВ синрудных.

В заключение отметим, что главные структурные элементы рудного поля были заложены в раннем палеоцене в связи с формированием по СВ разломов вулканоструктур, и в частности экструзивных жерл. Вслед за этим вдоль зон СВ простирания последовали предрудная пропилитизация, образование кварцевых и мусковит-кварцевых метасоматитов. В рудный этап были подновлены разрывы СВ простирания, и в пределах зон кварцевых метасомати-

тов произошло отложение нескольких минеральных ассоциаций, из которых наиболее продуктивной явилась сульфидно-теллуридно-золотая. Отрезок времени, в течение которого проявилась гидротермальная деятельность, составляет несколько миллионов лет, прошедших между образованием раннепалеоценовых жерл и внедрением раннеэоценовых гранитоидов Бекчи-Ульского массива. Это подтверждается определениями абсолютного возраста кварц-серицитовых и кварц-адуляровых пород - 74-62 млн лет (данные Е. И. Бондаренко Т. В. Ковальчук, 1972 г.). Полиметаллическая минерализация проявилась позже (в эоцене-олигоцене) в связи с развитием СЗ разломов и внедрением даек. Имеющиеся данные позволяют говорить о парагенетической связи магматизма, метасоматизма и оруденения.

К субвулканическому типу на Нижнем Амуре относятся также Дыльменское и Холанское месторождения, но изученность их слабая.

Субвулканические орогенные месторождения

Дурминское золото-серебряное месторождение расположено на Западном Сихотэ-Алине. Оно открыто в 1962 г. (М. Ф. Кохановский), в дальнейшем его изучали Л. В. Эйриш, Н. Г. Осипов, В. А. Прытков, Н. А. Виславных, Ю. И. Бакулин и др. Наиболее древние породы района представлены интенсивно дислоцированными кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями спилитов и диабазов верхнего триаса-нижней юры, слагающими ЮЗ часть антиклинали (рис. 4.68). На этих породах несогласно залегает толща слабосмятых нижнемеловых песчано-глинистых пород. На месторождении эта толща вскрыта буровыми скважинами под рудовмещающими вулканитами и представлена алевролитами с пропластками полимиктовых песчаников, туфов и седиментационных брекчий. Центральная часть района занята верхнемеловыми вулканитами - покровными и субвулканическими (преимущественно) андезитами, андезито-дацитами, липаритами и туфами. Субвулканические интрузии выделяются в виде овальных куполов, образующих цепочки близширотного простирания. Граниты и гранодиориты позднемелового возраста образуют небольшие массивы. Отмечаются штоки гранитпорфиров, дайки долеритов. Вулканические породы повсеместно пропилитизированы, в особенности на участках с золото-серебряным оруденением. Залегание вулканических покровов пологое.

Рудовмещающие вулканиты слагают грабенообразную структуру СЗ простирания, заполненную вулканитами мощностью 200-250 м (рис. 4.69). Вулканиты интенсивно гидротермально изменены, в особенности в центральной части рудного поля, где по ним развиваются хлорит, карбонат, пирит, пирротин, серицит, адуляр, кварц и выделяются локальные зоны кварц-адуляр-серицитовых и кварцевых метасоматитов. Наиболее сильное окварцевание и сульфидизация проявлены в зонах брекчий, в которых обломки пород окварцованы (до кварцитов), а цементирующая масса состоит из тонкого агрегата сульфидов, альбита, серицита, кварца и содержит разнонаправленные прожилки кварца, карбонатов (родохрозит, кальцит, сидерокальцит), сульфидов (пирит, пирротин, реже арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит).

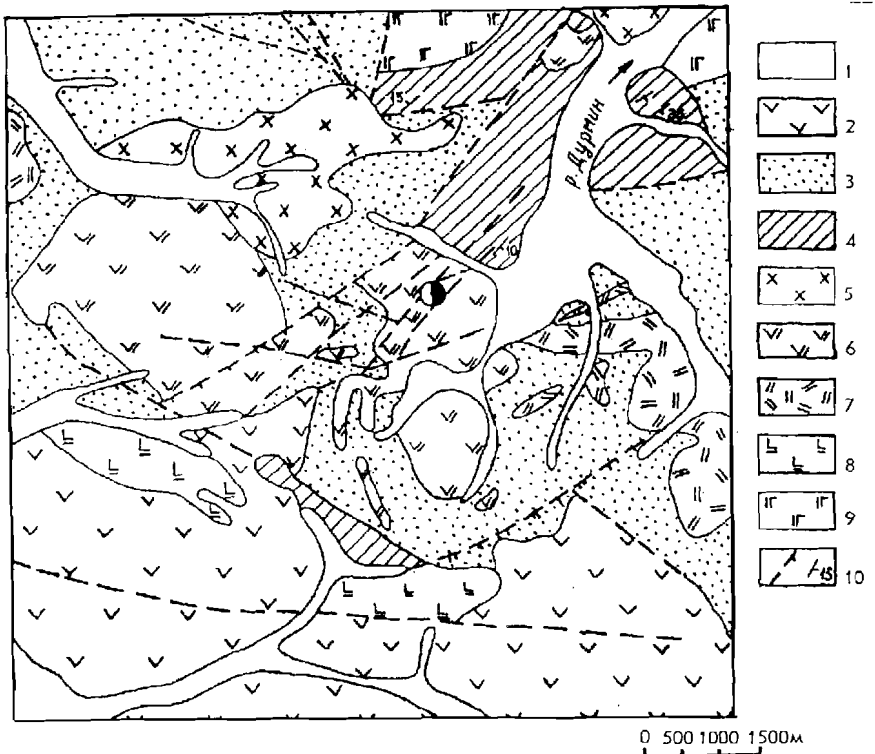


Рис. 4.68. Геологическая карта района Дурминского метеорождения (по Н. Г. Осипову и др., с упрощениями).

1 - четвертичные отложения; 2 - андезиты и андезито-базальты кузнецовской свиты (P_2kz); 3 - песчаники, алевролиты, гравелиты (K_1); 4 - кремнистые и песчано-глинистые породы с линзами спилитов и туфов (T_3-K_2); 5 - гранодиориты биотит-роговообманковые; 6 - преимущественно субвулканические андезиты, андезито-дациты, вулканические брекчии, порфириты (K_2); 7 - субвулканические липарито-дациты (K_2); 8 - субвулканические диабазы, диабазовые порфириты, туфо- и лавобрекчии (J); 9 - долериты, диабазы (N_1); 10 - разломы, залегание гластов

Золото-серебряное оруденение связано с кварц-адуляр-серицитовыми, кварц-адуляровыми и кварцевыми метасоматитами и жилами, а также с кварц-сульфидными брекчиями, где сульфиды образуют массивные скопления, цементирующие обломки кварца. Мелкопрожилковое оруденение не образует самостоятельных промышленно интересных зон. На рудном поле выявлено пять рудных зон, три из которых подсечены буровыми скважинами и имеют ограниченные выходы на дневную поверхность. Наиболее изучена зона Северная СВ простирания длиной 220 м и мощностью 2-7 м. Рудная залежь представлена двумя крутопадающими ($70-85^\circ$) на ЮВ кварцевыми телами мощностью от 0,5 до 7 м и многими прожилками. Кварц полосчатый, халцедоновидный брекчированный с мелкопрожилковым окварцеванием в зальбандах. Отношение в рудах $Au: Ag = 1: 20-30$. Месторождение подготавливается к эксплуатации.

Среди орогенных субвулканических золото-серебряных объектов Восточного Сихотэ-Алиня наиболее изучено месторождение **Салют** (данные

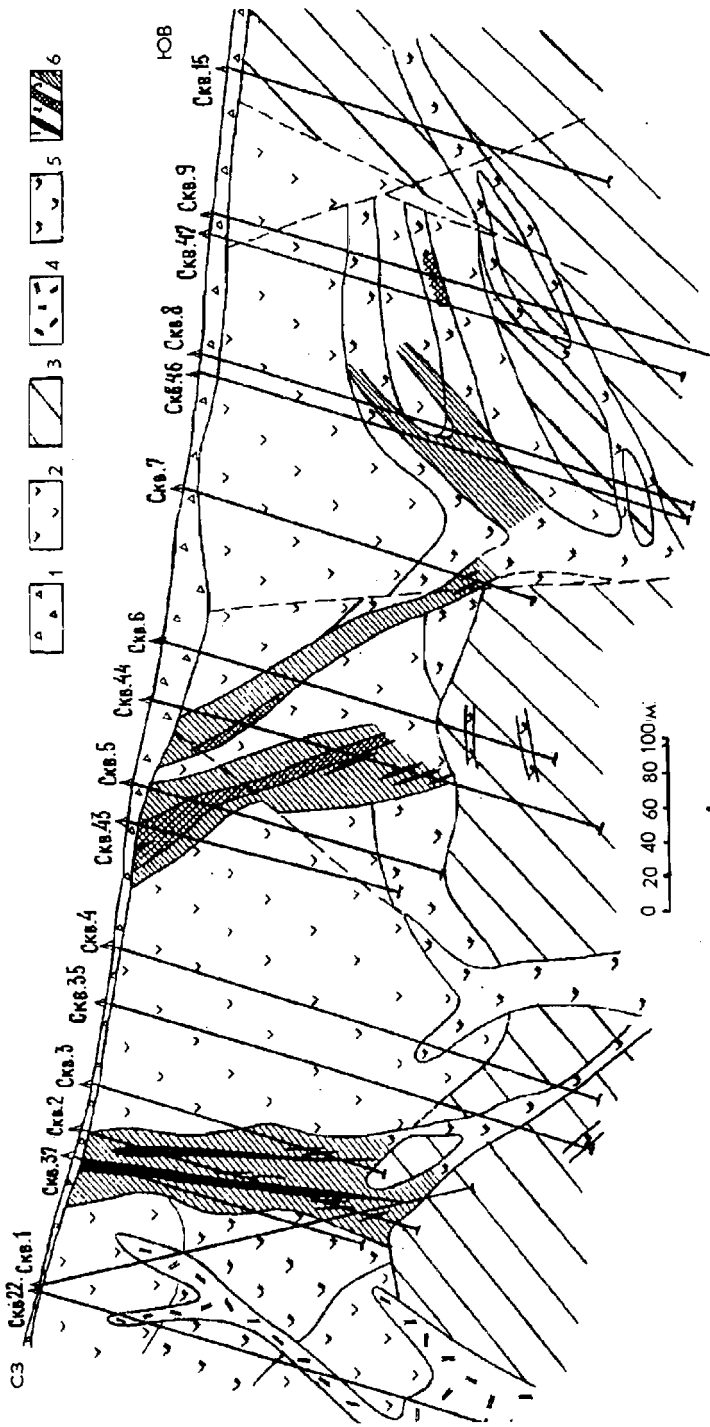


Рис. 4.69. Геологический разрез через центральную часть Дурминского рудного поля (по материалам Хабаровской КГРЭ с небольшими изменениями).
 1 - делловий; 2 - андезиты, андезито-дациты, их туфы и лавобрекчии (K_2); 3 - алевролиты с прослоями песчанков; 4 - субвулканческие липариты, липарито-дациты; 5 - субвулканические трахиандезито-дациты; 6 - жильный кварц (рудный) массивный и полосчатый (1), зоны серицит-адуляр-кварцевых метасоматитов с маломощными кварцевыми прожилками (2) и брекчии с кварц-сульфидным цементом (3)

Р. В. Короля, 1976, 1978 гг.; В. И. Рыбалко, 1976 г.; А. Н. Родионова, Н. В. Кузнецовой, 1974 г.). Оно расположено в структуре поднятия, где среди поля кайнозойских базальтов обнаружены вулканические и субвулканические комплексы позднего мела и купол прорывающего их гранитного массива. Это узел пересечения двух глубинных разломов: Бикинского и Прибрежного. Рудному полю соответствует участок нейтрального магнитного поля, окруженный локальными положительными магнитными аномалиями, обусловленными, вероятно, магнитными гранитоидными массивами. Гравитационное поле участка невысокое отрицательное, это область относительного повышения поля. Рудное поле размещено в восточной части клиновидного сводового поднятия, обозначенного выходами позднемеловых пирокластических пород и туффилов кислого состава (приморская и левособолевская свиты), прорванных экструзиями и дайками андезитов, долеритов, андезито-дацитов, риолитов и упомянутым массивом гранитов-граносиенитов (рис. 4.70). Золото-серебряное оруденение концентрируется во флюорит-кварцевых, в меньшей мере кварцевых, адуляр-кварцевых жилах и минерализованных зонах. Рудные тела залегают круто среди средне- и низкотемпературных пропилитов и локально проявленных адуляр-кварцевых и гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов. Они представлены морфологически изменчивыми жилами с четкими контактами, переходящими по простиранию и падению в минерализованные зоны сложного строения (данные Р. В. Короля и др., 1976 г.).

На рудном поле известно более 40 рудных жил и зон, группирующихся в мощные (до 300 м) и протяженные (до 2 км) рудоносные зоны. Большая часть рудных тел сосредоточена на Центральном участке (жилы Комсомольская, Виолетта, Центральная и др.). Все они простираются на СЗ, при крутом падении. Комсомольская жильная зона, например, представлена двумя сближенными жилами мощностью 0,3 и 1,2 м, отстоящими друг от друга на 3 м. Первая - жила выполнения, по составу флюорит-кварцевая, вторая - замещения, образована кварцевыми метасоматитами с прожилками и гнездами кварца и флюорита с незначительной примесью пирита и арсенида. ЮВ часть этого рудного тела представлена жилой выполнения хлорит-флюорит-кварцевого состава. Текстура жил массивная, брекчиевая, реже полосчатая. Местами жилы сложены обломками хлоритизированных и серицитизированных вмещающих пород, сцементированных кварцем и флюоритом. В кварце и обломках отмечается тонкая вкрапленность пирита, галенита, арсенида. Содержание золота в рудных телах крайне неравномерное. Среднее содержание в руде золота 2,28 г/т, серебра 323 г/т, Au: Ag = 1:140.

На месторождении выделяются два промышленных типа руд - кварц-золото-серебряный и флюорит-золото-серебряный, из которого возможнопутное извлечение флюорита. Главные минералы руд: золото, электрум, серебро, арсенид, изредка пираргирит, стефанит, полибазит, миаргирит, акантит, пирит. Основные жильные минералы: кварц, флюорит, адуляр, халцедон, кальцит, хлорит, гидрослюда. Проба золота 580-590. Золото ассоциирует с серебром, с пирит-кварцевыми прожилками, арсенидом, образует сростки с пиритом, флюоритом, адуляром. Формы выделения золота разнообразные.

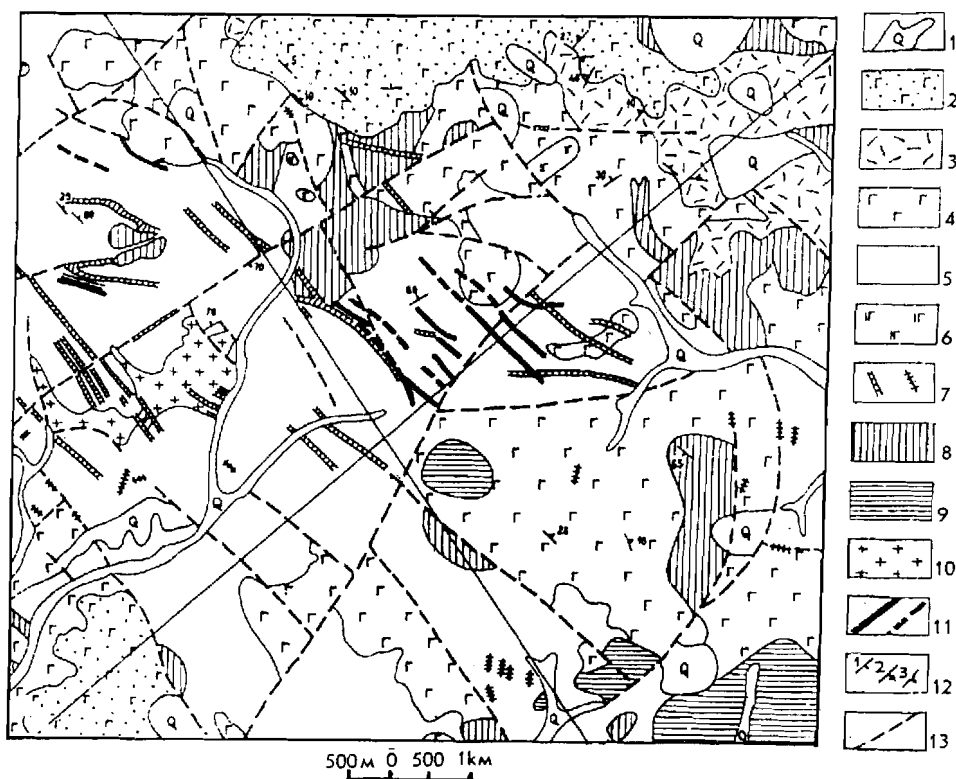


Рис. 4.70. Геологическая карта района месторождения Салют (Средне-Кузнецовский золотоносный район) (по Р. В. Королю, с упрощениями).

1 - четвертичный аллювий; 2 - андезито-базальты, туфы (P_3-N, ks); 3 - сферолитовые и флюидальные лавы липаритов, липарито-дацитов, туфы (P, kh); 4 - андезито-базальты, андезиты, туффиты (K_2-P, kz); 5 - туфы и игнимбреты липаритов и липарито-дацитов, туффиты (K_2ls+K_2pr); 6 - лавовые купола андезито-базальтов, базальтов (P_3-N_1); 7 - дайки порфировых пород среднего и кислого состава (K_2-P); 8 - экструзии липаритов, липарито-дацитов, автомагматические брекчии (K_2-P); 9 - экструзии андезитов, долеритов (K_2-P); 10 - граниты, граносиениты (K_2); 11 - рудные зоны установленные и предполагаемые; 12 - залегание пластов (1); тектонических поверхностей (2), флюидальности (3); 13 - тектонические разрывы

На месторождении выделяется шесть генераций кварца, три - адуляра, четыре - флюорита. Хлорит маркирует участки бессульфидных рудных зон, кальцит и манганокальцит тяготеют к глубоким горизонтам рудных тел. А. Н. Родионов, И. В. Кузнецова и В. И. Рыбалко (1976 г.) выделяют шесть стадий минералообразования: 1) пирит-кварцевая допродуктивная, 2) флюоритовая, 3) ранняя сульфидная допродуктивная, 4) кварц-адуляр-аргентитовая с подстадиями: кварц-флюорит-адуляровой и хлорит-аргентитовой; 5) кварц-карбонатная, 6) послепродуктивные генерации кварца. Околожильные изменения: гидрослюдизация, окварцевание, хлоритизация, адуляризация, флюоритизация. Обогащаемость руд хорошая. Извлечение золота 98, 3, серебра 97, 7%.

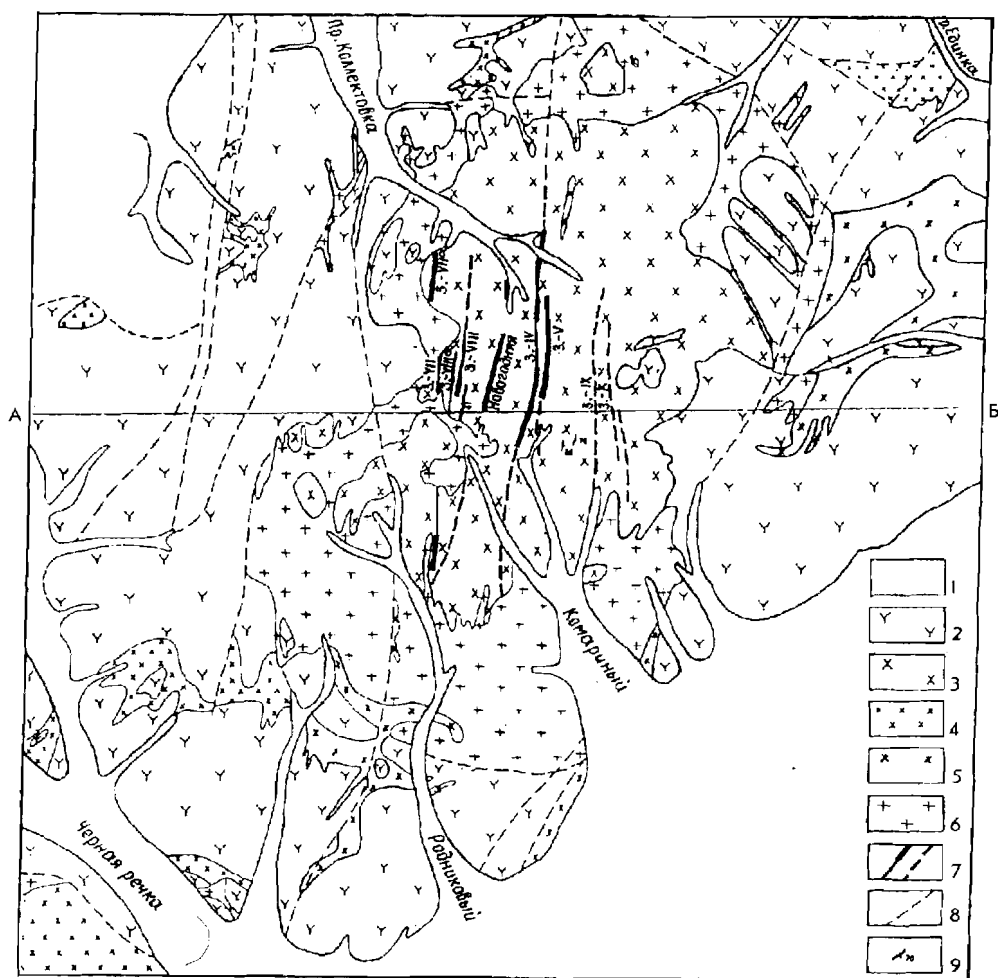
Месторождение Салют, как и прочие золото-серебряные проявления Прибрежной зоны, генетически связывается с даний-палеоценовой контрастной базальт-липаритовой вулканоплутонической ассоциацией (данные В. И. Рыбалко, 1976 г.).

Приморское месторождение отличается тем, что локализовано в пределах вулканогенно-тектонического грабена, ограниченного широтным и СВ разломами. Центральная часть грабена занята пологозалегающими кислыми вулканитами дания мощностью 500-600 м с жерловыми телами туфолов липаритов, прибортовые его части образованы позднемеловыми вулканитами. Оруденением охвачены позднемеловые и датские вулканиты, которые в пределах рудного поля пропилитизированы и аргиллизированы. Рудные тела локализованы в минерализованных зонах серицит-каолинит-гидрослюдистого состава, включающих кварцевые и адуляр-карбонат-кварцевые тела и в меньшем количестве жилы. Минерализованные зоны простираются на СЗ при крутом падении в обе стороны, а жилы - на СВ. На рудном поле преимущественно развиты зоны, а жилы распространены ограничено. Рудные минералы в зонах и жилах составляют не более 1%. Это пирит, халькопирит, галенит, аргентит, сульфосоли серебра, свинца, цинка, меди, золото. Для руд характерны брекчиевые, кокардовые, крустификационные текстуры.

Наиболее изучена зона Основная. Её длина 3,5 км, мощность 3-3,5 м, падение крутое на СВ. Она образована серицит-каолинит-гидрослюдистой породой, содержащей многочисленные линзы более интенсивно преобразованных пород, содержащих на отдельных участках жильнообразные тела и линзы адуляр-карбонат-кварцевого и кварцевого состава мощностью 0,8-3,5 м и протяженностью 60-430 м. Кварцу сопутствуют адуляр, карбонат, хлорит, гидрослюда, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, аргентит, сульфосоли серебра, золото (проба 320-760) и другие минералы. В этих породах фиксируются максимальные содержания золота и серебра. Состав руды, %: кварц - 60-84, обломки измененных пород - 10-40, адуляр, серицит, хлорит, карбонат, глинистые минералы - 10-20, рудные - до 1. Визуально рудные тела отличаются по широко развитым брекчиевым, крустификационным, прожилковым текстурам, присутствием сульфосолей серебра, меди, свинца, адуляра, марганцевых карбонатов. Мощность рудных тел 0,9-4,7 м, содержание золота 1,1-16,3; серебра 42-154,4 г/т. Кроме золота и серебра в рудах отмечаются, %: Cu - 0,001-0,012; Pb - 0,001-0,011; Zn - 0,001-0,13; Bi - 0,001-0,001; Se - до 0,0007; Te - до 0,0001; As - 0,01; S - 0,02.

Ягодное месторождение отличается своеобразием своей структуры (рис. 4.71). Район сложен вулканогенно-плутоническими комплексами позднего мела-палеогена. Поздний мел: дациты, брекчиевые дациты, разнообразные туфы и туффиты, слагающие отрицательные вулканоструктуры. Вулканиты прорваны жерловыми дацитами, андезитовыми дацитами, а также субвулканическими плитообразными интрузиями микродиоритов¹, в которых размещаются рудные зоны. Все перечисленные комплексы пород прорваны плитообразными интрузиями гранодиоритов, «подстилающими» микродиориты. Вулканогенно-плутоническая структура рудного поля в плане имеет овальную форму и концентрическое строение. Центральная ее часть занята микродиоритами, далее следует кольцо гранодиоритов, а периферия сложена разнообразными

¹ На рис. 4.71 их контакты показаны вертикальными в соответствии с трактовкой авторов, однако на представленной ими геологической карте читается плитообразный характер позднемеловых интрузий микродиоритов и гранодиоритов.



250 0 250 500м

Разрез по линии А-Б

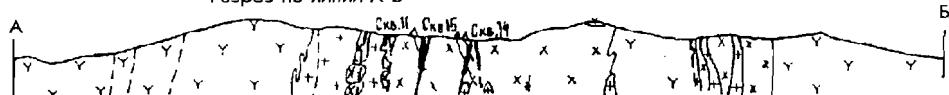


Рис. 4.71. Геологическая карта района Ягодного золото-серебряного месторождения (по С. И. Косову).

1 - четвертичный аллювий; 2 - разнообразные лавы и туфы дацитов, андезито-дацитов, туффиты, включая жерловые фации (K_2m); 3 - субвулканические микродиориты, кварцевые микродиориты (K_2m); 4 - диоритовые порфиры, кварцевые диоритовые порфиры и габбро-порфиры (P_1); 5 - диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты (P_1); 6 - гранодиориты, гранодиорит-порфиры (K_2); 7 - минерализованные зоны с хлорит-серицитовым и кварц-хлорит-серицитовым замещением, в том числе с золото-сульфидным (толстая линия) оруденением: прослеженные, предполагаемые; 8 - разломы; 9 - залегание пластов

ми вулканитами верхнего мела и палеогена, которые повсеместно пропилизированы, в особенности интенсивно вдоль разрывных нарушений и близ золоторудных зон. На этих же участках локально проявлена аргиллизация.

На рудном поле площадью порядка 8 км² в субвулканических микродиоритах выявлено более 15 рудоносных зон (данные С. И. Косова и др., 1983 г.) меридионального простирания, иногда сближенных между собой (по 2-3 зоны). Длина зон до 4,5 км, ширина рудоносной полосы 1,8-2 км. Зоны сложены породами серицит-гидрослюдистого, кварц-хлорит-серицитового состава с прожилками, жилообразными телами, линзами кварца, кварц-сульфидных и вкрапленных руд. Повышенные содержания золота во всех зонах связаны с гидрослюдисто-хлорит-серицитовыми породами, содержащими максимальное количество кварцевых и кварц-сульфидных выделений. Зоны однотипные. Например, зона IV прослежена на поверхности на 3,4 км, на глубине до 370 м при мощности до 7 м. Морфологически это жилообразное ветвящееся тело с апофизами. Строение зоны грубополосчатое, осевая ее часть имеет брекчиевую текстуру. Состав цемента и обломков сходный (гидрослюда, кварц, серицит, хлорит). Среднее содержание золота 3,1 г/т, серебра 47,5 г/т, Pb - 0,7%; Zn - 0,52; Cu - 0,46%. В пределах этого рудного тела выделяются три обогащенных участка. Соотношение золота и серебра в рудах от 1:2 до 1:15.

До глубины 50-70 м руды полуокислены. Слабоокисленные руды (в штольне, керне скважин) представлены кварц-хлорит-серицитовой породой с сульфидами свинца, цинка, меди, железа, содержание которых в среднем составляет 15-20%. Руды прожилково-вкрапленные, брекчиевые. Рудные минералы: галенит, сфалерит, халькопирит, пирит; второстепенные: аргентит, арсенопирит, магнетит, висмутин, теннантит, тетраэдрит, айкинит, золото. Редкие: пираргирит, марказит, акантит и др. Жильные минералы: кварц, серицит, хлорит, гидрослюды; второстепенные: карбонат, флюорит, эпидот, пренит, полевые шпаты. Примеси в руде, %: Te - 0,0002; Se - 0,0001; Ba - 0,003; Sn < 0,001; Cr - 0,003; V - 0,01; Be - 0,0001; Hg - 0,0001. Золото образует сростки с рудными минералами, вкрапленность и прожилки в кварце, сульфидах, кварц-хлорит-серицитовой породе. Проба золота от 666 до 880, средняя 768. Элементы примеси в золоте: Cr, Pb, Mn, Cu, Bi, Fe. Обогащенность руд хорошая. Извлечение золота 99,2, серебра 98,7%.

Близповерхностные месторождения

Месторождение **Белая Гора** известно с 1902 г., частично эксплуатировалось. Его изучали Н. А. Преображенский, Г. П. Воларович, Т. А. Югай, А. П. Казаринов, Л. В. Мельникова, П. С. Фомин, А. С. Долбинов, В. Р. Поликанов, Ю. С. Берман, Э. П. Хохлов, В. Ф. Карибжанов, Л. А. Сахьянов, В. М. Новиков, В. В. Иванов, В. А. Гуменюк и др. Рудное поле сложено эоценовыми базальтами и андезито-базальтами кузнецовской свиты, прорванными несколькими экструзиями олигоценых трахидацитов и трахитов (рис. 4.72). Наиболее крупный экструзив - белогорский некк размером 800 x 750 м - на поверхности представляет собой расширяющееся кверху грибообразное

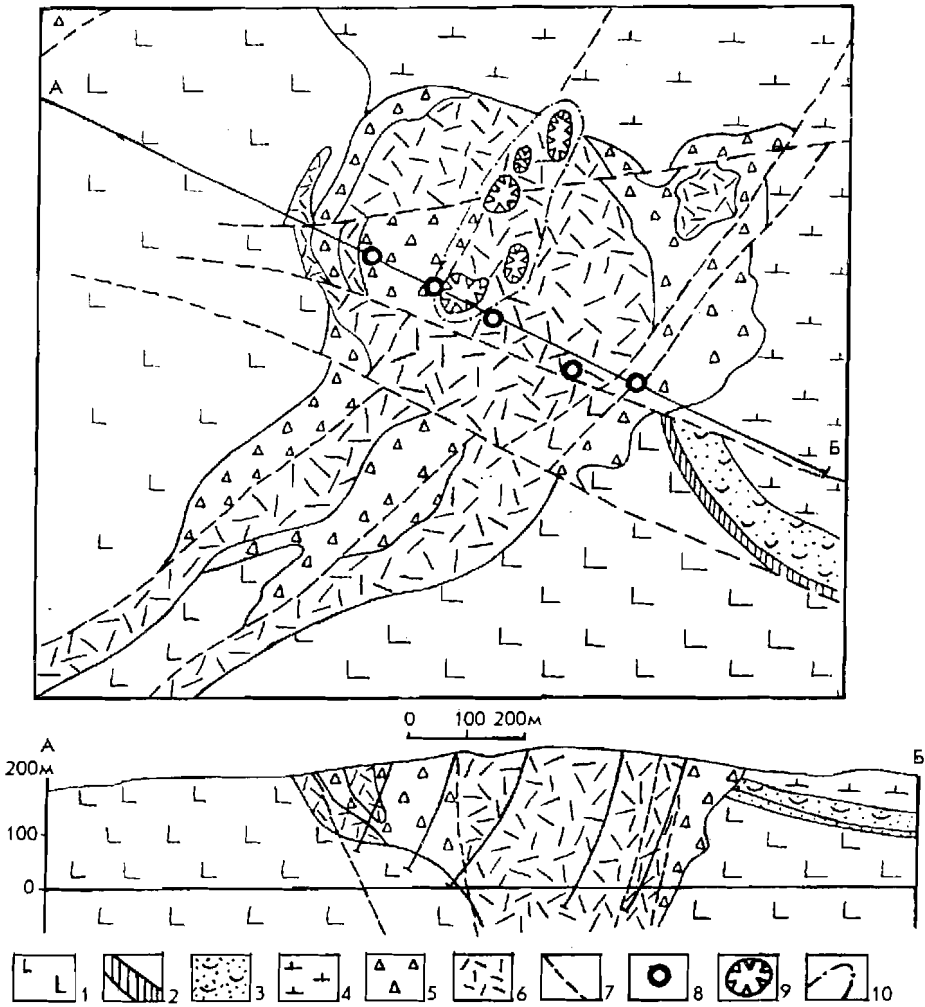


Рис. 4.72. Геолого-структурная схема и разрез месторождения Белая Гора (по Э. П. Хохлову).

1 - покровы эоценовых базальтов и андезито-базальтов (Кузнецовская свита); 2 - монтмориллонитовая кора выветривания эоценовых базальтов; 3 - горизонт олигоценых покровных туфов и ксенотуфов трахитов и трахидацитов; 4 - олигоценые покровные трахиты, трахидациты и их туфы (колчанская свита); 5 - брекчиевые лавы и агломератовые туфы жерловых и околожерловых фаций; 6 - трахиты и трахидациты жерловой фации; 7 - разрывные нарушения; 8 - скважины колонкового бурения; 9 - карьеры; 10 - контуры богатой части месторождения

тело. Слагающие неск трахиты и трахидациты окаймлены брекчиевыми лавами и агломератами. К СЗ от белогорского нека известны единичные дайки эруптивных брекчий трахидацитов длиной 1-2 км и мощностью 100-200 м. С извержениями белогорского палеовулкана связаны покровы литокристаллокластических туфов, туффитов дацитов, лав трахитов и трахидацитов, относящихся к колчанской свите и сохранившихся от размыва к востоку от нека.

Олигоценые вулканиты пересекаются дайками миоценовых андезитобазальтов.

Породы белогорского некка, связанные с ним покровные вулканиты и вмещающие базальты гидротермально изменены на площади 8 км². Экструзивные образования превращены в монокварциты, диксит-кварцевые, гидрослюдисто-кварцевые, адуляр-кварцевые породы (Югай, 1967). Диксит-кварцевые породы и монокварциты образуют среди гидрослюдисто-кварцевых пород линзообразные тела СВ направления, падающие на ЮВ под средними и крутыми углами. Длина таких тел от 110 до 420 м, мощность 10-50 м. Кузнецовские базальты и андезитобазальты превращены в пропилиты карбонат-хлоритового состава.

Рудное поле месторождения охватывает белогорский некк, его прижерловую часть и представлено штокверком (1 км²) с убогим прожилково-вкрапленным оруденением. Штокверк образован маломощными (доли миллиметра, редко до 2-3 см) прожилками кварца длиной до первых метров. Количество прожилков на 10 см породы от 1 до 12 шт., падение их крутое (70-90°), ориентировка разнообразная. В пределах штокверка известно восемь рудных гнезд с высоким содержанием золота, образующих линейную структуру СВ простирания длиной 500 м и шириной 100-150 м. Размеры гнезд 40 x 30 x 20 м. Густота прожилков и объем брекчий с кварцевым цементом в этих гнездах выше, чем в окружающих породах. Состав прожилков: кварц, адуляр, гидрослюда, галлуазит. Рудные минералы составляют менее 3% жильной массы. Это пирит (наиболее распространен), арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, киноварь, гематит, лимонит, пираргирит, кераргирит, аргентит, прустит, самородное золото и серебро, встречаются касситерит и деревянистое олово. Золото мелкое (доли миллиметра), зеленовато-желтое, форма золотинок - комочки, пластинки, дендриты, губчатые образования. Проба золота 646-656. Примеси в золоте, %: Fe - 0,13-0,23, As - 0,002-0,14, Cu - 0,004-0,46, Bi - до 0,14, Pb - до 0,03, Te - до 0,003, Hg - 0,001-0,005. Отношение золота к серебру 1: 1, 5-4. Среднее содержание золота в рудах штокверка низкое и варьирует от 0,48 (до глубины 300 м) до 2,36 г/т (до глубины 100 м). При эксплуатации отмечались столбообразные и неправильной формы гнезда с содержанием до 36 г/т. На глубоких горизонтах вскрыты пологие залежи с более высокими (чем в штокверке) содержаниями золота.

По данным В. А. Гуменюка (1986 г.), в период рудообразования Белая Гора представляла собой вулкан с кальдерами, занятыми хлоридно-сернокислыми озерами курильского типа. Рудно-метасоматические парагенезисы формировались на фронте взаимодействия вадозных и ювенильных вод под экраном неогеновых базальтоидов. Отложение золотых руд происходило при затухании процесса в период осушения кальдер и последующего заполнения их бикарбонатными водами.

4.2.2. Яно-Колымская золотоносная провинция

Яно-Колымская ЗП выделяется в ЮВ части одноименной складчатой области в бассейне верхнего течения Колымы и Индигирки. Золотонос-

ность сконцентрирована в Южноверхооянском синклинии в Адыча-Бохачинской зоне (Геология СССР, 1970. Т. 30; данные Тильмана и др., 1974 г.). Яно-Колымская складчатая область представлена мощной толщей терригенных осадочных пород (верхооянский комплекс), возраст которого верхний карбон-юра, местами он включает нижний карбон. Все эти отложения обычно дислоцированы совместно. Отмечаемые угловые несогласия распространены локально: между пермью и карбоном, нижним триасом и пермью, норийскими и карнийскими отложениями и др. На дислоцированных образованиях верхооянского комплекса с резким угловым несогласием залегают терригенные и вулканогенные образования мела, выполняющие отдельные тектонические впадины. Для верхооянского комплекса характерен миогеосинклинальный тип развития и почти полное отсутствие вулканогенных формаций, а имеющиеся представлены вулканитами основного и среднего состава, кислые вулканиты отсутствуют. Верхооянский комплекс прорван интрузиями гранитоидов юрско-мелового возраста и большим количеством мелких интрузивных тел и даек, связанных с колымской фазой тектогенеза.

Яно-Колымская ЗП - одна из богатейших в мире по россыпному золоту - включает также и уникальные рудные объекты. Выдающаяся золотая потенция коррелирует с уникальным гравитационным минимумом. Контуры ареала золотоносности и минимума совпадают (рис. 4.73), что свидетельствует о жестком контроле оруденения глубинным очагом разуплотнения. Наиболее крупные золоторудные месторождения (Нежданинское, Наталкинское) расположены на оси Куйдусунского минимума, т. е. максимум оруденения совпадает с максимумом глубинного разуплотнения. В «сводовой» части гравитационной структуры развиты оловорудные, золото-серебряные и олово-серебряные проявления. Куйдусунский минимум состоит из двух ветвей - ЮЗ и ЮВ простирания. С первой связана Южноверхооянская (Аллах-Юнская) золотоносная зона, со второй - Тенькинская, Индигиро-Колымская и Яно-Индигирская. В ЮЗ направлении уровень поля повышается (от -140 до -40 мгл). Соответственно изменяется формационный тип оруденения: от редкометалльного к гипабиссальному золотому с высокой серебристостью руд (нежданинский тип), далее собственно золотой тип (седловидные жилы дуэцкого типа) и на крайнем ЮЗ - золотое оруденение субвулканического уровня (Тас-Юряхское). Магнитное поле в пределах Южноверхооянской зоны отрицательное.

Юго-восточная ветвь Куйдусунского минимума «питает» две золотоносные структуры: Тенькинскую (на оси минимума), в которой находятся крупные рудные объекты (гранитоиды здесь развиты незначительно), и Индигиро-Колымскую - с многочисленными мелкими месторождениями золото-кварцевой формации, сопряженными с поясом крупных массивов немагнитных гранитоидов. Это главный россыпный район Колымы, богатство которого обусловлено переывом множества мелких золоторудных объектов со сравнительно крупным золотом. Магнитное поле близко нулевому и отрицательное в Тенькинской зоне и положительное в Индигиро-Колымской, обусловленное, по-видимому, контактными роговиками.

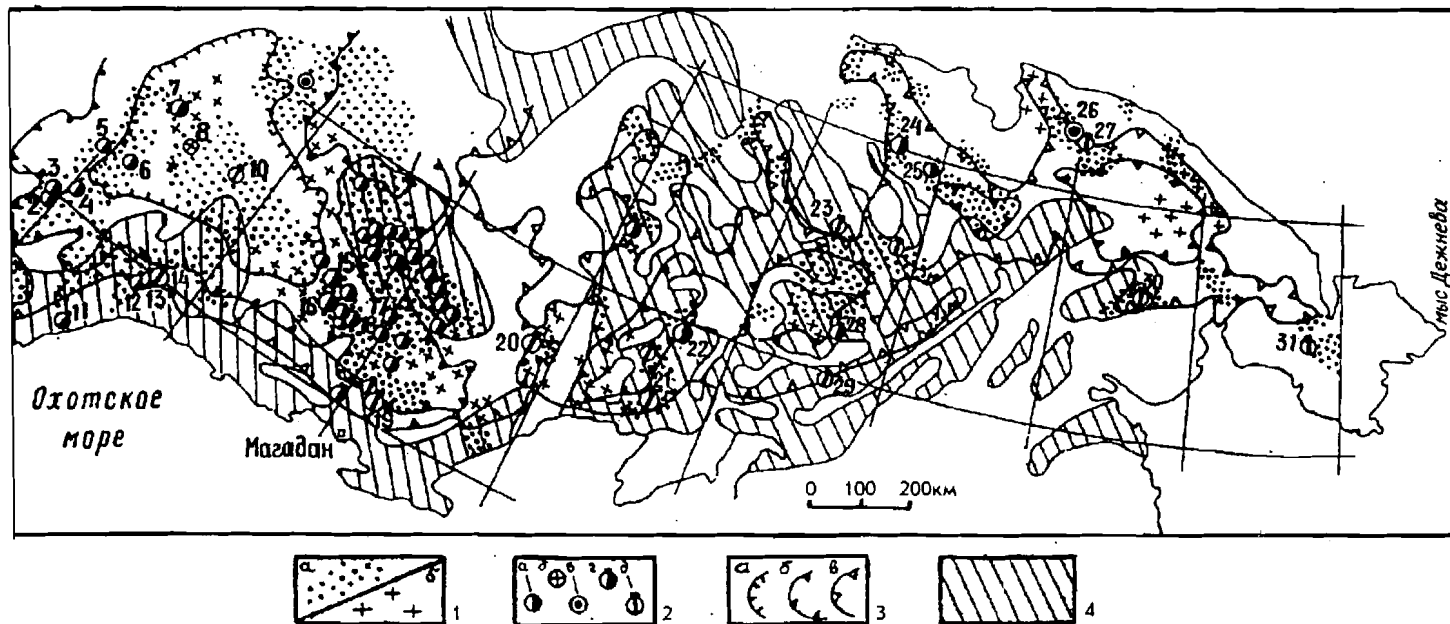


Рис. 4.73. Соотношение геофизических полей и рудоносности в Яно-Колымской, Анкьюско-Чукотской и Охотско-Чукотской золотоносных провинциях.

1 - ареалы золотоносности (а), проявления редких металлов (б); 2 - месторождения: гипабиссальные золоторудные (а), золото-редкометалльные (б), золото-сурьмяные (в), субвулканические золоторудные (г), золото-серебряные (д); 3 - региональные гравитационные минимумы интенсивные (а) и менее интенсивные (б, в); 4 - региональные магнитные максимумы. **Месторождения** (цифры на схеме): 1 - Тас-Юрях, 2 - Дуэт, 3 - Юр, 4 - Задержнинское, 5 - Булар, 6 - Восход, 7 - Нежданинское, 8 - Хаардах, 9 - Сарылах, 10 - Атунджа, 11 - Кулюкли, 12 - Юрьевское, 13 - Чачика, 14 - Хаканджа, 15 - Наталкинское, 16 - Павлик, 17 - Ветренское, 18 - Золотое, 19 - Карамкен, 20 - Дукат, 21 - Эвенское, 22 - Кубака, 23 - Весеннее, 24 - Каральвеем, 25 - Озерное, 26 - Майское, 27 - Сопка Рудная, 28 - Обрывистое, 29 - Сергеевское, 30 - Валунистое, 31 - Пепенвеем

Эта весьма богатая золотоносностью структура охватывает западную часть Южноверхоаянского синклинория и частично складчато-глыбовые структуры Сеттэ-Дабана и Юдомо-Майского района. Золотоносная полоса, шириной от 15 до 75 км и длиной 450 км включает множество россыпных месторождений золота, а также золоторудные месторождения и рудопроявления. Основная золотоносность пространственно связана с верхоаянским терригенным комплексом. Синклинорий (авлакоген?), заложен на Минорском глубинном разломе. Режим структуры близок миогеосинклинальному. Вулканогенные образования в стратиграфическом разрезе практически отсутствуют, а алевро-пелитовые формации резко преобладают над песчаниковыми. Это типичный внутриконтинентальный прогиб, который был отгорожен от океана Охотским срединным массивом и развивался в относительно спокойных тектонических условиях при затруднительном водообмене с океаном. Все это способствовало накоплению в осевой части прогиба, еще на стадии седиментации, углеродистого вещества и сингенетических сульфидов (данные М. К. Силичева, Н. В. Белозерцевой, 1968 г.), сыгравших положительную роль при гидротермальном рудообразовании. Содержание рассеянного органического вещества в алевро-пелитовых породах 0, 1-1% (данные И. С. Неменмана, 1988 г.).

Южноверхоаянский синклинорий (ЮВС) образован складчатыми толщами среднего карбона-средней юры (Гусев, 1979; А. А. Сушко, 1975; Ненашев, 1979; и др.). Выделяются три структурных комплекса: 1) средний карбон-нижняя пермь, 2) верхняя пермь-средний триас и 3) верхний триас-средняя юра. Нижний комплекс сложен монотонной алевролитово-сланцевой толщей (4-6 км) с редкими пластами песчаников, кремнистых пород и известняков в низах разреза; средний представлен существенно песчаниковыми отложениями (4-6 км) с прослоями алевролитов и конгломератов, а верхний, сохранившийся в мульдах синклиналей, - песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В ЮВС выделяются три продольных тектонических зоны: Присеттэдабанская (западная), Центральная и Приохотская. Из них Центральная - наиболее прогнутая и наиболее продуктивная на золото.

Осадочные породы метаморфизованы очень слабо - на уровне регионального эпигенеза (гидрослюдисто-хлоритовая фация, по Ю. В. Ручкиной) и серицитизации. Имеется указание (Андрианов, 1973), что в осевой части синклинория в зоне Минорского глубинного разлома развиты зонально метаморфизованные песчано-глинистые породы (до ставролит-альмандиновой субфации). Но эти данные новыми исследованиями не подтверждены (данные И. С. Неменмана и др., 1988 г.). Г. С. Мирзеханов (1988 г.), изучая сульфидную минерализацию южной части синклинория, приводит данные в пользу метаморфогенно-гидротермальных процессов, проявленных в районе регионально. С другой стороны, полученные И. С. Неменманом данные по степени выгорания РУВ, положению ороговикованных пород, пробности золота и ее соотношении с магнитными полями и ороговикованными породами, указывают на пространственную связь оруденения с не вскрытыми эрозией

магнитными интрузиями гранитоидов. В целом же метаморфогенный тип рудоносных растворов в Южноверхоянском синклинии являлся, по-видимому, одним из основных. Сегодня известно, что при термальном метаморфизме любых пород происходит экстракция и перенос золота в области пониженных значений Р-Т, в особенности из глинистых пород. Этот принцип положен в основу прогнозирования и оценки золотого оруденения нежданинского и дуэтского типа (Белозерцева и др., 1987). При этом толщи алевролитов выступают в качестве рудогенерирующих, а пачки песчаников - коллекторов, в которых оседает значительная часть полезного груза. Перспективны площади с подавляющим развитием алевропелитовых пород и неперспективны районы, в которых песчаники преобладают. В последнем случае золотое оруденение рассеивается. Эти выводы основаны на предположении, что золото поступает из соседних с песчаниками пачек пелитовых толщ.

Верхнепалеозойская рудовмещающая толща представляет собой мощный, вероятно лучший на Дальнем Востоке, геологический экран для флюидов и магм. Благодаря параметрам и положению над Минорским глубинным разломом в этом экране (и под ним) сформировались продуктивные золоторудные объекты, морфология которых определяется рисунком трещинных структур. В Дуэт-Юрской зоне это «стратиформные» жилы, приуроченные к слоистым и поперечным тектоническим трещинам в пачках песчано-гравийного состава. Здесь флюидный поток экранируется кровлей и подошвой этой пачки. А в Нежданинском районе развиты вертикальные золоторудные зоны и секущие сульфидно-кварцевые жилы. В Аллах-Юньском районе известны рудные поля с комбинациями стратиформных и крутозалегающих секущих рудных тел.

На рудных полях Южного Верхоянья массивы гранитоидов фактически отсутствуют. Вмещающие оруденение породы иногда прорваны дайками лампрофиров и порфиритов. Крупные интрузии гранитоидов мелового возраста, являющиеся более молодыми в сравнении с основным оруденением района, располагаются цепочкой вдоль восточной границы золотоносной территории и представлены слабomagнитными породами, с которыми иногда ассоциирует золото-редкометалльное оруденение. Исследования А. Т. Хитрунова показали, что золоторудная минерализация Южного Верхоянья генетически не связана с меловыми гранитоидными батолитами.

Глубинная структура Южного Верхоянья определяется региональным Куйдусунским минимумом силы тяжести, отражающим масштабное разуплотнение пород в верхней мантии и коре. В современном эрозионном срезе вестниками этого разуплотнения являются упомянутые выше гранитоидные батолиты, формирующие в гравитационном поле локальные минимумы силы тяжести.

Золотоносность Южного Верхоянья сопряжена с Минорским глубинным разломом (рис. 5. 11), который контролируется уступом (2 км) в фундаменте геосинклинального комплекса (Гусев, 1979), зонами дислокаций и расщепления и повышенным метаморфизмом пород, «рудоносными» антиклиналями с золоторудным и полиметаллическим оруденением различных морфологических типов. По-видимому, это был основной распределительный канал гидротермальных растворов - «местных» и притекавших на юг с севера от Куйдусунской очаговой структуры. В зоне Минорского разлома находятся

основные месторождения района (Юр, Дуэт и др.), причем продуктивная золотоносность не уходит от зоны разлома далеко в стороны, хотя литологические особенности пород там вполне благоприятные.

Известные золоторудные месторождения Южного Верхоянья приурочены к антиклиналям (Силичев, Белозерцева, 1985). Наиболее ярко это видно на примере Неждановского месторождения (рис. 4.76, 4.78, 4.79). Золоторудные «ленты» Дуэтского месторождения, очерчивая синклинали, располагаются на крыльях Восточной антиклинали (рис. 4.74). Курун-Уряхское рудное поле также приурочено к куполовидной антиклинали, ядро которой

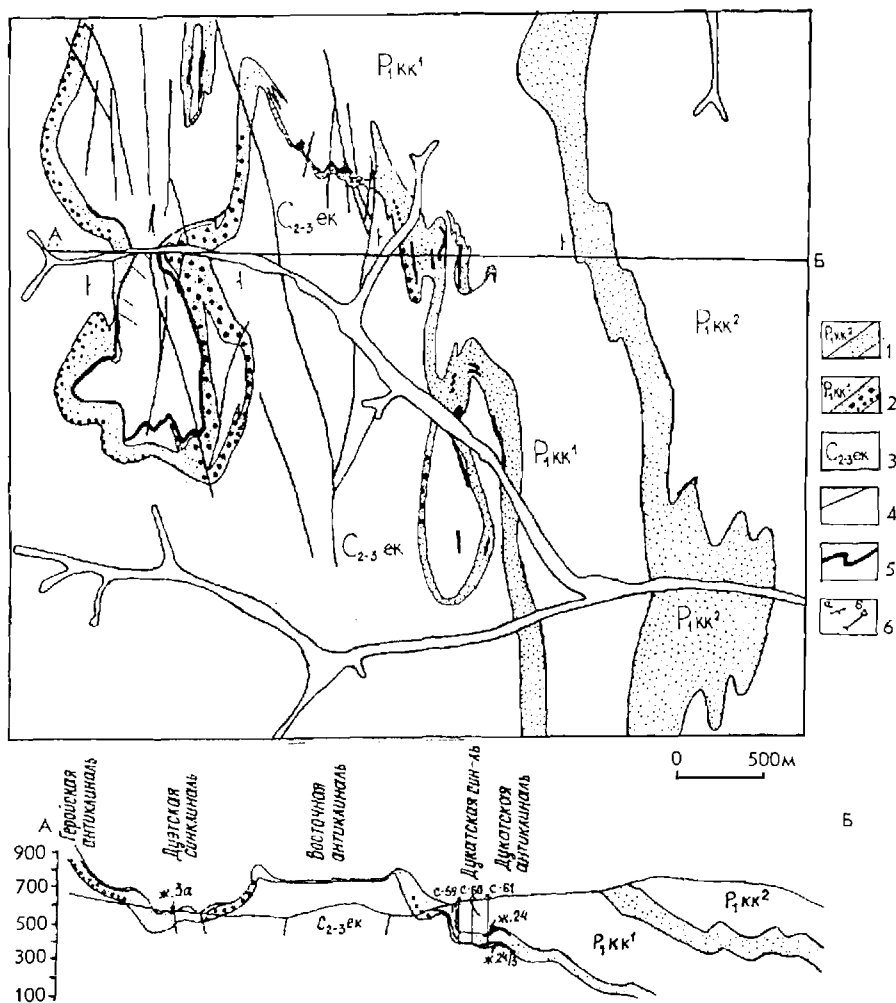


Рис. 4.74. Геологический план и разрез Дуэтского рудного поля (по В. А. Слезко).

1 - кукуканская свита, вторая пачка: алевролиты с базальным горизонтом песчаников (P₁kk²); 2 - кукуканская свита, первая пачка: алевролиты с базальным горизонтом песчаников, конгломератов, сланцевых конгломератов (P₁kk¹); 3 - экачанская свита. Алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы (C₂₋₃ek); 4 - разломы; 5 - рудные жилы; 6 - элементы залегания пластов (а), буровые скважины (б)

сложено позднепротерозойскими песчаниками, а крылья - аргиллитами, алевролитами и терригенно-карбонатами породами венда и нижнего кембрия. Исследования Г. С. Мирзеханова (1988) по правобережью Юдомы подтверждают эти закономерности (уч. Лот и др.).

Дуэтское золоторудное месторождение является типичным для Южно-го Верхоянья (данные В. А. Слезко и др., 1977 г.; Силичев, Белозерцева, 1985). Рудное поле локализовано в осадочных породах экачанской и кукканской свит. Экачанская свита мощностью 600-1100 м представлена филлитизированными углистыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами с редкими слоями кварцитовидных песчаников. По всему разрезу, в особенности в слоях песчаников, отмечается мелкая вкрапленность пирита (до 1%). В верхах разреза содержание пирита в породах достигает 1-2%. Кукканская свита мощностью 550-800 м согласно залегает на экачанской и сложена слабо филлитизированными песчано-глинистыми породами. В основании свиты залегают конгломераты и гравелиты (5-30 м) с хорошо окатанной галькой гранитов, эффузивов основного и среднего состава, кварцитов, жильного кварца, обломков глинистых пород. Местами конгломераты по простиранию замещаются песчаниками. Выше залегает толща (300-500 м) алевролитов, часто известковистых и пиритизированных песчаников, алевропсефитов (продукты отложения мутьевых потоков) массивных и тонкополосчатых. Содержание пирита в породах до 1%, в кварцитовидных песчаниках до 2-3%. В низах разреза породы содержат туфогенный материал (до 10-50%). Верхняя часть свиты (вторая пачка) более глинистая: алевролиты, глинистые известковистые алевролиты темно-серые, черные, слабопиритизированные. В основании пачки развиты пласты разнозернистых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов общей мощностью 200-250 м.

Главными складчатыми структурами рудного поля являются Восточная антиклиналь, смежная с ней с запада Дуэтская синклиналь и восточное крыло упомянутой антиклинали, осложненное более мелкими складками. Структура разбита серией пострудных продольных тектонических нарушений. Широко распространены межслоевые разрывы, приуроченные к участкам резкого изменения залегания пластов и к контактам слоев различного литологического состава. Эта система разрывов использована рудными жилами. Кливаж в пределах рудного поля обычно залегает круто.

Рудное поле месторождения - это совокупность золото-кварцевых «стратиформных», т. е. согласных со слоистостью жил, копирующих складчатую структуру песчано-глинистых пород низов нижнепермского разреза. Рудные жилы приурочены к крыльям Восточной антиклинали и Дуэтской синклинали. Снизу рудное поле ограничено безрудной толщей экачанской свиты. Все известные рудные тела сосредоточены в двух продуктивных горизонтах - в основании первой и второй пачек кукканской свиты. Мощность нижнего горизонта 15-120 м, верхнего 20-40 м, разделяющей их безрудной толщи 250-350 м. Верхний продуктивный горизонт практически эродирован, а сохранившиеся кварцевые жилы слабозолотоносны. Нижний продуктивный горизонт содержит до 18 седловидных рудных тел в разрезе мощностью 60-80 м. Промышленное значение имеют лишь единичные жилы. Наиболее изучена жила 3-а, залегающая в мульде и на крыльях Дуэтской синклинали в виде

пластовой залежи, непрерывно прослеженной с юга на север на 1,6 км при ширине от 0,1 до 1 км и мощности 0,2-1 м. Общая протяженность рудоносной структуры до 15 км. Жила залегает строго согласно со слоистостью вмещающих ее темно-серых алевролитов. Последние на мощность от 0,5 до 10 м от жилы содержат вкрапленность арсенопирита. Рудное тело сложено кварцем массивной и полосчатой текстуры с примесью карбоната с включениями угловатых обломков сульфидизированных алевролитов. Рудные минералы (1-2%) представлены преимущественно арсенопиритом (до 90%), в незначительных количествах присутствуют пирит, гематит, марказит (до 1%), халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды (доли процента), из нерудных отмечается карбонат. Распределение в жиле сульфидов, как и рудных столбов, лентообразное. Золото в рудах ассоциирует с кварцем и сульфидами, образует каплевидные выделения, пленки, дендриты величиной до 1-2 мм, проба золота 835, его химический состав, %: Au - 80,4-82,2; Ag - 15,9-19,2; Cu - до 0,006; Hg - 0,07-0,23; Fe₂O₃ - 0,02-0,03; TiO₂ - 0,014-0,015 (данные ЯФ СО АН СССР). Судя по имеющимся декрептограммам золото кристаллизовалось преимущественно при температурах от 185 до 235° С.

Наиболее продуктивной на золото является осевая часть Дуэтской синклинали - Центральный рудный столб. Длинная ось его вначале погружается (11°) на север, а далее до водораздела Дуэт-Герой воздымается (14-15°). В поперечном разрезе форма рудного столба контролируется складчатостью, осложняющей мульду Дуэтской синклинали. В замках складок мощность рудных тел увеличивается. В поперечной синклинали продуктивность рудного столба снижается, как и его параметры. Кроме Центрального на рудном поле имеется еще несколько рудных столбов (лент): Восточный, Западный,

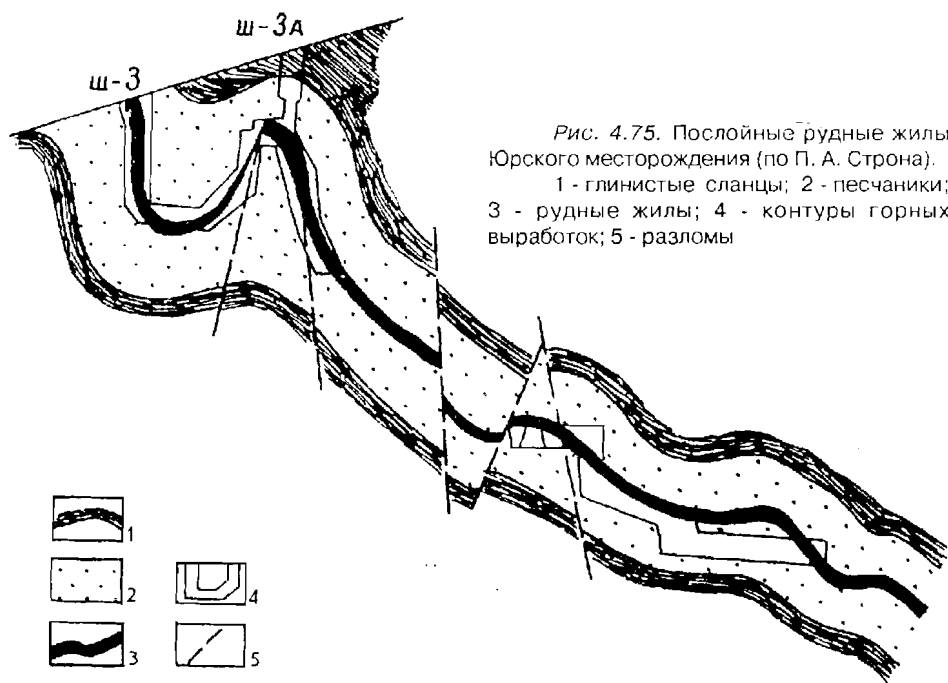


Рис. 4.75. Послойные рудные жилы Юрского месторождения (по П. А. Строна).

1 - глинистые сланцы; 2 - песчаники;
3 - рудные жилы; 4 - контуры горных
выработок; 5 - разломы

Верхний. Все они уступают по продуктивности Центральному столбу, среднее содержание золота в рудных телах которого составляет 28,6 г/т. Руды обогащаются по простым гравитационно-флотационным схемам, что способствует рентабельности отработки месторождения в сложных географических условиях. Месторождения Юр, Восход и Булар по своим геоструктурным и вещественным особенностям аналогичны Дуэтскому (рис. 4.75). На месторождении Восход известны секущие слои рудные тела и дайки порфиритов.

Нежданинское золоторудное месторождение изучается с 1951 г. (Б. Б. Будницкий, Г. М. Билинкис, В. М. Базилевский, Н. В. Голоперов, А. А. Кобелев, И. Н. Иноземцев, М. К. Силичев, Н. В. Белозерцева, Н. Г. Андриянов, В. М. Яновский и др.) и в небольшом объеме обрабатывается. Рудное поле, судя по геофизическим данным, приурочено к крупному продольному Кидериканскому разлому кристаллического фундамента (северное продолжение Минорского разлома), вдоль которого восточный блок опущен на 1,5-2 км. В пределах западного блока пласты осадочных пород залегают полого, а в восточном блоке они наклонены под углами 40-50°, образуя антиклиналь (Дыбинскую), ядро которой сложено черными известковыми алевролитами

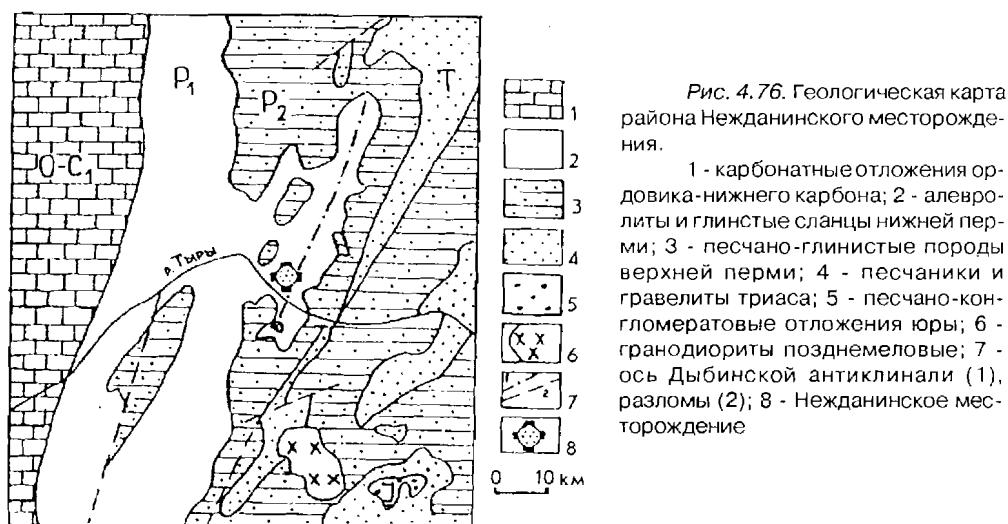


Рис. 4.76. Геологическая карта района Нежданинского месторождения.

1 - карбонатные отложения ордовика-нижнего карбона; 2 - алевролиты и глинистые сланцы нижней перми; 3 - песчано-глинистые породы верхней перми; 4 - песчаники и гравелиты триаса; 5 - песчано-конгломератные отложения юры; 6 - гранодиориты поздне меловые; 7 - ось Дыбинской антиклинали (1), разломы (2); 8 - Нежданинское месторождение

кукканской свиты нижней перми с маркирующим пластом песчаников в кровле, а крылья - песчано-глинистыми породами дыбинской свиты (рис. 4.76-4.79). Породы обеих свит содержат вкрапленность марказита. Структура месторождения осложнена многочисленными продольными крутопадающими (на запад) разломами, на юге она деформирована в связи с развитием диагонального Сунтарского разлома. Продольные разломы и связанный с ними вертикальный кливаж разлома развиты в зоне шириной 3 км и являются поверхностным отражением глубинного Кидериканского разлома. Развитие обеих систем разломов привело к формированию трещинной структуры, оптимальной для просачивания рудоносных флюидов и отложения их полезного груза (данные М. К. Силичева, Н. В. Белозерцевой, 1978 г.). Осадочные

Свита	Мощность, м	Индекс		
Менченская	400	$P_2 m n_4$		Алевролиты с угловатыми обломками известковистых, кремнистых и эффузивных пород («рябчики»), отдельные пласты песчаников
	500	$P_2 m n_3$		Переслаивание песчаников и алевролитов
	400	$P_2 m n_2$		Песчаники темно-серые, массивные мелкозернистые с линзовидными обособлениями известкового материала. Редкие маломощные прослои алевролитов
	500	$P_2 m n_1$		Черные и темно-серые, иногда песчаные алевролиты. Внизу ритмичное переслаивание мелкозернистых серых песчаников и алевролитов. Мощность пластов до 0,5 м
Дыбинская	800	$P_1 d b$		В верхах темно-серые песчаные алевролиты и алевритистые песчаники полосчатой или взмученной текстуры. В средней части черные листовые углисто-глинистые сланцы с конкрециями марказита. В основании (60-70 м) песчаные слоистые алевролиты с грубошестоватой отделаностью
Кукканская	500	$P_1 k k$		В кровле маркирующий пласт (до 4 м) серых мелко-среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников, повсеместно насыщенный лестничными жилами кварца. Подстиляется пачкой (~ 60 м) розово-серых мелкозернистых алевритистых известковистых песчаников с текстурой взмучивания. Остальной разрез - однородные яснослоистые черные известковистые алевролиты с плитчатой отделаностью и конкрециями марказита

Рис. 4.77. Стратиграфическая колонка района Нежданинского месторождения (по М. К. Силичеву и Н. В. Белозерцевой)

породы рудного поля прорваны серией интравудных даек диоритовых порфиритов и лампрофиров продольного и диагонального направлений. В южной части поля закартировано несколько штоков габбро-диоритов и диоритов с абсолютным возрастом 52-75,5 млн лет, а в СВ - Курумский массив гранодиоритов (118 млн лет). Данных о генетической связи оруденения с интрузиями нет. Парагенетически связь возможна с дайками, которые секут жилы наиболее раннего безрудного кварца и пересекаются золотоносными жилами сульфидно-кварцевого состава (Силичев, 1970).

Золоторудные тела представлены вертикальными минерализованными зонами дробления близмеридионального простирания и оперяющими их кварцеворудными жилами, залегающими в породах кукканской свиты, являющейся экраном для оруденения. Это подтверждается геологическим положением свиты и весьма низкими значениями эффективной пористости слагающих ее алевро-пелитовых пород, которая в 8 раз меньше таковой пород вышележащей дыбинской свиты (данные М. К. Силичева, Н. В. Белозерцевой, 1978 г.). Рудные зоны мощностью 2-40 м (обычно 8-10 м) представлены

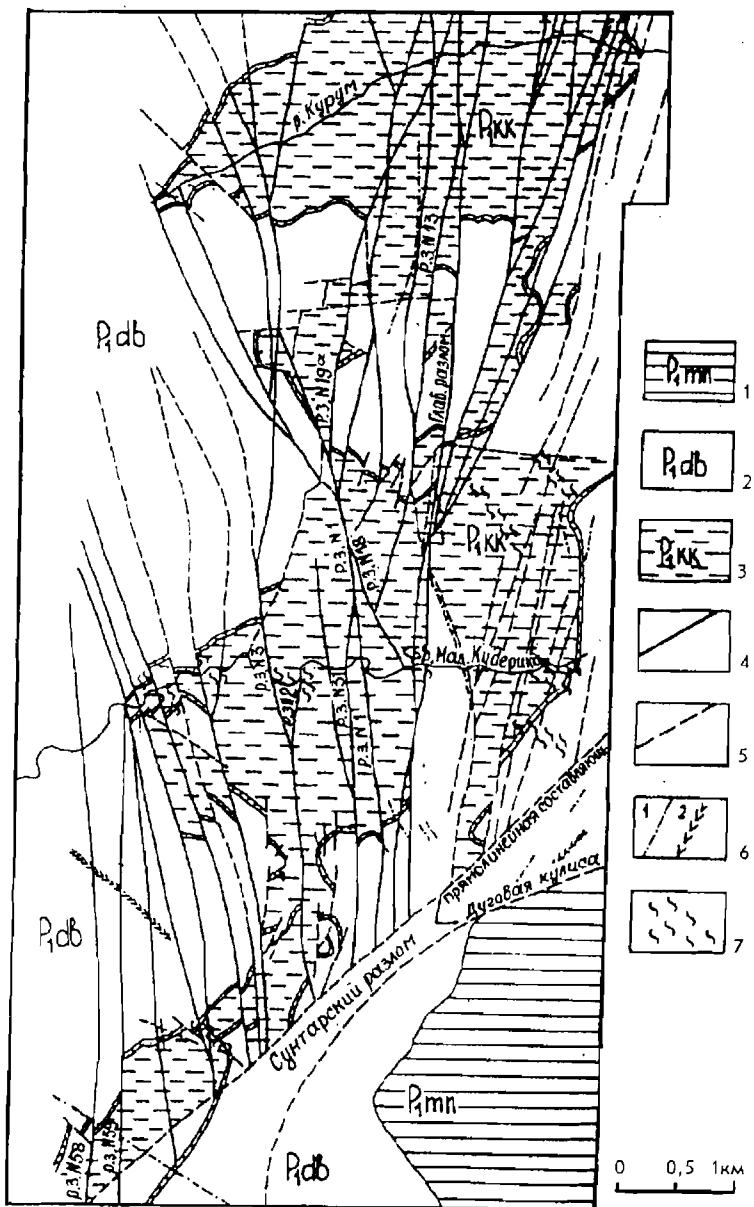


Рис. 4.78. Локализация Нежданского рудного поля в Дыбинской антиклинали (по М. К. Силичеву и Н. В. Белозерцевой).

1 - менкеченская свита, песчано-глинистые породы; 2 - дыбинская свита, черные углесто-глинистые сланцы с конкрециями марказита, алевролиты; 3 - кукканская свита. Черные известковые алевролиты с конкрециями марказита, в кровле маркирующий пласт (до 4 м) серых мелкозернистых песчаников; 4 - зоны дробления и смятия, в том числе минерализованные кварцем с сульфидами (отмечены надписями); 5 - прочие тектонические нарушения; 6 - дайки диоритовых порфиритов (1) и лампрофиров (2); 7 - зоны прожилкового окварцевания

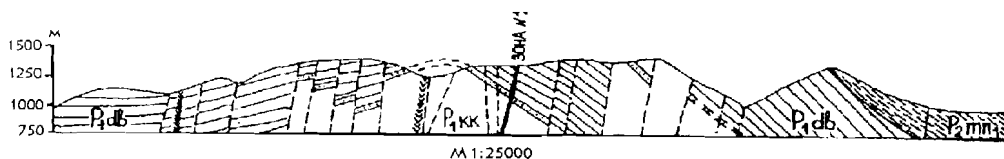


Рис. 4.79. Геологический разрез через центральную часть рудного поля Нежданинского месторождения (по М. К. Силичеву и Н. В. Белозерцевой)

перемятыми, подробленными породами, в различной степени насыщенными кварцем в виде прожилков, линз и жил, чаще ориентированных параллельно сместителю разлома. Кварцеворудные жилы - это существенно кварцевые тела полосчатой и брекчиевой текстуры, обычно с включениями обломков вмещающих пород. Рудная минерализация зон и жил сходная. Общее содержание сульфидов в рудах не превышает 5-6% (малосульфидный тип кварцево-золоторудной формации по Н. В. Петровской, 1960 г.), из которых 2-3% приходится на долю арсенопирита. Прочие рудные минералы, %: пирит - до 1, сфалерит - 0,5-0,9, галенит - до 0,6, тетраэдрит, теннантит, буланжерит, джемсонит, фалькманит, золото. Менее распространены ферротетраэдрит, бурнонит, халькопирит. Из жильных кроме кварца присутствуют серицит, мусковит, кальцит, анкерит, калишпат, альбит. Золото содержится в сульфидах и кварце, размеры его выделений 0,002-1,2 мм, проба 720-770, но есть золото с пробой 680-720 (16,8%) и 800-840(3,6%). Содержание золота и серебра в сульфидах из технологической пробы (данные И. Н. Иноземцева, 1978 г.) таково (г/т):

	Золото	Серебро
Пирит	32,1	437,0
Арсенопирит	50,7	64,6
Сфалерит	56,0	4 375,0
Галенит	24,0	3 423,0
Блеклая руда	16,3	-

М. К. Силичев (1970) выделяет на месторождении следующий ряд разновозрастных минералогических ассоциаций (от ранних к поздним): 1. Серицит-карбонатная - образование кальцита и железистого карбоната во вмещающих породах. 2. Пирит-арсенопиритовая инпреньяционная, развивается в виде вкрапленности в непосредственном контакте (в 1-3 м) с рудными телами. 3. Палевошпат-кварцевая; представлена безрудными жилами и прожилками кварца первой генерации с альбитом и калишпатом, прорвана дайками диоритовых порфириров и лампрофиров. 4. Пирит-арсенопиритовая жильная; выделялась совместно с кварцем. 5. Сфалерит-тетраэдрит-галенитовая; выделялась с кварцем III и ранним высокопробным золотом. 6. Сульфoантимонитовая с поздним серебристым золотом и кварцем IV и V. 7. Позднекварцевая, представленная безрудным кварцем IV.

Нежданинское месторождение характеризуется обратной минералогической зональностью, что выражается в преобладающем развитии поздних

минеральных ассоциаций (особенно сульфоантимонитовой) на нижних горизонтах и в центральных частях рудных тел. В целом же золотое оруденение распространено в интервале глубин 1400-200 м, при длине рудного поля 10 км и ширине 1,5 км.

На месторождении несколько рудных зон и десятки кварцеворудных жил. Наиболее изучена рудная зона № 1, протягивающаяся в близмеридиональном направлении, пересекая свод Дыбинской антиклинали. Длина зоны 4,3 км, мощность 10-11 м, длина по падению 1,3 км. Среднее содержание золота в рудах около 5 г/т, серебра 30 г/т. Зона круто (70-80°) наклонена на запад. В разрезе испытывает плавные изгибы, пережимы, раздувы, в виде апофизов

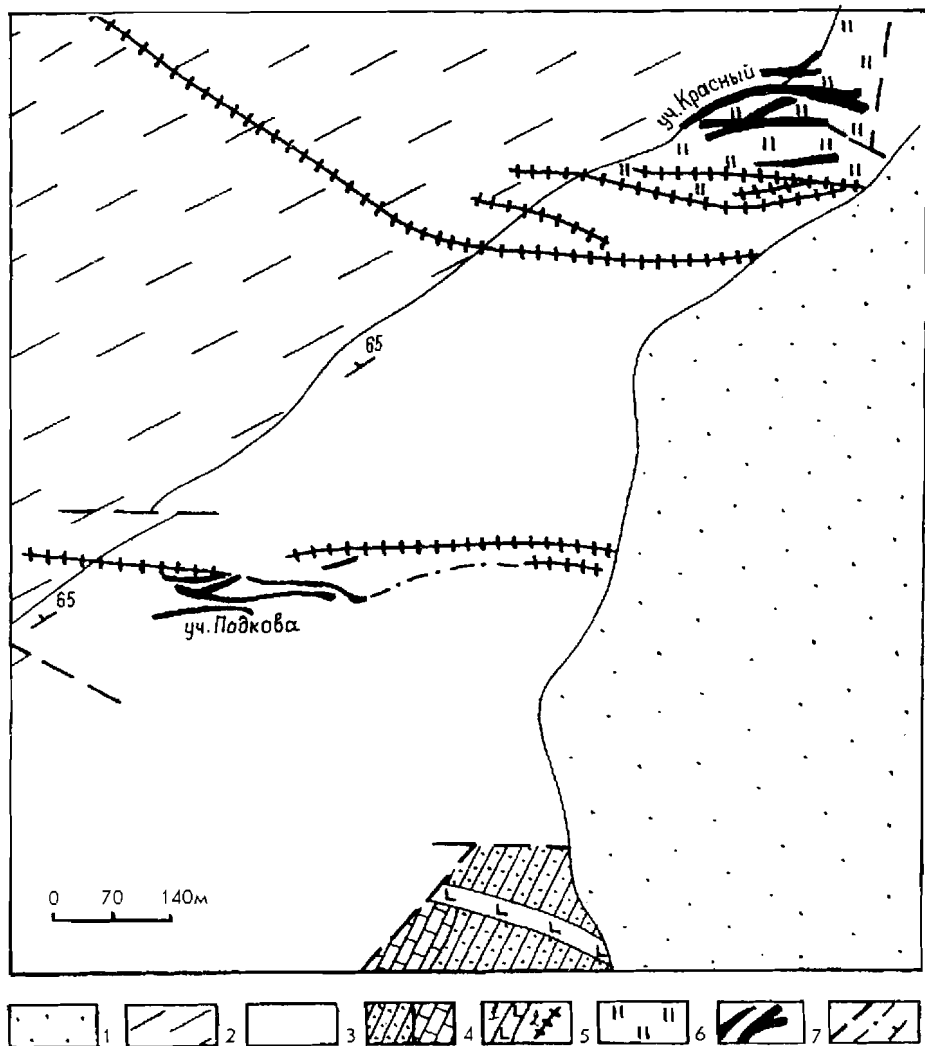


Рис. 4.80. Геолого-структурная схема Тас-Юряхского рудного поля (по Ю. Н. Родионову).
 1 - четвертичные отложения; 2 - алевролиты (ϵ, ps); 3 - доломиты (Vjd); 4 - известковистые песчаники, известняки (Vom); 5 - дайки габбро-диабазов (1), лампрофиров (2); 6 - метадоломиты; 7 - рудные тела; 8 - разломы, тектонические трещины, залегание слоев

нее отходят кварцеворудные жилы и менее масштабные зоны. Контуры рудных тел выделяются опробованием. Мощности рудных жил 0,1-1 м, простирание и углы падения различные. Рудная минерализация зон и жил сходная, но в жилах набор минералов богаче, содержание золота выше (15-25 г/т). Наиболее продуктивные жилы отрабатываются, руды обогащаются на местной фабрике по гравитационно-флотационной технологии. В концентрат извлекается 92-93% золота. Разведанные запасы золота Нежданнинского месторождения 475 т (Беневольский и др., 1992).

Тас-Юряхское золоторудное месторождение открыто и изучается в последнее десятилетие - ПО «Центргеофизика», Дальгеолкомом (Л. Р. Переверзев и др., 1990 г.), ЦНИГРИ (Ю. Н. Родионов, 1991 г.), горнорудной компанией «Тас-Юрях» (В. А. Кравцов, В. Г. Вологин). Оно расположено в Юдомо-Майском перикратонном прогибе в пределах Курун-Уряхского рудного узла. Оруденение приурочено к зоне крутопадающего разлома СВ простирания на контакте алевролитов пестроцветной свиты нижнего кембрия (висячий бок, геологический экран) с доломитами усть-юдомской свиты венда (рис. 4.80, 4.82). Продуктивны две рудные зоны: Красная и Подкова (Сбросовая). Стратифицированные породы прорваны дорудными дайками слюдястых и роговообманковых лампрофиров СВ и широтного простирания с абсолютным возрастом биотита 116-119 млн лет (калий-аргоновый метод, ВСЕГЕИ, Г. К. Шнай, 1991 г.). На участке Подкова дайки нередко изменены, каолинизированы, местами ограничивают рудные тела. Вмещающие руду алевролиты

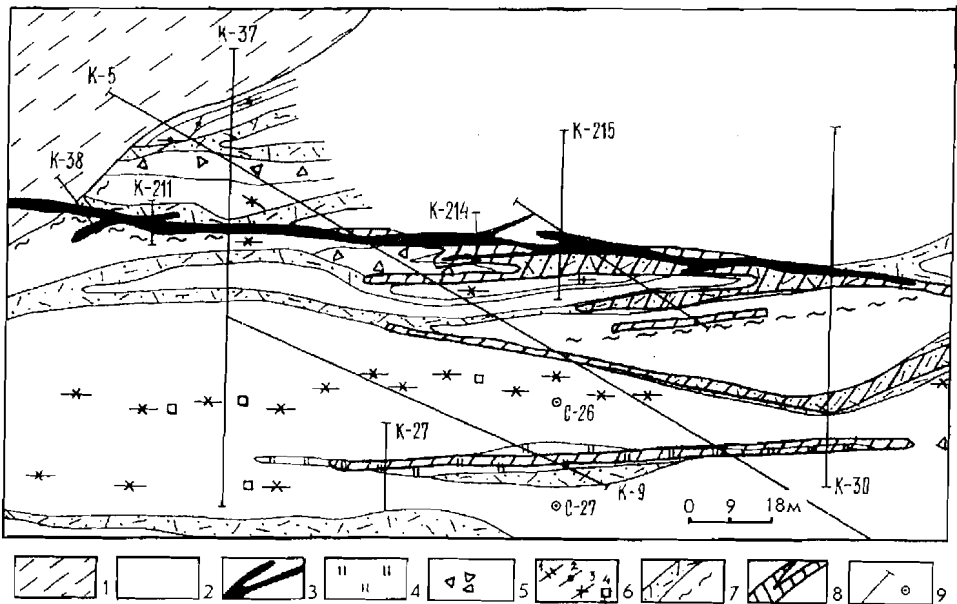


Рис. 4.81. Геолого-структурная схема западной части зоны Подкова Тас-Юряхского рудного поля (по Ю. Н. Родионову).

1 - алевролиты (ε, ps); 2 - доломиты (Vjd); 3 - минетты; 4 - метадоломиты; 5 - доломитовые брекчии; 6 - прожилки карбонатные (1), кварцевые (2), кварц-карбонатные (3), пиритизация (4); 7 - тектонические зоны, трещиноватость; 8 - рудные тела; 9 - канавы, буровые скважины

аргиллизированы и тонко пиритизированы, а доломиты перекристаллизованы, брекчированы, содержат тонкую сеть прожилков кварцевого и кальцит-кварцевого состава.

В зоне Красной развиты золото-гидроксидно-кварцевые руды (тип I), образующие лентовидные тела мощностью до 35 м в тектонической зоне контакта доломитов и алевролитов (рис. 4.80). Руда представляет собой дезинтегрированные кварцевые метасоматиты либо окварцованные доломиты и алевролиты, обычно ожелезненные и омарганцованные (зона гипергенеза). Кварцевые метасоматиты имеют брекчиевый облик, состоят из крупно- и среднезернистого кварца с включениями редких обломков доломитов и алевролитов, раздробленных и сцементированных тонкозернистым кварцем, включающим гнезда серицит-гидрослюдистого и каолинового состава.

В зоне Подкова (рис. 4.81) развиты золото-кварц-карбонатные руды (тип II), локализованные в висячем боку дайки слюдястых лампрофиров. Рудные

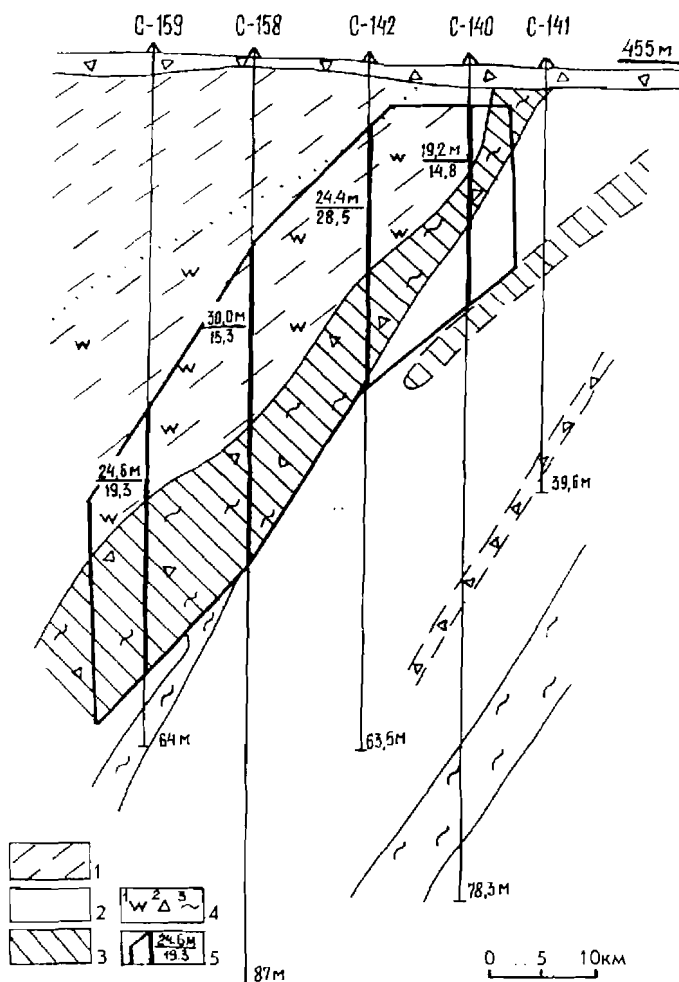


Рис. 4.82. Месторождение Тас-Юрях. Разрез по буровому профилю № 9 (по В. Н. Бутвину).

1 - аргиллиты, алевролиты; 2 - доломиты; 3 - гематитизация, лимонитизация; 4 - каолинит-серицит-гидрослюдистые изменения (1); гидротермально-тектонические брекчии (2); трещиноватые породы (3); 5 - рудные интервалы с указанием мощности (числитель) и содержания золота в г/т (знаменатель) и контур запасов категории С₁.

тела представлены минерализованными зонами дробления мощностью до 3,5 м, в различной степени ожелезненных доломитов с тонкими прожилками кварц-серицит-хлорит-гидрослюдистого, серицит-гидрослюдисто-каолининового состава, с блоками слабокальцитизированных доломитов с жилообразными телами интенсивно окварцованных доломитов мощностью 10-15 см, брекчиевого сложения. Брекчия состоит из обломков окварцованного доломита, сцементированных тонкозернистым кварцем с примесью серицита и каолинита, с тонкой сетью сульфидов и гидроокислами железа.

Рудная вкрапленность (0,5-2,5 мм) в рудах I типа представлена в основном гипергенными минералами (5-7% объема породы). Это гидроокислы железа и марганца, гематит, в меньших количествах скородит, ярозит, редко малахит, азурит, англезит. Первичные рудные минералы сохранились в виде реликтов в агрегатах вторичных минералов. Это преимущественно пирит, арсенопирит, халькопирит, а также редкие: галенит, блеклая руда, сфалерит, полибазит-пирсеит, марказит. Предположительное их содержание в первичных рудах 5-8%. Содержание золота в рудах порядка 20 г/т, серебра 10 г/т (данные В. Г. Вологина). В технологических пробах содержание золота 67-73 г/т. Золото в рудах микроскопическое - 2-10 мкм, редко до 20-40 мкм. Проба золота 950-970 (I тип руд) и 845-875 (II тип руд). Выделения золота часто приурочены к вторичным минералам либо к контактам гидроокислов железа и зерен кварца. Максимальные содержания золота - в агрегатах вторичных минералов. В рудах II типа золото приурочено к кварц-гидрослюдистым образованиям. Кроме золота и серебра в рудах содержатся, %: As - до 0,8; Pb - до 1; Zn - до 0,06; Cu - до 0,014; иногда Sb и Hg - до 3,6 г/т.

В пределах Курун-Уряхского рудного узла наблюдается рудная зональность. С СВ на ЮЗ происходит смена золото-гидроксидно-кварцевого типа оруденения (зона Красная) золото-карбонатно-кварцевым (уч. Подкова) и далее золото-сульфидно-кварцевым (уч. Малютка). В этом направлении усиливается роль прожилкового и жильного окварцевания взамен метасоматического, ослабевает роль вторичной доломитизации, увеличивается крупность выделений золота, снижается содержание золота в рудах, увеличивается роль мышьяка и уменьшается роль сурьмы и ртути. Все это указывает на более глубокий эрозионный срез ЮЗ фланга (уч. Малютка).

Золото из руд извлекается цианированием - 92-95% - при низком расходе реагента. Из кусковой руды извлекается 87-92% (за 70 сут), что указывает на возможность кучного выщелачивания (данные А. В. Лаврентьева, 1991 г.; Н. В. Филимонова, 1991 г.). Месторождение небольшое.

Тенькинская, Индигиро-Колымская и Яно-Индигирская золотоносные зоны

Эти золотоносные структуры выделяются в ЮВ части Яно-Колымской складчатой области в Адыча-Бохапчинской зоне линейной складчатости, включающей Адыча-Детринский мегаантиклинорий на ЮЗ и Иньяли-Дебинский мегасинклинорий на СВ. Эти структуры образованы толщами верхоянского комплекса, представленного в антиклинориях карбон-пермскими,

а в синклиниях - триас-юрскими отложениями. В золотоносных районах Тенькинской зоны наиболее широко распространены пермские породы, представленные черными алевролитами, глинистыми и песчано-глинистыми, углито-глинистыми сланцами с редкими пластами туфогенных пород с флорой и морской фауной, общей мощностью 5-7 км. Триасовые отложения представлены перемежающимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов, отмечаются туффиты. Мощность отложений - сотни метров. Песчано-глинистый состав характерен и для юрских отложений, суммарная мощность которых достигает 8-9 км. Удельный вес песчаников в мезозойских толщах увеличивается в верхних частях разрезов.

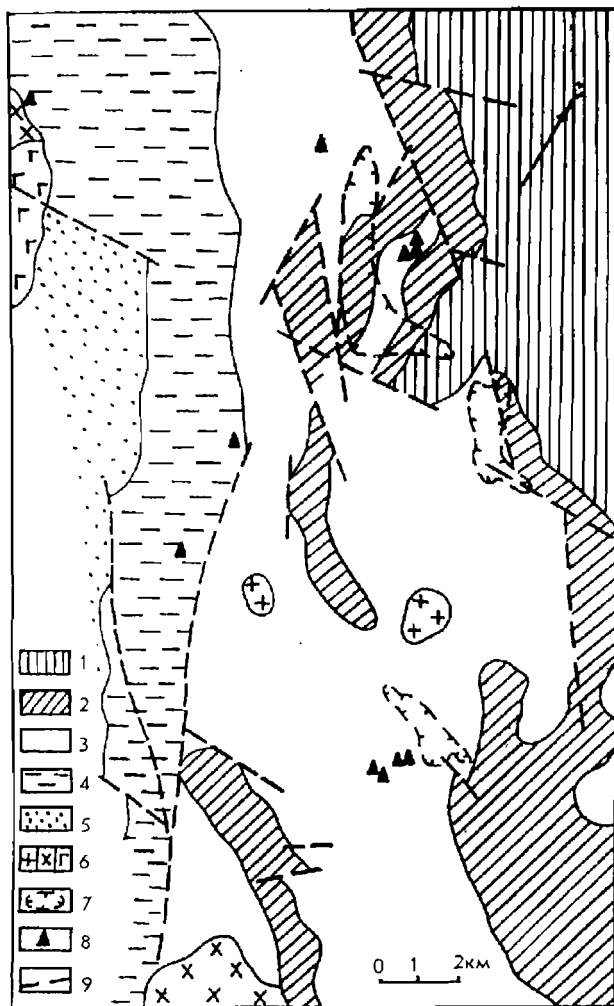
Адыча-Бохапчинская зона характеризуется сжатыми линейными складками, слагающими простые синклинии и антиклинории, прослеживающиеся на десятки и сотни километров. Вся зона, в особенности Иньяли-Дебинский синклиний, разбита многочисленными крупными разломами, многие из которых относятся к категории глубинных, влияющих на распределение мощностей и фаций отложений и служивших путями проникновения интрузий (Геология СССР, 1970. Т. 30). В пределах зоны сосредоточены многочисленные гранитоидные батолиты и добатолитовые дайковые серии, параллельные осям крупных складок и продольным разломам. Особенно насыщен магматическими породами Иньяли-Дебинский мегасинклиний. В пределах Адыча-Детринского мегантиклинория, в его осевой части, выделяется Аян-Уряхский антиклинорий длиной 500 и шириной до 90 км, в котором обнажены пермские отложения. Это наиболее поднятая часть всей Адыча-Бохапчинской зоны, характеризующаяся интенсивной разнопорядковой складчатостью с опрокинутыми и даже лежащими складками. Преобладают крутые падения пластов осадочных пород, шарниры складок ундулируют в СЗ направлении. Многочисленны продольные разломы этого же направления, группирующиеся в протяженные зоны, разбитые поперечными разломами. Осадочные толщи прорваны батолитовыми телами адамеллитов и гранодиоритов. Иньяли-Дебинский мегасинклиний занимает СВ часть Адыча-Бохапчинской зоны. От низовьев р. Буюнда на ЮВ он прослежен на СЗ на 1000 км при ширине 100-230 км на юге и 30-50 км на севере. Осевая часть Иньяли-Дебинского мегасинклиория сложена средне-верхнеюрскими отложениями, а крылья - верхнетриасовыми и нижнеюрскими. Породы интенсивно смяты в сложные линейные складки, с крутыми крыльями и острыми замками, разбиты продольными и поперечными разломами, прорваны и метаморфизованы многочисленными батолитовыми телами гранитоидов (J_3-K_1), удлинённых параллельно складчатой структурам, и многочисленными малыми интрузиями и дайками различного состава. Начальные фазы внедрения представлены гранитоидами повышенной основности: биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, адамеллитами; в среднюю (главную) фазу внедрились порфиридные нормальные и лейкократовые биотитовые граниты. Наиболее поздняя фаза - порфиридные двуслюдные, мелкозернистые лейкократовые и аплитовидные граниты. Все это высокоглиноземистые, известково-щелочные породы с примерно равным количеством Na_2O и K_2O , немагнитные. Парагенетически с гранитоидами связано разнообразное, преимущественно редкометалльное оруденение. Добатолитовые дайки порфиритов и лампрофиров, с которыми ассоциирует золотое оруденение,

связаны с формированием верхнеюрских вулканитов и с ранними фазами батолитовых внедрений (Геологическое строение..., 1966; Васильковский, 1981; Геология СССР, 1970. Т. 30).

Наталкинское золоторудное месторождение находится в западной части Аян-Юрхского антиклинория в зоне Тенькинской системы разломов (рис. 4.83). По данным В. П. Плутешко, С. В. Яблоковой и В. М. Яновского

Рис. 4.83. Зона рудовмещающих дислокаций Наталкинского золоторудного района (по В. П. Плутешко, С. В. Яблоковой, В. М. Яновскому).

1-4 - верхнепермские отложения (1 - глинистые сланцы, алевролиты, тасская свита; 2 - туфогенные сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты, атканская свита; 3 - алевролиты, глинистые сланцы с прослоями песчаников и туфогенных сланцев, нерючинская свита; 4 - полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, кулинская свита); 5 - глинистые сланцы, нижнетриасовые отложения; 6 - гранодиориты и плагиограниты, диориты и кварцевые диориты, габбро и габбро-диориты, раннемеловой интрузивный комплекс; 7 - золоторудные месторождения (с севера на юг - Наталкинское, Омчак, Павлик); 8 - рудопроявления золота; 9 - главные разломы Тенькинской зоны



(1988 г.), рудовмещающими породами являются верхнепермские алевропелитовые сланцы - углеродистые, туфогенные, преимущественно массивной текстуры, с содержанием углеводов 0,5-1%. Породы карбонатизированы (содержание карбоната в околорудной зоне 15-20%, иногда до 40-80%), серицитизированы и окварцованы (прожилками) в зоне шириной несколько сот метров. Продуктивная золотоносная полоса совпадает с осевой зоной и ЮЗ крылом крупной антиклинали, ядро которой сложено песчано-глинистыми

породами и разбито на серию тектонических блоков в связи с развитием поперечных структур. На глубине предполагается скрытый гранитоидный массив, с которым связывается образование Наталкинского рудного поля. Дайки кварцевых альбитофиров образуют обширные ареалы вокруг рудных зон.

Выделяется продуктивный блок СЗ простирания, в пределах которого промышленные рудные тела группируются в зоны, сближенные на СЗ и расходящиеся на ЮВ (рис. 4.84). Юго-Западная зона представлена серией

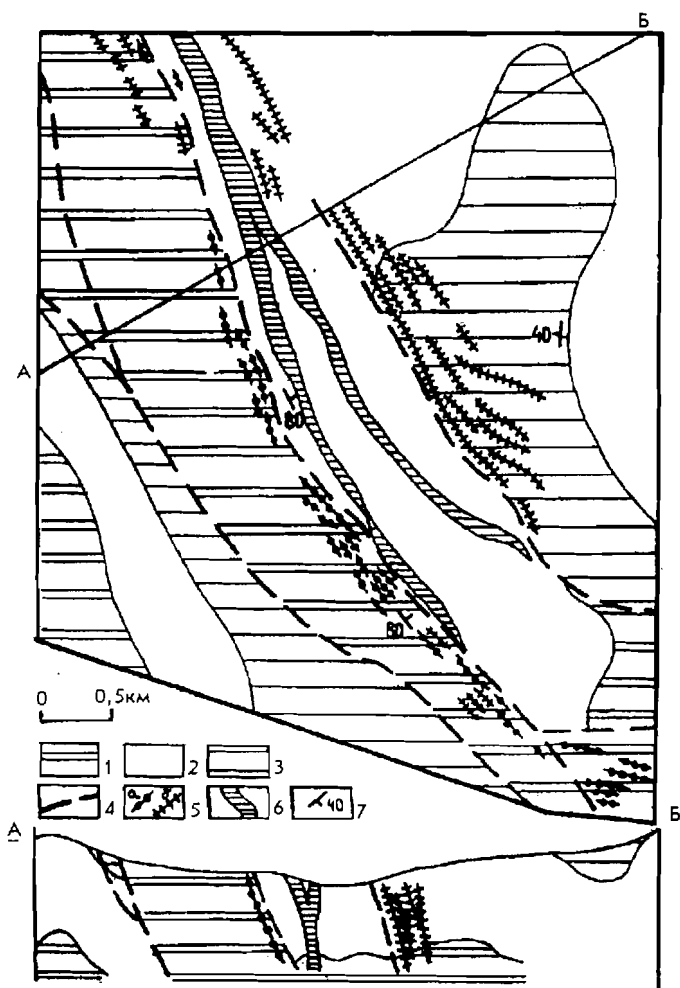


Рис. 4.84. Схематическая геологическая карта и геологический разрез Наталкинского месторождения (по В. П. Плутешко, С. Б. Яблоковой, В. М. Яновскому).

1-3 - верхнепермские отложения (снизу вверх): (1 - глинистые сланцы с прослоями песчаников; 2 - сланцы, полимиктовые песчаники; 3 - черные сланцы, алевролиты, песчаники); 4 - разломы; 5 - дайки кварцевых альбитофиров (а), лампрофиров (б); 6 - рудные зоны; 7 - элементы залегания

сближенных параллельных кварцевых жил, линз и прожилков среди брекчированных окварцованных пород. Длина кварцевых жил до 200 м, мощность 0,5-3 м. В Северо-Восточной зоне оруденение контролируется дайками спессартитов, окварцованных в массе, и прожилками. Мощность зон до 300 м. Морфология рудных тел определяется сочетанием участков массового тонкого окварцевания пород, систем прожилков, жил и линз кварца. Мощность рудных тел, выделяемых опробованием, достигает 40 м. Рудные жилы кулисно расположены по отношению к общему простиранию зоны, ответвляясь под

острыми углами. Жилы небольшой мощности прослежены на 30-80 м по простиранию и падению. Для рудных столбов характерна регенерация золото-кварцевых агрегатов с образованием крупного комковидного (и кристаллического) золота, гребенчатого и сахаровидного кварца в ассоциации с галенитом и сфалеритом. К нижнему горизонту Центральной зоны рудные столбы выклиниваются, а нижняя граница промышленного оруденения погружается на ЮВ под углами 30-40°.

Допродуктивный минеральный комплекс представлен безрудными кварцевыми жилами; ранний продуктивный - среднезернистым кварцем с крупнокристаллическим пиритом и арсенопиритом с тонкодисперсным золотом; поздний продуктивный - мелкозернистым кварцем с арсенопиритом, пиритом, галенитом и видимым золотом. Послепродуктивный комплекс - это прожилки кварца, кальцита с мелкозернистым арсенопиритом. Основная масса золота отлагалась совместно с арсенопиритом и галенитом в позднюю продуктивную стадию. Золото находится в зальбандах кварцевых жил и прожилков, в участках дробления кварца, в ассоциации с арсенопиритом и галенитом. Формы его выделения разнообразны, в т. ч. кристаллические многогранники. Золото мелкое, большая его часть мельче 0,1 мм. Иногда (2,5-15,2%) оно образует эмульсионную вкрапленность в сульфидах. Примеси в золоте: Cu, As, Pb, редко Bi, Sb. Проба золота 738-802, средняя 780-770, преобладает 750-790. Месторождение эксплуатируется, имеющиеся запасы и

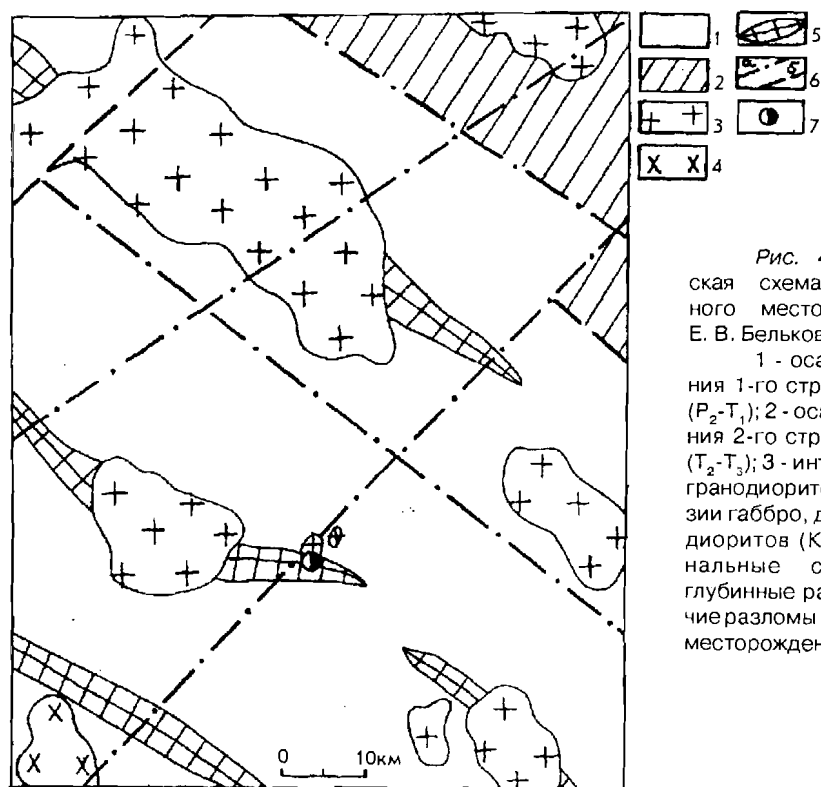


Рис. 4.85. Геологическая схема района Школьного месторождения (по Е. В. Белькову и др., 1992 г.).

1 - осадочные отложения 1-го структурного яруса (P_2-T_1); 2 - осадочные отложения 2-го структурного яруса (T_2-T_3); 3 - интрузии гранитов, гранодиоритов (K_1); 4 - интрузии габбро, диоритов, гранодиоритов (K_2); 5 - антиклинальные складки; 6 - глубинные разломы (а), прочие разломы (б) 7 - Школьное месторождение

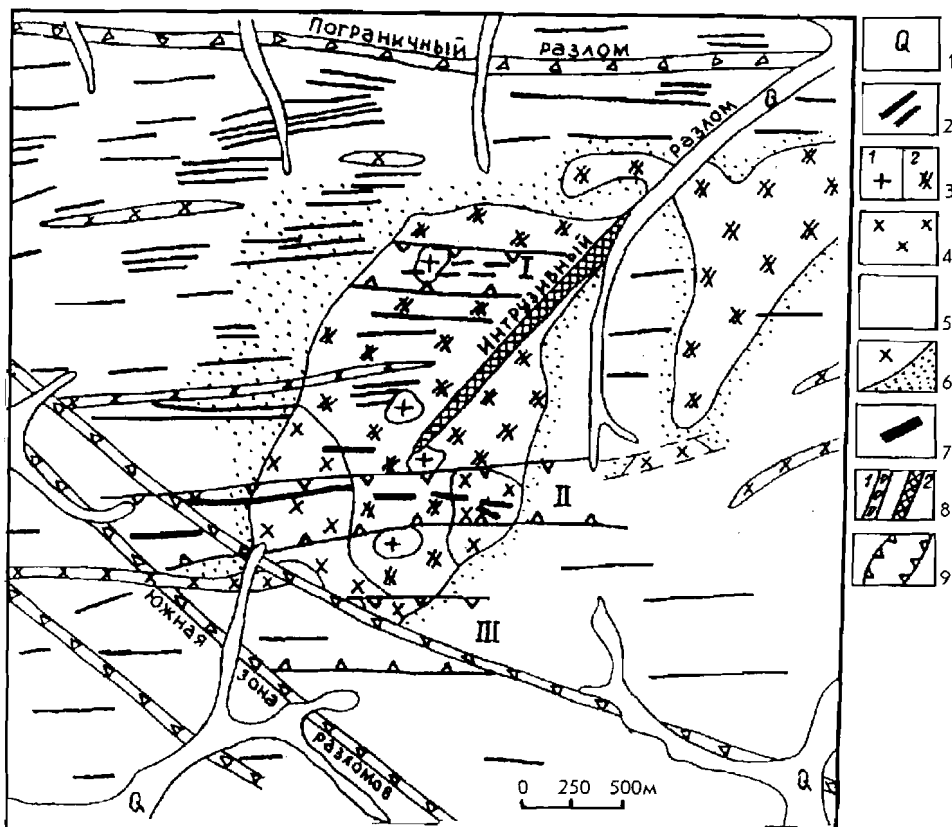


Рис. 4.86. Геологическая схема Школьного рудного поля (по Е. В. Белькову и др., 1992).

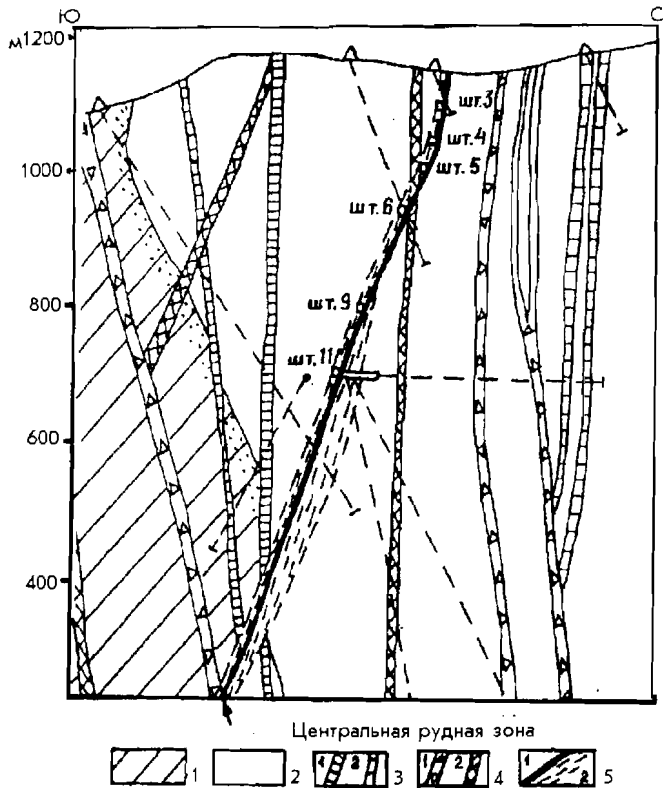
1 - четвертичный аллювий; 2 - дайки диоритовых порфиритов, лампрофиров, гранит-порфиров, дацитов; 3 - граниты (K_2) (1), гранодиориты (K_1) (2); 4 - диориты (K_2); 5 - песчано-глинистые отложения тенькинской свиты (P_2); 6 - ороговикованные породы; 7 - рудные тела; 8 - зоны дробления (1) и трещиноватости (2); 9 - границы рудных зон. Зоны: I - Северная, II - Центральная, III - Южная

прогнозные ресурсы обеспечивают работу рудника на многие годы. Обогащаемость руд хорошая.

Школьное золоторудное месторождение, по данным Е. В. Белькова и др. (1992 г.), расположено на ЮВ фланге Тенькинской золотоносной зоны Дусканьинского узла. Рудное поле находится в Южной тектонической зоне в клиновидном тектоническом блоке. Мощность зоны 0,5-1,5 км, падение крутое на СВ. Основные рудные тела месторождения вмещает шток гранитоидов пестрого состава: диориты, габбродиориты, тоналиты, гранодиориты, биотитовые граниты. Абсолютный возраст пород 127-150 млн лет. Контакты с вмещающими породами крутые и падают по центру штока. Ширина зоны ороговикования до 200-300 м. Интрузивная деятельность завершилась внедрением большого количества даек разного состава широтного простирания и крутого падения мощностью от десятков сантиметров до 10-20 м и длиной до 2 км. Дайки гидротермально изменены, иногда вмещают рудные тела (рис. 4.85-4.87). Гидротермальные изменения пород рудного поля - аргиллизация.

Рис. 4.87. Школьное месторождение. Геологический разрез через Центральную рудную зону (по Е. В. Белькову и др., 1992 г.).

1 - складчатые песчано-глинистые отложения тенькинской свиты (P_2); 2 - гранитоиды Бурчагинского штока (K_{1-2}); 3 - дайки диоритовых порфиров (1) гранит-порфиров (2); 4 - зоны брекчирования (1) и трещиноватости (2); 5 - жильное рудное тело (1) и прожилковая минерализация (2) Центральной рудной зоны



Отмечается также дорудная грейзенизация и скарнирование вмещающих известковых песчано-глинистых пород, а также диоритоидов. Рудовмещающие зоны дробления переработаны до серицит-гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов и кварцитов, содержащих вкрапленность пирита и арсенопирита (до 5%).

Рудоносными являются кварцевые жилы и зона прожилкования, локализованные в широтных зонах дробления и располагающиеся диагонально по отношению к Южной зоне разломов. Выделяются зоны Северная, Центральная и Южная. Их длина 0,8-2 км, мощность от 100-200 до 300-500 м. Мощность рудовмещающих зон 0,5-5 м, падение крутое к югу. Промышленное оруденение сосредоточено в Центральной зоне. Длина рудных жил 20-200 м, мощность 0,1-1,5 м. Кварц массивный, мелко- и среднекристаллический. Рудные минералы (1-3%) кроме золота представлены сложным комплексом сульфосолей, среди которых преобладает фрейбергит, пиритом и арсенопиритом. Распределение золота в рудах крайне неравномерное. $Au: Ag = 1:1$. Содержание золота в кварцевых жилах порядка 50 г/т. 25% запасов сосредоточено в околорудных метасоматитах (содержание 7-100 г/т). Большая часть золота находится в богатых гнездах. В первичных геохимических ореолах выявлены аномалии золота, серебра, мышьяка вольфрама и сурьмы. Содержание вольфрама с глубиной возрастает.

Отработка месторождения осуществляется подземным способом со штольневым вскрытием рудных тел до глубины 500 м от поверхности. Схема

обогащения - гравитация с последующей флотацией (либо без нее) и цианирование хвостов. Извлечение золота 97-99%, серебра 81-83%.

Ветренское золоторудное месторождение расположено на правом берегу р. Колыма в ЮВ части Индигиро-Колымской золотоносной зоны. По данным Ю. И. Новожилова с соавторами (1988), вмещающие рудное поле флишеидные углеродистые осадочные породы (T_3-J_1) слагают грабен-синклиналь СЗ простирания, расположенную в СВ боку Чай-Урвинского глубинного разлома (рис. 4.88). Породы метаморфизированы до зеленосланцевой фации, близ рудных тел березитизированы. В непосредственной близости от месторождения развиты согласные со слоистостью и секущие ее дайки диоритовых порфиритов, местами слабоминерализованные. В 5-6 км к ЮЗ расположен полиформационный массив диорит-гранит-гранодиоритовой (K_1) и диорит-граносиенит-щелочногранитовой (K_2) формаций.

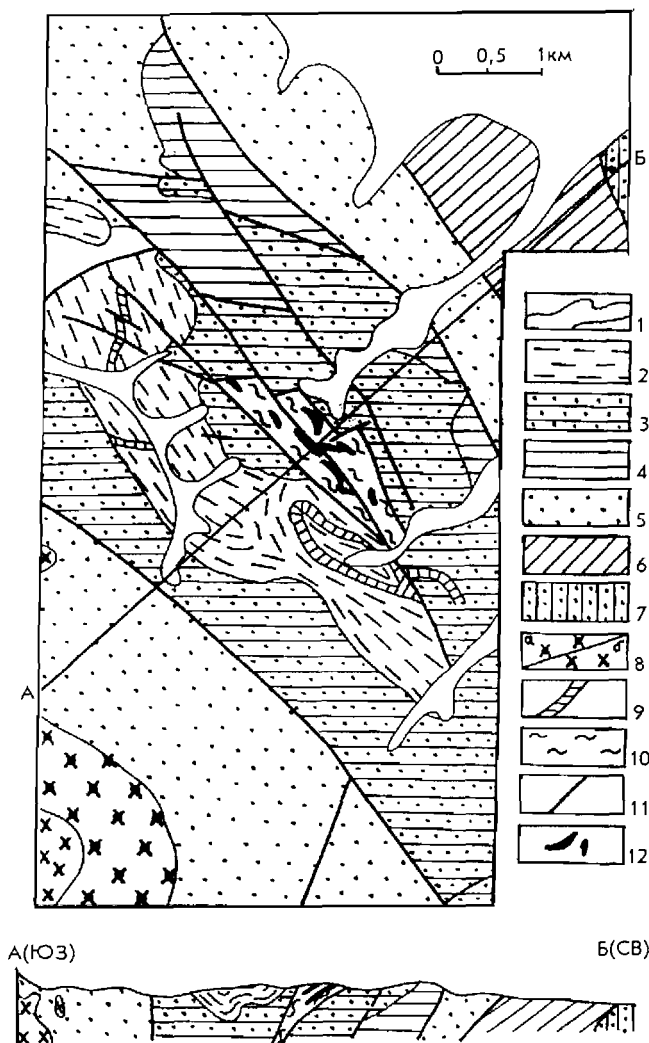


Рис. 4.88. Геологическая карта и разрез Ветренского месторождения (по Ю. И. Новожилову).

1 - четвертичный аллювий; 2 - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (J_1); 3 - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (T_3n); 4 - глинистые сланцы, тонкополосчатые алевролиты, горизонты углисто-глинистых сланцев (T_3k); 5 - песчаники (T_2); 6 - глинистые сланцы (T_1); 7 - глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, туффиты (P_2); 8 - кварцевые монзониты (а), гранодиориты, диориты, кварцевые диориты (б) (K_1); 9 - диоритовые порфириты, спессартиты, диориты; 10 - зона смятия; 11 - разломы; 12 - кварцевожильные рудные тела

Золоторудные кварцевожилые тела сосредоточены в зоне смятия пестрых по составу осадочных пород СЗ простираения мощностью до 300-400 м с некрутым (35-60°) падением на ЮЗ. В пределах зоны осадочные породы испытали интенсивное пластическое течение, будинаж, разлинзование и милонитизацию. В жестких линзовидных блоках распространены жилобразные, линзовидные, столбообразные штокверковые тела. В зонах пластического течения кварцеворудные тела имеют птигматовую, четковидную форму. Текстура кварцевых тел полосчатая, лентовидная, пятнистая, массивная. На месторождении выделяются пять рудных тел. Их длина от десятков до 200-500 м. Мощность от первых до десятков метров. Падение на СВ под углами 40-60°. Оруденение прослежено горными выработками на глубину 300 м от поверхности.

В рудах выделяются шесть минеральных ассоциаций: 1) ранний молочнок-белый кварц, альбит, мусковит, хлорит, анкерит, магнетит, брукит, анатаз, рутил, турмалин, апатит, графит; 2) полупрозрачный кварц, кальцит, анкерит, хлорит, рутил, серицит, биотит; 3) пирит, арсенопирит, шеелит, кальцит, анкерит; 4) пирит, марказит, магнетит, пирротин, халькопирит, сфалерит, гессит, кварц, кальцит, брейнерит, магнезит; 5) продуктивная стадия: самородное золото, галенит, тетрадимит, висмутин, калаверит (?), креннерит (?), сульфовисмутиты свинца, доломит, мусковит-серицит, 6) кварц, кальцит, пирит.

Основная масса кварца кристаллизовалась при температуре 360-180°С, однако минерализация позднерудной ассоциации формировалась при 60-80°С. В кварце золото концентрируется вблизи обломков пород, во вмещающих породах, по трещинам в арсенопирите, реже в пирите. Форма золотин: пластинки, комочки. Преобладающий размер зерен 0,1-2 мм. Проба 830-965, средняя 880-890. Примеси в золоте: Ag (до 10%), As, Bi, Cu, Pb, Fe. Месторождение генетически связывается с раннемеловым гранитоидным массивом Корабль. Возраст слюд из руд также раннемеловой (105-123 млн лет, калий-аргоновый метод). Кроме золота в рудах отмечается вольфрам до 0,2%, установлена тесная корреляционная связь золота с висмутом (+0,84).

Минимальное промышленное и бортовое содержание золота, принятое для подземной отработки: 15,6 и 6 г/т соответственно. Месторождение мелкое.

Утинское золоторудное месторождение расположено в ЮВ части Индигиро-Колымской золотоносной зоны в Ат-Юрях-Среднеканском рудном районе (рис. 4. 89). По данным В. А. Степанова (1988 г.), оруденение локализовано в дайках близ Утинского сбросо-сдвига, секущих песчано-глинистые породы среднеюрского возраста, содержащих пласты туфогенных пород и линзы конгломератов. Осадочные породы смяты в линейные складки ЗСЗ простираения и разбиты сбросо-сдвигами этой же ориентировки. Дайки также простираются на ЗСЗ и круто падают на юг. Дайки среднего состава пропилитизированы, а кислого - березитизированы, те и другие сульфидизированы (арсенопирит, пирит). Возраст даек считается позднеюрским (Очерки металлогении..., 1994).

Основным рудным телом является дайка № 7 мощностью 0,2-3 м, в среднем 1,2 м, сложенная альбитизированными порфиритами. Дайка круто падает на ЮЗ. Поперечными разрывами она разбита на блоки длиной в сотни ме-

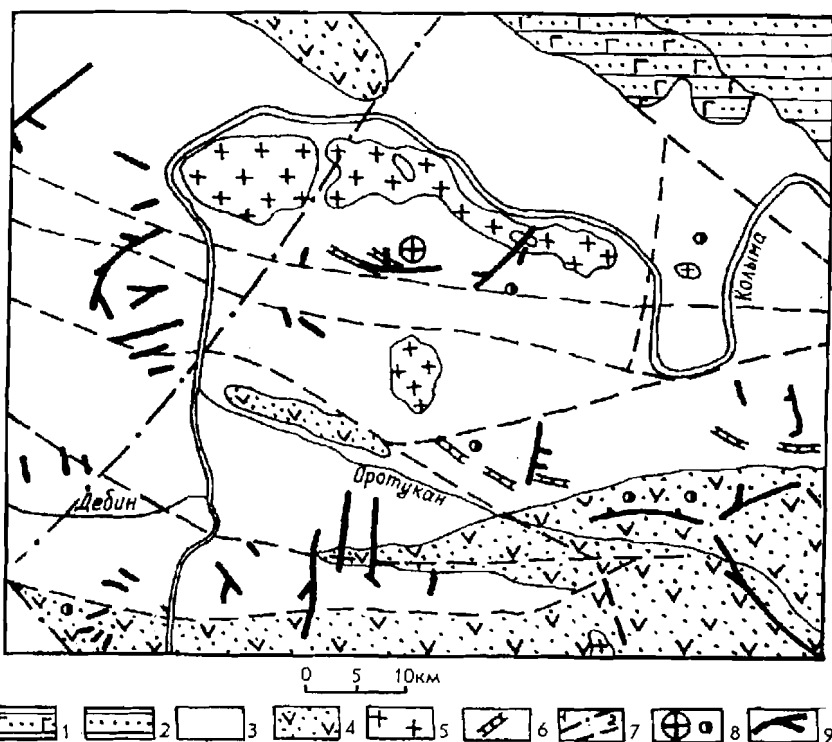


Рис. 4.89. Геологическая схема района Утинского месторождения (по А. И. Калинину и В. К. Канищеву, 1992).

1 - базальты (Р); 2 - терригенные отложения (N-Q₁); 3 - геосинклинальные терригенные (J_{1,2}) и 4 - туфогенно-терригенные породы (Т); 5 - гранитоиды; 6 - рудоносные дайки (J₃); 7 - разломы корово-мантийные (1), прочие (2); 8 - Утинское месторождение, рудопроявления золота; 9 - золотоносные россыли

тров, смещенные относительно друг друга до 10-15 м. По падению дайка прослежена на 700 м. Оруденение приурочено к участкам повышенной концентрации кварцевых прожилков и жил, к местам пересечения дайки СВ разрывами, к местам сужения дайки при пересечении ею пластов углисто-глинистых сланцев. Размеры рудных столбов: от 100x150 до 300x400 м. С глубиной содержание золота не убывает. Мощность прожилков от долей сантиметров до 0,5-0,6 м, их длина ограничена мощностью дайки. Наблюдается лестничный, линейный или сетчатый рисунок окварцевания. Дайка № 6 расположена в 400 м от дайки № 7. Её простирание почти широтное, падение на юг крутое. Дайка прослежена на 7 км. Её средняя мощность 4,06 м, в раздувах до 15 м. Дайка сложена альбитизированными дацитами и липаритами с прожилками золотоносного кварца. Промышленное оруденение установлено лишь на отдельных участках.

В рудных столбах содержание золота колеблется от 4 до 45 г/т, в среднем 5-7 г/т. Содержание сульфидов в руде 1-3%. Это пирит, арсенопирит, реже буланжерит, джемсонит, галенит, сфалерит, пирротин, тетраэдрит и антимонит. Рудные жилы и прожилки образованы в основном кварцем и альбитом с примесью кальцита, анкерита, серицита, хлорита. На глубине альбит

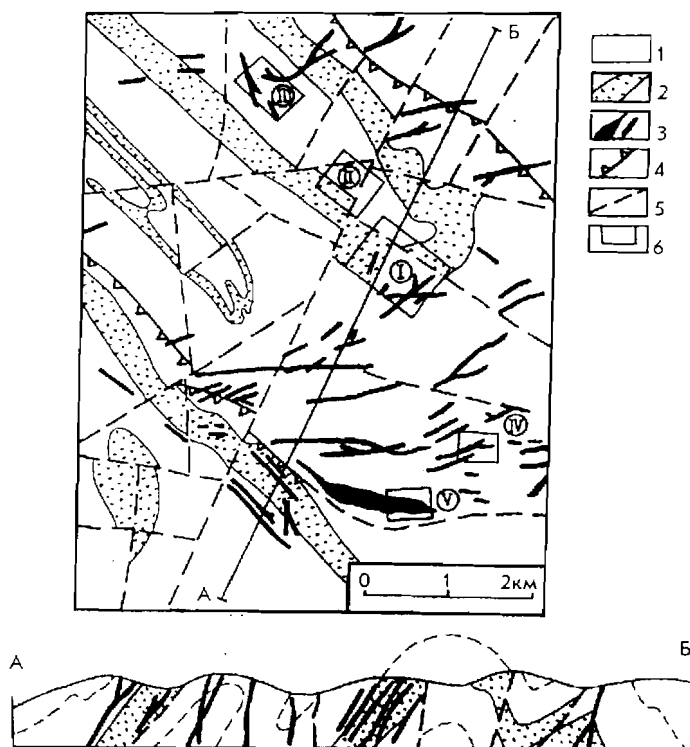
иногда преобладает над кварцем. Золото ассоциирует с джемсонитом и буланжеритом, иногда нарастает на кристаллы арсенипирита. Величина золотин от 0,01 до 5-10 мм, встречались самородки весом до 300 г. Форма выделений золота разнообразная, в т. ч. кристаллическая. Проба золота 880-950. Примеси в золоте: Hg (0,1%), As, Sb, Cu, Mn. Содержание золота в арсенипирите 8,1-28,3 г/т, среднее 14,5; серебра 10,9 г/т. Пирит отличается повышенной мышьяковистостью, содержание в нем золота 13,5 г/т. Ассоциация золота в рудах с сурьмой сближает Утинское месторождение с золото-сурьмяными месторождениями СЗ части Иньяли-Дебинского синклиория.

Обогатимость руд хорошая. С 1942 по 1956 г. месторождение отрабатывалось, добыто 8,6 т золота при среднем содержании 5,2 г/т.

Светлое золоторудное месторождение расположено в СЗ части Индигиро-Колымской зоны в Берелехском рудном районе близ Чай-Юрюинского и Дебинского глубинных разломов меридионального простирания. По данным А. И. Калинина и Б. Н. Шавкунова (1992), район сложен дислоцированными юрскими углеродисто-терригенными толщами, прорванными многочисленными дайками и силлами порфиритов (рис. 4.90). С востока и СВ Берелех-

Рис. 4.90. Геологическая карта Светлого рудного поля (по А. И. Калинину и Б. Н. Шавкунову, 1992).

1 - алевролиты и глинистые сланцы с зеленосланцевыми изменениями (J_2); 2 - существенно песчаниковые пачки и горизонты (J_2); 3 - дайки и силлы кислого и среднего состава; 4 - надвиги; 5 - прочие разломы; 6 - рудоносные участки (I - Центральный (месторождение Светлое), II - Нижний, III - Яркий, IV - Ковбой, V - Тенистый)



ский рудный район окаймляется крупными гранитоидными плутонами колымского интрузивного комплекса. Светлинско-Челбаньинский рудный узел, включающий Светлое месторождение, находится в южной части Берелехского района и совпадает с положительной гравитационной и магнитной аномалиями. К Берелехской аномалии приурочено Светлинское рудное поле. Оно

сложено отложениями средней юры монотонного сланцево-алевролитового состава. Рудовмещающая часть разреза (верхняя подсвита жуковской свиты) обогащена пластами песчаников и содержит повышенное количество $S_{\text{ср.}}$. Осадочная толща смята в сжатые складки до изоклиналиных опрокинутых и разбита тектоническими разрывами разной ориентировки. Основная складчатая структура рудного поля - Светлинская антиклиналь, на периклиналином замыкании и в осевой части которой локализованы основные участки рудного поля (месторождения Светлое, Нижний, Яркий) (Очерки металлогении..., 1994).

Месторождение представлено серией жил длиной до 1 км, мощностью 0,5-1,5 м, крутопадающих на ЮЗ (рис. 4.91). Основные запасы сосредото-

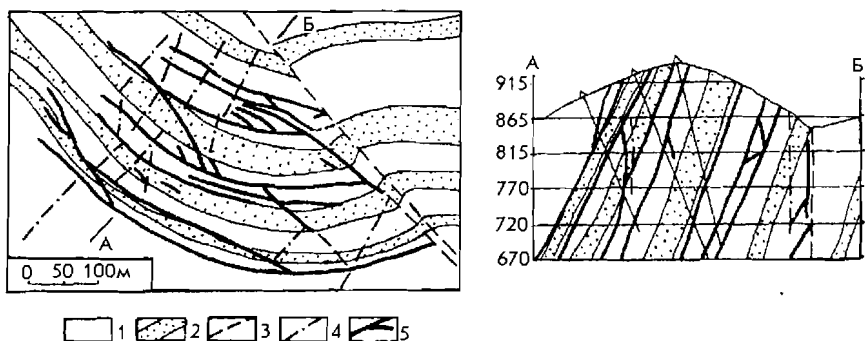


Рис. 4.91. Месторождение Светлое. Геологический план горизонта 815 м и разрез (по А. И. Калинину, Б. Н. Шавкунову, 1992).

1 - алевролиты и глинистые сланцы (J_2); 2 - песчаники; 3 - разломы; 4 - дайки диоритовых порфиритов (J_3); 5 - рудоносные жилы

чены в жилах Первой, Мощной и Третьей. Оруденение приурочено к пачкам грубого переслаивания песчаников и глинистых сланцев. Жилы залегают согласно со слоистостью, на границе слоев сланцев и песчаников. Имеются и секущие жилы (Третья и др.). Оруденением затронуты и дайки диоритовых порфиритов. Рудные жилы на 85-100% состоят из кварца, присутствуют также альбит, адуляр, хлорит, карбонат, из рудных - арсенопирит, галенит, шеелит, редко сфалерит, халькопирит, пирротин. Продуктивные минеральные ассоциации (стадии): золото-арсенопирит-кварцевая (ранняя) и золото-галенит-кварцевая (поздняя). Ранний минеральный комплекс развит на глубоких горизонтах, поздний на верхних. Золотое оруденение в жилах имеет столбовой характер, преобладают крутопадающие, близвертикальные рудные столбы шириной 3-2,5 м и длиной 20-200 м, они локализируются в участках сопряжения жил с дорудными дайками, апофизами, секущими нарушениями и включают 60% запасов золота. В целом месторождение мелкое, но с богатыми рудами.

Сарылахское золото-сурьмяное месторождение расположено в Яно-Индигорской золотоносной зоне на левобережье р. Индигорка в зоне Адычатарынского глубинного разлома. Последний разграничивает две структурно-формационные зоны СЗ простираения - Адыча-Эльгинский мегабрахиантинлинорий с пологим залеганием пластов верхоянского ком-

плекса и Иньяли-Дебинский мегасинклиний с интенсивной линейной складчатостью. Месторождение изучали К. В. Дельяниди (первооткрыватель), В. Г. Владимиров, Э. Я. Прушинская, И. М. Кошик, А. А. Внуков, Л. Н. Индолев, Ю. Я. Жданов, М. Т. Кокшарский, В. И. Бергер и др. Рудное поле приурочено к зоне Рудного разлома, располагаясь в 200-250 м от тектонического шва Адыча-Тарынского разлома. Рудное поле сложено песчано-глинистой толщей верхнего триаса, смятой в линейные складки СЗ простирания с крутыми (60-85°) крыльями, разделяющими Сарылахскую антиклиналь и Глубокую синклиналь. Юго-западное крыло Сарылахской антиклинали срезано разломом СЗ простирания, по которому СВ блок поднят на 1 км. В 2,5 км к северу от месторождения осадочные породы прорваны штоком биотит-роговообманковых кварцевых диоритовых порфиритов. Непосредственно на рудном поле интрузивные породы отсутствуют.

Рудовмещающая зона представлена интенсивно трещиноватыми, раздробленными алевролитами и песчаниками, местами перетертыми, будинированными, изобилующими зеркалами скольжения. В поперечных нарушениях антимонитовая минерализация практически отсутствует.

Месторождение представлено фактически одним высокопродуктивным рудным телом № 1. Это кварц-антимонитовая жила мощностью до 7 м в раздувах, залегающая в зоне смятия и дробления. В плане и разрезе она имеет «ломаное» строение и состоит из чередования сравнительно мощных ССЗ отрезков и маломощных СЗ. По падению раздувы отмечаются в выположенных участках жилы (рис. 4.92). Алевролиты лежащего бока заметно гидротермально изменены, инпреньированы пиритом, а ближе к жиле - арсенопиритом, рассечены сетью прожилков анкеритового, кварцевого и пирит-анкерит-кварцевого состава. Мощность зоны прожилкования до 10 м. Частота прожилков увеличивается к зальбандам жилы. Сгущаясь, они образуют штокверковые, а затем и брекчиевые текстуры, в которых количество кварца увеличивается, переходя в основную жилу, сложенную молочно-белым кварцем с включениями алевролитов. Интенсивность замещения кварца антимонитом увеличивается от лежащего к висячему боку. В лежащем боку антимонит образует метасоматическую вкрапленность и гнезда в виде крупных деформированных кристаллов и их агрегатов. В центральной части жилы, особенно в висячем боку, кварц раздроблен и замещен антимонитом, составляющим от 25 до 75% объема жилы. В висячем боку к антимониту с реликтами кварца примыкает зона тонкозернистого антимонита с мельчайшей вкрапленностью кварца («чугунные» руды). Антимонитовая жила контактирует с вмещающими песчаниками по тектоническому шву. На СЗ фланге жилы, уменьшаясь в мощности, переходит в безрудный тектонический шов. На ЮВ фланге наблюдается раздув, после которого кварц-антимонитовая жила сменяется существенно кварцевой. Рудные столбы золота и сурьмы склоняются к ЮВ под углами 65-75°. Длина рудного тела 500 м, средняя мощность 2 м, длина по падению более 300 м. Околорудные изменения: окварцевание, сульфидизация, серицитизация, карбонатизация, хлоритизация.

Содержание золота в рудах 15-20 г/т, сурьмы 20-25%. Антимонит составляет десятки процентов объема руды (до 90%), прочие рудные минералы ему резко подчинены: пирит, арсенопирит, самородная сурьма, бертьерит,

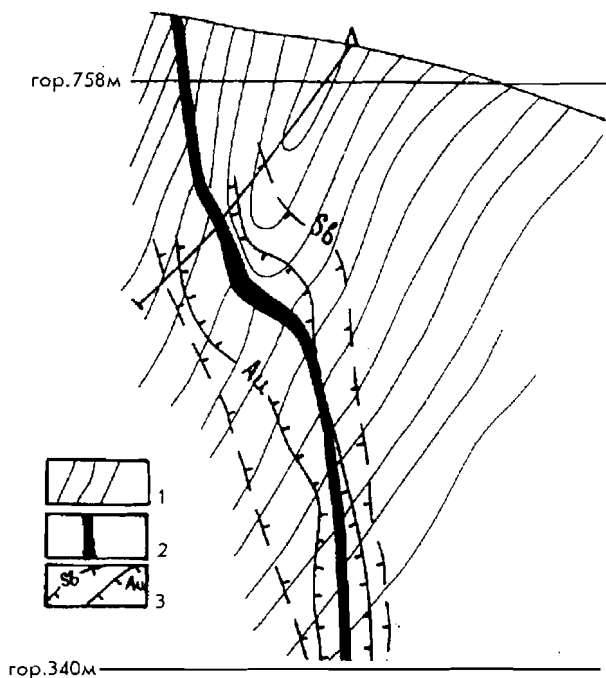


Рис. 4.92. Разрез через рудное тело № 1 Сарылахско-го месторождения (рисунок, по М. Г. Кокшарскому и др.).

1 - положение пластов песчано-глинистых пород; 2 - рудное тело № 1; 3 - контуры первичных геохимических ореолов сурьмы и золота

халькостибит, цинкинит, ауристибит, сфалерит. Жилы образованы кварцем пяти генераций. Кварц I - дорудный, слагает мощные протяженные жилы и серии жил и прожилков, молочно-белый, сильно катаклазированный. Кварц II ассоциирует с анкеритом. Это гребенчатый полупрозрачный мелкокристаллический кварц прожилков. Кварц III - маломощные прожилки (до 4 см) с редкой вкрапленностью сфалерита, золота, сульфосолей, серовато-белый, прозрачный. Кварц IV входит в состав карбонат-кварц-антимонит-бертьеритовых жил, прожилков, гнезд. Кварц V - кристаллический, включен в антимоните. Анкерит сопровождает весь период рудообразования.

Золото представлено несколькими генерациями. Золото I связано с вкрапленностью пирита и арсенопирита во вмещающих породах. Содержание золота в арсенопирите 100-400 г/т, в пирите 8,5-58,2 г/т, серебра нет. Золото II ассоциирует с сульфидами и сульфосолями в кварц-анкеритовых прожилках и в кварц-антимонитовых брекчиевых рудах. Величина выделений 0,5-3 мм, форма их неправильная, проба 890. Испытывает коррозию со стороны антимонита, ассоциирует со сфалеритом. Золото III - только в кварц-антимонитовых жилах (в промышленных контурах). Приурочено к молочно-белому кварцу, антимониту, границам их срастания. Золото мелкое, микроскопическое, форма разнообразная, встречаются кристаллы. Проба 945-999,9. С глубиной в диапазоне 600 м она не меняется. Выделилось после антимонита.

Месторождение формировалось при $t = 320-145^{\circ} \text{C}$, продуктивные минералы - при $250-180^{\circ} \text{C}$, $\text{Ph} = 6-7$. В рудах нет прямой корреляции между золотом и сурьмой, хотя богатые сурьмяные руды обычно содержат и больше золота.

Месторождение успешно обрабатывается подземным способом, при минимально промышленных содержаниях сурьмы 9% и бортовом содержании 4%, с обогащением руд на фабрике в пос. Усть-Нера. Руды месторождения уникальные по содержанию сурьмы, прогнозные ресурсы месторождения значительные.

На СЗ фланге Адыча-Тарынской зоны расположено еще одно, очень сходное с описанным, Сентачанское золото-сурьмяное месторождение (Бергер, 1978).

4. 2. 3. Анюйско-Чукотская золотоносная провинция

Анюйско-Чукотская ЗП выделяется в одноименной геосинклинальной складчатой области, протягивающейся от устья Колымы до Чукотского полуострова. Промышленная золотоносность приурочена к антиклинориям и поднятиям Анюйской и Чаунской складчатых зон СЗ простираения. В Анюйской зоне это Алярмаутский и Кэпервеемский антиклинории. В своде Алярмаутской структуры обнажены породы основания - метаморфические сланцы и мраморизованные известняки верхнего девона-нижнего карбона, на которых залегает геосинклинальный комплекс - триас и юра. Ядро Кэпервеемского антиклинория (рис. 4.93) сложено нижнетриасовыми отложениями, а крылья - песчано-сланцевыми породами карнийского яруса. Нижний и средний триас, мощностью 1-1,5 км, представлен полимиктовыми, туфогенными и известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туффитами и туфами основного состава. Верхний триас образован мощной (2,5 км) терригенной флишоидной толщей, на которой с угловым несогласием залегают песчано-глинистые породы юры. Нижнетриасовые образования в обеих структурах прорваны силлами, штоками и дайками диабазов. Напряженность дислокаций в Анюйской зоне интенсивная. Породы триаса и нижней юры смяты в разнообразные складки - изоклинальные, опрокинутые, лежащие. Северо-восточное крыло Кэпервеемского антиклинория сравнительно пологое, северо-западное более крутое (40-45°).

В Анюйской зоне широко проявился гранитоидный магматизм. В раннем мелу внедрились многочисленные массивы гранитоидов повышенной основности - кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, а в верхнем - биотитовые калиевые граниты. С первыми связывается золотое, а со вторыми редкометалльное оруденение. В отличие от большинства массивов зоны гранитоиды Пырканайского массива, в экзоконтакте которого расположено Озерное месторождение (рис. 4.93), отличаются высокой степенью окисленности железа ($f = 0,33-0,6$), а гранодиориты (первая фаза) - равным количеством натрия и калия (Геология СССР, 1970, Т. 30; данные А. С. Давыдова, 1979 г.).

Чаунская складчатая зона занимает обширную площадь к востоку от Чаунской губы. В нижнем ярусе геосинклинального комплекса часто выпадает нижний триас, а второй ярус представлен породами волжского, бериасского и валанжинского ярусов, залегающих с угловым несогласием на верхнетриасовых слоях. В сводах антиклинорий и поднятий обнажаются филлиты и из-

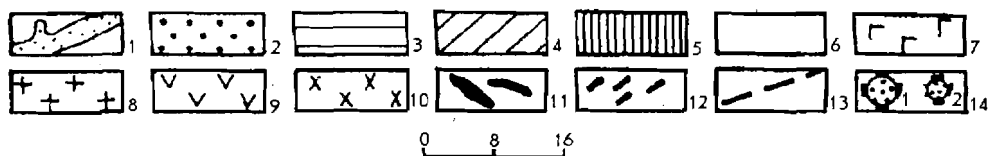


Рис. 4.93. Схематическая геологическая карта центральной части Анойской складчатой зоны (по А. С. Давыдову).

1 - четвертичные отложения; 2 - песчаники, алевролиты, туфы (K_1); 3 - песчаники, алевролиты, сланцы (T_3n); 4 - песчаники, алевролиты, сланцы (T_3K); 5 - сланцы, песчаники (T_2); 6 - сланцы, песчаники, туфы (T_1); 7 - трахиандезито-базальты, трахиандезиты, габбро-порфириды; 8 - гранодиориты, адамеллиты (K_2); 9 - андезиты, дациты, липариты (K_1); 10 - диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (K_1); 11 - габбро, габбро-порфириды, диабазы (T_1); 12 - дайки порфиридов, лампрофиров; 13 - разломы; 14 - месторождения: Каральвеем (1), Озерное (2)

вестняки среднего палеозоя ($D-C_1$). Породы основания и геосинклинальный комплекс прорваны многочисленными, иногда очень крупными (до 5 тыс. км² в плане) массивами гранитоидов. Как и в Анойской зоне, ранние фазы внедрения представлены раннемеловыми гранодиоритами и адамеллитами, а поздние (середина мела) - калиевыми немагнитными гранитами (Геология СССР, 1970. Т. 30).

Золотоносные зоны Анойско-Чукотской ЗП пространственно совпадают с удлинёнными на СЗ минимумами силы тяжести, интенсивность разуплотнения в которых убывает в СЗ направлении от -40 до -10 мгл (рис. 4.73). Выделяются пять смежных минимумов СЗ простирания, три из которых «продуктивны» на золото (зоны Малоанюйская, Майская, Куульская). В металлогеническом отношении это зрелые рудоносные структуры с полным профилем развития мезо- и гипабиссального оруденения - от золотого до редкометалльного, - очень напоминающие Сихотэ-Алинскую рудоносную систему. Можно предположить, что расположенная южнее магистральная гравитационная структура СВ простирания первого порядка (минимумы с интенсивностью разуплотнения -40... -80 мгл) является более молодой по отношению к СЗ минимумам. Такой вывод согласуется с позднемеловым возрастом известного здесь субвулканического золото-серебряного оруденения, в отличие от раннемеловых гипабиссальных золоторудных месторожде-

ний Малоанюйской и Майской зон. Как и в других золотоносных структурах ГСО, магнитные поля в Анюйско-Чукотской ЗП близки нулевым значениям.

Каральвеемское золоторудное месторождение находится в центральной части Анюйской складчатой зоны в Малоанюйской золотоносной зоне. По данным А. С. Давыдова (1979 г.), О. Х. Цопанова и др. (1988 г.), рудное поле приурочено к ЮЗ крылу крупной Кэпервеемской антиклинали (рис. 4.93), сложенной дислоцированными триасовыми породами. Отложения раннего триаса мощностью 850-1000 м занимают 90% рудного поля и представлены полимиктовыми и туфогенными песчаниками, содержащими многочисленные известковые конкреции, черными и темно-серыми алевролитами, глинистыми и хлоритовыми сланцами. Эти породы слагают выдержанные по простиранию пласты мощностью 0,1-12 м, которые находятся в грубом переслаивании, иногда образуют флиш. Образования среднего триаса мощностью 400 м выделяются в СВ части рудного поля в виде полосы СЗ простирания. Это средне-мелкозернистые полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, которые согласно перекрыты тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, тонко переслаивающимися песчано-глинистыми и глинистыми сланцами верхнего триаса (карнийский ярус) мощностью в сотни метров. Осадочные породы прорваны триасовыми пластовыми интрузиями габбро-диабазов, а также редкими секущими дайками лампрофиров и диоритовых порфиритов. Мощность силлов диабазов до 500 м, длина до 1 км. В Кэпервеемской антиклинали породы смяты в узкие линейные складки СЗ простирания - наклонные, изоклиальные, запрокинутые на СВ и осложненные более мелкими складками. Замки складок остроугольные, размах крыльев до 1,5-2 км, часты складки с размахом от десятков до 200 м. В западной периклиальной зоне пласты падают под углами 20-40°. В 10-15 км к СЗ от месторождения расположен раннемеловой сравнительно крупный Тырканайский гранитоидный массив, сложенный полнокристаллическими породами габбро-монзонит-гранитного комплекса с высокими значениями степени окисленности железа, калий-натровой либо калиевой щелочной специализацией. В других массивах района граниты преимущественно калиевые и с низкой окисленностью железа, с ними ассоциирует оловянное оруденение. Наиболее крупные разломы района (Каральвеемский сброс и др.) простираются на СЗ при крутых падениях на СВ. Они маркируются зонами дробления мощностью 10-15 м, в которых тектониты иногда сцементированы кварцем.

Основные рудные тела месторождения приурочены к зоне СЗ простирания и концентрируются на двух обособленных участках: Промоина и Безымянном. На первом рудные тела локализованы в пластовой интрузивной залежи габброидов, располагаясь поперек ее простирания (рис. 4.95), а на втором - в габброидах и осадочных породах. Околорудные изменения в габброидах - лиственизация, в осадочных породах - серицитизация, окварцевание, пиритизация.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами выполнения мощностью от десятков сантиметров до 2-3 м в раздувах (рис. 4.94). Длина жил по падению и простиранию до 300-460 м. На уч. Промоина рудные жилы приурочены к зонам трещиноватости СЗ простирания с падением на СВ под углами 35-80° в сторону Каральвеемского разлома. К этим жилам причленяются более

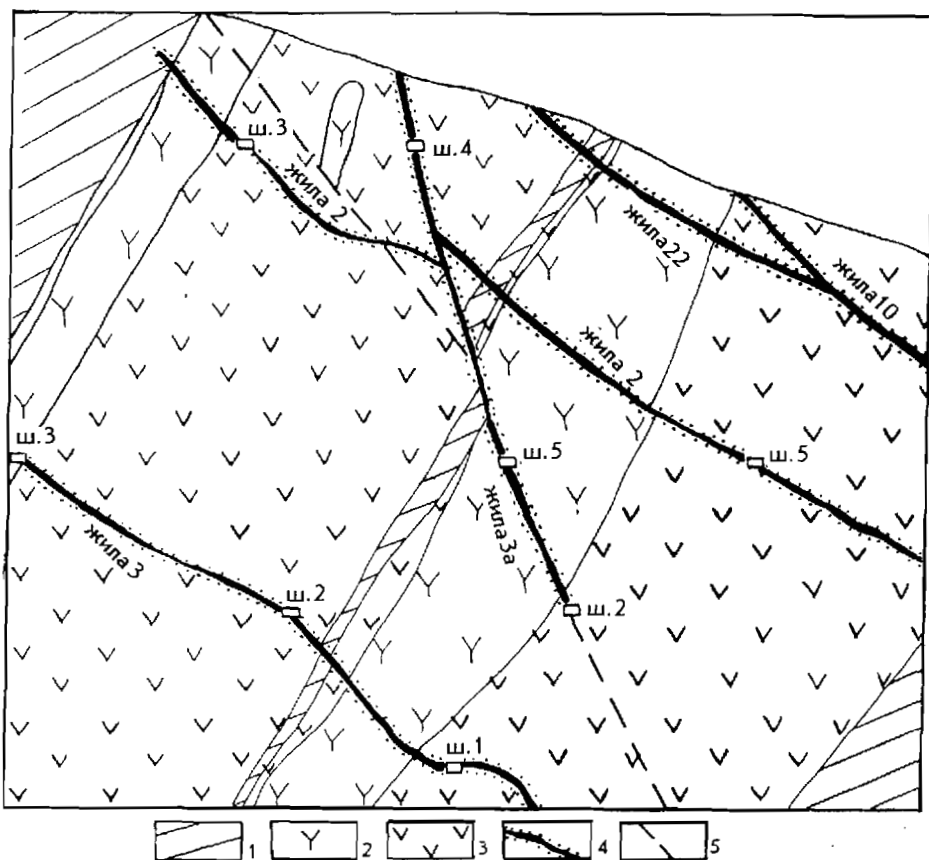


Рис. 4.94. Схематический геологический разрез через Каральвеевское месторождение (по А. С. Давыдову).

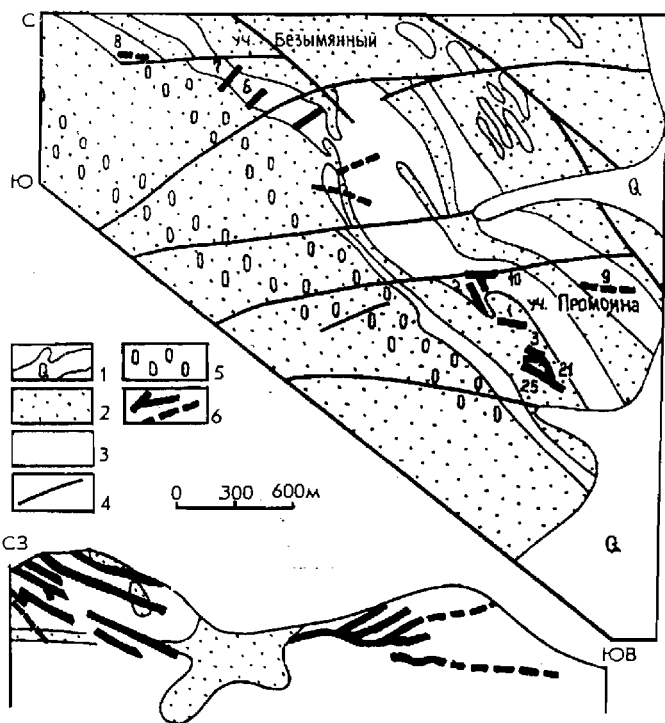
1 - терригенные отложения (T_1); 2 - диабазы пропилитизированные актинолит-эпидотовой фации (T_1); 3 - то же хлорит-эпидотовой фации; 4 - кварцевые жилы и безтитизированные околорудные породы; 5 - разрывные нарушения

мелкие жилы широтного простирания и СЗ падения под углом 50° . Расстояние между главными рудными телами 160-200 м. Морфология рудных тел сложная. Текстура их полосчатая с друзами кристаллов кварца. На уч. Безымянном простирание рудных жил СВ с падением на ЮВ под углами $10-20^\circ$ и меридиональное - с падением на восток (углы $25-30^\circ$). Ограничения жил четкие, ровные. Основные запасы сконцентрированы в двух жилах с пологим падением на восток и ЮВ. С глубиной жилы постепенно выклиниваются, иногда усложняются апофизами. Вертикальный размах оруденения на участках Промино и Безымянном до 1000 м.

Основные жилы на 95% сложены молочно-белым крупно-среднезернистым кварцем с прожилками голубоватого кварца с вкрапленностью галенита и золота. На верхних горизонтах преобладают прожилковые и брекчиевые текстуры, на средних преобладают руды массивные, пятнистые, брекчиевые, друзовые. В зальбандах развиты руды с метасоматическим сливным кварцем и арсенопиритом. На глубине больше полосчатых и пятнистых руд. Вы-

Рис. 4.95. Геологическая схема Каральвеевского рудного поля и продольный разрез через участки Промоина и Безымянный (по О. Х. Цопанову).

1 - четвертичный аллювий; 2 - полимиктовые песчаники, алевролиты, углисто-глинистые и глинистые сланцы (Т₁₋₂); 3 - габбро-диабазы (Т₁₋₂); 4 - разломы; 5 - окремнение, окварцевание; 6 - золоторудные кварцевые жилы, их номера



деляются шесть минеральных ассоциаций: 1) альбит-хлорит-арсенопирит-карбонат-кварцевая; 2) шеелит-арсенопирит-кварцевая; 3) карбонат-кварцевая (горнохрустальная); 4) галенит-золото-мусковит-кварцевая с анкеритом, доломитом, раухтопазом, сфалеритом; 5) халькопирит-пиритовая; 6) кальцитовая.

Золото концентрируется в эндоконтактах жил, в прожилках голубовато-серого кварца. На верхних горизонтах отмечается золото в гетите, на средних - сростки с горным хрусталем, а в нижних оно ассоциирует с галенитом. Золото образует гнездовые скопления, прожилки, мелкую вкрапленость в кварце, тяготеет к обломкам пород в кварце, встречается в крупнозернистом молочно-белом кварце, арсенопирите, галените. Наиболее крупные выделения (до 10 см) - в золоторудных столбах. Средняя крупность золота (1-3 мм) коррелирует с крупностью зерна вмещающего кварца. 76% золота находится в свободном состоянии, 21% - в виде сростков с кварцем, 0,8% - в сульфидах и 0,6% - в силикатах. Проба золота 700-916, в среднем на уч. Промоина 886, на уч. Безымянном 804. Примеси в золоте - Ag, As, Pb, Hg.

На верхних и средних горизонтах преобладает крупное золото (80% запасов), на нижних - золото более мелкое и частично скрытое в арсенопирите и других сульфидах. Абсолютный возраст мусковита из золоторудной жилы 96-123 млн лет, галенита - 130 млн лет. Запасы и ресурсы месторождения значительные.

Майское золоторудное месторождение расположено в Чаунской складчатой зоне, в Учувеевской (Майской) золотоносной зоне. По данным

Ю. И. Новожилова и др. (1988 г.), А. А. Сидорова и др. (Очерки металлогении..., 1994), рудное поле расположено в пределах куполовидного поднятия, в осложняющем его клиновидном горстовом выступе, сложенном среднетриасовыми (наиболее древними в районе) породами (рис. 4. 96). По западному ограничению горста установлено вертикальное перемещение с амплитудой

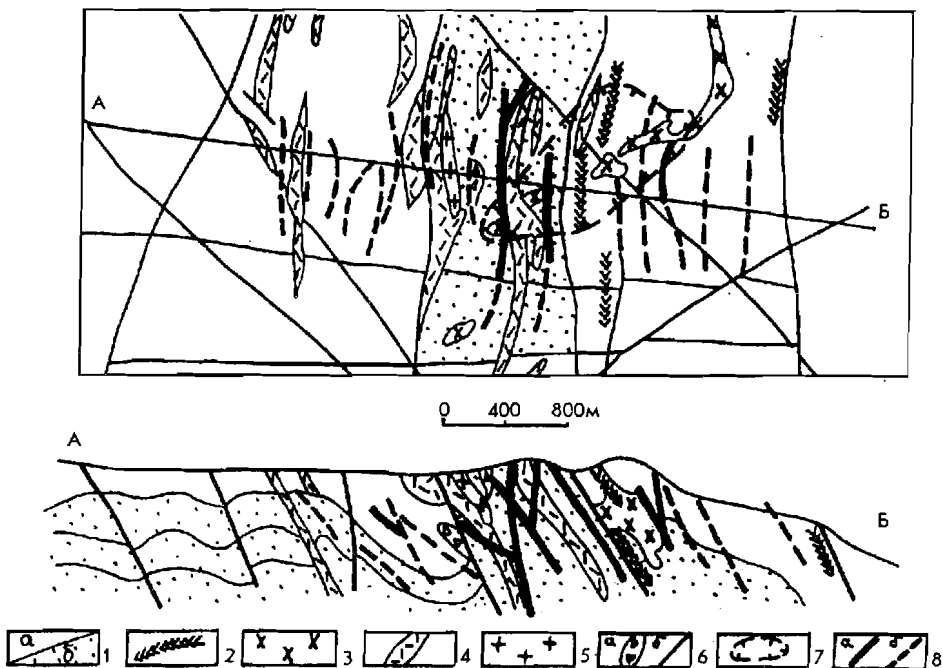


Рис. 4. 96. Геологическая карта и разрез Майского месторождения (по Ю. И. Новожилову).

1 - среднетриасовые отложения: алевриты (а), песчаники (б); 2-5 - раннемеловые интрузии (2 - лампрофиры, 3 - гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, 4 - липарит-порфиры, 5 - аплиты); 6 - explosive breccias (а), тектонические разрывы (б); 7 - ореол серицит-кварцевых (с карбонатом) изменений; 8 - рудные тела, выходящие (а) и не выходящие (б) на дневную поверхность

460-600 м. В пределах выступа отмечаются разновозрастные интенсивные дислокации с меридиональными осями, в то время как по периферии района развита складчатость и разломы СЗ простирания. Осевые поверхности складок и пласты осадочных пород в рудном поле наклонены на восток (углы 30-60°). Для центральной части месторождения характерна складчатость высоких порядков и близмеридиональные зоны пластического течения, в особенности в толщах алевро-пелитового состава. Рудолокализирующими являются разломы меридионального простирания, сосредоточенные в зоне расщепления и трещиноватости шириной 2-3 км. Наиболее крупные промышленные тела связаны с зонами пластического течения. Их мощность достигает десятков метров, контакты с окружающими породами постепенные. Это развальцованные, будинированные, гофрированные породы со сближенными трещинами кливажа. Разломы СЗ простирания являются соскладчатыми. Рудное поле выделяется аномальной насыщенностью дайками меридиональ-

ного простирания на площади 3 км². Ранняя группа даек: гранит-гранодиорит-порфиры, аплиты, лампрофиры; поздняя - субвулканические липарит-порфиры. Мощность первых до 50-60 м, падение на ЮВ под углами 50-70°. Мощность дайки аплита до 100 м, лампрофиров 0,3-3 м, падение крутое на восток. Широко проявлены субвулканические дайки липарит-порфиров, образующие свиты сближенных тел. Абсолютный возраст магматических пород 97-118 млн лет. Золото-сульфидное оруденение накладывается на все типы магматических пород.

Рудные тела Майского месторождения представляют собой инпренированные сульфидами линейные зоны динамометаморфизма близмеридионального простирания. Они образуют систему эшелонированных тел в полосе широтного простирания, ограниченной с севера и юга зонами широтных разломов. Длина полосы, в которой насчитывается около 30 рудных тел, 3, 5 км. Выделяются рудные тела с крутыми, средними и сравнительно пологими (35-45°) углами падения. Рудное тело № 1 длиной 1,5 км прослежено на глубину до 1 км. Оно простирается на север согласно с общим направлением слоистости и контактами свит даек, а в разрезе сечет эти элементы структуры, круто падая на восток. Средняя мощность рудного тела 4 м (до 10-12 м). С глубиной мощность уменьшается. Широтные разломы ограничивают распространение рудных тел. Рудные тела со средними углами падения согласны с контактами даек липарит-порфиров и слоистостью осадочных толщ. Контуры рудных тел определяются геологическими границами динамометаморфизованных и сульфидизированных пород и по данным опробования. Жильная минерализация проявлена слабо. Максимум оруденения отмечается в лежачих боках рудных тел. В центральном блоке рудные столбы склоняются к югу. Контур серицит-кварцевого (с карбонатом) замещения осадочных пород имеет форму расширяющегося книзу овала, удлинённого к СВ. Метасоматиты относятся к листовит-березитовой формации. Метасоматоз, связанный с золоторудным этапом, наложен на березиты. Это тонкозернистое и тонкопрожилковое окварцевание, серицитизация и каолинизация.

Майское месторождение - это зоны тонкой 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 углеродистых осадочных породах. Аналогичная минерализация реже отмечается в дайках. Содержание сульфидов в рудах 6-8% при значительном преобладании пирита. В богатых рудах возрастает роль арсенопирита. Содержание в рудах антимонита до 0,4-0,5%, на отдельных участках до нескольких процентов. С антимонитом ассоциирует самородный мышьяк. Редкие минералы руд: халькопирит, марказит, сфалерит, тетраэдрит, галенит, бурнонит, халькостибит, самородное золото. Весьма редки минералы серебра: электрум, самородное серебро, пираргирит, миаргирит, аргентит. В золоторудном этапе минералообразования выделяются: 1)ранняя золото-сульфидная и 2)поздняя кварцево-антимонитовая стадии (Гончаров, Сидоров, 1979). В составе первой стадии выделены две продуктивные ассоциации. Ранняя пирит-арсенопиритовая с микроскопическим золотом резко преобладает. Роль жильного кварца в ней незначи-

тельная. Золото в арсенопирите находится в виде овальных включений (доли микрона). Отмечается постоянно высокая золотоносность игольчатого арсенопирита. Поздняя ассоциация развита в контурах ранней. Золото здесь сравнительно крупное до (3-10 мм), образует пластинки, неправильные выделения, иногда сростки с тетраэдритом и халькопиритом. Проба 830-890. Отмечается тесная геохимическая связь золота и сурьмы и отсутствие таковой с серебром, что указывает на различие факторов, определяющих концентрацию золота и серебра (данные Ю. И. Новожилова и др., 1988 г.).

Руды Майского месторождения «упорные» углеродсодержащие золотомышьяковые. Их упорность обусловлена тонкой вкрапленностью золота в сульфидах, наличием активного углеродистого вещества, а также мышьяка и сурьмы, осложняющих технологию обогащения и делающих неэффективным применение традиционного цианистого процесса. Основная часть золота (более 70%) в первичных рудах ассоциирована с сульфидами. Попутные компоненты руд: Ag, Sb, S, As. Зона окисления достигает глубины 50-70 м от поверхности. Вовлечение в эксплуатацию Майского месторождения сдерживается необходимостью применения дорогостоящих технологических процессов извлечения золота. Кондиции для руд: минимальное промышленное содержание - 3,4 г/т, бортовой лимит - 3 г/т. Запасы золота составляют 277 т при содержании 12 г/т (Беневольский и др., 1992). Прогнозные ресурсы месторождения значительные.

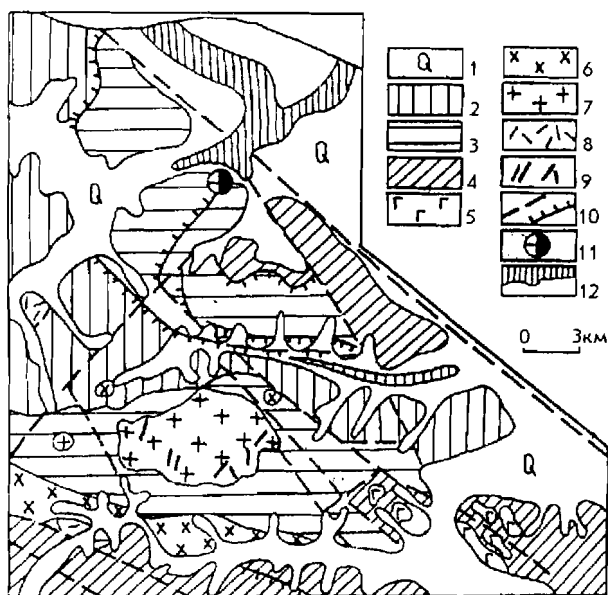


Рис. 4.97. Схематическая геологическая карта района месторождения Сомино (по А. В. Волкову, И. А. Воронину, 1992 г., с упрощениями).

1 - четвертичные отложения; 2 - терригенно-карбонатные породы (D_{1-3}); 3 - известково-сульфидно-терригенно-флишеидная формация (C_1); 4 - флиш ($P-T_1$); 5 - габбро-диабазы (T_1); 6 - гранодиориты (K_1); 7 - граниты (K_1); 8 - вулканы (K); 9 - дайки разных пород; 10 - сбросо-сдвиги, надвиги; 11 - месторождение Сомино; 12 - золотоносные россыпи

Сомино золоторудное месторождение (данные А. В. Волкова и И. Л. Воронина (1992) находится в Куульской золотоносной зоне в одноименном антиклинальном поднятии, которое ограничивается глубинными разломами СЗ и широтного простирания. В геологическом строении района участвуют три комплекса пород: карбонатно-терригенный (D_3-C_1), флишевый ($P-T_1$) и

вулканогенный (К), а также интрузии: силлы габбро-диабазов (Т₁), крупные массивы гранодиоритов и гранитов (К₁), малые интрузии гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, разнообразные дайки (рис. 4.97). Северная часть района, где расположено месторождение, сложена нижнекарбонowymi песчано-глинистыми породами: углеродистыми, известковистыми с линзами гравелитов, иногда с вкрапленностью пирита, образующими антиклинальную складку. Здесь полностью отсутствуют интрузивные породы. В южном блоке центральное положение (в ядре антиклинали) занимают массивы гранитоидов и гранодиоритов, прорывающие палеозойские терригенно-карбонатные и флишевые дислоцированные толщи. В эндо- и экзоконтактах этих массивов часты малые интрузии порфировых пород и дайки разного состава. В геофизических полях южный блок отличается от северного пониженными значениями гравитационного поля (гранитоиды) и повышенными - магнитного (роговики). В пределах узла широко проявлены потоки рассеяния Au, Ag, в меньшей мере Pb, Bi, W, Mo. Последние характерны для экзоконтактов гранитного массива, а на удалении от него потоки представлены в основном золотом.

Совиное месторождение локализовано в замке линейной опрокинутой складки, осложняющей СЗ крыло Рывеевской антиклинали (рис. 4.98). Ору-

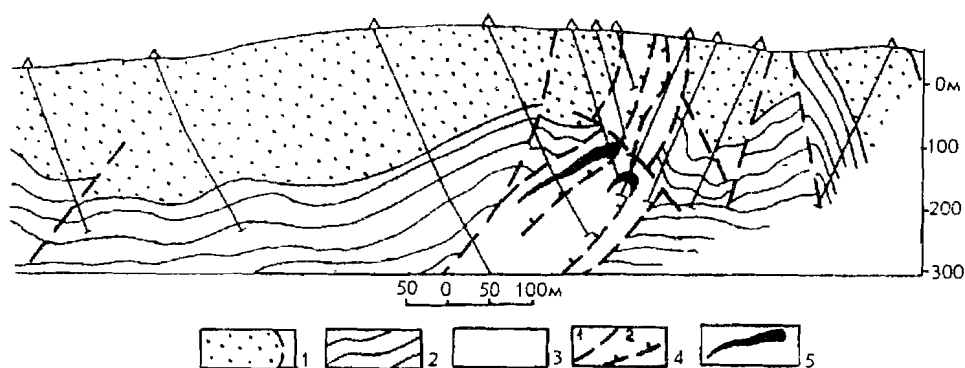


Рис. 4.98. Месторождение Совиное, разрез по профилю 56 (по А. В. Волкову, И. А. Воронину, 1992 г.).

1 - песчаники; 2 - сланцевый флиш; 3 - милониты; 4 - сбросо-сдвиги (1), надвиги (2); 5 - рудные тела

денение вмещают пакки переслаивания тонкозернистых песчаников с углистыми сланцами. Седловидные золото-кварцевые жилы (тип Бендиго) контролируются флексурообразными перегибами рудовмещающего горизонта в зоне влияния взбросо-надвига. Наиболее богатые - слепые рудные тела. Их длина от 350 до 800 м, мощность 0,3-2,5 м, в замках складок - до 10 м. Распределение золоторудной минерализации контролируется складчато-разрывными структурами раннего этапа пластических деформаций. Содержание золота в рудных телах крайне неравномерное - от единиц до сотен граммов на тонну, среднее - 15 г/т. Наиболее продуктивны седловидные рудные тела. Обычно золото сконцентрировано в зальбандах кварцевых тел. Ос-

новые минералы руд: кварц, кальцит, анкерит, золото, арсенопирит, пирит, реже встречаются галенит, халькопирит, бурнонит, пирротин, марказит, сфалерит. Золото крупное (более 1 мм - 78,8%), проба золота от 200 до 980, преобладает 750-950 (76%). Руды высокомышьяковистые (As до 1,2%), содержат рассеянное углеродистое вещество (в среднем 0,14%). Содержание золота в пирите до 50 г/т. В пределах рудного поля оконтурен объем штокверковых руд (500 x 100 x 100 м) со средним содержанием золота 2,5 г/т.

Последовательность минералообразования: вначале сформировалась золото-арсенопирит-пиритовая ассоциация, затем золото-галенитовая и завершила процесс золото-пирит-карбонатная ассоциация. Температурный интервал рудообразования, отложения углеродистого вещества и карбонатов - 460-180° С.

4.2.4. Охотско-Чукотская золотоносная провинция

Охотско-Чукотская золотоносная провинция совпадает с одноименным мезозойским вулcano-плутоническим поясом, протягивающимся с ЮЗ на СВ на 3 тыс. км от Удской губы до Чукотского полуострова, отсекая все палеозойские и докембрийские комплексы и отделяя мезозойды Северо-Востока от поздних мезозойд-кайнозойд Камчатско-Корякской ГСО. В развитии вулканогена важную роль играли глубинные разломы, обусловившие интенсивную интрузивную деятельность.

Вулканический пояс представляет собой область широкого распространения наземных эффузивов пестрого состава преимущественно мелового возраста (от поздней юры до палеогена), обильно прорванных комагматичными интрузиями гранитоидов в структурах поднятий. По отношению к ложу океана выделяются вулканические дуги (Тауйская и Верхнеанадырская), со всех сторон ограниченные разломами. Тауйская дуга сложена преимущественно раннемеловыми базальтами и андезитами, редко кислыми вулканитами, прорванными телами раннемеловых габбро-диоритов и плитообразными массивами гранодиоритов, субвулканическими массивами дацитов и липаритов.

Верхнеанадырская дуга образована линейными и изометричными вулканоструктурами щитового и стратовулканического типа. Вулканические толщи прорваны малыми телами габброидов, диоритов, а также интрузиями гранодиоритов и гранитов охотского комплекса. Вулканические толщи внутренних дуг залегают на позднеюрских-раннемеловых осадочных толщах континентального происхождения, а также на всех более древних комплексах, включая Охотский и Омолонский массивы. Внешние вулканические дуги и прогибы отличаются контрастным составом вулканитов с подчиненной ролью гранитоидных интрузий. Выделяются прогибы Ульяновский, Куйдусунский, Пегтымельский, Амгуэмо-Эргувеемский, а также дуги: Халканская, Хасынская, Кенская, Приомолонская и др. (Умитбаев, 1986). В Ульяновском прогибе низы разреза представлены неокомской терригенной молассой, базальтами и андезитами (1000-1200 м). На них с угловым несогласием залегают альб-сеноманские вулканиты кислого и умеренно кислого состава (500-700 м), пе-

рекрытые туфогенно-осадочной толщей (200-300 м) и андезито-базальтами, на которых лежат турон-сенонские липариты, трахилипариты, витрофиры и туфы. Меловые породы перекрыты платобазальтами (600-700 м). По данным В. И. Остапчука (1980), вулканические комплексы Ульинского прогиба не имеют столь строгой стратиграфической последовательности и нарастают в восточном направлении. Интрузивные образования сравнительно редки. Куйдусунский и Эрувеевский прогибы, а также Хасынская дуга по своему строению близки Ульинскому прогибу. Хасынская дуга, в пределах которой находится Карамкенское месторождение, образована серией вулканотектонических депрессий, разделенных магматогенными поднятиями. Она отличается меньшим количеством трахитоидных пород, широким развитием вулканогенных моласс мощностью до 1 км, наличием угленосных толщ. Анализ гравитационной основы показывает, что Охотско-Чукотский вулканогенный прогиб образовался как структура растяжения, сопряженная с поднятиями на континенте и впоследствии испытывавшая инверсию и орогенез. Вулканоплутонический пояс частично подчинен конфигурации важнейших глубинных структур разуплотнения и хорошо маркируется региональными магнитными аномалиями (рис. 4.73).

В пределах ЗП развиты преимущественно субвулканические месторождения позднемелового возраста с низкопробным золотом, причем в андезитах это собственно золоторудные месторождения (Авляякан, Кулюкли, Карамкен), а в вулканитах кислого состава - золото-серебряные (Хаканджа, Эвенское, Дукат, Обрывистое и др.). Во всех случаях месторождения располагаются в поле региональных контрастных магнитных аномалий и на удалении от центров глубинного разуплотнения. Весьма примечательным является одно обстоятельство: почти все месторождения пояса располагаются в узком интервале значений гравитационного поля: -20... -40 мгл. Это указывает на однообразные условия и, возможно, одновременность их образования и на незначительные изменения поля в кайнозой. В эту группу попадает и месторождение Кубака, для которого имеются серьезные данные в пользу его позднедевонского возраста (Степанов, Шишакова, 1994). Имеющиеся факты свидетельствуют о генетической связи золотого оруденения Охотско-Чукотского пояса с мезо-кайнозойскими очагами гранитизации поздних стадий.

Своеобразием отличается Куйдусунская зона с ее существенно серебряной (с золотом, оловом) и полиметаллической минерализацией (Атунджа, Хаардахское). Зона совмещается с крупнейшим на востоке страны минимумом силы тяжести (до -140 мгл). Наряду с магнитными в ее пределах развиты немагнитные гранитоиды калиевой специализации и комагматичные им кислые вулканиды. Магнитное поле зоны отрицательное. По геологическому строению, типу рудной минерализации и характеру гравитационного поля Куйдусунская зона напоминает Боливийскую олово-серебряную провинцию.

Наиболее существенные рудопоявления и месторождения Охотско-Чукотской ЗП приурочены к локальным поднятиям, которые фиксируются выходами более древних вулканических пород либо выступами фундамента и вмещают комплексы субвулканических интрузий и даек. Приуроченность золотого оруденения к вулканоподнятиям в Ульинском прогибе подтверждена статистическими данными (Остапчук, 1980).

Етарское золоторудное месторождение расположено на хр. Джугджур в Джугджурской золотоносной зоне. По данным Е. Д. Буланова и В. В. Зильберштейна (1975 г.), район сложен раннедокембрийскими анортозитами, лейкократовыми крупнозернистыми, и габбро-анортозитами, прорванными гнейсовидными плагиогранитами, на контактах с которыми анортозиты инъецированы аплитом и пегматитом. Докембрийские породы прорваны штоком позднемеловых гранитоидов, в которых располагается рудное поле. Длина штока 6 км, ширина 1,5 км. Его СВ контакт круто ($60-80^\circ$) наклонен на СВ. Строение штока сложное. В основном он образован крупнозернистыми розовато-серыми монцодиоритами и граносиенитами. В апикальных частях штока развиты мелкозернистые граниты и разнозернистые монцодиориты, сиенит-диориты и габбро-диориты, натровые, с высокой магнитной восприимчивостью ($f = 0,5$). Граносиениты в значительной мере изменены, плагиоклазы в них серицитизированы, биотит и роговая обманка замещены хлоритом, эпидотом, цоизитом, отмечаются прожилки кальцита и сульфидов. В гранитоидах часты шлиры меланократовых пород и ксенолиты анортозитов, свидетельствующие о том, что шток представлен своей апикальной частью. Анортозиты в контактах с гранитоидами интенсивно окварцованы и пиритизированы в зоне шириной до 100-500 м. Гранитоиды Етарского массива, как и окружающие его древние породы, прорваны многочисленными дайками диоритов, микродиоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов, секущих массив под острым углом и простирающихся на север и ССВ при крутом падении на В и ВЮВ. Мощность даек в анортозитах до 30-50 м, а в пределах массива 0,5-1 м. Дайки диабазовых порфиритов повсеместно окварцованы, пиритизированы, хлоритизированы, кальцитизированы и нередко ассоциируют с кварцевыми и кварц-сульфидными жилами.

Золоторудные тела, залегающие в гранитоидах Етарского штока, представлены кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, линзами и прожилковыми зонами, сосредоточенными в близмеридиональной зоне шириной до 1 км и длиной до 3 км. Они приурочены к тектоническим нарушениям, круто ($60-90^\circ$) наклоненным на восток и ВЮВ. Характер изменений пород в тектонических зонах: каолинизация, серицитизация, окварцевание, пиритизация. Мощность рудных тел до 2-3 м, протяженность до 300 м. Жилы ветвящиеся, с многочисленными маломощными апофизами, нередко они группируются в серии параллельных тел либо образуют кварцево-прожилковые штокверки. Маломощные прожилки обычно имеют сульфидный состав, а мощные жилы на 95-98% состоят из кварца. Кварц преимущественно шестоватый, местами сливной, либо друзовидный, сахаровидный, обычно кавернозный и лимонитизированный. Все типы кварца секутся кальцитовыми прожилками. Продуктивным является шестоватый кварц второй генерации, с ним же ассоциируют и сульфиды: пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, борнит, молибденит, блеклые руды, базобисмутит. Содержание сульфидов в рудах до 50% и более.

Золото связано с галенитом и пиритом (величина выделений 0,015-0,07 мм), шестоватым кварцем и представлено пластинками и вкраплен-

ностью величиной до 1-2 мм. В россыпи отрабатывалось крупное самородковое (1-10 мм) золото ярко-желтого цвета с пробой 800. Среднее содержание золота в рудных телах до 53,6 г/т и серебра до 92 г/т, Au: Ag = 1: 2.

Предполагается хорошая обогатимость руд по простым гравитационно-флотационным схемам. Прогнозные ресурсы золота невелики.

Субвулканические раннеорогенные месторождения

Карамкенское золоторудное месторождение находится в северной части Джугджурской зоны в 100 км к северу от г. Магадана. По данным А. А. Красильникова и Л. Н. Некрасова (1988 г.), А. И. Калинина (1992), рудное поле приурочено к палеокальдере, сложенной альб-сеноманскими породами (снизу вверх): аргиллитами, песчаниками, гравелитами (400 м); андезитами и базальтами (300 м); туфами с потоками лав риолитов и риодацитов (500 м). В краевых частях кальдеры слои залегают центриклинально под углами до 35°, а в центре кальдеры - горизонтально. Стратифицированные породы прорваны субвулканическими интрузиями плагиогранит-порфиров и кварцевых диоритовых порфиров с возрастом 90 млн лет, субвулканическими интрузиями и экструзиями дацитов, автомагматических брекчий, трахиандезитов и риолитов, а также дайками среднего и основного состава, секущими магматические и рудные тела. Наиболее тесные пространственно-временные связи оруденения наблюдаются с субвулканическими образованиями дацитов, липаритов и автомагматических брекчий трахиандезитов. Пирокластические отложения, андезиты и субвулканические тела пропилитизированы. Среднетемпературные пропилиты развиты в основании разреза вулканоструктуры (эпидот-хлоритовая фация), низкотемпературные - в верхней (карбонат-хлоритовая, хлоритовая фации). В СВ периферии Карамкенской вулканоструктуры развиты вторичные кварциты (рис. 4.99, 4.100).

Жильные рудные тела локализованы на участках Восточном (основной), Центральном и Северо-Западном. На Восточном участке установлено 14 рудных тел. В рудном теле Главном - 75% запасов кондиционных руд. Рудные тела прямолинейные либо изогнутые, с редкими апофизами, их длина от 57 до 635 м, обычно 100-150 м, длина по падению до 430 м, обычно 150-200 м, мощность 0,5-1,5 м, редко до 3-4 м. Ориентировка рудных тел СВ - 20-70°, падение на ЮВ под углами 60-80°. Рудные столбы склоняются на ЮЗ (Главное рудное тело). Руды ритмично-полосчатые, пластинчатые, брекчиевые. Карбонатно-кварцевые пластинчатые руды обычно непродуктивны. Содержание золота и серебра в технологических пробах соответственно 39,8-40,1 и 69,4-164 г/т (по В. Г. Невструеву). Au: Ag = 1: 2-4. Рудные жилы состоят из кварца, адуляра и кальцита (95%). Второстепенные и редкие минералы: гидрослюда, железистый карбонат, хлориты, монтмориллонит, каолинит, диксит, доломит, халцедон, кварцин, цеолиты, апатит. Рудные минералы представлены тонкими рассеянными выделениями, составляющими 0,5-1,5% объема породы. Это пирит, сфалерит, халькопирит, фрейбергит, конфильдит, науманнит, полибазит, электрум, самородное серебро; второстепенные: галенит, марказит, станнин, пираргирит, кюстелит, гессит.

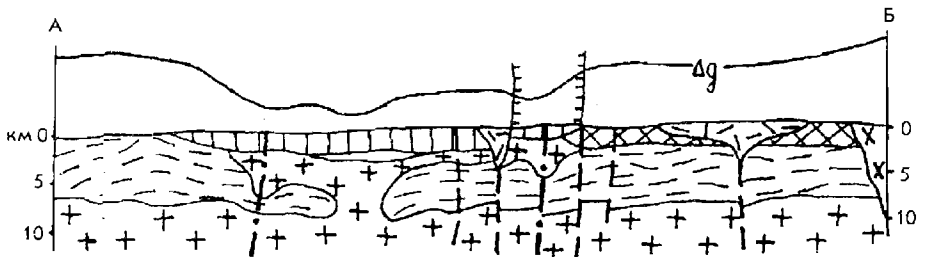
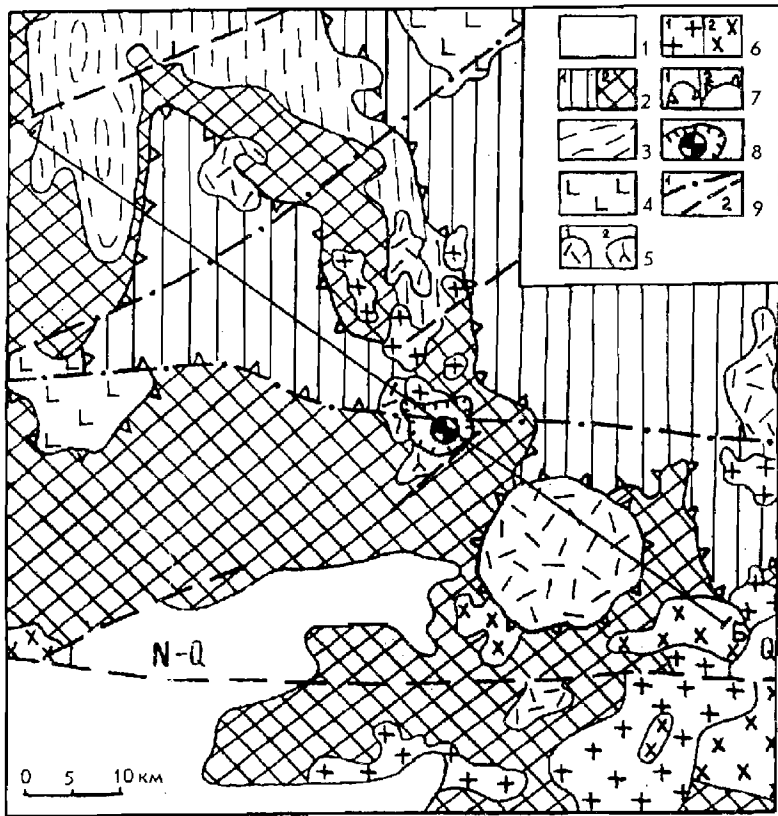


Рис. 4.99. Геологическая схема района Карамкенского месторождения (по Е. В. Белькову).

1 - аллювиальные и ледниковые отложения; 2 - вулканогенно-осадочные ($K_{1,2}$) и вулканогенные (K_2) образования; 3 - терригенные отложения верхоянского комплекса (Т-Ј); 4 - покровы базальтов (Р); 5 - субвулканические тела риолитов (1), дацитов (2); 6 - интрузии гранитоидов (1), диоритов (2); 7 - границы вулканотектонических депрессий (1), вулканокупольных структур (2); 8 - границы рудного поля, Карамкенское месторождение; 9 - глубинные (1) и другие (2) разломы

Золото самородное, мелкое и пылевидное, 95% зерен величиной менее 0,1 мм, в единичных случаях до 1-1,5 мм, форма золотин разнообразная, чаще комочки, пластинки, дендриты. По составу золото неоднородное: электрум I - проба 590-690; электрум II - 370-415; кюстелит - 130-250 и самородное серебро. Редко отмечается золото с пробой 930-940. В золоте присутствует ртуть до 2,7%, а также Cu, Fe, Sb, Bi, Sn. Отложение золота произошло в три

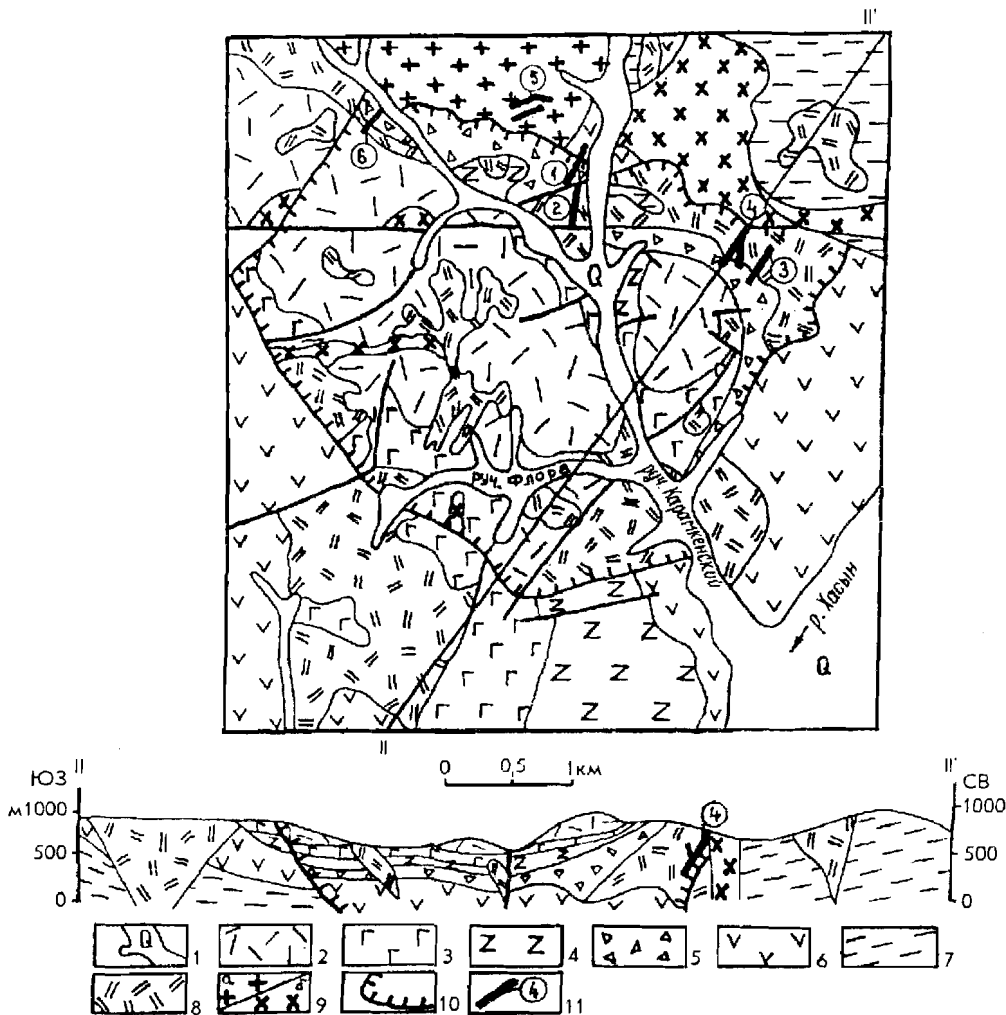


Рис. 4.100. Геологическая карта и разрез Карамкенского рудного поля (по А. А. Красильникову, Л. Н. Некрасовой).

1 - четвертичный аллювий; 2-7 - альб-сеноманские стратифицированные образования (сверху вниз) (2 - игнимбриты, туфы риолитов, 3 - базальты, андезиты, 4 - туфы, игнимбриты риолитов, 5 - туфы, 6 - андезиты, базальты, туфы, 7 - аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты); 8 - экструзии андезитов, дацитов, риолитов; 9 - плагиогранит-порфиры (а), кварцевые диоритовые порфиры (б) (K_2); 10 - тектонические ограничения Карамкенской вулканоструктуры; 11 - золоторудные тела (цифры в кружках): 1 - N 1, 2 - N 2, 3 - N 3, 4 - Главное, Спорное, 5 - Северное, Надежное и др., 6 - N 13

фазы: 1) золото-сульфидная, 2) золото-канфилдит-фрейбергит-халькопиритовая и 3) серебро-науманнит-полибазитовая с золотом. В первой ассоциации основные минералы: пирит, халькопирит, реже галенит. Золото в виде включений в пирите, в сростании с халькопиритом и сфалеритом. Вторая ассоциация - основная продуктивная, а в третьей главную роль играют самородное серебро и электрум II, тесно ассоциирующие с науманнитом и полибазитом. В допродуктивную стадию сформировались карбонат-кварцевые жилы

с убогой полиметаллической минерализацией. Процесс рудообразования протекал при широком диапазоне температур - 415-65° С. Незначительная часть золота (1,3-2%) заключена в кварце, остальное (68,4-74%) - в сростках с другими минералами, в основном с сульфидами, блеклыми рудами, сульфосолями серебра, извлекается цианированием. 13,5% его связано с блеклыми рудами, сульфосолями, аргентитом, науманнитом и конфильдитом; 3% - с сульфидами и 4,4% - с кварцем. Содержание ртути в рудах до 0,03%, сурьмы, мышьяка и теллура - до 0,002%. Первичные геохимические ореолы, окаймляющие руды, образуют: золото, серебро, мышьяк, сурьма, ртуть, барий. На верхних горизонтах ореолы широкие контрастные, с глубиной они сужаются.

На месторождении работает рудник, имеются прогнозные ресурсы. Основные методы обогащения: флотация и цианирование флотоконцентрата.

Авляяканское месторождение расположено в южной части Джугд-журской золотоносной зоны. По данным В. В. Зильберштейна (1983 г.) и В. А. Стеганцева (1987 г.), район месторождения сложен раннедокембри-скими габбро-анортозитами, крупно- и гигантозернистыми, амфиболизиро-ванными габброидами и ортоамфиболитами, инъецированными гнейсовид-ными гранитами. На породах кристаллического фундамента залегают вулканыты, слагающие грабенообразную структуру (рис. 4.101). Более древ-ними считаются игнимбриты и туфы дацитов и липаритов (магейская свита, верхний мел), а более молодыми - андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты и их туфы (мотаринская свита, верхи верхнего мела). Наклоны плас-тов вулкаников 10-15°, редко до 30-35°. Они прорваны многочисленными дайками и небольшими штоками порфировых и полнокристаллических пород среднего и кислого состава. Рудное поле приурочено к минерализованной зоне широтного простирания шириной 1-1,5 км и длиной до 15 км. В ней выделяется ряд параллельных рудных зон, среди которых наиболее продук-тивны Центральная и Северо-Восточная зоны.

Зона Центральная прослежена канавами на 3 км. Ее мощность 5-40 м. Зона образована сближенными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, зонами прожилкового и прожилково-метасоматического окварцевания. Вме-щающие их андезиты и туфы интенсивно пропилитизированы (хлорит-эпи-дотовая фация), а липариты подверглись кремнекалиевому метасоматозу. Околожилные породы превращены в хлорит-серицит-гидрослюдисто-квар-цевые метасоматиты, реже аргиллизиты. Жильные тела часто линзуются, ветвятся, мощность их изменчивая (от 0,1 до 10 м), контакты с вмещающими породами четкие, крутые (60-80°) с падением на север. Текстура руд массив-ная, брекчиевая, крустификационная, каркасно-пластинчатая. Форма рудных тел линзовидная с раздувами, пережимами, многочисленными апофизами. Рудное тело № 1 прослежено канавами на 220 м при мощности 1,5-9 м. Средняя мощность в блоках 4,6 и 2,6 м, среднее содержание золота соот-ветственно 34,5 и 72,5 г/т. На глубине результаты опоискования (штольня, буро-вые скважины) отрицательные.

Зона Северо-Восточная расположена в 450 м на север от Центральной. Ее длина 3 км, мощность 50-120 м. Жильные кварцевые тела образуют мно-гочисленные апофизы мощностью 0,5-10 м. В приконтактных частях рудных тел кварц сливной, тонкозернистый (метасоматический), а в центральных -

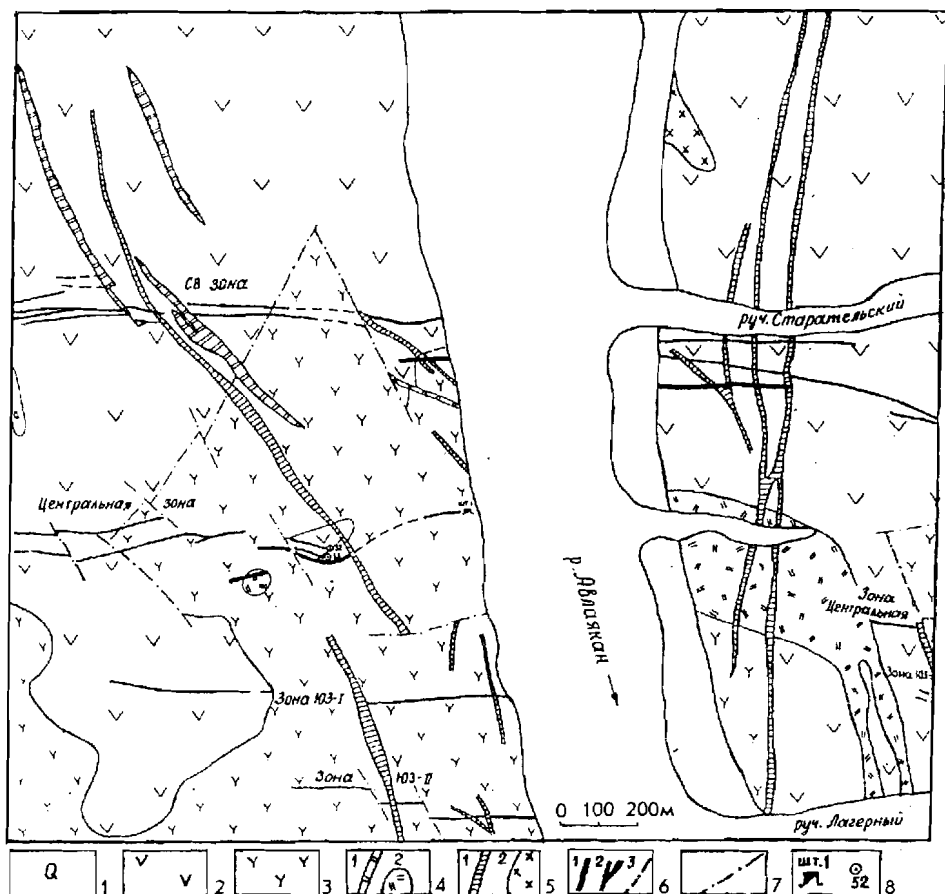


Рис. 4.101. Геологическая карта Авляяканского рудного поля (по В. А. Стеганцеву).

1 - четвертичный аллювий; 2 - андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, туфы могаринской свиты (K_2); 3 - игнимбриты, туфы дацитов, липариты, липарито-дациты магейской свиты (K_1); 4 - субвулканические образования тунумского комплекса (K_2): липарито-дациты, липариты (1), андезито-дациты, андезито-базальты (2); 5 - интрузии джугджурского комплекса (K_2): дайки гранодиорит-порфиров и диоритов (1), штоки диоритов (2); 6 - золоторудные кварцевые тела: разведанные (1), прослеженные канавами (2), по делювию (3); 7 - тектонические нарушения; 8 - устье штольни, скважин

более крупнозернистый. Рудные брекчии цементируются кварцем и крупнокристаллическим кальцитом. Длина рудных тел до 155 м, средняя мощность 1,9 м, среднее содержание золота 10,8 г/т. Рудные тела разобцены прожилково-окварцованными и карбонатизированными породами с вкрапленностью сульфидов. Среднее содержание золота по месторождению 18,2 г/т, серебра 38,1 г/т на мощность 4,3 м. $Au: Ag = 1:2-4$.

Кварц в рудах сахаровидный, от светло-серого до черного, с включениями угловатых обломков андезитов, с гнездами кальцита. В рудах также присутствуют: серицит, халцедон, гидрослюда, хлорит, адуляр, флюорит, каолинит. Золото темно- и светло-желтое, величина выделений до 0,01 мм, форма: крючки, проволочки, зерна неправильной формы.

Месторождение мелкое.

Юрьевское золоторудное месторождение расположено в Джугжурской золотоносной зоне. Его изучали С. Н. Поштенко, А. М. Слободской, В. Г. Невструев и др. Месторождение находится в Ульяновском вулканогенном прогибе к СЗ от Юровского выступа фундамента в поле развития меловых вулканитов амкинского, хетанинского и уракского комплексов, образующих пологую куполовидную структуру. Субвулканические и жерловые дайки порфировых пород залегают круто. На участке проявлены в основном близширотные (рудные), реже СВ разломы. Непосредственно на Юрьевском рудном поле толща вулканитов местами прорвана позднемеловыми субвулканическими телами липаритов и липарито-дацитов уракского комплекса. Оруденение приурочено к крутопадающей тектонической зоне (зона Комсомольская) близширотного простирания, в пределах которой вулканиты пропилитизированы, содержат серию кулисообразно расположенных жил и прожилков кварцевого, адуляр-кварцевого, кварц-карбонатного состава. Зона приурочена к близвертикальному сбросу, по которому северный блок опущен на 150 м относительно южного (рис. 4.102). Вмещающие оруденение вулканиты изменены до кварц-карбонатных (преимущественно), серицит-кварцевых и кремнистых



Рис. 4.102. Геологический разрез через зону Комсомольскую Юрьевского месторождения (по В. Г. Невструеву и Л. В. Эйришу (1981)).

1 - литокластические туфы липарито-дацитов и дацитов амкинской свиты (K_2am); 2-андезиты и андезитобазальты хетанинской свиты (K_2ht); 3-субвулканические интрузии кислого состава уракского комплекса (K_2); 4-рудная зона Комсомольская

метасоматитов, часто с хлоритом. Ширина зоны метасоматических изменений колеблется от 1-2 со стороны хетанинских андезитов и до 50 м в амкинских туфах. Для Юрьевского месторождения характерно окремнение вмещающих пород и развитие метасоматического и прожилкового халцедона и опала.

Морфология рудных жил изменчивая, наблюдаются частые раздувы и пережимы, изменения простирания и углов падения. Иногда жилы расщепляются, образуя апофизы. В зальбандах жил развиты кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-адуляровые прожилки, зачастую с сульфидной минерализацией. Текстура жил массивная, петельчатая, полосчатая. На 70-90% жилы состоят из карбоната и кварца с примесью адуляра, барита, гидрослюд, серицита, рудных и аксессуарных минералов. Карбонаты представлены главным образом крупнокристаллическим полупрозрачным кальцитом, отмечаются сидерит, манганокальцит. Кварц мелкокристаллический, реже гребенчатый. В мощных жилах с мелкокристаллическим кварцем ассоциирует адуляр. Чередование мономинеральных слоев (1-2 мм) этих минералов обуславливает полосчатую текстуру рудных жил. К контактам слоев кварца и адуляра приурочены тонкозернистые выделения рудных минералов. Последние составляют менее 1% жильной массы. Наиболее распространен пи-

рит (90-95%), постоянно встречается арсенопирит (до 5%). Из прочих минералов отметим сфалерит, галенит, золото, электрум, халькопирит, гематит, аргентит, полибазит, буланжерит (?), висмутин. Всего в рудах установлено 65 минералов, в т. ч. 17 гипергенных. Характерной особенностью Юрьевского месторождения является присутствие в руде самородного мышьяка в количестве до 400 г/т, в виде зерен (0,05-3 мм) кубической, натечной и скорлуповатой формы (Невструев, Эйриш, 1981а).

Золото отмечается в кварце II, а также в сростках с пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, сульфосолями серебра и свинца. Величина выделений - сотые доли миллиметра, форма - проволочки, дендриты, каплевидные зерна, пластинки, жилки, крючки, редко октаэдры и ромбододекаэдры, цвет светло-желтый, проба золота 750-780. Основная масса золота выделилась одновременно с сульфидами, образующими в кварце рассеяную мелкую (0,1-0,2 мм) вкрапленность. Отношение золота к серебру в рудах колеблется от 1:10 до 1:0,5, в среднем 1:2. Совместно с золотом и серебром в рудных телах накапливались Pb, Zn, Cu, Mo, As, Mn. Рудные тела выделяются в пределах жил опробованием. Обычные мощности рудных тел 6-6,5 м, длина 150-200 м, содержание золота и серебра 10-25 г/т.

Запасы золота на месторождении 7,1 т.

Кулюклинское золоторудное месторождение расположено в Джугджурской золотоносной зоне, в прибрежной части Ульинского вулканогенного прогиба. По данным С. В. Денисова, Д. Н. Гусева (1978 г.) и А. Е. Корабельникова (1983 г.), низы разреза здесь сложены псефитовыми туфами дацитов (амкинская свита, верхний мел), средняя часть - андезиты, андезито-дациты с подчиненными андезито-базальтами, псаммитовыми и псефитовыми туфами (хетанинская и уракская свиты, верхий мел), верхи - палеогеновые андезито-базальты и базальты (хакаринская свита). Вулканыты залегают со слабым наклоном (5-35°) на ЮЗ. Оруденение контролируется глубинным разломом СЗ простирания, к которому приурочены субвулканические интрузии, дайки. Мощность зоны 1 км, длина более 12 км. Породы осевой части разлома гидротермально изменены, насыщены жильно-прожилковым материалом. Золотоносность зоны приурочена к северному и СЗ контакту субвулканической интрузии липарито-дацитов, протягивающейся на СЗ на 5,5 км. Все породы рудного поля пропилитизированы, прожилково и метасоматически окварцованы до метасоматитов кварцевого, серицит-кварцевого и диккиталунит-кварцевого состава.

Выделяется ряд рудоносных зон: Центральная, Восточная, Промежуточная и др. Рудные тела Центральной зоны залегают в андезитах хетанинской свиты и предсталены двумя сближенными жильными телами СЗ простирания и крутого падения мощностью от 0,5 до 12,3 м. Контакты тел четкие. Состав - кварцевый, кварц-карбонатный. Текстура полосчатая - перемежаемость «прослоев» кварца и кальцита. Жилы представляют собой плитообразные тела с включениями обломков вмещающих пород. Жила N 1 прослежена на 720 м, жила N 2 - на 368 м. Среднее содержание золота в зоне Центральной 12,2 г/т при мощностях 3,3-5,6 м. С глубиной содержание уменьшается. Зоны Восточная и Промежуточная образованы штокообразными штокверками густой сети прожилков и жил адуляр-кварцевого и карбонат-кварцевого состава, в

отдельных пересечениях которых имеются промышленные содержания золота. Au: Ag = 1:1,9-3.

Кварц и кальцит составляют 90-95% объема руды в разной пропорции. Кроме того, отмечаются: адуляр, барит, серицит, хлорит, гидрослюда, цеолит. Кварц мелкозернистый, среднезернистый гребенчатый, микрозернистый. Золото тонкозернистое (0,001-0,05 мм), содержится в кварц-кальцитовом агрегате, ярко-желтое. Элементы-спутники золота в руде: Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, As.

Месторождение мелкое, изучено недостаточно.

Кубакинское золоторудное месторождение в составе Охотско-Чукотской провинции выделяется условно в связи с проблемой возраста. С одной стороны, это типичное для приохотских вулканитов субвулканическое месторождение раннеорогенного этапа, а с другой - имеются серьезные данные в пользу девонского возраста кубакинских руд (Степанов, 1994, рис. 4.103-4.105).

Месторождение находится в Авландинском рудном узле Южноомолонского золоторудного района Омолон-Анадырской золотоносной зоны. По данным В. А. Степанова (1994), И. С. Розенблума и др. (1992), рудное поле приурочено к крупным меридиональным нарушениям, секущим вулкано-осадочные породы кедонской серии ($D_{2,3}$), являющейся чехлом Омолонского массива. Вмещающие породы: агломератовые туфы, игнимбриты, туфопесчаники, силлы риодацитов, андезито-дацитов, которые перекрываются осадочными породами карбона. Простираание пород ЗСЗ, падение моноклиналиное в южных румбах под углами 10-30°. Углистые алевролиты кербинской свиты раннего карбона играют роль геологического экрана. На рудном поле развиты взбросы, сдвиги, отражающие геодинамику ТМА, с которой связывается оруденение (D_3 или K_1 возраста?). Вмещающие породы аргиллизированы, пропилизированы и прорваны малыми интрузиями (штоками) порфиридных гранодиоритов, диоритов и диоритовых порфиритов юрско-раннемелового возраста (близ рудного поля) и субвулканическими массивами риолитов, риодацитов $D_{2,3}$ возраста.

Месторождение представлено тремя рудными зонами ЗСЗ и СВ простираания. Наиболее протяженная из них зона Центральная состоит из серии кулисообразно расположенных продуктивных тел ЗСЗ ориентировки. Это плитообразные существенно кварцевые жилы с параллельными контактами. Кулисы ограничены нарушениями СВ простираания, за пределы которых они не проникают. Общая длина рудной зоны 2 км, длина отдельных кулис 0,5-0,9 км.

Продуктивные рудные тела на месторождении представлены адуляр-халцедон-кварцевыми жилами выполнения колломорфно-полосчатой, каркасно-пластинчатой, брекчиевой и массивной текстуры. Мощность рудных тел 1-2 м, падение крутое (70-80°) на север и ЮЗ. По падению продуктивные рудные тела распространяются на 80-300 м. Мощность рудных тел возрастает с запада на восток и снизу вверх. Благоприятными для развития жил являются липарито-дациты, игнимбриты, андезито-дациты; неблагоприятны туфопесчаники и андезито-дациты. Рудные тела кверху расщепляются на тонкие прожилки.

Обычные содержания золота в рудах 10-20 г/т. Au: Ag = 1: 1.

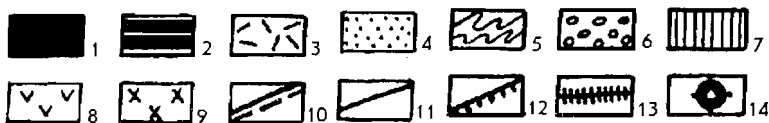
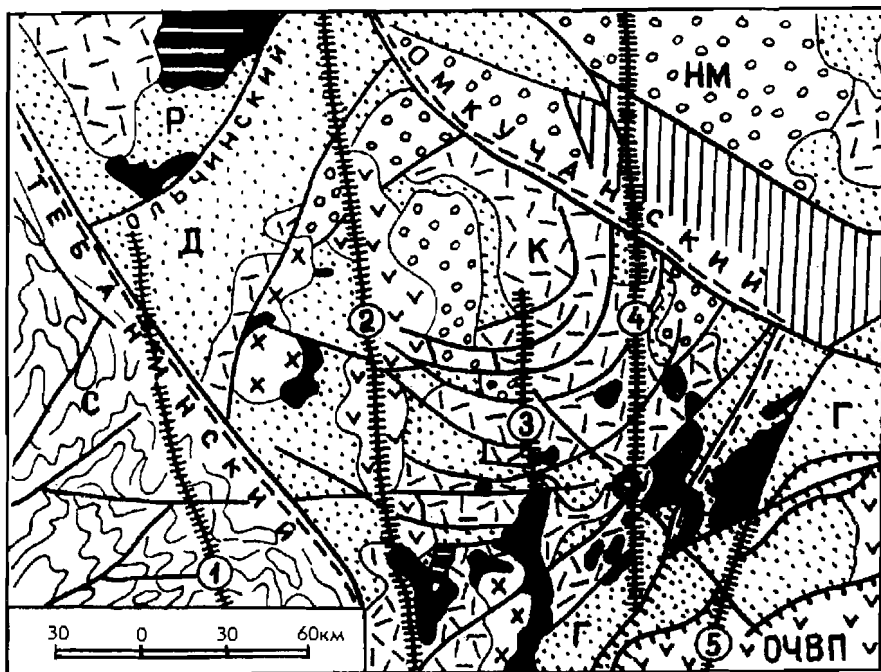
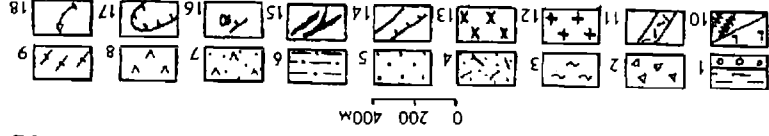
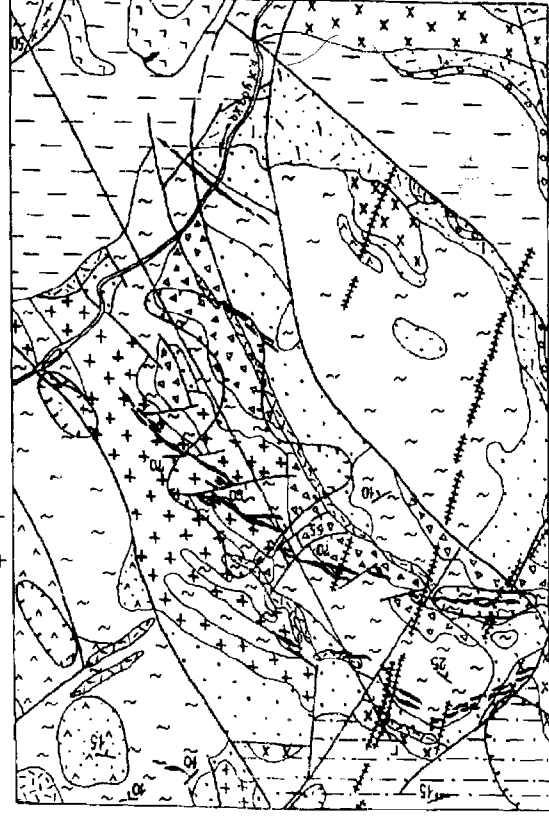


Рис. 4.103. Положение Кубакинского месторождения в региональных структурах Омо-
лонского массива (по А. И. Калинину (1992).

1 - выступы архейского фундамента; чехол; 2 - нижний структурный ярус (R-O); 3 - сред-
ний структурный ярус ($D_{2,3}$); 4 - верхний структурный ярус (D_3-J_3); 5 - миогеосинклиналильные
комплексы Сугойской складчатой зоны ($C-J_3$); 6 - орогенные впадины мезозоид; 7 - предпо-
лагаемая зона раздвига дорифейского фундамента; 8 - вулcano-плутонические комплексы
Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 9 - палеозойские гранитоиды; 10 - мегаблоковые
разломы; 11 - прочие разломы; 12 - мезозойские надвижки; 13 - зоны мезозойской тектоно-
магматической активизации; 14 - месторождение Кубака. Главнейшие тектонические эле-
менты: Р - Рассошинский блок; К - Кедонский блок, Д - Доломнанская поперечная зона; НМ -
Намындыко-Моланджинская окраинная зона, С - Сугойская зона мезозоид, Г - Гижигинская
мегаглыбовая зона, ОЧВП - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Зоны ТМА (цифры в
кружках): 1 - Коркодон-Наяханская, 2 - Конгинская, 3 - Центральнокедонская, 4 - Ауланджин-
ская, 5 - Малиновская

Кроме кварца, халцедона и адуляра в жилах отмечаются карбонат, гид-
ромусковит, в рудном теле №1 много флюорита, присутствует барит. Рудные
минералы тонкозернистые, составляют не более 0,5% объема руды и при-
урочены к границам «слояков» кварца, халцедона, адуляра в колломорфно-
полосчатых рудах. Это: золото, электрум, кюстелит, акантит, гессит, пирит
(50-80% тяжелой фракции), гематит, ильменит, ильменорутит, рутил, халько-
пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и др.

Жильная минерализация сформирована в четыре стадии (данные
М. В. Болдырева, 1985, 1987 гг.): 1) слабопродуктивная халцедоновая (халце-



0 200 400м

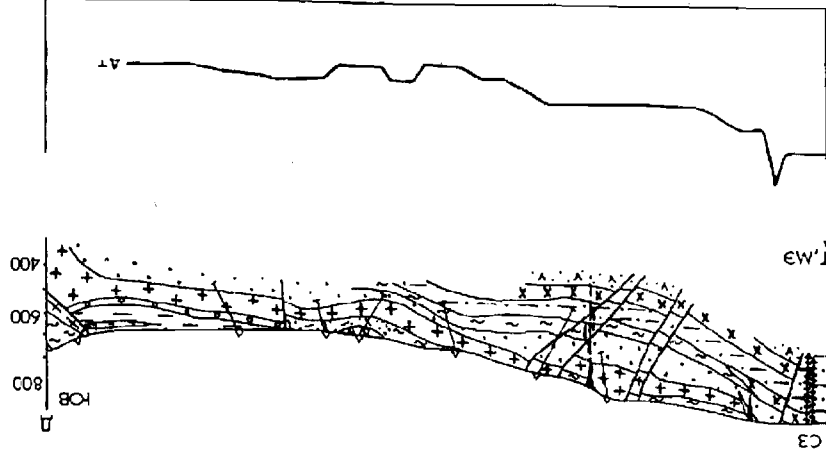


Рис. 4.104. Геологическая карта и разрез Куакинского месторождения (по В. А. Стенанову (1994), с упрощениями).
 1 - углеродистые алевролиты и аргиллиты с базальным горизонтом конгломератов, гравелитов, осадочных брекчий (С₁); 2-13 - Д₂³ (2 - алломеровые туфы; 3 - интробриды лацитов и риодацитов; 4 - туфы риолитов и риодацитов; 5 - туфопесчаники; 6 - туфалевролиты, кремнистые туфы, мергельные туфы; 7 - туфы андезитов и андезитов; 8 - андезиты; 9 - гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, 10 - силлы и дайки долеритов, 11 - дайки риолитов; 12 - силлы риодацитов, 13 - силлы андезито-дацитов); 14 - разрывные нарушения; 15 - рудные тела; 16 - наклон слоистости; 17 - шлиховые ореолы золота в делювии; 18 - вулканские скажники.

дон, пирит, флюорит, золото, халькопирит); 2) продуктивная кварц-адуляровая (золото, кварц, адуляр, сульфиды); 3) пострудная сульфидно-кварц-карбонатная (кварц, халцедон, халькопирит, сфалерит, марказит, станнин, хлорит); 4) постдайкавая карбонатная.

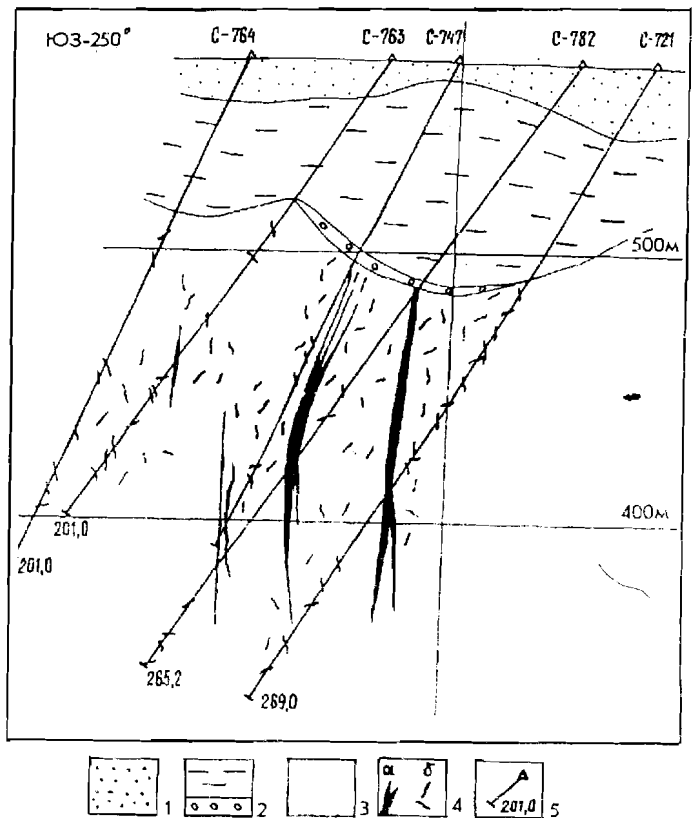
Основной минерал жил - кварц различной степени кристалличности, цвета, текстуры. Продуктивный кварц II - светло-серый, от тонко- до мелкозернистого, массивный либо колломорфно-полосчатый (переслаивание с адуляром), каркасно-пластинчатый.

Содержание золота в рудных телах увеличивается снизу вверх. Наиболее богатые участки жил имеют повышенную мощность и кварц-адуляровый состав. Повышение содержания золота отмечается на участках пересечения жилами пластов игнимбритов и риодацитов.

Величина выделений благородных металлов - золота, электрума, кюстелита, серебра: до 0,01 мм - 67-75%, 0,03-0,08 мм - 25-30%. Форма выделений: пленки, чешуйки, крючки, интерстиционные выделения. Золото находится в кварце, адуляре, нередко во флюорите, гидромусковите, на границах слоев метакolloидного кварца. По данным микрозондового анализа проба золота изменяется в широких пределах: от 230 до 900. Отмечаются максимумы: 500-700 и 300-350, реже - 500-560 и 650-700. Средняя проба 514. Золото-серебряное отношение снизу вверх увеличивается. Микропримеси в золоте: Hg, Cu, Sb, Se, Te.

Рис. 4.105. Кубакинское месторождение. Разрез Цокольной рудной зоны по профилю б2 (по В. А. Степанову).

1 - четвертичный аллювий; 2 - алевролиты и аргиллиты с базальным горизонтом конгломератов и гравелитов (С.); 3 - игнимбриды дацитов, туфопесчаники (D₂₋₃); 4 - золоторудные адуляр-кварцевые жилы (а) и прожилки (б); 5 - скважины колонкового бурения



Месторождение эксплуатируется, его запасы и прогнозные ресурсы значительные.

Субвулканические орогенные месторождения

Хаканджинское золото-серебряное месторождение расположено в зоне сочленения Охото-Ульбейского поднятия и Ульинского вулканогенного прогиба. Фундамент вулканогена представлен пологоскладчатыми терригенными толщами верхнего триаса. Рудное поле приурочено к куполовидной вулканоплутонической структуре диаметром 10-14 км, образованной сложным комплексом покровных, экструзивных, субвулканических и интрузивных образований преимущественно позднемелового возраста (рис. 4.106, 4.107). С момента открытия месторождения (данные Ф. Ф. Вельдяксова, 1961 г.) его разведывали: С. Г. Горностаев, В. В. Шутков, А. Г. Мудров, А. А. Серегин, В. К. Савин, А. Е. Корабельников; структуру рудного поля изучали В. Г. Хомич, Ю. Г. Морозов; геохимию и минералогию - М. И. Воин, Ю. С. Берман, Л. Н. Пляшкевич, В. Г. Невструев, Л. В. Эйриш. Вопросы металлогении рудного поля рассматривали В. Н. Гончаров, В. И. Найбородин, П. В. Бабкин, А. А. Сидоров, Г. П. Воларович, А. Н. Казаринов, М. Б. Бородаевская, И. С. Рожков, Р. Б. Умитбаев.

Месторождение локализовано в полого (10-30°) наслоенной толще вулканитов (рис. 4.108), простирающихся на СЗ с падением на ЮЗ. В низах разреза залегают андезиты и туфы ульбериканской свиты (нижний мел) мощностью более 500 м. На андезиты налегает позднемеловая (рудовмещающая) толща умереннокислых и кислых вулканитов, представленных агломератовыми и грубополосчатыми породами липарито-дацитового и дацитового состава, флюидалными и сферолитовыми лавами кислого состава мощностью от 100 до 500 м. По мнению многих геологов, это экструзивные тела. В. Г. Хомич (1977) считает эти вулканиты покровными образованиями. На Центральном участке липариты прорваны пластообразными телами кварцевых латитов мощностью 100-150 м, обладающих брекчиевым сложением. Все вулканические породы рудного поля пропилитизированы в хлорит-карбонатной фации. Вблизи рудных тел развиты кварц-адуляровые с каолинитом породы, а на периферии рудного поля проявлены аргиллизация и гидрослюдисто-кварцевые замещения.

В северной части рудного поля липариты и кварцевые латиты прорваны верхнемеловыми дайками граносиенит-порфиров СЗ простираения, а в центральной и южной СВ дайками базальтов, долеритов и андезитов палеогенового возраста. Рудное поле разбито СЗ (преимущественно дорудными) и СВ пострудными тектоническими разрывами и имеет блоковое строение. Наиболее значительным является поперечный разлом, разделяющий Центральный и Северный участки.

Месторождение представлено зоной брекчированных и окварцованных липаритов мощностью от 7 до 52 м, наклоненной на ЮЗ под углами 15-30°. Длина зоны более 1 км, по падению она прослежена до 500-600 м. Зона пронизана ветвящимися жилами и прожилками преимущественно кварцевого и

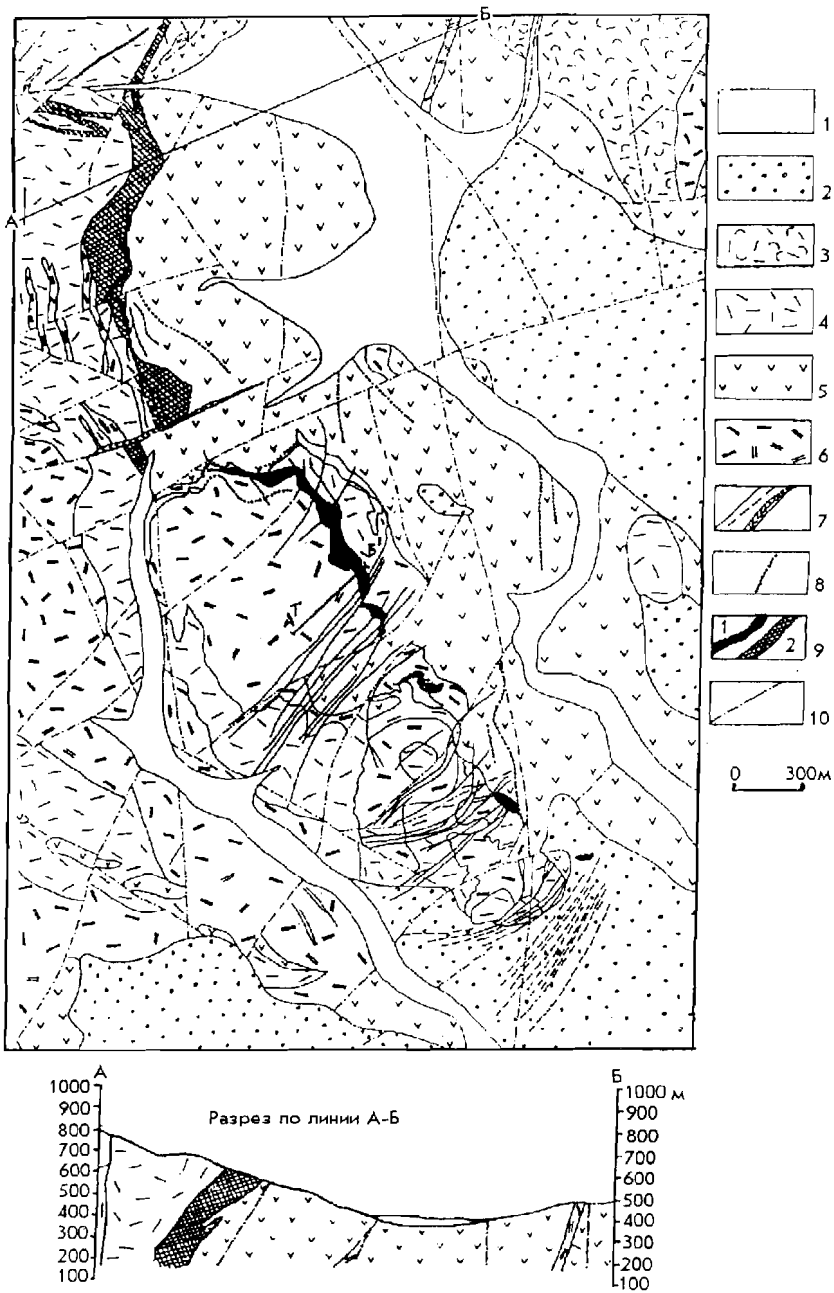


Рис. 4.106. Геологическая карта Хаканджинского золото-серебряного месторождения (по В. Г. Невструеву).

1 - четвертичные аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 - четвертичные ледниковые отложения; 3 - уракская свита (K_2ur). Игнимбриты, липариты, туфы; 4 - амкинская свита (K_2am). Дацитовые игнимбриты, дациты, туфы; 5 - ульбериканская свита (K_1ul). Андезиты, туфы, туффиты; 6 - субвулканические интрузии кислого и умеренно-кислого состава; 7, 8 - верхнемеловые дайки андезитов и граносиенит-порфиров; 9 - рудные штокверки и кварцевые жилы (1), кварцадуляр-гидрослюдистые метасоматиты (2); 10 - разрывные нарушения

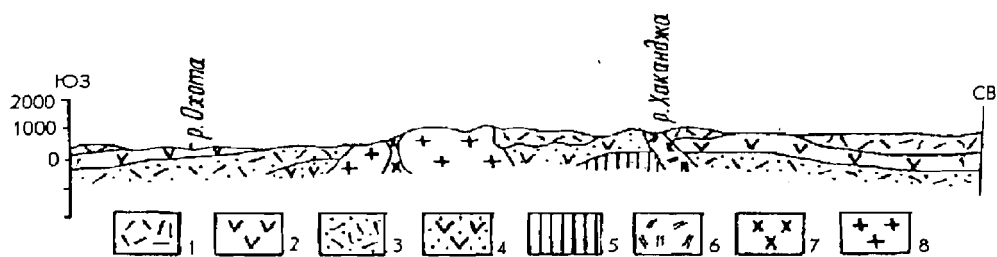


Рис. 4.107. Геологический разрез через район Хаканджинского месторождения, м-б 1: 200 000 (по В. Г. Королькову).

1 - липариты, дациты, их туфы, игнимбриты, туфопесчаники уракской свиты (K_2ur); 2 - андезиты, андезито-базальты и их туфы хетанинской свиты; 3 - липариты, дациты, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты амкинской свиты (K_2am); 4 - андезиты, их туфы, туфобрекчии, туфогенные гравелиты, песчаники, алевролиты ульбериканской свиты (K_1ul); 5 - глинистые и песчано-глинистые сланцы, песчаники, прослои ракушечников (J_3n); 6 - субвулканические липариты (λK_2); 7 - субщелочные граниты ($\text{æ}K_2$); 8 - гранодиориты (K_2)

адуляр-кварцевого состава, несущими золото-серебряное оруденение. Степень насыщенности зоны рудными жилами и прожилками различная. Границы рудных тел устанавливаются опробованием, их мощность 4-6 м. Преобладают сетчатые, брекчиевые и линейно-полосчатые текстуры руд. Обломки липаритов в рудах превращены в гидрослюдисто-адуляр-кварцевые тонкозернистые агрегаты, которые пересекаются прожилками кварца четырех генераций мощностью до 10 см. Кварц в прожилках разнообразный: массивный, тонкозернистый, молочно-белый, светло-серый полосчатый (колломорфный) с кокардовой либо крустификационной текстурой, гребенчатый, радиально-лучистый, полупрозрачный, гребенчатый аметистовидный. Во всех

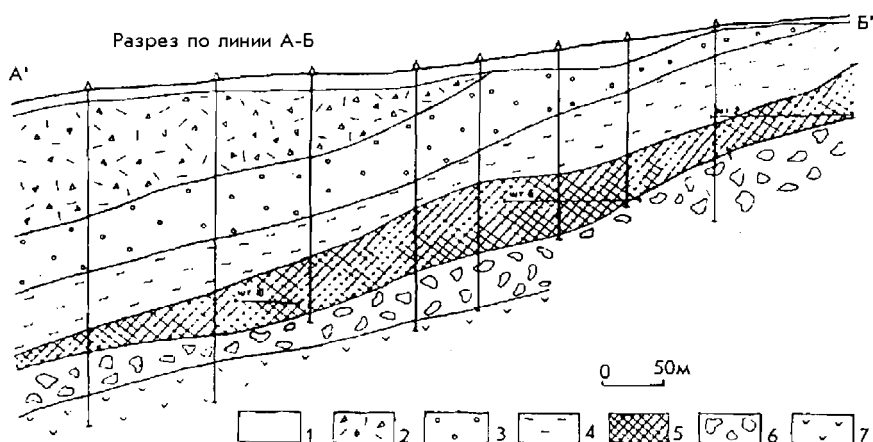


Рис. 4.108. Разрез через Хаканджинское месторождение (по В. Г. Невструеву).

1 - делювиальный слой; 2 - грубообломочные туфы липаритов и дацитов; 3 - сферолитовые липариты; 4 - флюидальные липариты; 5 - зона минерализованных пород, включающих рудные тела; 6 - агломератовые туфы дацитов; 7 - андезиты и туфы

типах руд с кварцем ассоциирует адуляр. Содержание сульфидов в рудах в среднем 0,5%. На глубоких горизонтах их количество увеличивается до 3%. Величина зерен сульфидов до 1 мм. Основные рудные минералы: золото, пирит, аргентит, электрум, полибазит, арсенополибазит, галенит, сфалерит, халькопирит, гематит, самородное серебро. Нерудные минералы: кварц, адуляр, родохрозит, родонит, кальцит, манганокальцит. В зоне окисления развиты окислы и гидроокислы марганца. Выделяются разновидности руд: кварц-аргентитовые (основные), кварц-родонит-родохрозитовые и кварц-псиломелановые. Золото самородное, образует вкрапленность в кварце либо приурочено к контактам зерен кварца и адуляра, кварца и обломков липаритов, близ зерен аргентита и полибазита, в манганите. На верхних горизонтах встречаются кристаллы золота - кубы, октаэдры. Величина выделений золота - сотые, реже десятые доли миллиметра, в редких случаях до 1-5 мм. Проба золота в ранних родонит-родохрозитовых рудах 609-774, средняя 627; в кварц-псиломелановых рудах она заметно ниже - соответственно 563 и 532; средняя по месторождению 536-544. Элементы примеси в золоте: Те (0,002%), Fe, As, Sb, Cu, Pb, составляющие вместе не более 0,5%. Золото ассоциирует с аргентитом, галенитом, сфалеритом, сульфосолями серебра и свинца. Основными серебросодержащими минералами являются аргентит, полибазит, электрум, самородное серебро и кюстелит. Au: Ag = 1:20-110, в среднем 1:44.

Химический состав руд из технологических проб (%): SiO₂ - 82,8-84,8; Al₂O₃ - 4,9-5,9; Na₂O - 0,06-0,13; K₂O - 2,4-4; CaO - 0,2-1,9; TiO₂ - 0,03-0,8; MgO - 1-1,4; Fe₂O₃ - 1-2,8; MnO - 1,7-4,3; S_{общ.} - 0,07-0,15.

Обычные содержания в рудах золота 10-20 г/т, в богатых рудах до 50-100 г/т, серебра - соответственно 350-600 г/т и 1-5 кг/т.

С глубиной в рудных телах снижается проба золота, уменьшается количество аргентита, галенита, марганцевых минералов, повышается содержание арсенопирита (до 3%), полибазита, сфалерита, сульфосолей серебра и сидерита. Для верхних частей рудных тел характерны повышенные количества Ag, Pb, Mn, Zn, а для нижних - Cu, W и Mo. Серебро находится в самородном коллоидно-дисперсном состоянии. В кварц-псиломелановых (окисленных) рудах оно ассоциирует с марганцем (Невструев, Эйриш, 1981б). Кроме золота и серебра в продуктивную стадию накапливались Pb, Zn, Mn, Cu, As, Sb, Mo, W. Геохимический ряд зональности (сверху вниз): Ag-Pb-Mn-Zn-Au-Cu-W-Mo-As. Характерны широкие первичные ореолы рудогенных элементов висячем боку зоны и узкие - в лежачем. Более широким является ореол серебра, расширяющийся кверху.

Технология извлечения благородных металлов основана на процессах гравитации, флотации, цианирования и гидрометаллургии. Показатели извлечения: золото - 94,5-96,5%; серебро - 92,6-94; марганец - 80-86,8%. Для безмарганцевых руд Третьего рудного тела технология наиболее простая, она включает гравитацию и цианирование с извлечением золота 97,3 и серебра 92,3%. Запасы золота и серебра значительные.

Золото-серебряное месторождение Чачика расположено в 30 км к ЮЗ от Хаканджинского и отличается от него малыми параметрами и отсутствием марганцевого оруденения.

Звенское золото-серебряное месторождение расположено в Гижигинском вулканогенном прогибе в поле развития вулканических пород верхнего мела-палеогена (рис. 4.109). Наиболее изучены участки Кварцевая Сопка и Дальний, расположенные соответственно на севере и в центральной части

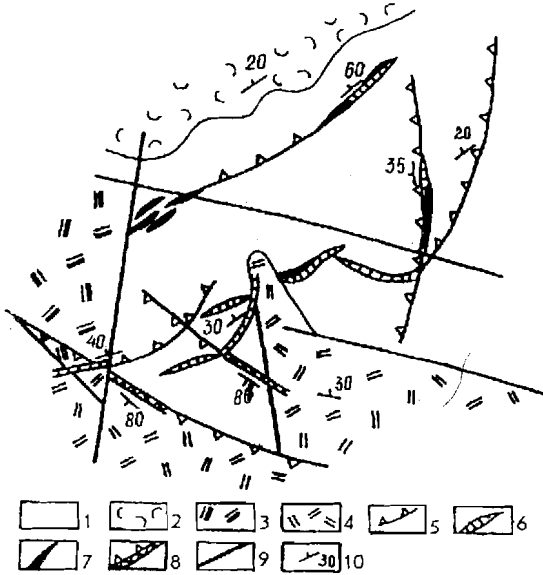


Рис. 4.109. Геологическая схема рудного поля Звенского месторождения (по Н. А. Костырко с соавторами (1974).

1 - игнимбриты липаритов; 2 - игнимбриты дацитов; 3 - экструзивные биотитовые дациты; 4 - экструзивные пироксеновые дациты, липарито-дациты; 5 - рудоконтролирующие нарушения; 6 - жильные тела слаборудоносные; 7 - жильные тела рудоносные; 8 - брекчиево-прожилковые карбонатные зоны; 9 - крутопадающие сбросы; 10 - элементы залегания

рудного поля (Костырко и др., 1974). Оруденение контролируется узлом пересечения разломов СЗ и СВ направления. Вмещающие породы пропилитизированы, широко представлены околотрещинный кварцевый метасоматоз, вторичные кварциты и жильные образования разного состава. Морфология жил сложная, в особенности в верхних частях - ветвления, раздувы, пережимы, зоны прожилково-жильного окварцевания. Жила № 1 уч. Дальнего залегает в гидрослюдисто-адуляр-кварцевых метасоматитах в поле хлоритовых пропилитов по андезитам. Простираение жилы СЗ, падение крутое на ЮЗ. На уч. Кварцевая Сопка рудные жилы № 15 и 17 простираются на СВ при падении на СЗ под углами 25-30° и 50-60° соответственно. Еще одна рудная зона простирается на ССЗ и падает на восток (углы 40-50°). Контакты жил отчетливые. Рудные жилы: кварцевые, адуляр-карбонат-кварцевые и адуляр-кварцевые, редко барит-кварцевые (уч. Альдигич), эпидот-кварцевые (уч. Горный). Содержание адуляра в жилах до 10-50%. Рудные минералы жил: уч. Кварцевая Сопка - аргентит, электрум, пирит, сульфиды Cu, Zn, Pb, сульфосоли Ag, блеклые руды, антимонит; уч. Дальний - пирит, сульфосоли Ag, электрум, сульфиды Cu, Zn, Pb, аргентит; на уч. Горном отмечены теллуриды Au и Ag. Au: Ag = 1:100-40, реже 1: 20 (уч. Горный) и 1:500 (уч. Альдигич). В наиболее изученных жилах обнаружено порядка 55 минералов, из них главные золото- и серебросодержащие: электрум, аргентит, штрмейерит, полибазит, пираргирит, блеклые руды, гессит, петцит. Проба золота: 702-722, 625-690, 350-400. На уч. Горном главный золотосодержащий минерал гессит. Золото (электрум) образует вкрапленность в кварце и адуляр-кварцевом агрегате в виде

субмикроскопических чешуек, листочков, пластинок величиной до 0,2-0,3 мм, очень редко до 1-1,5 мм. Отмечались сростки с аргентитом, полибазитом, штроейеритом. Высокопробный электрум - наиболее ранний, низкопробный нарастает колломорфно на высокопробный. Выделяются продуктивные ассоциации: 1) золото-сульфидная с селлуридами в эпидот-кварцевых и кварцевых жилах; 2) золото-аргентитовая с селенидами (?) и антимонитом в адуляр-карбонат-кварцевых, адуляр-гидрослюдисто-кварцевых и кварцевых жилах; 3) золото-сульфоантимонитовая с селенидами (?) и пиритом в адуляр-карбонат-кварцевых, адуляр-гидрослюдисто-кварцевых и кварцевых жилах; 4) золото-сульфидно-сульфоантимонитовая в кварцевых и барит-кварцевых жилах.

Сергеевское золото-серебряное месторождение расположено в Омолон-Анадырской золотоносной зоне Холоховчинской грабен-синклинали и приурочено к вулканоструктуре центрального типа, образованной меловыми вулканоплутоническими комплексами, прорванными палеогеновыми дайками. По данным А. Г. Грибанова и Н. М. Тучиной (1989 г.), нижняя часть разреза (альб-сеноман) представлена лавами андезитов и дацитов с горизонтами туфопесчаников и туфоалевролитов (120 м), а верхняя (720 м) - андезито-базальтами, долеритами, андезитами, туфами, туфолавами. Сеноман-туронские базальты и андезиты развиты незначительно. Интрузивные образования слагают 20% площади рудного поля. Это 1) альб-сеноманские субвулканические дациты, андезиты, долериты, андезито-базальты (штоки, силлы), дайки липарито-дацитов; 2) сеноман-туронские экструзии и некки андезитов; дайки, силлы, некки долеритов, базальтов, дайки и штоки диоритовых порфиринов, диоритов, монцодиоритов, гранодиоритов, гранит- и граносиенит-порфиринов; 3) палеогеновые послерудные дайки базальтов.

Рудное поле образовано многочисленными (115 шт.) жилами: кварцевыми, адуляр-кварцевыми, карбонат-кварцевыми - длиной 300-400 м (до 1800 м), мощностью 1-1,5 м (до 7 м). Средняя мощность промышленных жил 1,1 м. Морфология жил сложная. Они образованы преимущественно мелкозернистым сливным или шестоватым кварцем с тонкой вкрапленностью сульфидов, выделениями адуляра и кальцита. Продуктивный кварц образовался при температуре 200-290°, а дорудный - 300-350° С. Руды колломорфно-полосчатые, крустификационно-кокардовые, брекчиевые. Обычное содержание золота и серебра порядка 15 и 200 г/т; максимальные - до 1387,6 г/т и 8,9 кг/т соответственно. Рудные минералы составляют до 0,5% объема руды (редко 2-5%), это: халькопирит, сфалерит, пирит, галенит, аргентит, пирсеиг, гематит, гессит, агвиларит, селенид золота, электрум. Выделяются вещественные комплексы: 1) допродуктивный пирит-кварцевый; 2) продуктивные: сфалерит-галенит-адуляр-кварцевый, золото-агвиларит-адуляр-кварцевый и золото-адуляр-кварцевый и 3) пострудные: пирит-халькопирит-кварцевый и кварц-кальцитовый.

Золото (электрум) бледно-желтое, величина его выделений 0,04-0,1 мм, редко 0,1-0,8 мм, селенида золота - 0,005-0,6 мм. Проба 610-680. Отношение в рудах Au:Ag = 1: 3-13. Околорудные породы содержат золота до 0,2-1,8 г/т и серебра до 5,7 г/т.

Руды плохо обогащаются. При гравитационно-цианистой схеме извлекается всего 62% золота и 17,5% серебра. Извлечение металлов из гравикон-

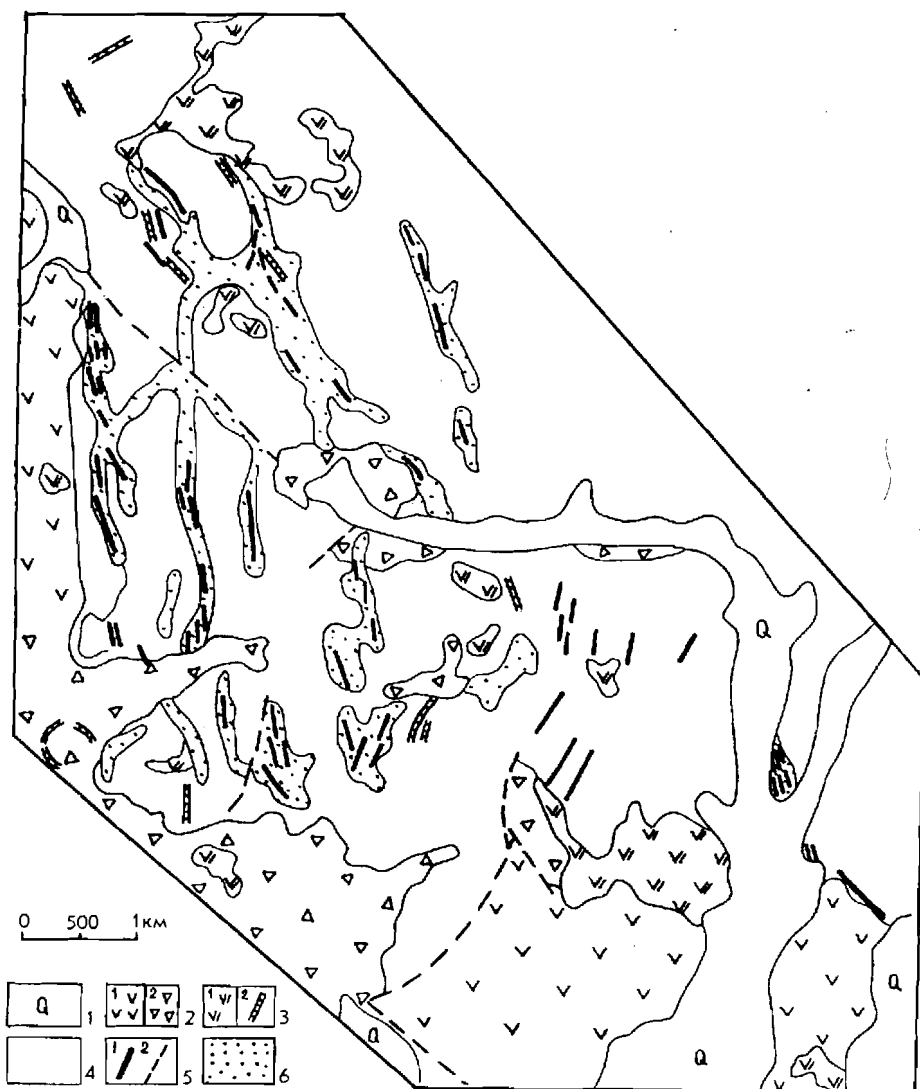


Рис. 4.110. Месторождение Обрывистое. Геологическая карта (по А. И. Сосункович).

1 - аллювий (Q); 2 - андезиты (1), вулканические брекчии андезито-дацитов (2); 3 - субвулканические малые тела (1) и дайки (2) андезитов, дацитов, гранит-порфиров; 4 - субвулканические риолиты, риодациты; 5 - золоторудные кварцевые жилы и прожилковые зоны (1), разломы (2); 6 - вторичные кварциты

центра при плавке составляет 98%. Месторождение среднее по своим прогнозным ресурсам.

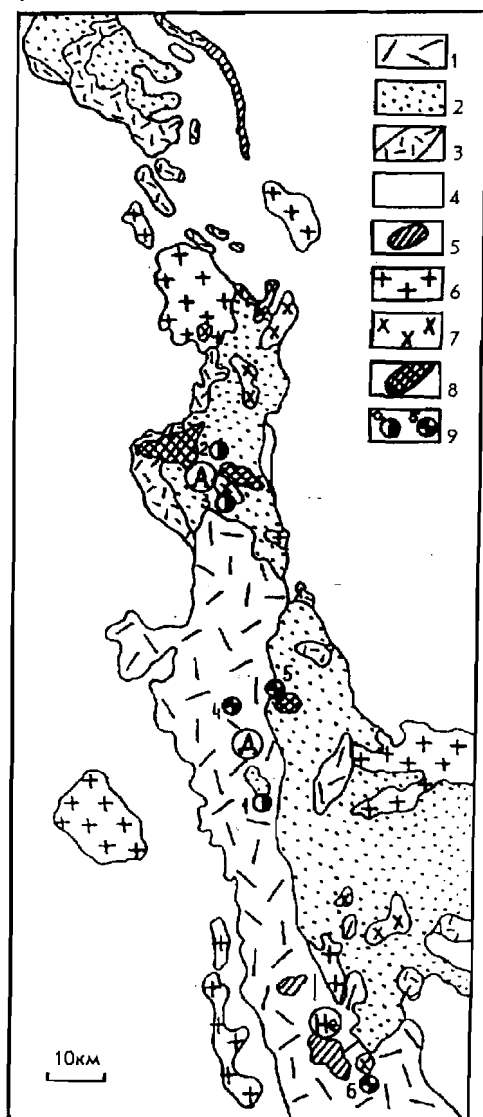
Сходным с описанным является **Обрывистое** месторождение, расположенное севернее (рис. 4.110).

Дукатское серебряное месторождение (данные В. Е. Наталенко (1992 г.), А. П. Варгуниной (1979 г.) находится в Омсукчанском рифтогенном прогибе, заложенном в раннем мелу вдоль меридиональной зоны глубинных

разломов. Прогиб выполнен мощной угленосной молассой, перекрытой покровами андезитов и риолитов с завершающими субвулканическими фациями. Впадина обрамляется триасовыми и юрскими геосинклинальными комплексами. Район характеризуется отрицательным полем силы тяжести и положительными магнитными аномалиями (рис. 4.111, 4.112).

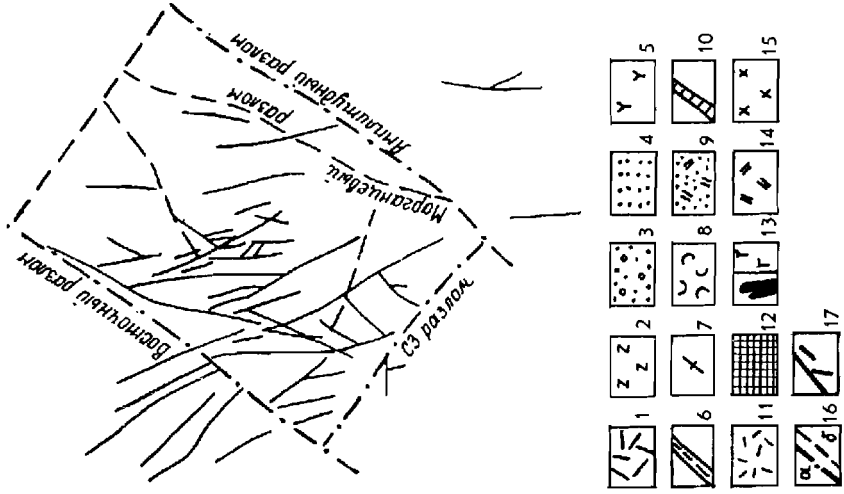
Рис. 4.111. Схематическая геологическая карта Омсукчанской золотоносной зоны (по Н. В. Григорьеву, С. Ф. Стружкову (1992).

1 - кислые и средние эффузивы ($K_{1,2}$); 2 - терригенные угленосные отложения (K_1); 3 - кислые ультракалиевые вулканы (K_1); 4 - терригенные породы верхоянского комплекса (P-J); 5 - кислые субвулканические тела (K_2); 6 - граниты (K_2); 7 - гранодиориты, диориты ($K_{1,2}$); 8 - кислые субвулканические тела (K_1); 9 - рудные месторождения золото-серебряные (а), серебро-полиметаллические (б) (обозначены на схеме): 1 - Дукат, 2 - Арылах, 3 - Лунное, 4 - Мечтинское, 5 - Тидидское, 6 - Гольцовое. Рудные узлы: А - Арылахский, Д - Дукатский, Не - Невский

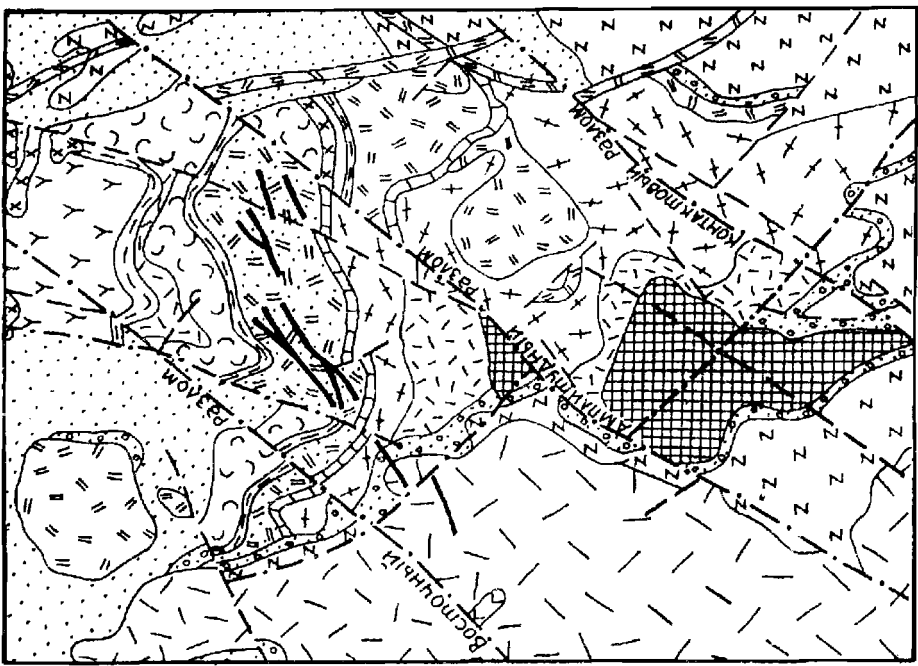


Центральная часть рудного поля представляет собой интрузивное поднятие, сложенное ультракалиевыми риолитами, игнимбритами и их туфами с горизонтами черных аргиллитов. По периферии развиты континентальные угленосные отложения, несогласно перекрытые покровами андезитов с горизонтами конгломератов, туфов и риолитов. В южной части структуры обнажается тектонический блок норийских глинистых сланцев, алевролитов

Рис. 4.112. Геологическая структурная схема Дукацкого рудного поля и схема расположения рудовмещающих разломов (по В. Е. Наталенко с соавторами (1980)).



1 - наяханская свита (K_2 nl)
 - лавы и игнимбриты липаритов
 с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов; 2, 3 - таваумская свита (2 - верхняя толща (K_{IV}^6) - андезиты и их лавобрекчи с линзами туфов, туфоалевролитов, 3 - нижняя толща (K_{IV}^2) - полимиктовые конгломераты-брекчи с линзами алевролитов, песчаников, андезитов); 4 - омпукчанская свита (K_1 om) - конгломераты, песчаники, гравелиты с прослоями углей; 5-10 - аскольдская свита (K_1 as^a, K_1 as^b) (5 - липарито-дациты; 6 - алевролиты, песчаники, вулканомиковые брекчи, аргиллиты; 7 - липариты; 8 - игнимбриты липаритов; 9 - фельзиты; 10 - кремнистые аргиллиты); 11 - липариты мелкопорфировые; 12 - норийские алевролиты, песчаники; 13 - палеогеновые дайки базальтов (β P) и штоки габро (Δ P); 14 - позднемиеловые дайки фельзитов, субвулканические интрузии липаритов; 15 - раннемиеловые интрузии диоритов (δ K); 16 - разломы: главные (a), второстепенные (б); 17 - рудовмещающие разломы.

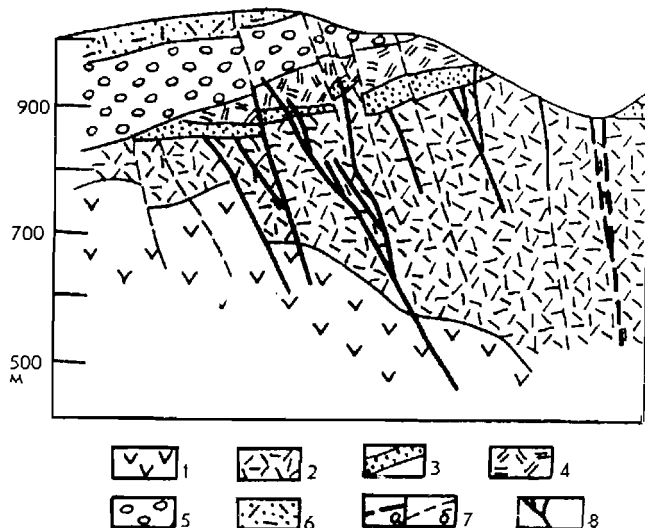


и песчаников. Широко развиты субвулканические тела разнообразной формы, трещинные интрузии и дайки риолитов, афировых и невадитовых риолитов, штоки диоритов, опоясывающие купольную структуру с севера. В центральной части рудного поля на глубине 1,2-1,5 км скважинами вскрыты биотитовые лейкограниты и гранодиориты, метаморфизирующие вулканиты. Абсолютный возраст гранитов 82 млн лет (рубидий-стронциевый метод, данные А. А. Сидорова). Поднятие рассечено сериями даек базальтов СВ простира-ния.

Основной рудовмещающий комплекс сложен нижнемеловыми ультракалиевыми риолитами (рис. 4.113), игнимбритами с горизонтами аргиллитов. В субвулканических риолитах (K_2) размещены трубчатые тела и жилы с серебряной и серебро-полиметаллической минерализацией. Важной особенностью Дукагского месторождения является широкое развитие предрудных «инъекционных» брекчий в виде даек, линз, жил, прожилков. Брекчии тесно ассоциируют с рудоносными гидротермальными образованиями и являются важным поисковым критерием.

Рис. 4.113. Серебряное оруденение под экраном некомпетентных пород на уч. Смелом Дукагского рудного поля (по А. И. Калинину (1992).

Ультракалиевый аскольдинский комплекс K_1 : 1 - риолиты; 2 - игнимбриты риодацитов; 3 - аргиллиты; 4 - фельзиты; 5 - экранирующие вулканогенно-осадочные пачки; 6 - игнимбриты риолитов (K_2); 7 - разломы: главные (а), мелкие (б); 8 - рудоносные жилы



Рудные тела локализованы в метасоматитах хлорит-гидрослюдисто-кварцевого состава, размещение которых определяется системами разрывных нарушений разного возраста и генезиса. Рудовмещающие разломы делятся на две группы - крутопадающие (60-90%) и пологопадающие (18%). В основном это малоамплитудные сбросы, редко взбросы. Максимальная амплитуда перемещения блоков 270 м. Ведущая роль в локализации оруденения принадлежит меридиональным крутопадающим разломам (43,2% запасов серебра). На пологозалегающие приходится 19,3%, на северо-западные - 17,2, на остальные - 20,3% запасов серебра.

Морфология рудных тел разнообразная. В основном это минерализованные зоны и жилы. Зоны представлены одной или несколькими ствольными жилами брекчиевой текстуры и прожилково-вкрапленной минерализацией боковых пород. Отдельные мощные (3-5 м) ствольные жилы имеют необычный кварц-родонитовый состав. Жилы приурочены к трещинам мери-

дионального и СВ направлений. Контакты их разные, мощность 1-2 м. Характерны пережимы, раздувы, расщепления. Выделяются: кварц-сульфидная, кварц-хлорит-адуляровая и кварц-родонитовая стадии минерализации. Первая приурочена к СВ структурам, вторая - к меридиональным, третья - к северо-западным. Характерно повышение сульфидности руд с глубиной и появление в них альбита, кальцита, граната и магнетита. Более раннее золото-серебряное оруденение характерно для верхних горизонтов месторождения. Небольшое количество серебряной руды сосредоточено в нижних игнимбритах и афировых риолитах. Оруденение богатое и неравномерное. Рудные столбы приурочены к сочленениям разнонаправленных структур, перегибам рудовмещающих разломов, участкам экранирования оруденения, многократного брекчирования.

Продуктивные руды обладают фестончатой, колломорфно-полосчатой и крустификационной текстурами. Основная масса рудных тел сосредоточена в центральном поднятом блоке, ограниченном разломами рудной зоны N 1 и Марганцевым. Руды имеют сложный минеральный состав (90 минералов). Главные: кварц, адуляр, хлорит, гидрослюда, родонит, родохрозит, галенит, халькопирит, аргентит, самородное серебро. Второстепенные: альбит, гельвин, гранат, турмалин, флюорит, пирит, магнетит, арсенопирит, электрум, пираргирит, прустит, браунит, пиролюзит и др. Из редких минералов отмечены: гипс, цеолиты, барит, апатит, бустамит, антимонит, киноварь, шеелит, касситерит, молибденит, самородный свинец и др. На Дукатском месторождении развиты существенно серебряные золотосодержащие руды с полиметаллической и марганцевой минерализацией, что их сближает с рудами Хаканджинского месторождения. Величина выделений серебра 0,01-0,5 мм.

По вещественному составу, продуктивности и золото-серебряному отношению выделяются три природных типа руд: кварц-хлорит-адуляровый - 50%, кварц-родонитовый - 49%, кварц-сульфидный - 1%. В первых Au: Ag = 1: 340, во вторых - 1: 550. Возраст оруденения 74 и 84 млн лет (Стружков и др., 1994).

Содержание металлов в технологических пробах колеблется в широких пределах: серебро - 0,5-16,4 кг/т, Au - от единиц до десятков граммов на тонну, свинец и цинк - 0, п%, медь - 0, п - 0,0п%. В единичных пробах олово (0,01-0,01%) и вольфрам (0,001-0,003%).

Месторождение обрабатывается открытым карьером и подземным способом. Схема обогащения руд гравитационно-флотационная с металлургическим переделом концентрата. Извлечение золота 85%, серебра 93, 7%.

Арылахское серебряное месторождение (данные Н. В. Григорьева и С. Ф. Стружкова, 1992), как и Дукатское, расположено в зоне Омсукчанского глубинного разлома и грабена, выполненного меловыми осадочно-вулканогенными образованиями. Арылахский рудный узел контролируется раннемеловой вулкано-тектонической депрессией. Рудное поле приурочено к интрузивно-купольной структуре (рис. 4.114), фиксируется геохимической аномалией Ag, Pb, Zn, Mn, Au, Cu и ограничено с востока, юга и севера крупными сбросо-сдвигами. Ядро структуры сложено вулканогенно-осадочными образованиями, крылья - угленосными отложениями. Стратифицированные образования прорваны многочисленными субвулканическими телами кислого

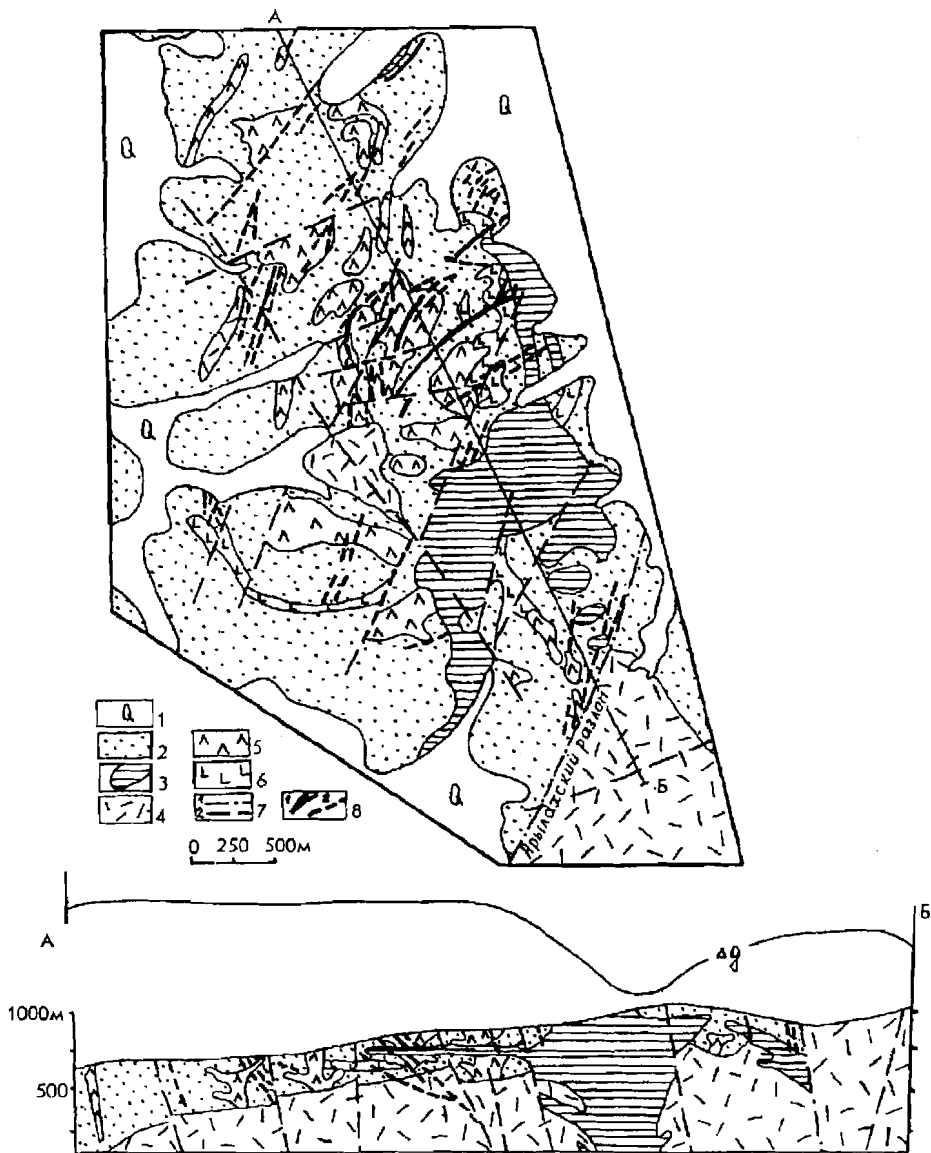


Рис. 4.114. Схематическая геологическая карта Арылахского рудного поля (по Н. В. Григорьеву и С. Ф. Стружкову, (1992).

1 - четвертичные отложения; 2 - вулканогенно-осадочные образования (K_1); 3 - субвулканические невадитовые риолиты (K_2); 4 - субвулканические риодациты (K_2); 5 - то же дациты, риодациты ($K_{1,2}$); 6 - андезито-базальты, базальты ($K_{1,2}$); 7 - разломы: главные (1), второстепенные (2); 8 - рудные тела (1), забалансовые рудные тела (2)

состава ($K_{1,2}$), фиксирующимися в гравитационном поле отрицательной аномалией. Месторождение приурочено к центральному блоку рудного поля, где наиболее интенсивно развиты гидротермалиты и трещинная тектоника. Ориентировка рудовмещающих нарушений преимущественно СВ. Метасоматоз выразился в новообразованиях хлорита, карбоната, серицита, кварца, биотита, альбита, цеолитов, эпидота.

Рудные тела месторождения представлены жилами и жильными зонами СВ ориентировки. В жильных зонах различаются: жилы выполнения, участки интенсивного прожилкования и метасоматического окварцевания пород. Выделяются два структурно-морфологических типа руд. Первый локализован в нарушениях СВ ориентировки с падением на ЮВ (углы $50-70^\circ$). Это мощные (до 20-30 м) жилы кварцевых, реже полевошпат-кварцевых брекчий с интенсивным кварцевым прожилкованием. Брекчии вмещают сульфидно-кварцевые и лимонит-сульфидно-кварцевые жилы и прожилки с богатым золото-серебряным оруденением. Второй тип представлен близвертикальными ($75-90^\circ$) жилами, сериями сближенных жил и сопровождающих их прожилков сульфидно-кварцевого и лимонит-сульфидно-кварцевого состава. Текстуры жил брекчиевые, ритмично-полосчатые, массивные, вкрапленные. Рудные тела образуют системы лестничных жил между структурами первого типа. Продуктивность рудных тел возрастает на их СВ флангах. Главное рудное тело месторождения - рудная зона № 1. Ее длина 1,2 км, длина по падению 120-150 м. Зона приурочена к крупному сбросо-сдвигу СВ ориентировки с амплитудами вертикального и горизонтального перемещения соответственно 140-170 и 240 м. Состав зоны кварцевый, лимонит-сульфидно-кварцевый. Она включает стержневую жилу этого же состава мощностью 0,5-1,2 м. Распределение оруденения столбовое. По восстанию рудного тела его мощность увеличивается.

На месторождении выделяются: частично окисленный кварц-сульфидный и преобладающий окисленный кварц-гидрогетитовый типы руд. Зона окисления развита на всю изученную глубину (250-300 м от поверхности). Наиболее распространенные рудные минералы: галенит, сфалерит, пирит, марказит, которые обычно отмечаются в виде реликтов в агрегатах гипергенных минералов. Основные продуктивные парагенезисы: реликтовые гипогенные - флюорит-сульфидно-кварцевый, сульфидно-хлорит-адуляр-кварцевый, гипергенные - акантит-англезит-кварцевый, акантит-гидрогетит-кварцевый. Основной серебряный минерал - акантит. Среднее содержание серебра по месторождению - 350 г/т, золота 0,5 г/т. Рудоотложение происходило в интервале температур $180-380^\circ\text{C}$, средняя 290°C (данные изучения газожидких включений). Возраст оруденения 86 млн лет (Стружков и др., 1994).

Обогащение руд сложное и включает гравитацию, флотацию и гидрометаллургическую переработку методом сорбционного цианирования.

Гольцовое серебро-полиметаллическое месторождение (данные Н. В. Григорьева и А. Э. Ливач, 1992 г.) расположено на южном фланге Дукатского рудного района в Пестринском рудном узле (рис. 4.115). Узел сложен интенсивно дислоцированными терригенными отложениями ($T_3 - J_{1,2}$) мощностью 2,9-3,1 км, перекрытыми с угловым несогласием вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднего и кислого состава (K_2).

Гипабиссальные интрузии представлены мелкими штоками, дайками и силами диоритов, диоритовых порфиритов, габбро-диоритов и габбро-порфиритов быстринского комплекса ($K_{1,2}$), Пестринским массивом лейкогранитов омсукчанского комплекса (K_2) и редкими дайками базальтов. Вокруг Пестринского массива породы контактово метаморфизованы. С более поздними процессами рудообразования связаны: грейзенизация, турмалинизация, хлоритизация, альбитизация, серицитизация, гидрослюдизация, окварцевание, сульфидизация. В Пестринском рудном узле выделяются четыре типа оруденения: молибден-вольфрамовый, касситерит-силикатный, олово-серебряный и серебро-полиметаллический.

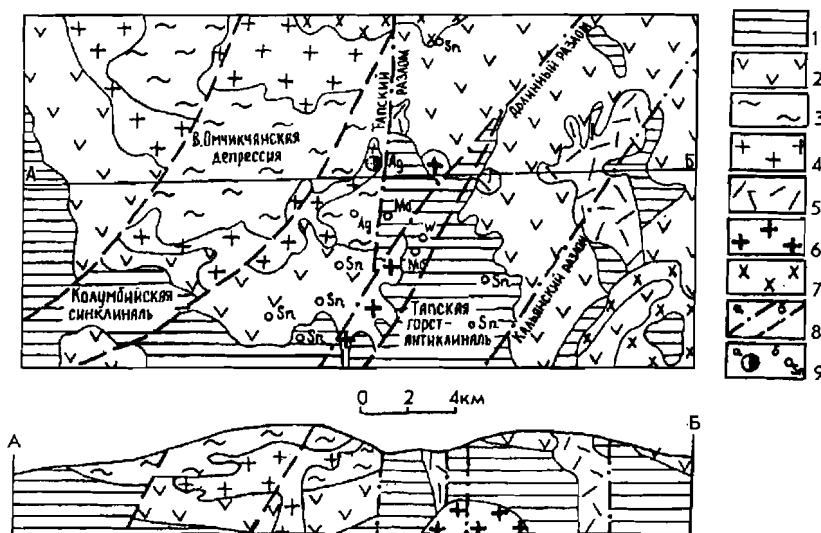


Рис. 4.115. Геологическая схема района месторождения Гольцового (по Н. В. Григорьеву, А. Э. Ливач, 1992).

1 - терригенные толщи (Т-Ж); 2 - андезиты, андезито-базальты, их туфы (K_2); 3 - игнимбриты риолитов (K_2); 4 - субвулканические невадитовые риолиты (K_2); 5 - субвулканические андезиты, дациты (K_2); 6 - омсукчанские лейкограниты (K_2); 7 - диориты, габбро-порфириты ($K_{1,2}$); 8 - разломы: главные (а), второстепенные (б), 9 - месторождение Гольцовое (а), рудопроявления (б)

Гольцовое рудное поле локализовано в позднемеловых вулканитах - в толще аргиллизированных игнимбритов риолитов - и имеет блоковое строение. Наиболее продуктивное серебро-полиметаллическое оруденение приурочено к слабонарушенным блокам. Вертикальный размах оруденения 300-350 м. Содержания серебра устойчиво высокие на всех уровнях. Гольцовое месторождение относится к сульфоантимонит-галенитовому типу. Характерен существенно сульфидный состав руды, прямая корреляция содержаний серебра и свинца. В центральной части месторождения и на верхних его горизонтах в составе сульфидов доминирует галенит, где он слагает мономинеральные жилы и прожилки. На флангах и глубине в жилах возрастает количество сфалерита до равных соотношений с галенитом, появляются выделения блеклых руд, увеличивается роль кварца разных генераций, появляются карбонаты, халькопирит, пирит, пирротин, спорадически станнин. На место-

рождении выявлено 6 рудных зон, включающих 16 промышленных рудных тел, большинство из которых локализованы в рудной зоне № 1. По морфологии выделяются: линейные зоны с прожилково-вкрапленной минерализацией и жилами; линейные штокверковые зоны, в том числе пологозалегающие в стратиграфических контактах. Главные минералы - концентраторы серебра - сульфиды свинца и цинка. Основные серебряные минералы - фрейбергит и пираргирит. Половина запасов серебра приходится на долю акантита, распространенного в зоне гипергенеза. Среднее содержание серебра в рудах 450 г/т. Галенитовые и фрейбергито-галенит-сфалеритовые руды имеют приблизительно равные доли в запасах месторождения, галенит-пиролозитовые руды - менее 10%. Окисленные руды распространяются на глубину 30-50 м. Здесь широко развиты продуктивные серебро-сульфид-сульфатные комплексы, особенно акантит-англезитовая ассоциация. Основная ценность месторождения - серебро. Свинец и цинк - попутные компоненты, мышьяк и сурьма - вредные примеси.

Руды месторождения легкообогатимые. Оптимальная схема гравитационно-флотационная. Извлечение в концентрат составляет: серебра - 92,3%; свинца - 59,1; цинка - 55,6%.

Серебряное месторождение **Лунный** (данные Н. В. Григорьева и С. Ф. Стружкова, 1992 г.) расположено в Арылахском рудном узле, контролируемом раннемеловой вулканотектонической депрессией, в центре которой обнажен многофазный гранитоидный массив ($K_{1,2}$) быстринского комплекса. Периферию депрессии слагают ультракислые риолиты, а в средней части развита угленосная моласса омсукчанской серии. Лунное рудное поле приурочено к участку совмещения Арылахской интрузивно-купольной структуры с северной частью Сарманской вулканотектонической депрессии. Поднятие хорошо выражено на гравиметрических и магнитометрических картах.

В пределах рудного поля выделяются два основных участка: Центральный и Южный (рудная зона IX). На Центральном участке оруденение приурочено к серии малоамплитудных сбросов ССВ простираения в гранодиоритах Арылахского массива. Рудовмещающими являются ороговикованные песчаники и алевролиты омсукчанской серии (в экзоконтактах массива) и гранодиориты эндоконтактов. Наиболее богатое оруденение рудной зоны IX локализовано преимущественно в андезитах и туфах. Вмещающие породы пропилитизированы, отмечается околорудная березитизация, аргиллизация, адуляр-кварцевые новообразования.

Рудные тела представлены минерализованными зонами, объединяющими одну или несколько стволовых жил, иногда зоны имеют форму «конского хвоста». Мощность жил 0,2-25 м, протяженность от первых десятков до 600-800 м. Вертикальный размах оруденения до 350 м. Для стволовых жил характерны крутое падение (60-90°), извилистая конфигурация, многочисленные апофизы, телескопирование минеральных ассоциаций. Текстуры руд брекчиевые, крустификационные, каркасно-пластинчатые, кокардовые, грубо- и тонкополосчатые. Состав минерализации Центрального участка адуляр-родонит-кварцевый, в рудной зоне IX кварц-карбонатный. Основные рудные минералы: пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и халькопирит, минералы серебра - акантит, сульфосоли и селениды. Руды убогосульфидные (сульфидов до 0,7%), слабоокисленные. Au:Ag = 1:170 в рудах IX и 1:1910

в рудах Центрального участка. До 50-80% запасов золота и серебра концентрируется в рудных столбах шириной 20-50 и длиной 150-250 м. Приурочены они к узлам сочленения рудоносных структур различной ориентировки, к местам совмещения разных продуктивных ассоциаций, к изгибам рудовмещающих разрывов.

Первичные геохимические ореолы характеризуются концентрической зональностью. В центральных частях ореолов преобладают Ag, Au, Pb, Sb, а на периферии Cu, Zn, Mo, As, Bi. Rb-Sr изотопное определение возраста адуляра продуктивной ассоциации показало 87, 2 млн лет (поздний мел), что согласуется с K-Ar данными по Дукатскому месторождению (Стружков и др., 1994).

Технологическая схема обогащения руды включает двухстадийный гравитационно-флотационный процесс.

Золото-серебряное месторождение **Нявленга** расположено к северу от Тауйского прогиба в Хасынской вулканической дуге (Умитбаев, 1986) и приурочено к Хакандинской вулкано-тектонической депрессии, осложненной крутопадающими разломами широтного и СВ простирания. По данным Е. В. Белькова и Л. Н. Бельчанской (1992), депрессия сложена покровами меловых вулканитов среднего и кислого состава, прорванными штоками, дайками, экструзиями пород среднего и кислого состава. По периферии депрессия обрамлена интрузиями гранитоидов K_2 -P возраста. Рудовмещающие породы представлены пропилитизированными субвулканическими андезитами (K_1), слагающими тело трещинного типа в центральной части депрессии. Последняя осложнена горстом, контролирующим рудное поле (рис. 4.116).

Рудовмещающие структуры представлены крутопадающими на ЮЗ трещинами отрыва, оперяющими Центральный глубинный разлом. Рудовмещающие структуры изменчивы по мощности, простиранию и углам падения. Рудные тела представлены крутопадающими плитообразными жилами сложного минерального состава. Основной жильный минерал - кварц. Ему подчинены хлорит, эпидот, адуляр, кальцит, серицит, образующие минеральные ассоциации: кварц-хлорит-адуляровую, кварц-хлорит-кальцитовую, кварц-сульфидно-хлоритовую, кварц-эпидот-адуляровую. Мощность рудных тел от 1,5 до 9,9 м, длина до 320 м, средние содержания золота от 3,1 до 16,5 г/т, серебра от 260,1 до 1129,1 г/т. Пострудные горизонтальные смещения рудных тел достигают 35 м. Вертикальный размах оруденения до 250 м. Руды убогосульфидные. Основные рудные минералы продуктивных ассоциаций: электрум, пирит, сфалерит, халькопирит, самородное серебро, галенит, акантит, кюстелит, фрейбергит, полибазит, самородное золото и др. Преобладающая фракция золота и серебра 0,01-0,07 мм, проба 240-900, примеси - Fe, Cu.

Рекомендуемые технологические схемы обогащения руд: гравитация, флотация, цианирование концентратов с извлечением золота - 91,9%, серебра - 90,3% либо прямое цианирование с сорбционным выщелачиванием с извлечением золота - 94%, серебра - 89,4%.

Слабоизученные месторождения **Атунджа** и **Хаардахское**, расположены в Куйдусунском рудном районе (Джугджурская золотоносная зона).

Золото-серебряное (серебряное с золотом) месторождение **Атунджа** находится близ выступа фундамента вулканогена, представленного песча-

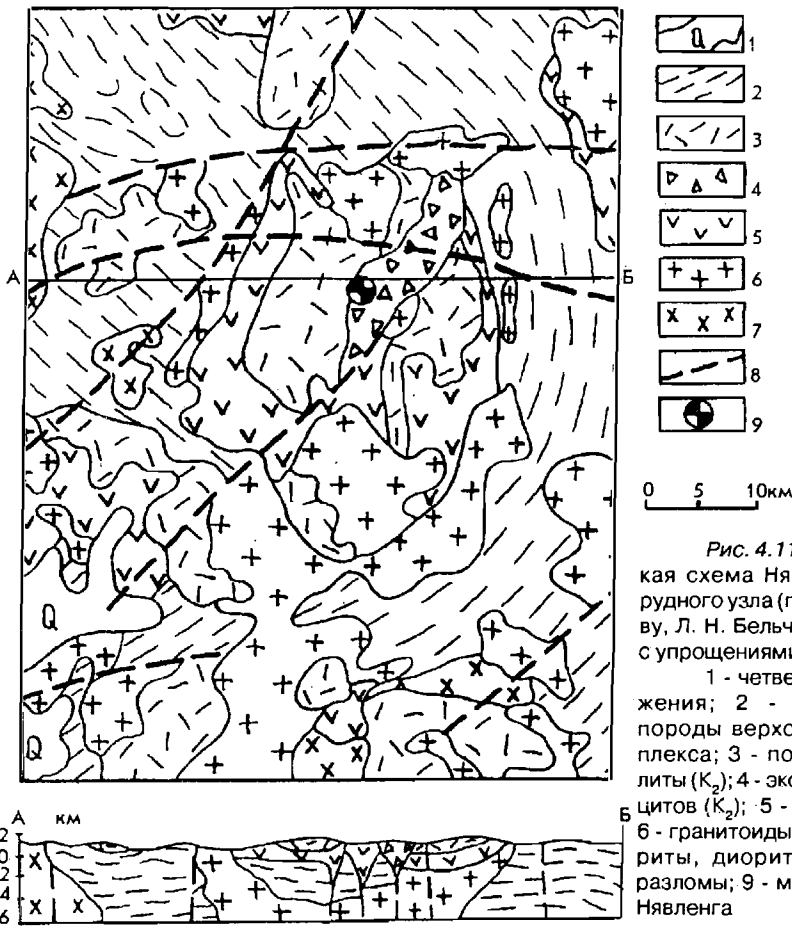


Рис. 4.116. Геологическая схема Нявленгинского рудного узла (по Е. В. Белькову, Л. Н. Бельчанской (1992), с упрощениями).

1 - четвертичные отложения; 2 - терригенные породы верхоянского комплекса; 3 - покровные риолиты (K₂); 4 - экструзии риодацитов (K₂); 5 - андезиты (K₁); 6 - гранитоиды; 7 - гранодиориты, диориты (K₂-P); 8 - разломы; 9 - месторождение Нявленга

но-глинистыми складчатыми толщами верхней перми. Оруденение локализуется в низах верхнемелового вулканического комплекса - в липарито-дацитах дюстачанской свиты (данные В. Я. Сорокина и др., 1981 г.) и представлено рудоносными адуляр-кварцевыми жилами и штокверками сложной морфологии близмеридионального простирания в пропилитизированных липарито-дацитах. Жилы ритмично-полосчатой и брекчиевой текстуры с вкрапленностью сульфосолей серебра, галенита, сфалерита, арсенопирита, пирита. Мощность жил 1,4-4,5 м. Среднее содержание золота в жиле №1 10,9 г/т, серебра 1397 г/т.

Позднеорогенное **Хаардахское** олово-серебряное месторождение (Волкодав, 1978) приурочено к вулcano-тектонической впадине, сложенной апт-альбскими андезитами и липаритовыми игнимбритами, несогласно залегающими на осадочных породах триаса и юры. Эти вулканиты прорваны и перекрыты дацитами Верхнеаллахского и липаритами Винтохальинского палеовулканов. К краям прогиба тяготеют небольшие массивы более молодых преимущественно немагнитных гранитоидов. Юдомский глубинный разлом проходит в восточной части впадины близ Хаардахского рудного поля. Вдоль

разлома и по краям впадины развиты дайки порфиоров, кератофиоров, ортофиоров и диабазов.

Рудные тела месторождения локализованы в дацитах и адамеллит-порфирах Верхнеаллахского палеовулкана и в меньшей степени в подстилающих вулканиты осадочных породах. В южной части месторождения отдельные минерализованные зоны заходят в пределы Матур-Хатынского гранитного массива. Рудное поле удлинено в ССВ направлении на 15 км при ширине 2-3 км. На центральном Хаардахском участке развиты рудные тела касситерит-хлорит-кварцевого состава с эпизодической примесью сульфидов, а на северном фланге рудного поля наблюдаются рудные жилы и штокверки олово-полиметаллических (и олово-серебряных) руд с золотом. Минеральный состав рудных тел не зависит от состава вмещающих пород. Длина минерализованных зон 560-750 м, мощность 5-25 м, вертикальный размах оруденения 800 м. Содержание в рудах (%): Sn - 0,01-0,2; Pb - 0,2-1; Zn - 0,1-0,7; Cu - до 1; Ag - до 297, 4 г/т, Au - 0,2-0,3 г/т. Четковидные рудные тела локализованы в близвертикальных минерализованных зонах дробления СЗ и СВ простирания. Околорудные изменения: во внутренних зонах хлоритизация и серицитизация, в промежуточной - березитизация, во внешней - аргиллизация. Главные минералы рудных тел - кварц и хлорит. Рудные представлены касситеритом и гематитом, им подчинены арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, станнин, теннантит, золото. Кварц молочно-белый массивный, друзовый и щетковидный. Содержание сульфидов в рудах до 1-3%, обычно меньше. Серебро содержится в теннантите, а золото в сульфидных рудах. В элювии наблюдались мелкие (до 0,5 мм) неокатанные зерна золота. Возраст оруденения считается датским.

4.2.5. Сахалинская золотоносная провинция

Золотоносные россыпи на Сахалине отрабатываются с 1933 г. В аллювии часто отмечалось золото рудного облика в сростках с кварцем, крупное, высокопробное (850-930). В последнее десятилетие определились значительные перспективы Лангерийского и Шмидтовского районов на рудное золото. Золотоносность на Сахалине приурочена к шовным тектоническим зонам. Наиболее продуктивной представляется Центральносакхалинская зона, совпадающая с одноименным антиклинорием ССЗ простирания. Зона представлена метаморфизованными в зеленосланцевой фации осадочными и кремнисто-вулканогенными толщами, интенсивно дислоцированными, с надвигами и зонами смятия. Общая структура метаморфического комплекса интерпретируется как куполовидная, с пологим положением сланцеватости и осевых поверхностей изоклинальных складок (данные В. А. Буряка, 1978 г.). Подобные структуры характерны для многих золотоносных районов Востока России. Возраст метаморфизованных отложений считается палеозойским (Геологическое строение..., 1966; Геология СССР..., 1970), однако к настоящему времени получены данные в пользу триас-раннемелового возраста нижней части разреза этих толщ на основании определения радиолярий и кораллов (Рождественский, 1987). Литологически сходные фаунистически

охарактеризованные пермские отложения известны южнее - на Тонино-Анивском полуострове. В пределах шовной зоны метаморфизованы и верхнемеловые отложения (Рихтер, 1984). Абсолютный возраст метаморфических сланцев определен рубидий-стронцевым методом как верхний мел-ранний палеоген.

Стратифицированные породы шовной зоны прорваны позднемеловыми дайками и малыми гипабиссальными интрузиями серпентинизированных ультрабазитов, габброидов, диабазов, диоритов и гранитоидов. На п-ове Шмидта (Шмидтовская золотоносная зона) верхнемеловые туфогенно-терригенные флишевые отложения также прорваны интрузиями ультрабазитов, а те и другие - телами гранитоидов с абсолютным возрастом 87 млн лет (калий-аргоновый метод).

По обе стороны от шовной зоны Центрального Сахалина выделяются позднемеловые близмеридиональные структурно-формационные зоны: Западная миогеосинклинальная и Восточная эвгеосинклинальная (Рождественский, 1987). Первая сложена терригенными морскими и прибрежно-морскими отложениями, а вторая - толщами переслаивания песчано-глинистых и кремнисто-вулканогенных формаций, смятых в линейные прямые складки. На верхнемеловых образованиях с резким размывом залегают вулканогенные и терригенные толщи палеогена и неогена. Гипабиссальные гранитоиды этого возраста (Р - N₁) (биотитовые граниты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, порфиры), с которыми связывается золотое оруденение бассейна р. Лангери, отличаются натровым типом щелочности. Плиоценовые интрузии (лакколиты, штоки, силлы, дайки), развитые вдоль западного побережья Сахалина, представлены базальтоидными комплексами: долеритами, габбро-диоритами, часто щелочными, иногда с переходами к сиенитам и монцонитам в центральных частях массивов. Эти породы также отличаются натровой специализацией. Лангерийский блок, в котором локализована основная золотосность центральной части Сахалина, выделяется контрастным минимумом силы тяжести (рис. 4.46). На северной оконечности Сахалина (п-ов Шмидта) известен своеобразный тип золотого оруденения (Левенштерновское рудное поле), тесно ассоциирующего с ультраосновными и основными породами в парагенезисе с анальцитом и цеолитами. Рудоносная структура контролируется контрастной магнитной аномалией СЗ простирания.

Рукосуевское месторождение характеризует Лангерийскую золотосную зону. Рудное поле локализовано в метаморфизованных в зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочных породах (PZ?) с интенсивной линейной складчатостью, с системой продольных сбросов, поперечных и диагональных надвигов. Эти породы представляют собой кровлю гранитного массива, полого погружающегося на СВ. Оруденение контролируется надвигами и сбросами. С надвигами связано золото-альбит-кварцевое, со сбросами - кварцевое оруденение (Данченко, Николаева, 1989). Разломы контролируются протяженными (10-23 км) зонами измененных пород шириной 0,2-0,5 км. По данным В. А. Буряка, золотое оруденение Лангерийского района связано с куполовидной структурой, сходной с типоморфными золотосными структурами Приамурья, Узбекистана и др.

По данным В. Я. Данченко и А. П. Митченко (1988 г.), золоторудные зоны на рудном поле объединяют системы ветвящихся минерализованных blastsмилонитов и кварцевых жил мощностью 0,1-0,8 м (в местах сочленения до 1,5-2 м), протяженностью десятки и сотни метров и длиной по падению более 300 м. Рудные тела лентовидной формы включают линзы более богатых руд. Контакты рудных тел четкие, ровные. Текстуры преимущественно брекчиевые, катакластические. Мощность околорудных измененных пород не более 3-5 м. Пострудные разрывы контролируются милонитами, дайками гранито-

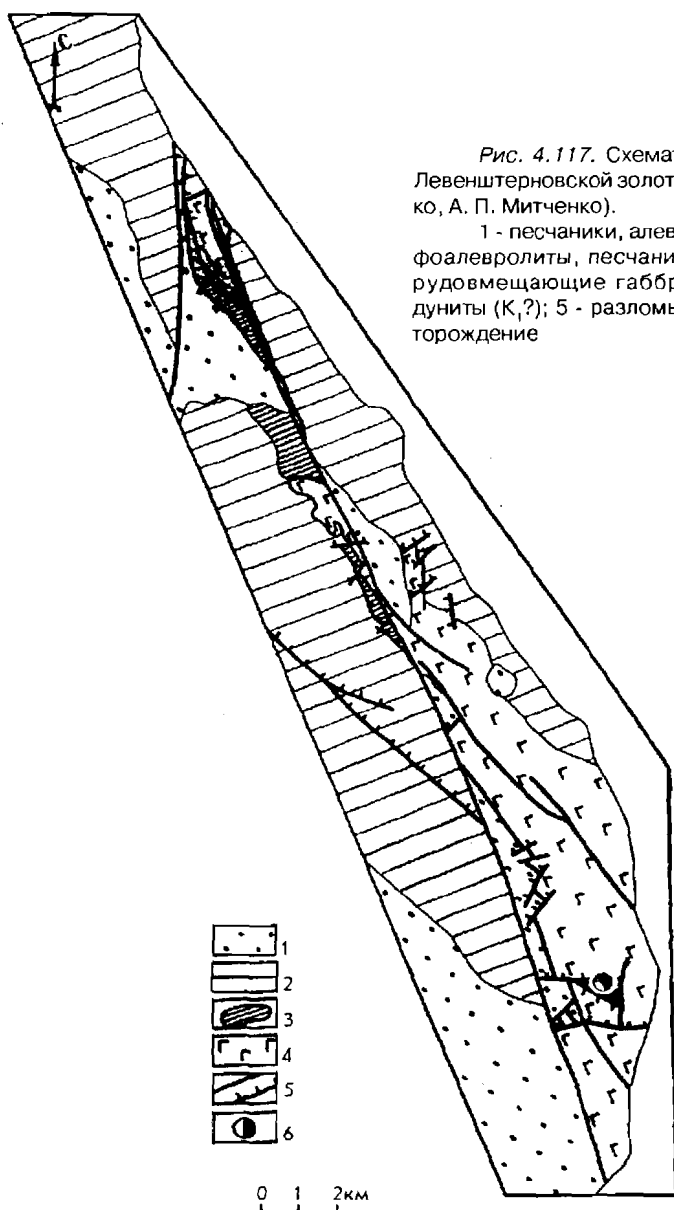


Рис. 4.117. Схематическая геологическая карта Левенштерновской золотоносной зоны (по В. Я. Данченко, А. П. Митченко).

1 - песчаники, алевролиты, диатомиты (N); 2 - туфоалевролиты, песчаники, спилиты, яшмы (MZ); 3 - рудовмещающие габброиды (K_2); 4 - перидотиты, дуниты ($K_1?$); 5 - разломы; 6 - Левенштерновское месторождение

идов, которые секут и смещают тела бластомилонитов на 5-30м. Параметры рудных гнезд (столбов): 120 x 40 x 1, 07м. Мощность золоторудных жил 0,1-0,5м, длина - первые десятки, реже сотни метров. По падению жилы не прослеживались.

Форма жил лентовидная с линзовидными раздувами, контакты четкие, секущие пласты. Текстуры друзовые, брекчиевые, полосчатые (продуктивные части жил). Встречаются гнезда и прожилки сульфидов, образующие прожилково-вкрапленные руды. Гипсометрически жилы залегают выше рудных бластомилонитов. В целом на рудном поле рудоносные бластомилониты несколько преобладают над кварцевыми жилами. Продуктивные участки залегают более полого (40-50°) при общем более крутом (50-70°) падении зоны. Среднее содержание золота на Рукосуевском месторождении 9,7 г/т.

Жилы образованы кварцем с подчиненным альбитом. В рудоносных бластомилонитах, наоборот, кварц подчинен альбиту. Содержание сульфидов в рудах до 1%. Это пирит, арсенопирит, реже галенит, халькопирит, еще реже сфалерит, блеклая руда, образующие вкрапленность величиной 1-5(до 20) мм. Золото находится в кварце в ассоциации с сульфидами. Величина его выделений 0,1-0,5 мм, реже до 1-3 мм, проба золота 850-880 (данные В. А. Буряка, 1978 г.).

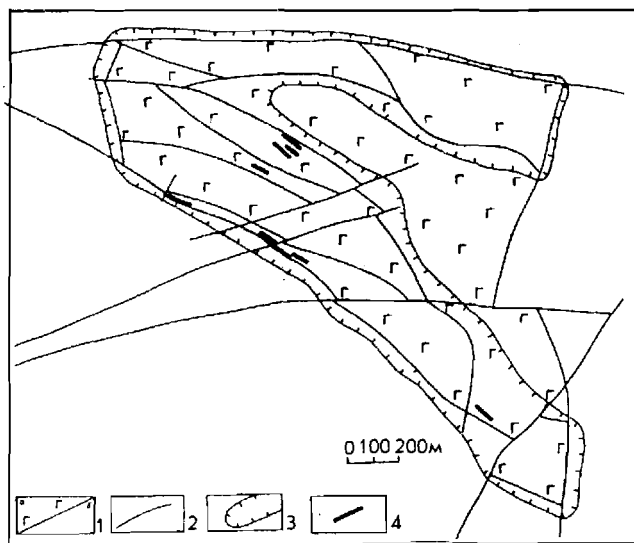


Рис. 4.118. Левенштерновское рудное поле. Схематическая геологическая карта (по В. Я. Данченко, А. П. Митченко).

1 - габброиды (а), перидотиты (б) мелового возраста; 2 - разломы; 3 - контуры цеолитизированных пород, литохимические и шлиховые ореолы золота; 4 - золоторудные тела

Возраст золотого оруденения скорее всего палеогеновый и близок возрасту гранитоидов с абсолютными значениями 66-58 млн лет. Среднемиоценовые конгломераты содержат продукты размыва золото-кварцевых проявлений (Данченко, Николаева, 1989).

Руды легко обогащаются по гравитационно-флотационной схеме. Прогнозные ресурсы месторождения значительные.

Левенштерновское месторождение, по данным В. Я. Данченко, А. П. Митченко (1988 г.), расположено на п-ове Шмидта в одноименной золоторудной зоне. В районе развиты вулканогено-осадочные дислоцированные и

слабо метаморфизованные образования (J_3-K_1), прорванные интрузиями гипербазитов, габбро, габбро-диоритов, габбро-порфириров, плагиопорфиритов (K_2). Рудное поле (рис. 4.117, 118) приурочено к тектоническому блоку габбро-порфириров, ограниченному разломами СЗ простирания, сопровождающимися ореолами цеолитизированных пород. Рудоносные зоны, суммарная длина которых 4,9 км, объединяют системы близпараллельных анальцимовых жил с вкрапленностью сульфидов и золотой минерализацией. Мощность зон 100-200 м. В зонах выделяется до 3 рудных тел мощностью 1-7 м, длиной по простиранию 30-100 м, по падению более 300 м. Рудные тела - это брекчированные габброиды, пронизанные жилами цеолитов. Форма рудных тел линзовидная. Дорудные изменения: амфиболизация, хлоритизация, альбитизация, пренитизация, цеолитизация. Околорудные изменения: анальцимизация, пострудная карбонатизация. Среднее содержание золота в рудных телах участка Березка 13,5 г/т. Жильные минералы: цеолиты, анальцим, хлорит, альбит, пренит, карбонат, амфибол и др. Рудные минералы (до 5%): пирит, халькопирит, борнит. Спутник золота в рудах - медь. Данными о самородном золоте авторы не располагают.

4.2.6. Курило-Камчатская золотоносная провинция

В последнее десятилетие Камчатка и Курильские острова выдвинулись как весьма перспективные на рудное золото территории (Золоторудные месторождения..., 1989), прогнозные ресурсы которых сопоставимы с таковыми материковых районов Востока России. Тектоническая структура Камчатки представлена чередованием поднятий и прогибов, ориентированных вдоль оси полуострова. Практический интерес представляют региональные поднятия, в которых находятся практически все известные месторождения и проявления. Важнейшим из них является Центральнокамчатское поднятие, в пределах которого выявлены месторождения Агинское, Оганчинское, Озерновское, Мутновское и др. Поднятие фиксируется наиболее интенсивной в Курило-Камчатском регионе структурой разуплотнения (рис. 4.120). Это вулканическая зона (дуга), имеющая строение антиклинория, сложенная слабо дислоцированными миоцен-плиоценовыми вулканитами: андезитами (N_1-N_2) и в меньшей мере липарито-дацитами (N_1) и липаритами (N_2), несогласно залегающими на докембрийских гнейсах и кристаллических сланцах Срединного массива и Ганальского выступа и на обрамляющих его меловых терригенных и вулканогенно-кремнистых породах. Интенсивная складчатость вулканитов отмечается в приразломных зонах (Геология СССР, 1964. Т. 30; Апрельков, Ежов, 1978). В пределах поднятия закартированы малые интрузии пестрого состава: меловых диоритов, гранодиоритов, габброидов, а также миоцен-плиоценовых интрузий: от гранитов до габбро-диоритов, монцититов и сиенитов, с которыми пространственно и генетически связывается золотоносность. Единичные массивы гранитоидов достигают в плане 150-200 км². Основное направление разломов Камчатки СВ и СЗ. Вдоль СВ разломов образовались вулканические пояса и цепочки вулканотектонических структур 1-го порядка. Разломы СЗ направления расчленяют поднятие

на отдельные блоки, вдоль них сформированы зоны поперечных дислокаций (Паланско-Командорская и Ичинско-Авачинская), имеющие важное металлогеническое значение. Имея генеральное СВ-ЮЗ простирание, Центральнокамчатское поднятие на ЮЗ заворачивает к югу и далее к ЮВ, что подтверждается геофизическими материалами (Мороз, 1990).

В восточной части Камчатки выделяется Восточнокамчатское поднятие (Металлогеническая карта..., 1984), также имеющее строение антиклинория. Оно сложено верхнемеловыми, палеогеновыми и миоценовыми дислоцированными осадочными эффузивно-туфогенными образованиями. Соседние прогибы выполнены сходными породами, интенсивно дислоцированными на востоке и с пологой складчатостью на западе. У восточного побережья Камчатки (в пределах гористых полуостровов) выделяется еще одна антиклинальная вулканическая зона с пологой складчатостью миоцен-плиоценовых вулканитов, прорванных многочисленными дайками диабазов, порфириров, липарито-дацитов и фельзит-порфириров. Верхнемеловые породы здесь прорваны небольшими массивами гранитов, кварцевых диоритов, а миоценовые - мелкими штоками диоритов и габбро-диоритов, массивами базитов и ультрабазитов.

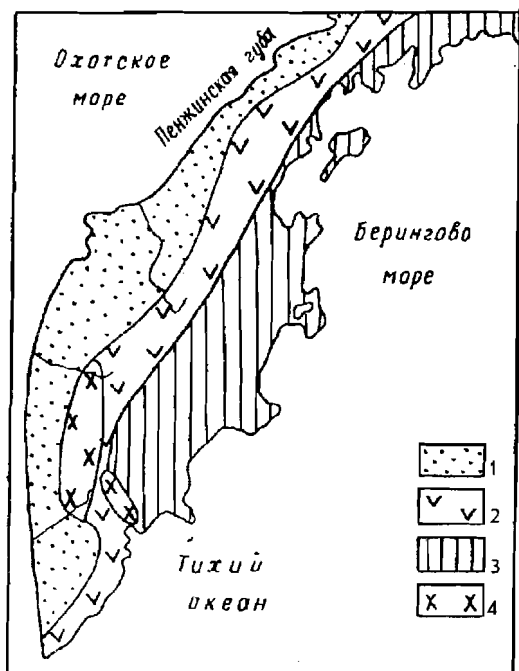


Рис. 4.119. Главные структурно-фациальные зоны Камчатки в Р - N время (по Г. М. Власову, В. А. Ярмолюку).

1 - Западнокамчатская зона (краевой прогиб); 2 - Центральнокамчатская вулканическая и рудная зона (внутренняя дуга); 3 - Восточнокамчатская внешняя складчатая дуга; 4 - Срединный массив и Гональский выступ метаморфических пород

К западу от Центральнокамчатского поднятия выделяется Западнокамчатский прогиб с Кинкельским поднятием, который фиксируется выходами меловых терригенных толщ, интенсивно дислоцированных. Указанные тектонические особенности читаются и на ранних схемах (рис. 4.119).

Четвертичные вулканические покровы Камчатки представлены базальт-андезитовой, лейкобазальтовой, базальт-андезит-липаритовой формациями

и сосредоточены в Срединном и Восточном вулканических поясах длиной 700-800 км и шириной до 100 км.

Курильские острова образуют двойную островную дугу длиной 1200 км. Это область проявления современного вулканизма, молодой тектонической деятельности и сильной сейсмичности. Для Курило-Камчатской островной дуги геосинклинальный режим начался в позднем мелу и продолжается в настоящее время. Курильская островная дуга образована двумя геосинклинальными поднятиями, соответствующими Малой и Большой Курильским грядам. В первой эрозии вскрыты наиболее древние (K_2) породы. Многочисленные золоторудные проявления выявлены на островах Большой Курильской гряды (Кунашир, Итуруп, Уруп и др.), в геологическом строении которых много сходства с юго-восточной Камчаткой. Антиклинальная структура гряды через острова Парамушир и Шумшу соединяется с антиклиналью ЮВ Камчатки. Четвертичный базальт-андезитовый вулканизм одновременно проявился на восточной (и центральной) Камчатке и в Большой Курильской гряде. Миоценовые (и олигоцен-миоценовые) андезитовые толщи, в которых локализованы золоторудные проявления (и месторождения), распространены на наиболее приподнятых южных и северных островах гряды и отсутствуют на островах среднего звена, что обусловлено опусканием последних в плейстоцене.

Миоценовые интрузивные породы, с которыми связывается золотоносность, закартированы на островах Кунашир, Уруп, Парамушир, Итуруп. На о-ве Кунашир, где расположено Прасоловское золоторудное месторождение, вулканические толщи прорваны штоками плагиогранитов и кварцевых диоритов с крутыми и вертикальными стенками. Площадь выходов штоков 1-2, редко до 30 км². Наиболее крупные массивы (мыс Прасолова) сложены порфиридовидными кварцевыми диоритами с высокой магнитной восприимчивостью (акцессорный магнетит) и натровым типом щелочности.

Курило-Камчатская золотоносная провинция как геотектоническая структура находится на ранней стадии орогенеза. Очаги глубинного разуплотнения возникли сравнительно недавно (миоцен-плиоцен). Возраст золоторудения плиоценовый и даже плейстоценовый. Здесь развиты субвулканические месторождения золотого, золото-теллуридного и золото-полиметаллического профиля. В Корякской зоне этой провинции оруденение преимущественно золото-серебряное, проба золота ниже, возраст оруденения более древний - олигоценовый, а глубинные структуры разуплотнения - более интенсивные. Эти данные свидетельствуют о переходном характере металлогении Корякской зоны от Камчатки к континенту, в частности к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу с его преимущественно золото-серебряными субвулканическими месторождениями позднемелового возраста. В месторождениях Камчатки и Курильских островов Au: Ag в рудах более 1:10, обычно 1:3. Характерен большой разброс значений пробности золота (550-970), что указывает на существенные различия в химизме рудоносных растворов (Моисеенко, 1974). Можно отметить сходство субвулканических месторождений Камчатки и Нижнеамурской зоны. На Прасоловском месторождении (о-в Кунашир) проявлен экзотический парагенезис золотого и оловянного оруденения.

Центральнокамчатская золотоносная зона контролируется линейным минимумом силы тяжести (рис. 4.120), протягивающимся вдоль осевой части Камчатки. На юге его ограничения менее четкие, но несомненен поворот к югу и ЮЮВ, где он пересекается с Восточнокамчатским минимумом, контролирующим одноименную золотоносную зону СВ простирания. Восточная граница Центральнокамчатской зоны совпадает с Главным Камчатским глубинным разломом, который, судя по результатам различных методов геофизических исследований, также заворачивает к югу и ЮЮВ (Мороз, 1990), где

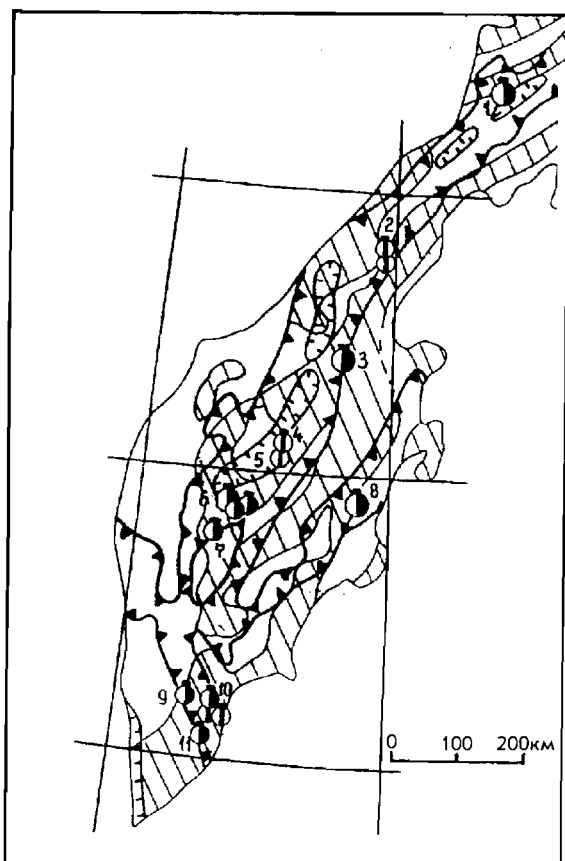
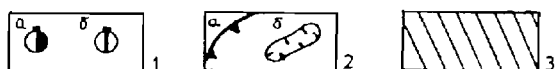


Рис. 4.120. Соотношение геофизических полей и золотоносности Камчатки.

1 - субвулканические месторождения: золоторудные (а), золото-серебряные (б); 2 - региональные (а) и локальные (б) гравитационные минимумы; 3 - региональные магнитные максимумы. Месторождения: 1 - Аметистовое, 2 - Тутхливаям, 3 - Озерновское, 4 - Крерук, 5 - Аппапель, 6 - Агинское, 7 - Золотое, 8 - Кумроч, 9 - Ледниково-Велючинское, 10 - Мутновское, 11 - Асачинское



пересекается с Мутновским глубинным разломом СВ простирания. На пересечении этих двух важнейших тектоно-магматических структур Камчатки возникла группа субвулканических золоторудных месторождений (Мутновское и др.) с близмеридиональным генеральным направлением рудных зон.

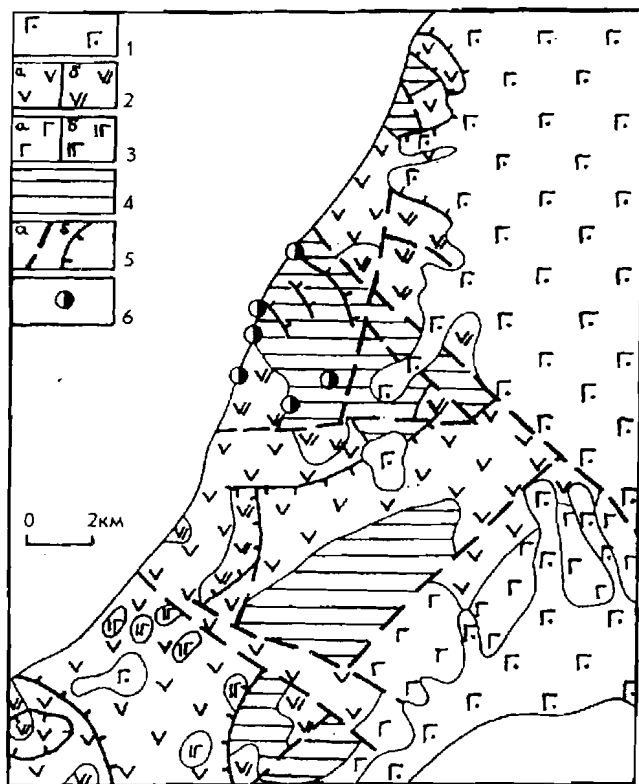
Месторождения золота обнаруживаются на участках, где очаги гранитизации взаимодействуют с глубинными фемическими массами (Золотое, Агинское, Аппапель-Агликич, Озерновское, Тутхливаям, Мутновская группа). К северу от Мутновской группы, где осевая часть Центральнокамчатского

минимума располагается в немагнитных породах, золоторудных месторождений нет. Это указывает на генетическую сущность глубинного взаимодействия очага гранитизации с фемическими массами. Более интенсивное развитие очага ведет к дебазификации субстрата, появлению золото-серебряных (в отличие от собственно золотых) рудных формаций (Спрут), а затем олово-серебряного и оловянного оруденения (север Камчатки, Корякия) олигоцен-миоценового возраста (Розенблюм, 1976). Сходные закономерности наблюдаются на Нижнем Амуре (Восточная подзона) и в Прибрежной зоне Сихотэ-Алия.

Прасоловское месторождение расположено в Курильской золотоносной зоне на о-ве Кунашир (рис. 4.121). До 1943 г. оно разведывалось и эксплу-

Рис. 4.121. Район Прасоловского рудного поля на о-ве Кунашир (по В. Я. Данченко, А. П. Митченко, с упрощениями).

1 - четвертичные андезитобазальты вулканогенной молассы; 2 - 3 - миоцен-плиоценовые формации, стратифицированные (а), интрузивные и субвулканические (б); 2 - андезитовые; 3 - андезитобазальтовые; 4 - миоцен-плиоценовые осадочно-вулканогенные формации пестрого состава (базальты, андезиты, риолиты, кремнистые породы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, диатомиты, флиш), комагматические интрузивные и субвулканические образования; 5 - разломы линейные (а) и дуговые (б); 6 - участки прежних эксплуатационных работ на Прасоловском рудном поле



тировалось японцами. По данным В. Я. Данченко и А. П. Митченко (1988 г.), рудное поле приурочено к вулканотектонической структуре центрального типа диаметром 14-15 км, образованной среднемиоценовыми базальт-андезит-риолитовыми и кремнисто-аргиллит-алевролитовыми толщами, слагающими кровлю близких по возрасту габбро-диорит-плагиогранитных интрузий. Все породы пропилитизированы, а в зонах разломов пересечены дайками и мелкими субвулканическими телами пестрого состава (среднемиоценовый базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс), сопровождающимися зонами прожилкования и вторичных кварцитов СВ и СЗ простирания с золото-теллуридно-кварцевой, но чаще золото-полисульфидно-кварцевой минерализа-

цией. Более поздним является золото-серебряное оруденение в зонах алу-нит-кварцевого состава, широко проявленное на соседнем Северянковском месторождении.

На рудном поле известно около 30 рудных зон, в которых рудные тела представлены крутопадающими кварцевыми, гидрослюдисто-кварцевыми, адуляр (карбонат)-кварцевыми жилами, переходящими вверх в линейные зоны кварцевых прожилков, или залежами вторичных - гидрослюдистых и адуляр-гидрослюдистых кварцитов. Жилы по простираению прослежены на сотни метров (до 900 м - жила ЮЗ-1) и до 230 м по падению при мощности от 0,1 до 9 м (средняя 1,5-2 до 3,7 м). Зальбанды жил четкие, текстуры руд плосчатые метаколлоидные (руды многостадийные). Средние содержания в отработанных блоках (в г/т): жила Главная - Au - 16,2; Ag - 44,1 при мощности 2,1 м. Жила ЮЗ-1 - Au - 36,2; Ag - 158,4 при мощности 1,08 м. Содержание суммы цветных металлов (Cu, Pb, Zn) 0,01-0,1%. Fe 158 г/т, Sn до 0,013%. Рудные минералы составляют 1-3 до 10% объема руды, редко 80-90%. Это самородное золото и серебро, их теллуриды, сульфосоли Ag, Pb, Cu, As, Sb, Bi, сульфиды Cu, Pb, Zn, иногда касситерит (!). Более полный список рудных минералов находится в статье В. Я. Данченко и В. В. Иванова (1989). Основу нерудной массы рудных тел составляют кварц, адуляр, гидрослюды, карбонат, алузит. Максимум продуктивных ассоциаций минералов отмечается в зонах, пересекающих интрузивные, дайковые и субвулканические породы, и обеднение - в вулканогено-осадочных породах. Богатые гнезда приурочены к тектоническим контактам интрузивных и субвулканических тел с вулканогенно-осадочной кровлей. Золото в рудах тонкое - 0,003-0,007 мм, его средняя проба 880-900 (714-990), максимальная - в золото-касситеритовом типе руд. Золото-серебряное отношение 1:3 - 1:5, в золото-серебряных рудах до 1:50. Элементы - спутники золота в руде (кроме серебра): Cu, Pb, Zn, Mo, Ni, Ba, Sb, Bi, Sn.

Олово постоянно присутствует в рудах нижних горизонтов золото-серебро-теллуридных кварцевых жил, а также в самостоятельных золото-касситеритовых проявлениях (Данченко, Мицук, 1987). Последние считаются наиболее ранними на рудном поле. Однако этот вопрос нельзя считать окончательно решенным.

Руды хорошо обогащаются по гравитационно-флотационной схеме. Извлекаемость золота 94,7%, серебра - 83-94,6%.

Месторождение **Кумроч** - представитель Восточнокамчатской золотоносной зоны. По данным В. И. Олейника и М. М. Юринец (1985 г.), рудное поле приурочено к субвулканическому массиву миоцен-плиоценовых диоритовых порфиров, дацитов, андезитов и вмещающим их мел-палеоценовым туфогенно-осадочным образованиям, пропилитизированным и аргиллизированным (рис. 4.122). Комагматичные интрузиям покровные фации вулкани-тов - андезиты, андезито-дациты, дациты и их туфы - на рудном поле эродированы и располагаются западнее и южнее, где они перекрыты раннечетвертичными базальтами. Месторождение представлено жильно-прожилковой зоной длиной более 4,2 и шириной 0,6-1,5 км. Жилы крутопадающие на СЗ мощностью 0,1-5,2 м, обычно 0,5-1 м и длиной от 350 до 2000 м. Состав жил резко изменчив от монокварцевого до кварц-сульфидно-

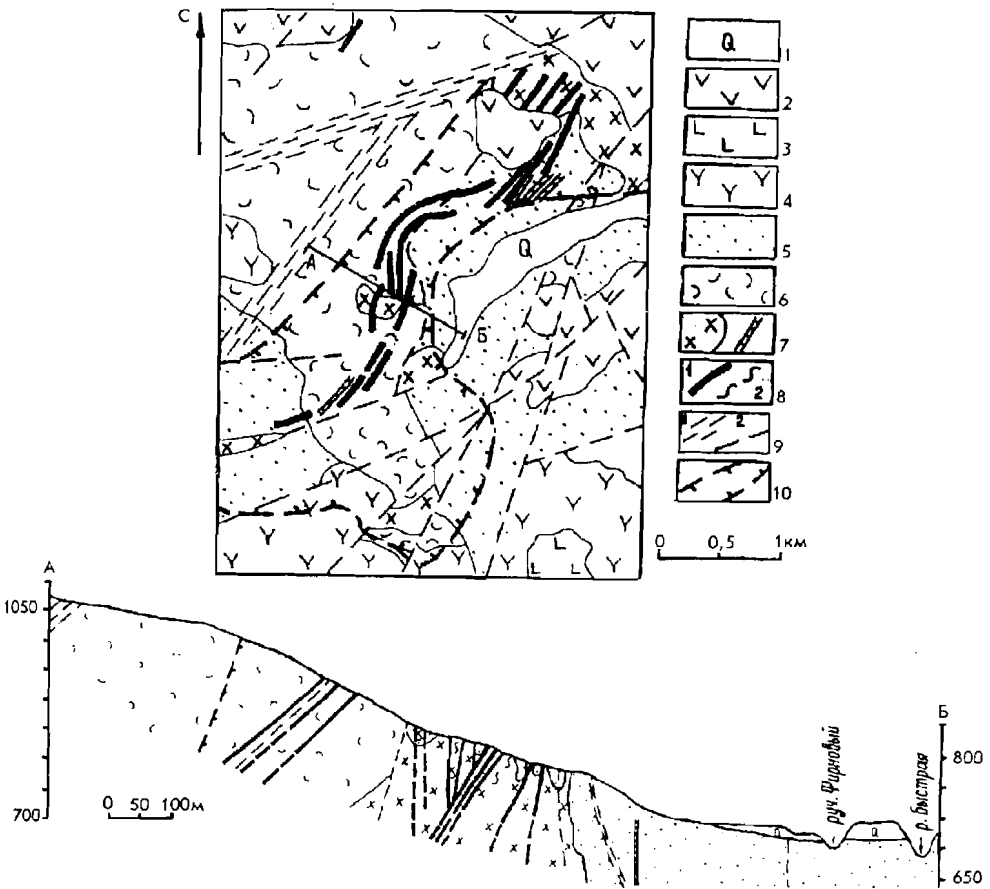


Рис. 4.122. Месторождение Кумроch. Геологическая карта и разрез (по В. И. Олейникову, М. М. Юринец).

1 - аллювий (Q); 2 - андезиты, андезито-дациты, дациты, их туфы (Q_{1,2}); 3 - базальты (Q₃); 4 - андезиты, андезито-дациты, дациты, их туфы (N_{1,2}); 5 - песчаники, алевролиты (K₂-P₁); 6 - туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты (K₂); 7 - субвулканические тела и дайки диоритовых порфиров, дацитов, андезитов; 8 - золоторудные кварцевые жилы (1), прожилковое окварцевание (2); 9 - мощные зоны дробления (1), прочие тектонические нарушения (2); 10 - зона развития аргиллизированных и пропилизированных пород

го. Контакты жил четкие. Наиболее продуктивен СВ фланг жильной зоны, для которого предполагается наиболее глубокий эрозированный срез. Характерен сульфидно-кварцевый состав жил при высоких содержаниях золота и серебра. Содержание золота в жилах до 728,8 г/т, серебра до 876,2%, однако средние содержания этих металлов близки соответственно 15 и 45 г/т. В отдельных жилах отмечаются высокие содержания цинка, свинца и меди (до 27,4; 7 и 1,1% соответственно). Au: Ag = 1:3. Минеральный тип руд - золотополисульфидно-сульфосольный. Нерудная масса жил: кварц, адуляр, гидрослюда, каолинит, серицит, пренит, кальцит, хлорит. Основные рудные минералы (кроме золота): сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, арсенопирит,

марказит, пирротин, прустит, пираргирит, теннантит, тетраэдрит, гринокит (CdS).

Выделяются два этапа рудообразования: 1) допродуктивный метасоматический (кварц, пирит, арсенопирит) и 2) продуктивный с двумя стадиями минералообразования: а) кварц-полисульфидная (мелкозернистый кварц, сфалерит, галенит, пирит в сростках с золотом, полупрозрачный кварц, адуляр) и б) наиболее продуктивная золото-сульфосольная (мелковкрапленные блеклые руды, халькопирит, галенит, сульфосоли золота, золото самородное). Величина выделений золота 0,01-0,05 мм, проба 750-820, средняя 790.

Мутновское месторождение расположено в южной части Центрально-камчатской зоны на участке ее пересечения с Восточнокамчатской зоной. По данным Н. Д. Петренко и Н. М. Большакова (1991), золото-серебряное и сульфидно-серебряное оруденения приурочены к Жировскому палеовулкану (рис. 4.123, 4.124), сложенному дислоцированными пропилилизированными вул-

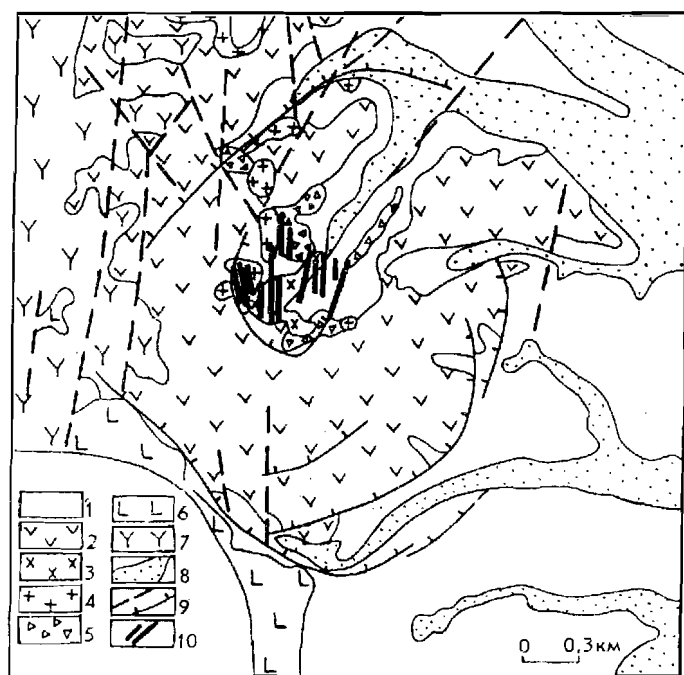


Рис. 4.123. Структурная схема Мутновского рудного поля (по Н. Д. Петренко, Н. М. Большакову, 1991, с упрощениями).

1 - дорудные вулканоседimentные островодужные образования (P_3-N_1): туфы, туффиты дацитов, интрузивные и субвулканические тела; 2-5 - рудовмещающий комплекс Жировского палеовулкана (N_2-Q_1): 2 - эффузивы и пирокластита; 3 - интрузии габбро и габбро-диоритов; 4 - субвулканические тела; 5 - брекчии жерловой фации; 6-7 - пострудный вулканогенный комплекс (Q_{III-IV}): 6 - базальты, андезиты; 7 - андезито-дациты, дациты, риолиты; 8 - рыхлые отложения; 9 - разломы; 10 - рудоносные кварцевые и кварц-сульфидные жилы

каногенно-осадочными породами андезитовой формации олигоцен-миоценового возраста, включающими субвулканические образования. Более поздний кальдерный комплекс (N_1-N_2) представлен образованиями контрастной базальт-андезит-риолитовой формации, которые в плейстоцене в центрах вулканических аппаратов были пропилилизированы, адуляризированы, претерпели кварц-гидрослюдистый метасоматоз и аргиллизацию. Центральная часть палеовулкана занята вулканическими телами латитов, андезитов и андезито-базальтов и штоком габбро-диоритов (N_1-N_2). Четвертичные вулканы представлены андезито-базальтами и базальтами. С современными гидротермами связаны обширные поля аргиллизитов.

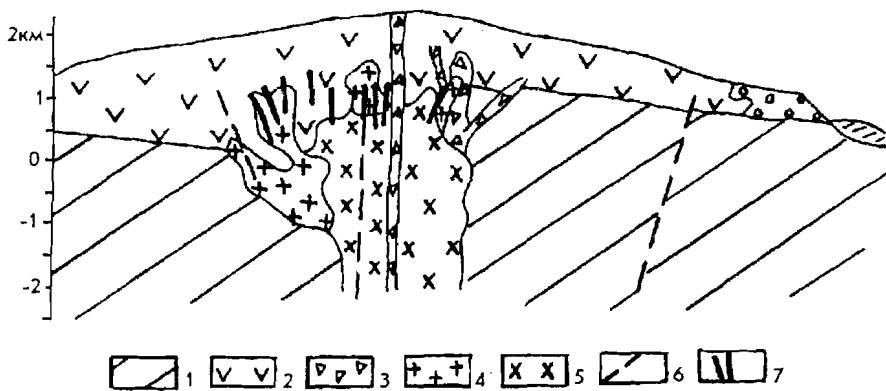


Рис. 4.124. Разрез Жировского палеовулкана (по Н. Д. Петренко, Н. М. Большакову, 1991, с упрощениями).

1 - вулканогенно-осадочные образования фундамента палеовулкана (P_3-N_1); 2 - эффузивы и пирокластика основного, среднего и кислого состава кальдерного комплекса; 3 - брекчии жерловой фации; 4 - субвулканические тела дацитов, андезитов, андезито-базальтов; 5 - интрузии габбро-диоритов; 6 - разломы; 7 - кварцевые и кварц-сульфидные жилы

В пределах рудного поля известно более 100 кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-сульфидных жил и зон прожилкования с золото-серебро-полиметаллическим оруденением. Наиболее крупная зона Определяющая прослежена на 3 км. В ней выделяются 2 участка: Северный фланг с золото-серебряным оруденением ($Au: Ag = 1:10-15$) и Южный фланг с серебро-полиметаллическим ($Au: Ag = 1:50-450$, в среднем $1:100$). Жильные зоны сложены продуктами 3 стадий минерализации: 1) кварцевыми метасоматитами с сульфидами, 2) кварц-карбонатными, кварцевыми и сульфидными жилами, 3) кварцевыми, кварц-карбонатными убогосульфидными жилами, которые развиты только на северном фланге, секут образования двух первых стадий и отличаются ритмично-полосчатой текстурой руд. Мощность жильных зон возрастает за счет образований 3-й стадии с 2-6 м на юге до 9-15 м на северном фланге. Золото-серебряная минерализация локализована в меридиональной зоне, секущей субвулканическое тело андезито-дацитов. В штоке габбро-диоритов преобладают руды 2-й стадии, а в эффузивно-пирокластическом комплексе (низы разреза) жилы выклиниваются.

Среднее содержание золота на месторождении 6,3 г/т, серебра 148,2 г/т. Минералы жильной массы: кварц, адуляр, родохрозит. Рудные минералы (1-5% объема породы): пирит, сфалерит, галенит, марказит, халькопирит, блеклая руда. Золото мелкое: 0,1-0,4 мм - 65%, 0,5-1,3 мм - 35%, преобладают выделения 0,1-0,2 мм. Проба золота 650-800, редко 500, 196 и 238.

По данным Н. В. Филипкова (1978 г.), золото и серебро из руды извлекаются гравитацией, флотацией гравихвостов, цианированием флотохвостов. Извлечение соответственно 97,3 и 92,1%. К мутновской группе относится **Родниковое** месторождение. Оно отличается более тонким (0,007-0,03 мм) низкопробным золотом (500-550) и более сложным составом рудных минералов: полибазит, штрмейерит, самородное серебро, кераргирит, аргентит, звкайрит, пирит, халькопирит. В отличие от Мутновского месторождения, сульфиды цветных металлов количественно подчинены сульфоантимонитам. $Au: Ag = 1:10$.

Карымшинское месторождение относится к золото-теллуридному типу. Оно локализовано в аргиллизированных туфах дацитов миоценового возраста (рис. 4.125). На рудном поле известно 14 кварц-карбонатных и адуляр-карбонат-кварцевых жил. Наиболее крупная жила № 1 прослежена на СЗ на 4,2 км при мощности 0,8-7,8 м. Повышенные содержания золота и серебра от-

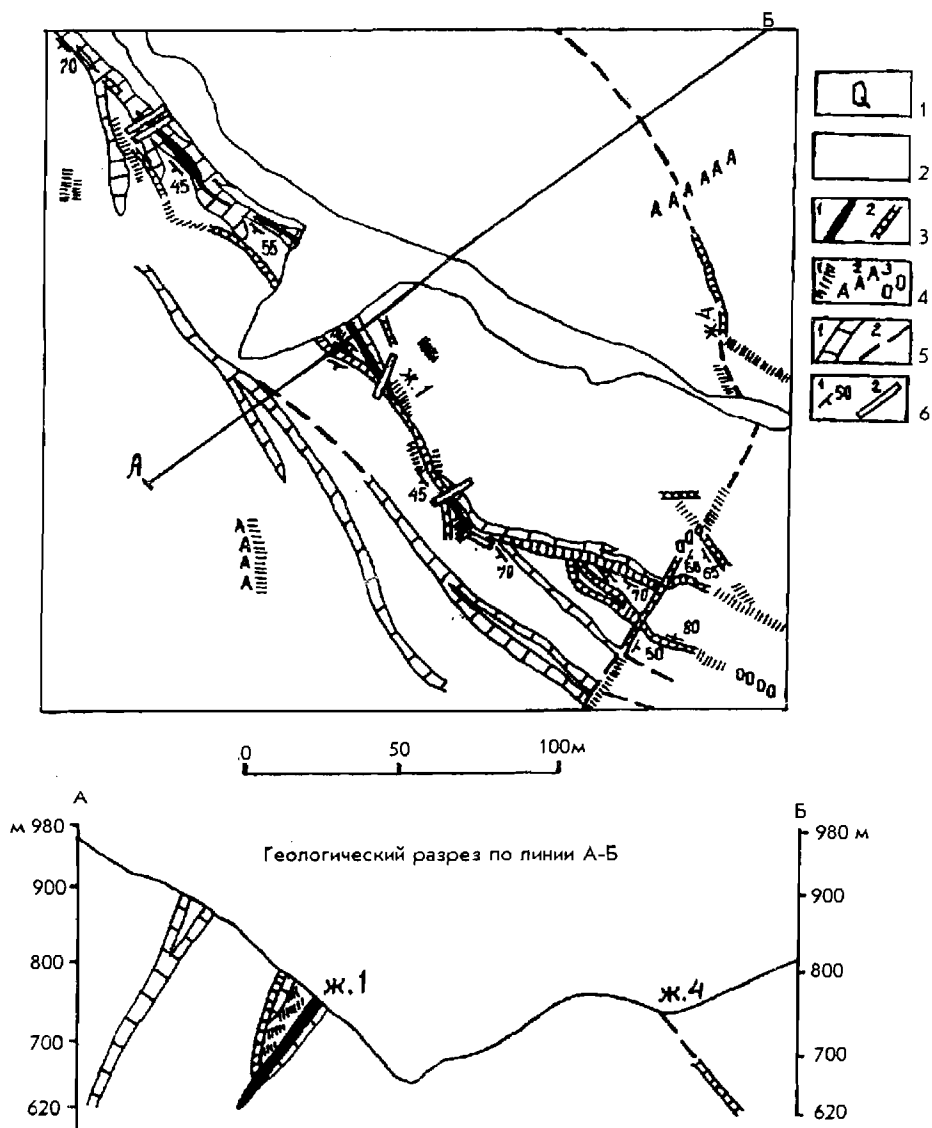


Рис. 4.125. Месторождение Карымшинское. Геологический план СЗ фланга (по Н. Н. Трещину, Н. Н. Матюшонку).

1 - четвертичный аллювий; 2 - туфы дацитов раннего миоцена; 3 - кварц-карбонатные рудные жилы: промышленные (1) и непромышленные (2); 4 - зоны кварц-карбонатного прожилкования (1), аргиллизации (2), метасоматического окварцевания (3); 5 - зоны дробления (1), прочие разломы (2); 6 - элементы залегания (1), каналы (2)

мечаются на отрезке длиной 920 м. Среднее содержание золота 8, серебра 40, теллура 18, селена 5 г/т. На 80-90% жилы сложены кварцем и кальцитом, им подчинены адуляр (5-20%), серицит, гидрослюда. Рудные минералы (до 1%, редко до 2-3%): пирит, гессит, блеклая руда, халькопирит, халькозин, борнит, сфалерит, галенит. Отношение золота и серебра в рудах колеблется от 1:1 до 1:10-25, среднее 1:5. Золото образует тончайшую (0,001-0,08 мм) пыль в гессите, редко вкрапленность (0,01-0,1 мм) в блеклой руде, халькопирите, аргентите, кварце. Золото выделялось в два этапа: первое светло-желтое с пробой 585, второе желтое с пробой 925. Руда хорошо обогащается только прямым цианированием (данные Н. Н. Трещина, 1983 г.; Н. Н. Матюшонка, 1979 г.).

Расположенное в 35 км к западу от Карымшинского **Порожистое** месторождение локализовано в субвулканических дацитах и андезитах, а также во вмещающих их покровных андезитах и туфах, аргиллизированных, иногда окварцованных. На рудном поле выявлены 4 жильные зоны, включающие многочисленные жилы близмеридиального простираения длиной многие сотни метров и мощностью 0,3-3,5 м. Обычные содержания в рудах золота - 20, серебра - 50, селена 17 г/т, меди 0,01%. Жильная масса образована тонкозернистым кварцем с примесью адуляра, кальцита, гидрослюды, хлорита, серицита. Au: Ag = 1: 2-4. Рудные минералы (<1%): магнетит, пирит, аргентит, сульфосоли серебра, халькопирит, а также галенит, сфалерит, алтаит, рикардит, борнит, блеклые руды. Золото мелкое (0,2-1,6 мм - 77%), проба 600-700 (данные Н. Н. Матюшонка, 1979 г., 1981 г.). По данным В. М. Еркина (1986 г.), сходным с описанным по вещественному составу руд является **Асачинское** месторождение, расположенное в 40 км к ЮЗ от Мутновского. Оно образовано адуляр-кварцевыми существенно золотыми (Au: Ag = 1:1) рудами с примесью теллура и селена и незначительным (до 0,5%) количеством рудных минералов; магнетит, пирит, халькопирит, блеклые руды, аргентит, сульфосоли серебра и др. В последние годы месторождение достаточно интенсивно изучалось, перспективы его значительные.

Наиболее продуктивной в рассматриваемой провинции является **Центральнокамчатская** зона. Расположенное в ее пределах Агинское месторождение - один из первых золоторудных объектов, обнаруженных на Камчатке. Оно приурочено к фронтальной части региональной структуры разуплотнения Срединного Камчатского хребта на участке ее взаимодействия с глубинной фемической массой. В этом месте зафиксировано максимальное разуплотнение на Камчатке, что позволяет говорить о наличии здесь крупной очаговой структуры.

Агинское рудное поле (данные Ю. М. Щепотьева и Б. В. Гузмана, 1988 г.) расположено в пределах крупного (13x18 км) палеовулкана, удлиненого в СВ направлении, с концентрически зональным размещением субвулканических и вулканогенно-осадочных фаций. Конус палеовулкана сложен миоцен-плиоценовыми толщами с углами падения пластов 5-15°. Это преимущественно андезит-базальты, редко иные вулканиты, включая липарито-дациты. Широко распространены жерловые фации, представлены штоками, дайками, экструзиями разного состава - от базальтов до липарито-дацитов. Эти породы относятся к единому ряду дифференциатов магматического очага, продуцировавшего магмы базальт-андезит-дацитового

состава верхнемиоцен-плиоценового возраста (23-5 млн лет). Это в основном андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии. Из интрузивных пород наиболее ранними являются штоки и дайки диоритовых порфиритов, андезитов, а более поздними - некки и многочисленные дайки андезито-базальтов и базальтов, а также дайки дацитов и липарито-дацитов. Площадная пропилизация пород интенсивно проявлена на ЮЗ фланге рудного поля (эпидот-хлоритовая и хлорит-карбонатная фации). Ведущие минералы околотрецинных метасоматитов: серицит, гидрослюда, кварц, адуляр, хлорит, каолинит, карбонат, пирит.

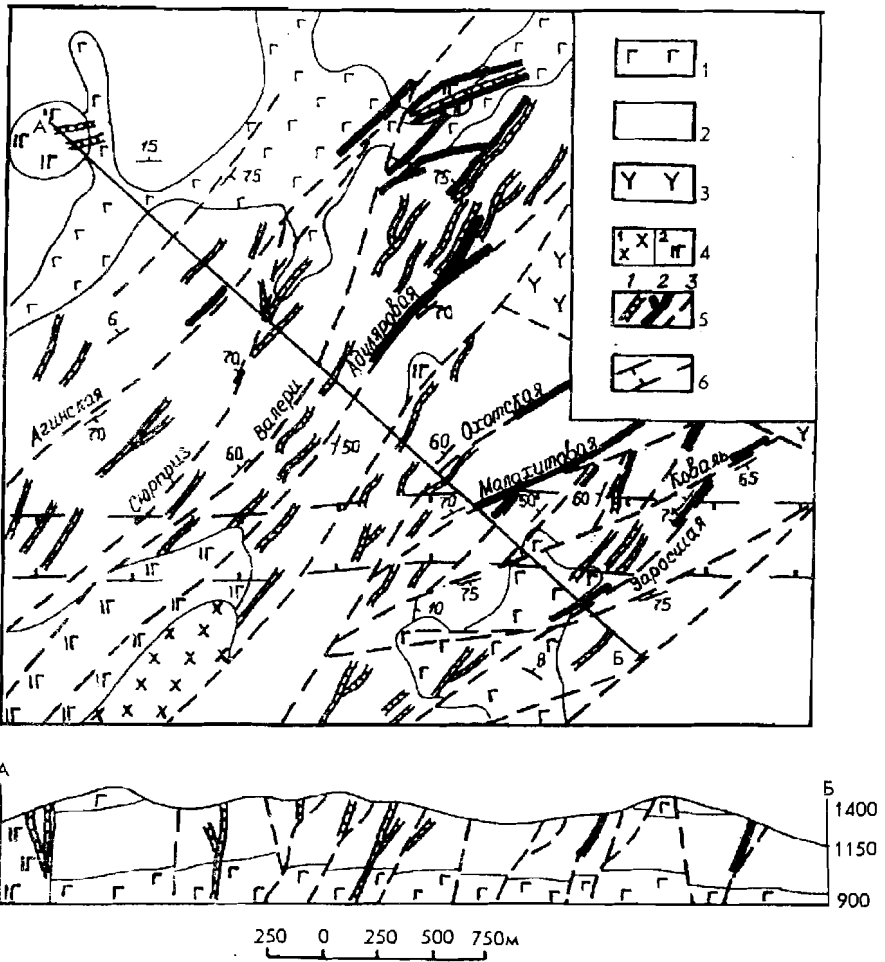


Рис. 4.126. Агинское рудное поле. Геологический план и разрез (по Ю. М. Щепотьеву, Б. В. Гузману).

1 - андезито-базальты, базальты, андезиты, туфы (N_{1-2}); 2 - туфобрекчии, туфы андезитов, андезиты (N_{1-2}); 3 - андезито-дациты, туфы (N_1); 4 - субвулканические штоки диоритовых порфиритов, габбро-диоритов, диоритов (1), штоки, некки, экструзии андезито-базальтов, базальтов (2) (N_2); 5 - дайки андезито-базальтов, базальтов, диоритовых порфиритов (1), рудные жилы адуляр-карбонат-кварцевого состава (2), тектонические разрывы (3); 6 - зона повышенной трещиноватости

Главными рудовмещающими структурами месторождения являются зоны СВ простираения Агинская и Сюрприз (рис. 4.126). Золотоносны кварцевожильные тела колломорфно-полосчатой текстуры, слагающие серию линзовидных тел длиной до 50-120 м, мощностью 0,5-1 м, в раздувах до 1,5-2,5 м и даже 7 м (жила Агинская). Контакты жил четкие, извилистые. Контуры рудных тел обычно совпадают с границами кварцевых жил. Среднее содержание в рудах золота 41 г/т, серебра 15 г/т, теллура 20-40 г/т. Au: Ag = 3-7: 1. Рудные минералы составляют 0,1-0,3%, редко 1-5% объема руды. Это пирит, халькопирит, сфалерит, теллуриды (гессит, алтаит, калаверит, сильванит, петцит, риккардит и др.), высокопробное золото, борнит, халькозин, магнетит (титано-магнетит). Нерудные минералы: кварц (80-90%), цеолиты, адуляр, гидрослюда, кальцит, хлорит (корренсит). Кварц халцедоновидный. Адуляр-кварцевые агрегаты часто обладают радиально-лучистым строением. На месторождении выделяется 6 минеральных стадий: 1) кварц-пиритовая (ранняя), 2) золото-адуляр-корренсит-кварцевая, 3) золото-адуляр-кварцевая, 4) золото-калаверит-кварцевая, 5) золото-гессит-корренсит-кварцевая и 6) кварц-цеолит-кальцитовая.

Золото дисперсное: 0,0005-0,002 мм, сконцентрировано в малых по объему рудных столбах. Бонанцы приурочены к трещинам в кварце на участках локальных изгибов рудовмещающей структуры. Проба золота на верхних и центральных горизонтах 936-952. На глубоких горизонтах снижается до 740-854, редко до 550-600. С глубиной уменьшается доля теллуридов. Гравитацией с цианированием хвостов извлекается золота 94,5-96,3%, серебра 84,8-97,9%.

К югу и востоку от Агинского месторождения расположена группа субвулканических преимущественно золоторудных месторождений: Оганчинское, Караковское, Сухаревские Гребни и др.

Оганчинское (Золотое) месторождение относится к золото-аргентит-теллуридному минеральному типу. По данным Ю. Ф. Волкова (1982 г.), оно локализовано в близгоризонтально наслоенной толще андезитов, дацитов и туфов миоцен-плиоценового возраста, окварцованных, аргиллизированных, прорванных достаточно крупным массивом гранодиоритов (N_1), также гидротермально измененных (рис. 4.127). Кварцевые жилы и жильные зоны СВ простираения и крутого падения на ЮВ залегают в кровле и эндоконтакте массива гранодиоритов. Их длина 50-700 м, мощность жил 0,2-3 м, зон - десятки метров. Среднее содержание по жильной зоне № 1 золота 38,2 г/т, серебра 14,4 г/т на мощность 2,4 м. Вертикальный размах оруденения 180 м (по буровым скважинам). Жилы сложены тонкозернистым кварцем с примесью серицита, гидрослюда, доломита и кальцита. Содержание рудных минералов до 1%. Это аргентит, гессит, петцит, также пирит, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, борнит, блеклая руда, пираргирит, самородное серебро, киноварь. Au: Ag = 1:1. Золото ассоциирует с пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, аргентитом, теллуридами. Величина выделений золота 0,003-0,05 мм, проба 702-780. Перспективы рудного поля высокие. В последние годы оно интенсивно изучалось.

В 50 км к СВ, в единой с Оганчинским месторождением геолого-геофизической региональной структуре, расположено **Караковское** месторожде-

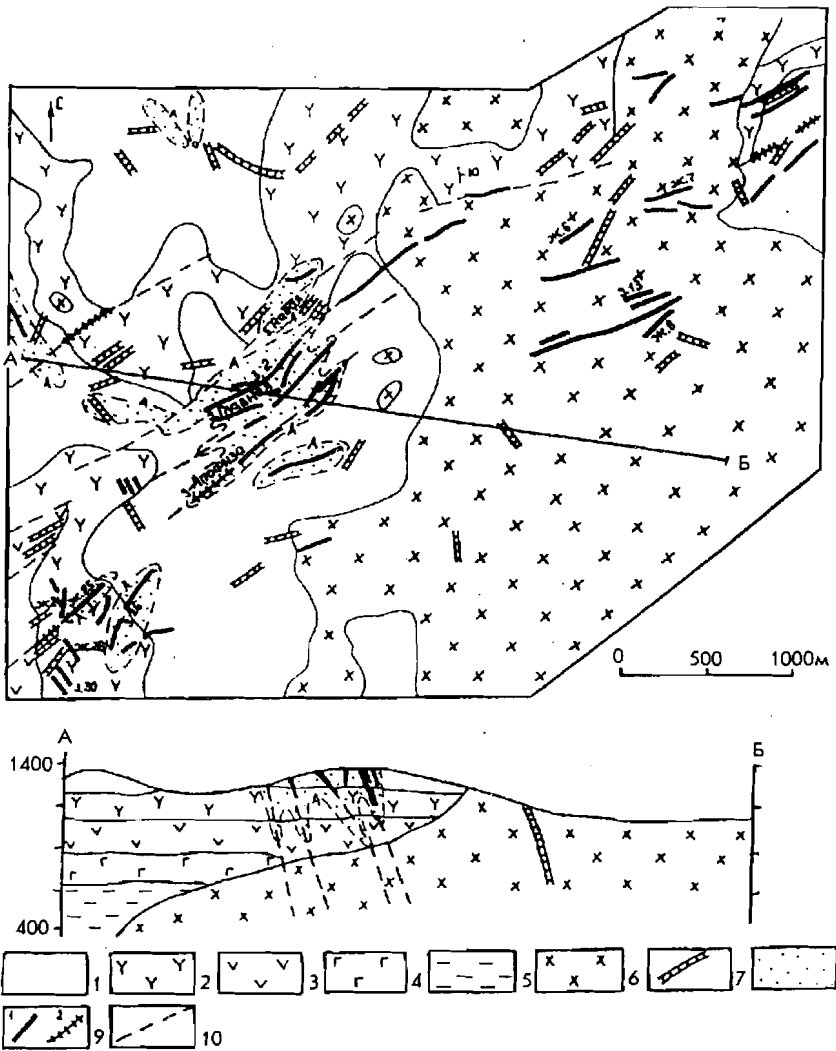


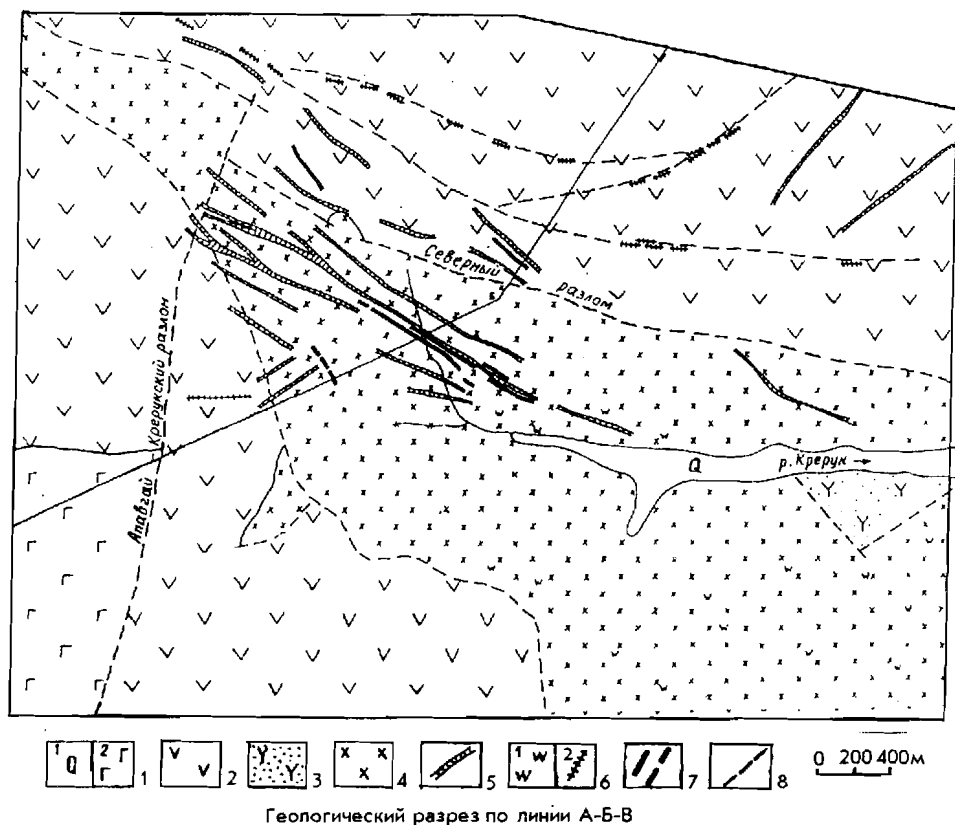
Рис. 4.127. Оганчинское месторождение. Геологическая карта и разрез (по Ю. Ф. Волкову).

1 - андезиты, дациты, их туфы (N); 2 - андезито-дациты, их туфы (N₁); 3 - андезиты, их туфы (N₂); 4 - андезито-базальты, их туфы; 5 - кремни, яшмы (K₂); 6 - гранодиориты (N₁); 7 - дайки диоритовых порфиров, андезитов, базальтов; 8 - окварцованные, аргиллизированные породы; 9 - рудоносные кварцевые жилы (1) и зоны (2); 10 - тектонические нарушения

ние, являющееся аналогом Оганчинского по многим показателям: типу вмещающих пород, гидротермальным изменениям, вещественному составу рудных жил, золото-серебряному отношению, характеру золота. Отличия Каракоровского месторождения: отсутствие в современном эрозионном срезе полнокристаллических гранитоидов, более молодой (плиоценовый) возраст вмещающей вулканической толщи, несколько большее содержание рудных

минералов (данные Ю. И. Щепотьева, 1972 г.). Аналогичным является и месторождение **Сухаревские Гребни**, расположенное в 20 км еще далее на СВ.

Месторождение **Крерук**. Рудное поле приурочено к сводовой части субвулканической интрузии диоритовых порфиров, прорывающей толщу андезитов, дацитов, агломератов туфов и прорванных дайками долеритов, долерито-базальтов, андезито-базальтов (рис. 4.128). Возраст вулканитов и интрузий плиоценовый. Все породы пропилитизированы, аргиллизированы, окварцованы. По данным В. А. Кузнецова (1983 г.), месторождение представ-



Геологический разрез по линии А-Б-В

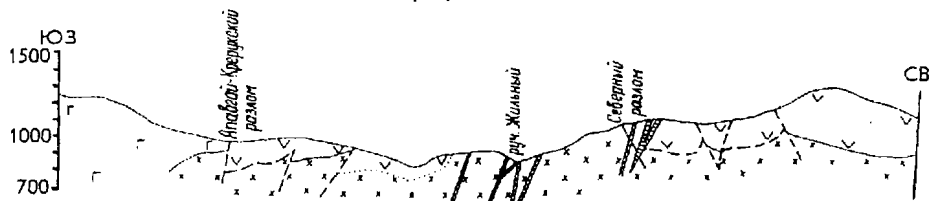


Рис. 4.128. Схематическая геологическая карта рудного поля Крерук (по В. Кузнецову).

1 - четвертичный аллювий (1), базальты (2); 2 - андезиты, андезито-базальты (N_2); 3 - андезиты, дациты, агломераты, туфы (N_2); 4 - субвулканические диоритовые порфиры, андезиты (N_2); 5 - дайки долеритов, долерито-базальтов, андезито-базальтов; 6 - монокварциты (1), прожилковое окварцевание (2); 7 - золоторудные кварцевые жилы, установленные и предполагаемые; 8 - разломы

лено крутопадающей кварцевожильной зоной (зона Южная) СЗ простирания длиной 720 м и мощностью 0,5-4 м. Руда массивная, брекчиевая, грубопослабчатая, прожилковая. Среднее содержание золота 10,9 г/т. Рудные минералы (до 1%): аргентит, антимонит, сфалерит, пирит, блеклая руда, халькопирит, ковеллин, галенит. Золото тонкое - 0,001-0,02 мм. Аи: Ag = 1:2, до 1:18.

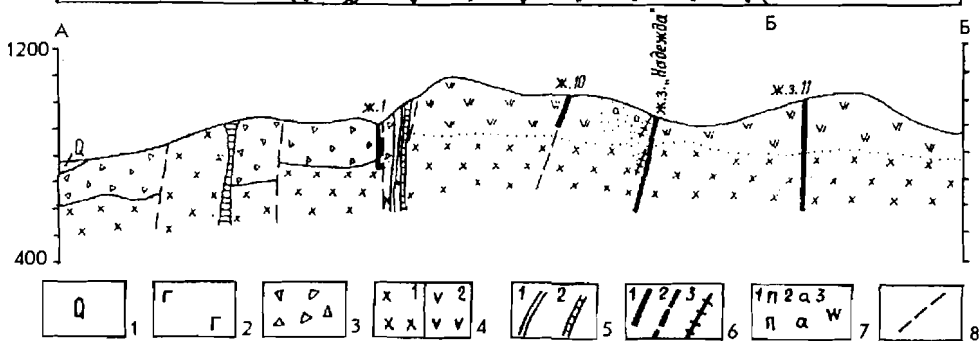
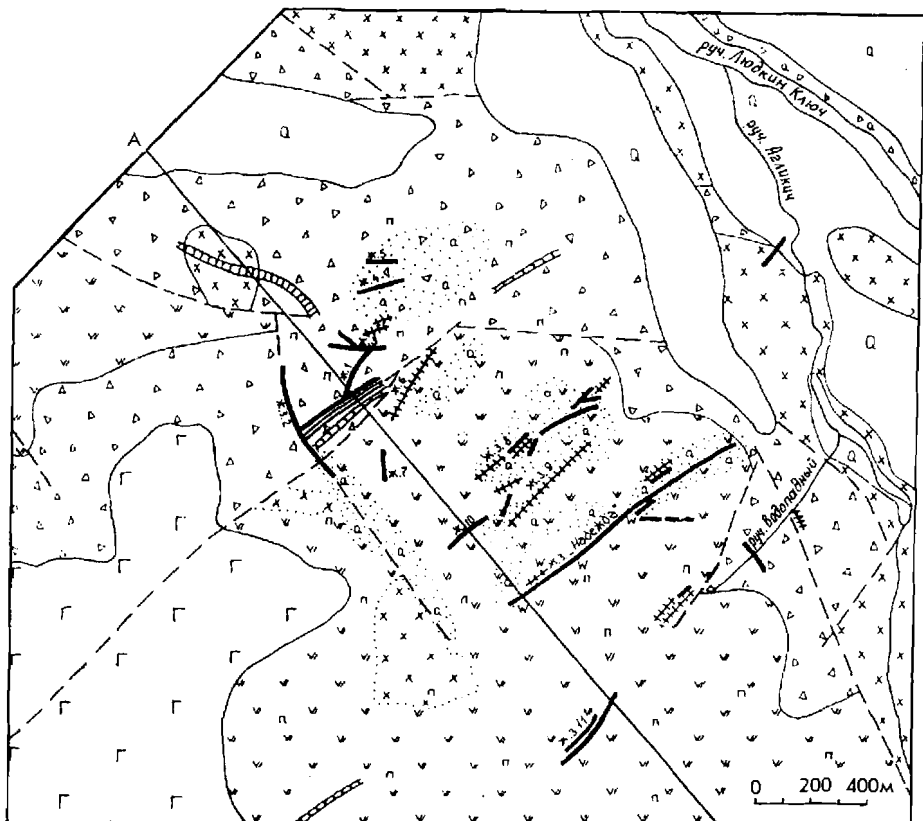


Рис. 4.129. Схематическая геологическая карта рудного поля Агликич (по В. Кузнецову).

1 - аллювиальные и ледниковые отложения (Q); 2 - базальты, андезиты-базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии ($Q_{ш}$); 3 - туфы, туффиты, агломераты, андезиты, дациты (N_2); 4 - субвулканические диоритовые порфиры (1), андезиты-дациты, андезиты (2) (N_2); 5 - дайки риолитов (1), андезитов (2); 6 - кварцевые жилы установленные (1), предполагаемые (2), зоны прожилкового окварцевания (3); 7 - пропилитизация (1), аргиллизация (2), окварцевание (3); 8 - разломы

В 15 км к ЮЗ находится еще два сходных с описанным месторождения - **Агликич** (рис. 4.129) и **Аппапель**, но с более низкими содержаниями золота и серебра. В агликичских рудах отмечаются теллуриды золота и киноварь, а в жильной массе кроме кварца присутствуют карбонат, адуляр, цеолиты, самородная сера. Золото ассоциирует с гесситом. Отношение $Ai: Ag$ на Агликиче 1: 6, Аппапели - 1:2 (данные Ю. В. Жегалова, 1954 г.; В. А. Кузнецова, 1983 г.).

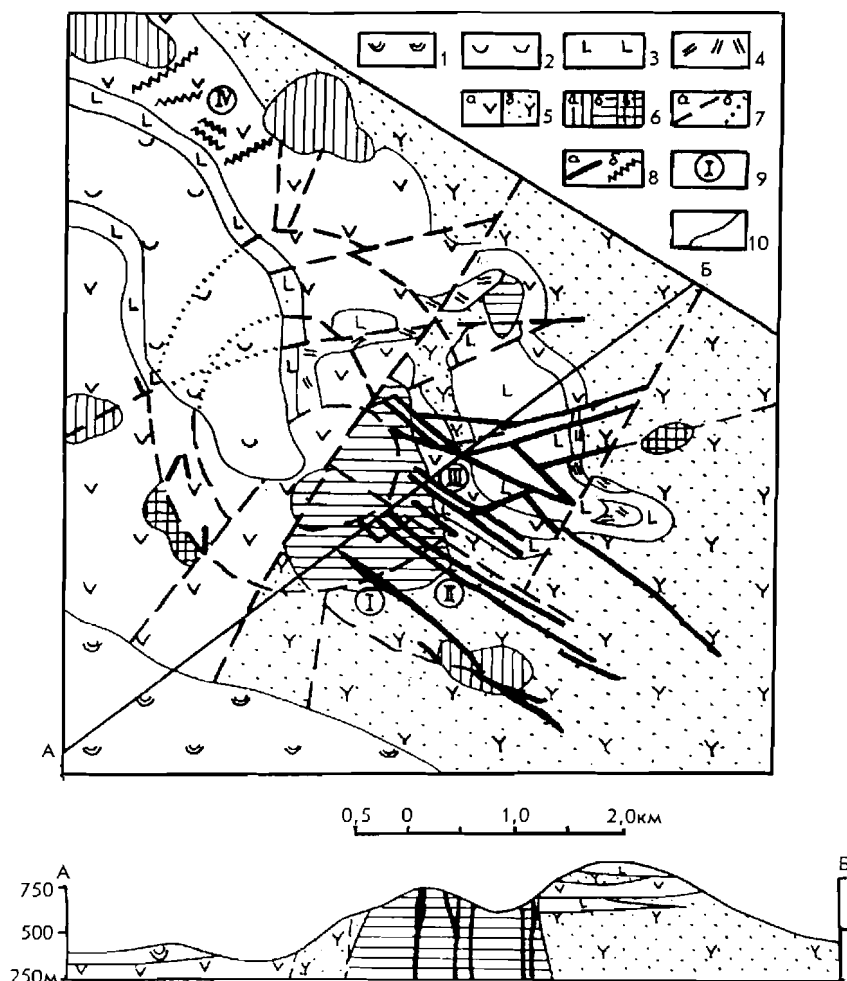


Рис. 4.130. Геолого-структурная схема Озерновского рудного поля (по С. С. Вартагану, Г. Н. Евсееву, В. Ю. Орешину).

1 - верхнечетвертичные базальты; 2 - нижнечетвертичные базальты; 3-6 - неогеновые образования: 3 - базальты, андезито-базальты, реже их туфы и туфобрекчии, игнимбриты и липариты; 4 - андезито-дациты, дациты с прослоями туфов среднекислого состава; 5 - эффузивно-пирокластические образования средне-основного состава с преобладанием лав (а), туфов и туфобрекчий (б); 6 - субвулканические тела базальтов, андезито-базальтов, андезитов (а), диоритовых порфиритов (б), андезито-дацитов и дацитов (в); 7 - тектонические нарушения (а), в том числе перекрытые четвертичными отложениями (б); 8 - тела вторичных кварцитов (а) и жилы (б); 9 - рудные участки: БАМ (I), Промежуточный (II), Хомут (III), Каюрковский (IV); 10 - геологические границы

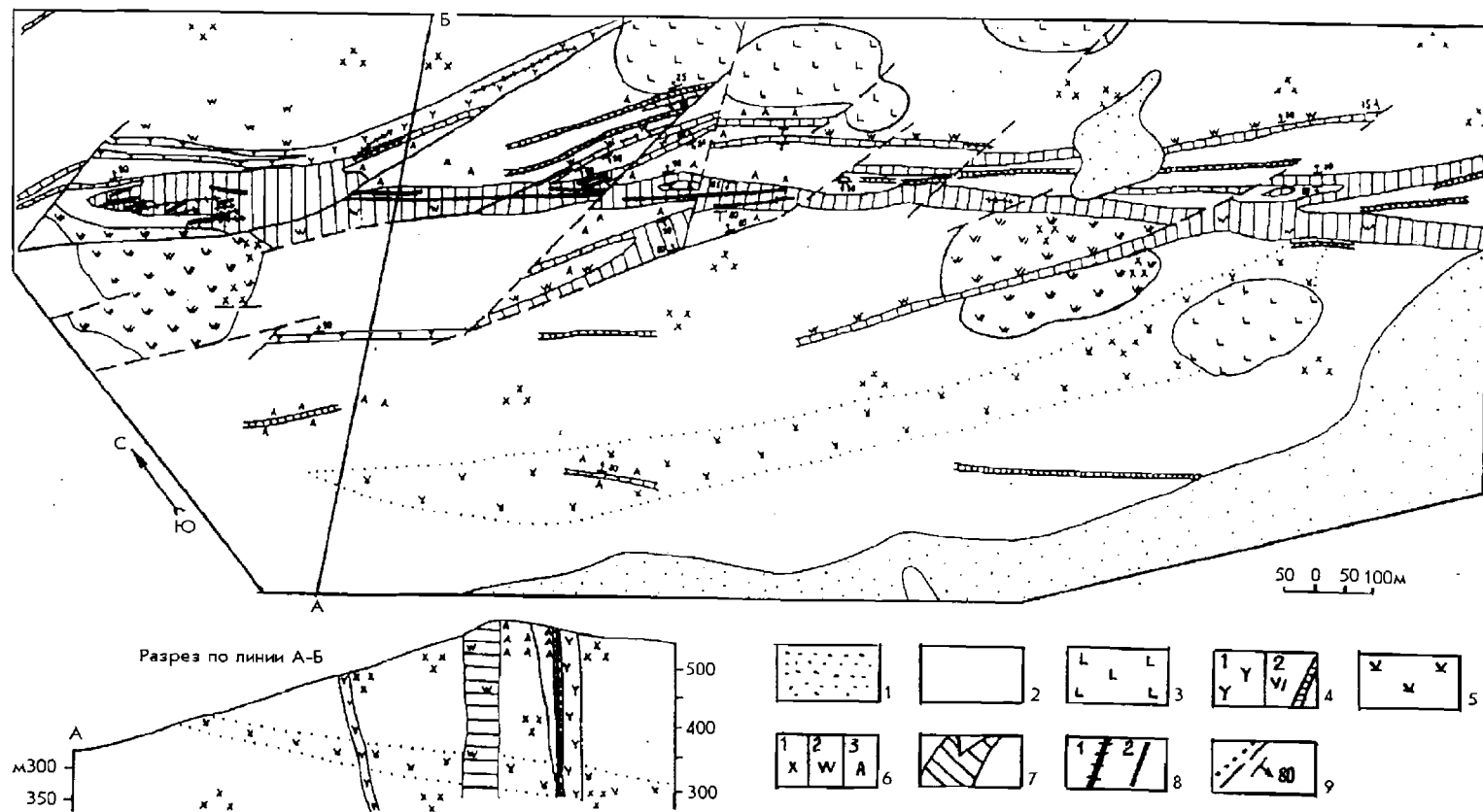


Рис. 4.131. Схематическая геологическая карта участка БАМ Озерновского месторождения (по материалам Озерновской партии).
 1 - четвертичные отложения; 2 - андезиты, дациты, их туфы, игнимбриты, туффиты, туфогравелиты, туфопесчаники (N_{br}); 3 - субвулканические андезито-базальты (N_2); 4 - субвулканические андезито-дациты (1) и диоритовые порфириты (2) (N_1); 5 - переслаивание андезитов и туфов; 6 - изменения: хлоритовые, цеолит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые (1), диаспор-кварцевые, алунит-кварцевые, диаспор-каолинит-кварцевые (2),

Озерновское месторождение находится в Паланско-Командорской зоне поперечных дислокаций СЗ направления. Рудное поле, по данным С. С. Вартаняна, Г. Н. Евсеева и В. Ю. Орешина (1988 г.), М. Е. Вакина и О. А. Наумовой (1994), приурочено к палеовулкану, сложенному преимущественно базальтами, андезито-базальтами, андезитами, их туфами и туфобрекчиями и в меньшей мере андезито-дацитами, дацитами и туфами ($N_{1,2}$). Субвулканические интрузии представлены сходными породами. Центральная часть палеовулкана, как и на многих иных месторождениях субвулканического типа, занята штоком диоритовых порфиритов. Породы рудного поля повсеместно пропилитизированы в карбонат-хлоритовой, хлорит-цеолитовой и эпидот-хлоритовой фации. В центральной части рудного поля (жерловая зона) породы аргиллизированы и превращены в кварц-серцитовые, кварц-каолинитовые, кварц-монтмориллонит-гидрослюдистые метасоматиты (Наумова, Алышева, 1995). Монокварцевые и пирит-алунит-кварцевые метасоматиты приурочены к протяженным зонам длиной до 4,5 км и мощностью 10-80 м.

Линейные тела вторичных кварцитов (рис. 4.130, 4.131) - важнейшие рудоконтролирующие элементы рудного поля. Контакты их прямолинейные, положение близвертикальное. К зонам вторичных кварцитов приурочено большинство рудных тел. Последние обладают сложным строением, обусловленным сочетанием монокварцевых, гидрослюдисто-кварцевых, алунит-кварцевых и пиритизированных метасоматитов, а также включениями измененных пород. С этими породами генетически связана рассеянная прожилково-вкрапленная молибден-медная минерализация (молибденит, энаргит, борнит, халькопирит, теннантит). Золотая минерализация в телах вторичных кварцитов образует линейные минерализованные зоны прожилкового и метасоматического окварцевания, наложенные на различные фации метасоматитов. Рудные тела устанавливаются опробованием. Наряду с протяженными (до 2 км) и маломощными (1-3 м) рудными телами отмечаются линзы богатых руд в минерализованных брекчиях длиной до первых сотен метров и мощностью 1-20 м (до 40 м). Кроме того, на месторождении распространены и собственно жильные тела существенно кварцевого состава мощностью 1,5-3 м.

На участке БАМ (рис. 4.131) выделяется зона минерализованных вторичных кварцитов длиной 3,2 км и мощностью до 40 м. Среднее содержание золота и серебра на СЗ фланге зоны длиной 1150 м составило 2,9 и 4,8 г/т соответственно. В зоне выделяются интервалы с богатым содержанием: золота 8,4-74 г/т, серебра 1,3-74,1 г/т. В целом же среднее содержание золота в промышленной части зоны БАМ: Au 22,4; Ag 20,5; Te 106,2; Se 178,3 г/т. Мощность рудных столбов 0,6-12,2 м, средняя 1,9 м. Наиболее богатые рудные столбы тяготеют к осевой зоне тела кварцитов.

Во всех типах руд нерудная масса образована кварцем тонкозернистым и халцедоновидным (до 95-97%) с каолинитом, гидро-

слюдой, адуляром, примесью серицита, хлорита, апатита. Рудные минералы составляют 2-7% объема руды: голдфилдит, золото, селенид висмута, самородный теллур, сильванит, пирит, второстепенные: халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, калаверит, креннерит, петцит, гессит, тетрадимит, блеклая руда, аргентит, пирсеит-полибазит, галенит.

Выделяются четыре стадии минералообразования: 1) золото-голдфилдит-кварцевая, 2) теллур-сильванит-голдфилдит-каолинит-кварцевая; 3) золото-гессит-гидрослюдисто-кварцевая; 4) золото-адуляр-гидрослюдисто-кварцевая. В рудах 1-й, 3-й, 4-й стадий ведущий концентратор золота и серебра - самородное золото с пробой соответственно: 970, 890, 660 и минеральными парагенезисами: золото-голдфилдит, золото-гессит, золото-аргентит. В рудах 2-й стадии концентраторы золота и серебра - теллуриды: сильванит, калаверит, креннерит, петцит, гессит. Золото тонкое и очень тонкое, 0,001-0,1 мм (1-я стадия), тонкое и мелкое, 0,1-0,8 мм (3-я, 4-я стадия).

Устойчивые корреляционные связи с золотом и серебром образуют Cu, Bi, Fe, Sb, реже Se. Содержание висмута в рудах до 0,05, сурьмы 0,1-0,2%. За пределами контуров рудных тел повышенные концентрации характерны для As, Cu, Mo, (до 0,1%). Флотацией из руд извлекается 88,3% золота и 82,3% серебра. При прямом цианировании в раствор переходит 97,1% золота и 71,7% серебра.

В сходной региональной геолого-геофизической ситуации находится месторождение **Тутхливаям**, расположенное в 175 км к СВ. Как и на Озерновском месторождении, здесь золоторудные зоны и жилы залегают в осевых частях крутопадающих зон гидротермалитов (рис. 4.132). Различия в минеральном составе метасоматитов (гидрослюдисто-кварцевые, карбонат-кварцевые, адуляр-кварцевые), жильной массы руды (кварц-карбонатные) и рудных минералов (преимущественно сульфиды, сульфосоли серебра) в большей серебртости золота ($Au:Ag = 1:10$) (данные А. К. Боровцова и А. Г. Ким, 1980 г.).

Аметистовое месторождение - одно из наиболее крупных на Камчатке. Несколько условно оно относится к Корякской золотоносной зоне, так как имеет ряд существенных отличий от прочих золоторудных месторождений Камчатки - более древний возраст оруденения (олигоцен), присутствие в руде флюорита, кислый состав вулканитов нижней части разреза, тесное соседство с оловорудными и существенно серебряными (золото-серебряными) проявлениями (Спрут). В то же время положение рудного поля в региональных геофизических полях говорит о единстве глубинной структуры с Центральнокамчатской золотоносной зоной, но степень глубинного разуплотнения в районе Аметистового месторождения заметно выше (-10... -15 мгл против 0+20). Если Корякия представляет собой отторженец (террейн) материковой сиалической коры, активизированной в неогене, тогда 2-й вариант районирования более справедлив.

По данным С. С. Вартанята, Г. Н. Евсеева, В. Ю. Орешина (1988 г.) и Л. А. Безрукова (1986 г.), рудное поле приурочено к Тклаваямской вулканоструктуре центрального типа олигоценового возраста. Низы разреза (150-200 м) сложены игнимбритоподобными липаритами, липарито-дацитами, ту-

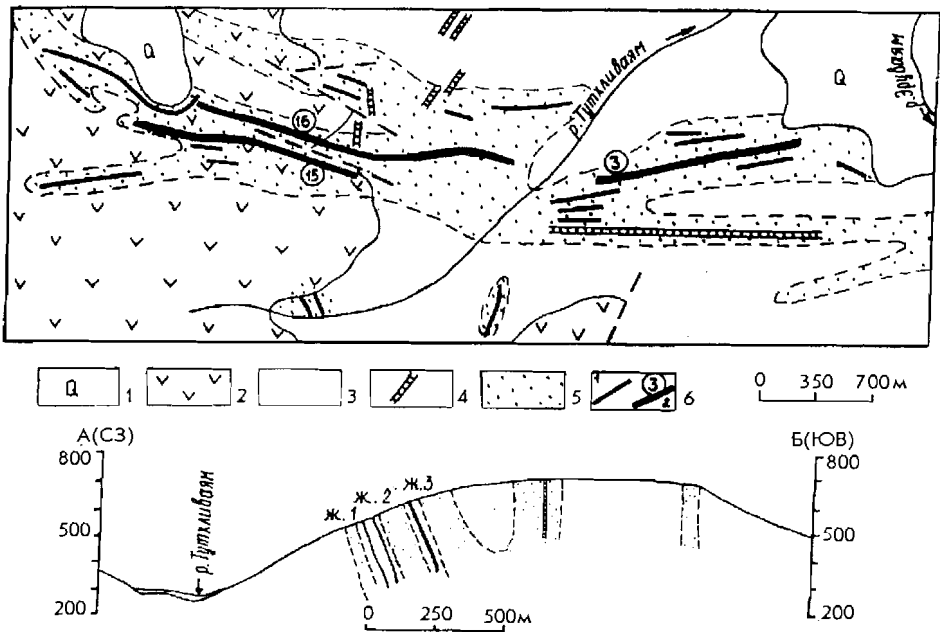


Рис. 4. 132. Месторождение Тутхилаям. Геологический план и разрез (по А. Г. Киму).

1 - четвертичный аллювий; 2 - андезиты (N_1); 3 - андезиты, их кластолавы, туфы андезито-дацитов (N_2); 4 - дайки дацитов и андезитов; 5 - метасоматиты: гидрослюдисто-кварцевые, карбонат-кварцевые, адуляр-кварцевые, окварцованные породы; 6 - кварцевые, карбонат-кварцевые, карбонатные жилы с золото-серебряным оруденением (1), наиболее богатые жилы и их номера (2)

фами кислого состава, перекрытыми туффитами, туффопесчаниками с прослоями углей. Верхняя часть разреза образована лавами и туфами дацитов, андезито-дацитов, андезитов и андезито-базальтов (200-400 м), а также субвулканическими телами диоритовых порфиритов, андезитов, дацитов, которые слагают центральные и периферические жерла палеовулкана (рис. 4. 133). Системой радиальных и СЗ разломов рудное поле разбито на ряд секторов и блоков, ступенчато опущенных в центральной части структуры.

Оруденение локализовано в центре палеовулкана в субвулканических интрузиях диоритовых порфиритов, дацитов, андезитов, трахидацитов (РЗ), пропицитизированных, адуляризированных. Рудные тела представляют собой части жильных тел и жильных зон, содержащие промышленные концентрации золота и серебра и образовавшиеся преимущественно путем выполнения полостей при подчиненной роли метасоматического замещения. Мощность рудных зон до 100 м, длина до 1, 5 км. Длина рудных тел от десятков до 800 м при мощности 0,5-2 м, в раздувах 3-6 м. Простираение рудных тел разнообразное: широтное, меридиональное, СЗ и СВ. Жилы крутопадающие, по составу кварцевые, сульфидно-кварцевые. Они группируются в зоны по 4-6 жил. Наиболее крупные жилы: Чемпион, Изюминка, Ичигинская и др. Всего известно порядка 300 жил. Промышленные жилы размещены на площади 5 км², что составляет лишь седьмую часть площади рудного поля. Строение и

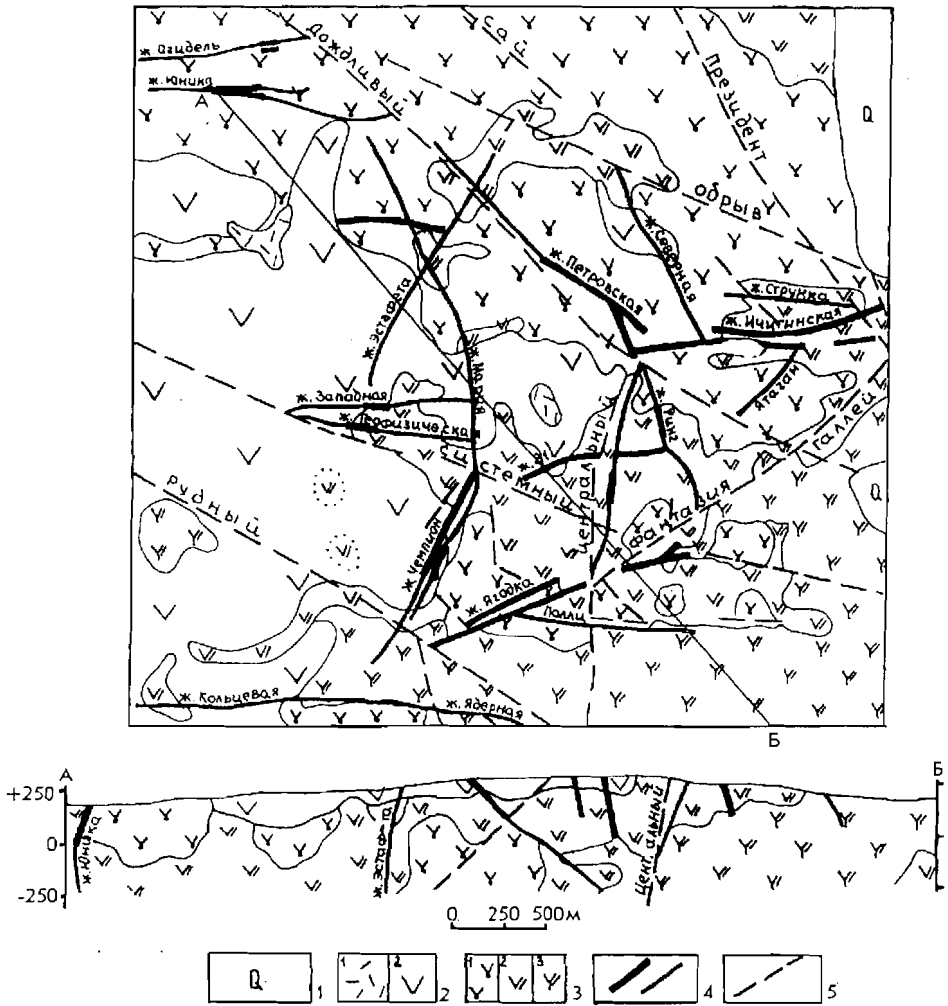


Рис. 4.133. Схематическая геологическая карта Аметистового рудного поля (по Л. А. Безрукову).

1 - четвертичные отложения; 2 - олигоценные покровные вулканы: риолиты (1), андезиты и кластолавы андезитов (2); 3 - субвулканические олигоценные интрузии: диоритовые порфиры и спессартиты (1), андезиты (2), трахиты и трахидацитовые порфиры (3); 4 - продуктивные и непродуктивные кварцевые жилы; 5 - разрывные нарушения

состав жильного выполнения многообразны. Преобладают полосчатые, ритмично-полосчатые текстуры. Выделяются 4 стадии рудоотложения: раннего окварцевания, сульфидно-кварцевая, золото-каолинит-хлорит-сульфидно-кварцевая (основная продуктивная), карбонат-кварцевая. Содержание в технологической пробе № 9: золота 6,4; серебра 21,8; селена 23 г/т. Обычные содержания в рудах селена 30-40 г/т, свинца, цинка, меди в сумме до 1%.

Жилы состоят из кварца, которому резко подчинены каолинит, хлорит, реже встречаются гидрослюда, кальцит, монтмориллонит, диккит, адуляр, редко флюорит, цеолиты. Содержание рудных минералов (в основном суль-

фидов) до 3-5%, на глубине - до 20-30%. Это: электрум, акантит, в меньшей мере пираргирит, полибазит, стибиопирсеит, стефанит, миаргирит, прустит и др. Au: Ag = 1,5-2:1, в сульфидных рудах до 1:10-20.

Самородное золото находится в кварце, в сростках с акантитом, иногда золото соседствует с серебросодержащими минералами. Величина частиц золота 0,001-0,01 мм, форма их разнообразная. Проба золота колеблется от 200 до 680, преобладает 550-600, на глубоких горизонтах увеличивается до 730-875, в окисленных рудах 830-960. Примеси в золоте: Sb, Pb, As, Sn, Cu, Mn. Элементы - индикаторы оруденения: Au, Ag, Se, Sb, Zn, Cu, As, Sn. Наиболее тесные корреляционные связи золота с Ag, Se, Sb. Связи золота с Pb, Zn, Cu и As отрицательные, а между собой у этих элементов связи тесные положительные. Выделяется два парагенезиса рудных минералов: 1) низкопробное золото и серебросодержащие минералы; 2) минералы Pb, Zn, Cu, As.

По данным Л. Ю. Заметалиной (1986 г.), руды хорошо обогащаются гравитацией с цианированием хвостов. Таким способом извлекается 98,3% золота и 94,5% серебра. Флотацией извлекается соответственно 94,2 и 87,5%.

Расположенное в 13 км к ЮВ месторождение **Спрут**, по данным В. П. Хвостова и Л. В. Афанасьева (1982 г.), отличается высокой серебристостью руд (Au: Ag = 1: 200-500). Это золото-серебряное месторождение с селеном, залегающее в олигоценовых дацитовых порфирах. Среднее содержание в рудах: Au 6,1; Ag 1569, Se 43 г/т. В отличие от Аметистового месторождения, крутопадающие рудные жилы здесь ориентированы в одном направлении. Они образованы полосчатым халцедоновидным, гребенчатым и крупнозернистым кварцем, включающим редкую вкрапленность пирита, прустита, пираргирита, миаргирита, фрейбергита, полибазита, аргентита, блеклых руд, халькопирита, самородного серебра. Золото мелкое и субмикроскопическое (0,001-0,05 мм), проба: 500-730, в среднем 600-650. Примеси в рудах: Sb, Cu, Pb, As, V, Cr, Li, Zn, Hg. Корреляция Au и Hg = + 0,62. Описанное оруденение коррелирует с первым парагенезисом Аметистового месторождения (низкопробное золото с серебросодержащими минералами), соответствующим верхнерудному эрозионному срезу.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приведенные выше фактические данные по золоторудным месторождениям Востока России подтверждают известные из мировой практики факты чрезвычайного разнообразия условий и форм проявления золотого оруденения. Металлогенические факторы, характеризующие условия формирования золотого оруденения региона, можно разделить на три группы. Первая группа факторов определяет области генерации флюидов и рудного вещества, прежде всего глубинные сферы региональных и локальных золоторудных структур (по геофизическим данным); гранитоидные интрузии с определенными петрофизическими и петрохимическими характеристиками и морфологическими типами проявления; рудогенерирующие стратифицирующие комплексы (углеродистые, вулкано-плутонические комплексы основного состава); метаморфиты зонального строения и метасоматиты. Вторая группа факторов касается геологических условий переноса рудоносных флюидов (зоны глубинных и прочих разломов, очаговые структуры, интродуцирующие магмы различной глубинности и состава, комплексы пористых и трещиноватых пород), а третья - относится к областям локализации золотого оруденения, важнейшими элементами которых являются: граничные поверхности между структурно-формационными комплексами, геологические и геохимические экраны, структурные ловушки (типа куполовидных антиклиналей). Вещественный состав золотого и золотосодержащего оруденения в значительной мере зависит от зрелости орогенной структуры, глубинности, вмещающей среды и физико-химических условий рудоотложения. К названным трем группам металлогенических факторов следует добавить факторы сохранности золотого оруденения, действие которых возникает после того, как месторождение или золоторудная структура в целом уже сформировались.

Необходимость дифференциации металлогенических факторов на три основные группы диктуется спецификой геологических особенностей золотого рудообразования, при котором области генерации, переноса и локализации во многих случаях пространственно значительно разобщены (в отличие, например, от редкометалльного оруденения). Каждая из этих групп факторов либо даже их отдельные элементы, как это будет показано ниже, могут решительным образом влиять на продуктивность оруденения. Здесь возникают вопросы о качестве металлогенических факторов и условиях их взаимодействия.

5.1. ФАКТОРЫ ФЛЮИДО- И РУДОГЕНЕРАЦИИ

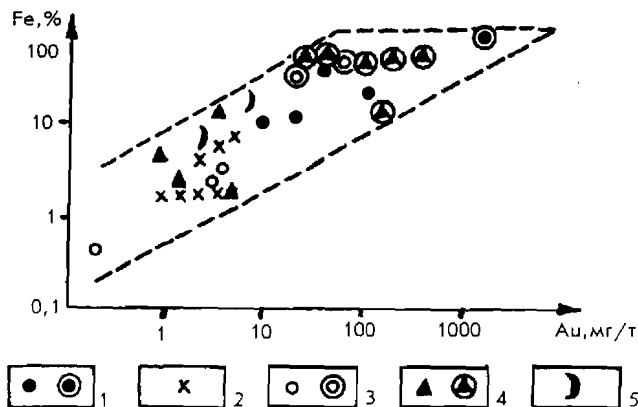
5.1.1. Продуктивные субстраты и глубинные структуры разуплотнения

Установлено, что золото является центростремительным элементом (Щербаков, 1979), который наряду с хромом, магнием, медью, железом,

кобальтом, никелем и платиноидами обогащает глубинные зоны Земли. Содержание золота увеличивается от кислых пород к ультраосновным, от коры к мантии и ядру Земли (Моисеенко, 1977; Щербаков, 1974, 1979). Это подтверждено анализами образцов земных, лунных и метеоритных пород (рис. 5.1). Отсюда становятся понятными преимущественная приуроченность крупнейших эндогенных золоторудных месторождений мира к вулканогенным комплексам основного состава, наличие собственно магматогенных золотосодержащих месторождений (Норильск, Бушвельд и др.). Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что источником золота являются фемические мантийные породы и продукты их фракционирования (Шер, 1974; Щерба, 1975).

Рис. 5.1. Соотношение средних содержаний золота и железа в метеоритах, земных и лунных породах (и минералах) (по Ю. Г. Щербакову, 1974).

1 - каменные (1) и металлические (2) метеориты; 2 - интрузивные и эффузивные породы; 3 - осадочные породы (1) и гематитовые руды (2); 4 - силикатные минералы (1), магнетиты (2) магматических пород и скарнов; 5 - лунный базальт и лунная пыль



Экстракция, мобилизация золота из мантийных магм и пород и его транспортировка к земной поверхности производятся глубинными сквозьмагматическими растворами (Маракушев, 1976, 1978; Овчинников, 1973) и гранитоидными магмами пестрого состава (Щербаков, 1974; Таусон, 1977; Цыпуков, Ломбо, 1977), зарождающимися в подкорковых сферах в зонах глубинных разломов либо в результате преобразования (переплавления) вещества субдуцирующих плит коры океанического и переходного типов (Зоненшайн и др., 1976; Ковалев, 1985). Поэтому целесообразно выделять и изучать структуры возможного глубинного взаимодействия гранитоидов с фемическими комплексами пород мантийного происхождения. Такие ситуации можно выявлять, используя гравиметрические карты, которые в грубом приближении позволяют разделить территорию на существенно фемические и сиалические области, т. е. потенциально золотоносные и незолотоносные. Первые из них обычно характеризуются региональными максимумами силы тяжести, вторые - минимумами (Лишневский, 1968, 1974). В пределах тех и других выделяются отрицательные аномалии, связанные с телами гранитоидов, сиенитоидов, монцонитоидов, щелочных пород, которые частично обнажаются на поверхности (хребты Эзоп, Дуссе-Алинь, Сихотэ-Алинь, Становой, Алданский щит), подтверждая вещественность локальных гравитационных минимумов, а также пространственную связь региональных минимумов силы тяжести с областями широкого развития гранитоидного магматизма мезозойско-кайнозойского возраста. Наличие локальных струк-

тур разуплотнения на фоне относительных максимумов силы тяжести скорее всего отражает глубинное взаимодействие гранитоидной массы с фемическим субстратом, т. е. ситуацию, благоприятную для золотого рудообразования.

Следует подчеркнуть, что гравиметрическая основа отражает современное состояние поля силы тяжести и тенденцию его изменения в последнее геологическое время. Геологическими методами можно определить возраст гравитационной структуры, начало ее развития. Например, Баджальско-Ямалинский минимум развивается с нижнего мела, а возможно, и с верхней юры (возраст добатолитовых даек). Развитие среднеамурского максимума, связанного с рифтообразованием и раздвижением хинганского и приморского блоков коры, началось в миоцене. Возраст золотого оруденения продуктивных типов юга Дальнего Востока определен от средней юры до олигоцена. С тех времен в геологическом лике этой территории многое изменилось, произошли поднятия, опускания, раздвижения блоков и т. п. Темпы и тип тектонических движений были различными в разных структурах, а гравиметрами зафиксировано лишь позднее (нынешнее) состояние поля. Максимальные несоответствия гравиметрических данных прежним геологическим событиям следует ожидать в Монголо-Охотской и Южноверхоянской золотоносных провинциях, возраст золотого оруденения в которых юрский либо даже более древний, а происшедшие с тех пор поднятия, связанные с развитием Баджальско-Ямалинского и Куйдусунского минимумов, были настолько значительными, что искомая нами связь золотого оруденения с полями силы тяжести уже в значительной мере утрачена. Меловой гранитоидный магматизм, с которым связано разнообразное редкометалльное оруденение многих районов Востока России, в значительной мере разрушил ранее созданное золотое оруденение, появились новые золоторудные и «гибридные» золото-редкометалльные формации. На это указывает широкое развитие на Сихотэ-Алине золото-редкометалльных рудопроявлений и месторождений, преимущественно золото-вольфрамовых (Незаметное, Намовское, Восток-2 и др.) либо даже оловосодержащих золоторудных (Хмелевское, Липовая Падь и др.). В золоторудных месторождениях Селемджино-Кербинского поднятия (Джагдинская ЗП), расположенных в ареалах развития пострудных меловых гранитоидов, отмечаются аномально высокая проба золота (850–950), повышенная крупность его выделений и примесь редких и цветных металлов (месторождения Харгинское, Унгличиканское, Ленинское, рудопроявление Анкачи). По данным С. Г. Парады (1984 г.), на месторождении Маломыр, как и на других месторождениях Верхнеселемджинской зоны, вольфрамовая минерализация не коррелирует с золотом и является более молодой. Аналогичные соотношения описаны и для районов Северо-Востока (Иванюк, 1986). Метаморфизм рудных жил и золота и явления регенерации оруденения со стороны пострудных гранитоидных интрузий детально изучены на Токурском, Харгинском и Многовершинном месторождениях (Моисеенко, 1965; Моисеенко, Фатьянов, 1971; Пискунов и др., 1990). Судя по дальневосточным материалам, золотое оруденение предшествует редкометалльному, в особенности оловянному. Это обусловлено неумолимой тенденцией развития магматических очагов от натровых магм к калиевым, а оруденения от золото-

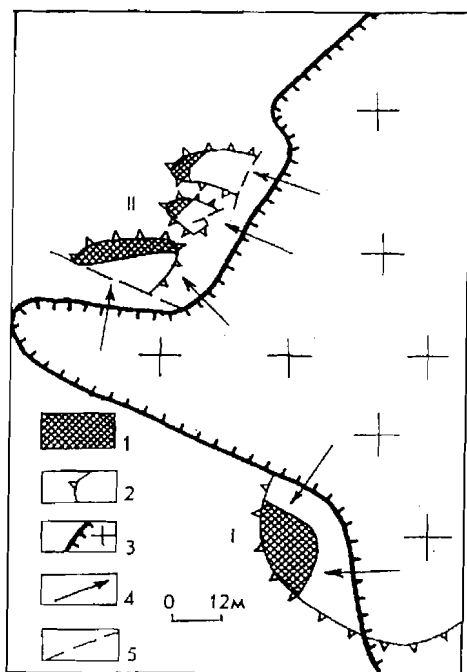
го к оловянному (Маракушев, 1979). Длительные поднятия способствовали в некоторых случаях глубокой эрозии прежних золотоносных структур и формированию богатых россыпей золота (верховья Буреи и Селемджи).

Взаимодействие гранита с фемическими породами как механизма мобилизации золота, способного участвовать в гидротермальном рудообразовании, изучено на примере преобразования ксенолитов габброидов под действием гранита (Цыпуков, Ломбо, 1977). Исследование показало, что габброиды ксенолитов в результате такого взаимодействия обогатились гранитофильными элементами и высвободили половину всего золота.

Эти данные подтверждены экспериментами по смешению кислых и основных расплавов при температуре 1200°C и давлении 1000 атм. в присутствии водно-хлоридного флюида (Конников, 1986; Коробейников, 1993). В результате опытов в зоне взаимодействия этих расплавов образовалась гибридная порода андезитового состава с резко аномальным содержанием золота за счет его мобилизации из базальтового и гранитного расплавов. Этот эксперимент в значительной мере разъясняет известную геологам пространственную связь золотого оруденения с магматизмом гибридного состава - диоритоидами, монцонитоидами, лампрофирами и т. п.

Рис. 5.2. Положение золотоносности в куполовидных структурах Ниманского (I) и Харгинского (II) районов относительно регионально-го минимума силы тяжести.

1 - золотоносные площади; 2 - куполовидные структуры; 3 - минимум силы тяжести; 4 - предполагаемое направление движения флюидов; 5 - разломы



Свойства благородного металла препятствуют его рассеянию при кристаллизации гранитной магмы, золото удерживается в остаточных расплавах и расходуется на формирование оруденения в эндо - и экзоконтактах продуктивных массивов. Такая схема рудообразования весьма привлекательна для Дальнего Востока. Имеется много случаев, когда на геофизических картах мы можем прочесть подобное взаимодействие фактических либо предполагаемых гранитоидных масс (локальные минимумы) с фемическими субст-

ратами, фиксирующимися положительными аномалиями гравитационного и магнитного поля. Морфология гравитационных полей, характеризующих подобные взаимоотношения, различна, она зависит от зрелости орогенного процесса, каков орогенез - ранний, средний или поздний? Золотоносность раннеорогенного этапа проявляет себя во фронтальной части глубинных гравитирующих масс, фиксирующихся локальными аномалиями округлой либо удлиненной формы. Таково положение Маломирского узла, рудных районов Алданской, Буреинской и других ЗП. В случаях, когда орогенические процессы достигли среднего и позднего уровня, структуры разуплотнения достаточно развиты, а соответствующие им гравитирующие массы мощны, в их центрах проявлено редкометальное оруденение, а золотая минерализация «отогнана» к периферии этих масс (рис. 5.2, 4.73). Приведенные данные о соотношении золотоносности с региональными гравитационными полями, а также полученные нами материалы по изотопам серы сульфидов золоторудных месторождений Дальнего Востока (Голубчина и др., 1985) подтверждают представления о связи золотого оруденения с глубинными процессами, об участии мантийного вещества в рудообразовании и возможной переработке фемических пород гранитоидными магмами.

5.1.2. Продуктивные типы гранитоидов. Значение магнитности и типа щелочности гранитоидов

П продуктивными на золото геологи обычно считают гранитоиды средней основности пестрого состава таких формаций, как габбро-плагиогранитная, габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-граносиенит-гранитная, диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитная и др. (Изох, 1978; Таусон, 1977; Билибин, 1955; Шило, 1976; Спиридонов, 1995). Э. П. Изох, рассматривая проблемы связи золотого оруденения с гранитоидами, справедливо указал на разноречивость во мнениях специалистов по этому вопросу. Гидротермальное золотое оруденение связывается с разнообразными по составу, условиям залегания и размерам интрузиями - батолитами, штоками, дайками. Разнообразием наблюдается и в формационной идентификации различными исследователями одних и тех же гранитоидных серий и отдельных массивов. В вопросе о связях золотого оруденения с магматизмом всегда имеются неясности, что обусловлено чрезвычайным природным разнообразием этих связей. Вместе с тем подавляющее большинство геологов со времен В. Л. Линдгрена, В. Эммонса, Ю. А. Билибина указывают на парагенетическую либо даже генетическую связь золотого оруденения с гранитоидами (Таусон, 1977). На основе наблюдений, проведенных в золоторудных районах (Иванкин, Рабинович, 1971), разработаны типовые отношения золоторудных полей к материнским магматическим комплексам. Анализ дальневосточных материалов показал, что золотое оруденение ассоциирует с гранитоидами с повышенной магнитной восприимчивостью, натровыми сериями, монзонитоидами, а также с комплексами малых интрузий средней основности (штоки, дайки).

Магнитность гранитоидов. На парагенетическую связь золотого оруденения с магнитными гранитоидами, а оловянного с немагнитными указал

Д. М. Печерский (1964) для Северо-Востока, аналогичные материалы были получены Н. П. Романовским (1987) для Приамурья и в целом для Востока России. Он установил, что золотоносные гранитоиды характеризуются значениями $\bar{\chi}_{\text{ср}} > 300 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$ ед. СИ, а оловоносные - $\bar{\chi}_{\text{ср}} < 100 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$ ед. СИ*). В золотоносных металлогенических зонах золотое оруденение в 90% случаев ассоциирует с магнитными гранитоидами, а в оловоносных зонах в 85% случаев гранитоиды немагнитны. Золотоносные гранитоиды характеризуются натровым типом щелочности и высокой степенью окисленности железа. Коэффициент окисленности** в них превышает 0,3, а в оловоносных гранитоидах он меньше 0,2. Сходные закономерности получены и для вулканических пород (Мишин, 1995; Власов, Мишин, 1992).

Следует напомнить, что магнитность пород, и в частности гранитоидов, определяется только наличием ферромагнитных минералов (магнетит, титаномагнетит, самородное железо) и величиной их зерен (чем крупнее, тем магнитнее). Двухвалентное железо, входящее в кристаллические решетки темноцветных минералов, не влияет на величину магнитной восприимчивости пород. В интрузивных массивах наиболее магнитны приконтактные фации (Моисеенко, 1966), с глубиной (от периферии к центру) магнитность и степень окисленности железа убывают (Дортман, Ляхович, 1966). Эта особенность была использована для определения глубинности формирования гранитных массивов (М. Л. Гельман). Однако имеется возражение о том, что наиболее распространены плутоны с равномерным распределением ферромагнетиков по всему плутону и что обогащение ими периферийных эндоконтактных зон - это аномалии, связанные с особенностями рамы, - трещиноватость и пр. (Корнев, 1986).

Ослабление магнитности гранитоидов с глубиной обусловлено уменьшением фугитивности кислорода. В этом направлении уменьшается окисленность железа в связи с его вхождением в двухвалентной форме в темноцветные минералы (Ферштатер и др., 1978; Шнай, Ильина, 1980). Кислородный режим в магме зависит от тектонической обстановки становления массивов. Малоглубинные трещинные интрузии, быстро поднимающиеся к поверхности по разломам и кристаллизующиеся при высоких температурах и малых давлениях, обогащены магнетитом. Глубинные же интрузии геосинклинальных складчатых зон медленно поднимаются к поверхности, кристаллизуются при больших давлениях и меньших температурах, железо в них расходуется преимущественно на темноцветные минералы, поэтому они немагнитны. Установлено, что избыток щелочей интенсифицирует реакцию выделения магнетита из парамагнитных силикатов, т. е. действует как фугитивность кислорода (Дубинчик, Розенталь, 1980). Последние данные несколько поясняют связь щелочности и магнитности пород алданского комплекса, с которым тесно ассоциирует золотое оруденение.

В интрузивных гранитоидах обычно отмечается две генерации ферромагнетиков - раннемагматический магнетит, образовавшийся из расплава, и

* $\bar{\chi}_{\text{ср}}$ - средняя магнитная восприимчивость.

$$** f = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$$

позднемагматический, образовавшийся как за счет распада парамагнитных минералов (Ферштатер и др., 1978), так и в виде самостоятельной минеральной фазы (Дубинчик, Розенталь, 1980). Поэтому биотиты в магнитных гранитоидах характеризуются пониженной общей железистостью по сравнению с биотитами из слабوماгнитных пород. В водных палингенных гранитах почти все железо породы (до 90%) концентрируется в биотитах и амфиболах, а в маловодных гранитоидах гипабиссальной фации основная масса железа обособляется в виде магнетита, преимущественно в постмагматическую стадию. Исследования показали, что в магнитных гранитоидах высокожелезистые биотиты и амфиболы неустойчивы, они разлагаются с образованием магнетита (Ферштатер и др., 1978; Рубис, 1981).

Выводы Г. Б. Ферштатера с соавторами о кристаллизации магнетита в постмагматическую стадию за счет распада железистых биотита и амфибола в зоне высокой фугитивности кислорода согласуются с данными А. А. Маракушева об осаждении золота на кислородном барьере в результате распада комплексных соединений благородного металла. Из всех металлов золото обладает наименьшим химическим сродством к кислороду, что обуславливает его концентрацию в наиболее восстановительных условиях. Способность миграции золота на далекие расстояния обеспечивается устойчивостью его хлоридных, гидросульфидных и металлоорганических миграционных комплексов. На миграцию золота оказывает влияние его оксифобность. Повышение потенциала кислорода приводит к распаду миграционных форм золота, устойчивых только в восстановительной среде, и осаждению его в самородном состоянии. Приповерхностные области развития окислительных процессов являются наиболее благоприятными для осаждения золота в зонах восходящей флюидной миграции рудного вещества (Маракушев, 1978).

Таким образом, кислородный барьер (резкое повышение потенциала кислорода) является причиной кристаллизации магнетита в гранитоидах (в постмагматическую стадию за счет железа парамагнитных минералов) и осаждения золота в гидротермальном процессе из его комплексных соединений.

Отмеченная особенность не является универсальной. Известны случаи парагенезиса золотого оруденения с массивами немагнитных гранитов (в ГСО) и отсутствие золотого оруденения в связи с магнитными (лейкократовыми) гранитами (Буреинский массив).

Продуктивными на золото можно считать гранитоиды мантийного происхождения (Ляхович, 1988), к которым обычно относят плагиограниты и тоналиты, ассоциирующие с основными и ультраосновными породами. Эти гранитоиды отличаются существенно натровым типом щелочности при очень низком содержании K, F, Rb, Li, Be и повышенными количествами Fe, Cu, Ni, Co. Исследования показали, что именно магнетит является весьма чувствительным индикатором для распознавания принадлежности гранитоидов к коровому (палингенному) или базальтоидному ряду. В магнетите из гранитоидов мантийного происхождения такие элементы-примеси, как Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, содержатся в несколько раз больших количествах, чем в магнетитах коровых гранитов. Да и самого магнетита в первых больше в 3-5 раз (Ляхович, 1988).

Проблема связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами имеет два аспекта. Первый мы рассмотрели и пришли к выводу о сходстве условий

(кислородный барьер) кристаллизации магнетита в расплавах и золота в гидротермальных рудах. Второй аспект связан с известным геохимическим родством золота и железа. Наиболее обстоятельно этот вопрос осветили Ю. Г. Щербаков (1974), И. Х. Хамрабаев с соавторами (1978). Со времен Гольдшмидта известна сидерофильность золота, вытекающая из строения электронных оболочек атома. Позже была установлена преимущественная концентрация золота в железной фазе метеоритов, а из земных пород - в гипербазитах и базальтоидах, по сравнению с породами кислого состава (Щербаков, 1967, 1974; Моисеенко, 1977). Золото предпочтительно накапливается в темноцветных железосодержащих породообразующих и в акцессорных минералах, в частности в магнетитах. При этом магнетит выступает как самый активный концентратор золота. Содержание в нем золота (в породах продуктивных магматических комплексов) превышает его содержание в иных минералах изверженных пород иногда в десятки раз. Фундаментальное геохимическое родство золота и железа показано Ю. Г. Щербаковым (1974) путем сравнения отношения Au/Fe со средними содержаниями этих элементов в природных объектах (рис 5. 1). Наблюдается пропорциональность содержания в породах золота и железа.

Сравнение содержаний золота в биотитах и магнетитах золотоносных гранитов Узбекистана показало их обратную зависимость (Хамрабаев, Урумбаев, 1972). Это согласуется с данными Г. Б. Ферштатера (1978) о преимущественном постмагматическом образовании магнетита за счет железа биотита и роговой обманки. В результате золотоносные гранитоиды содержат маложелезистый биотит, как это установлено для многих золотоносных провинций геосинклинальных складчатых областей (Изох, 1978). Вероятно, вместе с железом сбрасывается золото, изоморфно замещающее железо в кристаллических решетках феррических минералов. Возможность такого замещения определяется практическим равенством потенциалов ионизации этих элементов (Щербаков, 1974). Видимо, таким образом происходит обогащение магнетита и постмагматических флюидов золотом. Приуроченность золота к железистым разновидностям слюд показана экспериментально на примере пиррогенного синтеза слюд (Хамрабаев и др., 1978). Ю. И. Бакулин (1991) объясняет связь золотого оруденения с магнитными гранитоидами геодинамическими особенностями образования золоторудных систем. Последние формируются при более значительной степени сжатия (по сравнению с оловоносными системами). В этих условиях кристаллизация железистых биотитов и роговых обманок кристаллохимически не выгодна и имеющееся в расплаве железо идет на образование магнетита (обогащенного золотом).

Приведенные выше данные свидетельствуют о возможной генетической связи золота с магнитными гранитоидами. Золото экстрагируется из расплава в начальные стадии развития интрузии в процессе кристаллизации железосодержащих темноцветных минералов. В дальнейшем в верхней части магматической камеры уже в условиях высокой фугитивности кислорода оно связывается с новообразованным магнетитом либо попадает в постмагматический гидротермальный флюид. Принадлежность магнитных гранитоидов к магматическим формациям повышенной основности (габбро-плаггиогра-

нитные, диорит-гранодиоритовые, монцонитоидные) может указывать на участие в образовании этих пород мантийного вещества.

При изучении магнитности гранитоидов Дальнего Востока использованы материалы В. Г. Гурович и Н. П. Романовского, Д. М. Печерского, В. А. Ахмадулина. Условно принято, что при $\chi = 300 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$ ед. СИ породы магнитные, а при меньших значениях - слабomagнитные и немагнитные. Д. М. Печерский на своей карте отразил намагниченность пород (J эф), определяющуюся расчетным путем. Гранитоиды с $J \text{ эф} > 150 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ считаются магнитными, а с меньшими значениями - слабomagнитными. При указанных значениях, судя по расчетам, χ и J эф характеризуют в общем сходную степень магнитности пород, хотя в частных случаях эта разница может быть большой. При наличии химических анализов пород для отдельных массивов подсчитаны коэффициенты окисленности железа. Далее рассмотрим фактические соотношения золотоносности с магнитными (и немагнитными) мезо-кайнозойскими гранитоидами юга Дальнего Востока.

Алданская ЗП. Магнитная восприимчивость интрузивных пород алданского комплекса весьма высокая ($300-1700 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$ ед. СИ) (Малышев и др., 1977). На магнитометрических картах все участки его развития выделяются контрастными положительными магнитными аномалиями. Вычисленная намагниченность пород $J \text{ эф} = 800-2000 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Содержание магнетита в щелочных породах, сиенитах и гранитоидах комплекса составляет 0,5-2% объема породы (Шнай, Ильина, 1980). Коэффициенты окисленности железа для этих пород, независимо от типа щелочности, высокие для всей рассматриваемой территории - 0,4-0,8. Пространственная связь золотоносности с интрузиями алданского комплекса очень тесная.

Становая ЗП. Широко проявленные здесь гигантские плитообразные интрузии гранодиоритов юрско-мелового возраста повсеместно магнитны ($\chi = 300-1500 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$ ед. СИ), а некоторые - высокомагнитны - 1500-5200 ед. СИ (массивы Чалбук-Яконский, Гигинский, Утанакский, Этматинский, Дымкаульский). Вся полоса этих интрузий контролирует расположение золотоносных районов Становика в целом. При более детальном рассмотрении наблюдается приуроченность золотоносности к приконтактовым зонам отдельных, пожалуй наиболее магнитных массивов. Коэффициенты окисленности железа в рассматриваемых гранитоидах повсеместно высоки, часто превышают 0,4.

Мезозойские интрузии Станового хребта достаточно глубоко эродированы, их кровля (вулканиты, осадочные породы) почти не сохранилась и поэтому магнитные свойства гранитоидов можно использовать для грубой оценки степени эродированности массива - магнитные массивы с наиболее высокой окисленностью железа эродированы меньше.

Охотско-Чукотская ЗП. Магнитные гранитоиды здесь развиты повсеместно, особенно в пределах вулканогенов. Абсолютными цифрами магнитной восприимчивости пород мы не располагаем. Коэффициенты окисленности железа в гранитоидах в целом выше, чем в Становой области, и обычно превышают 0,4. За пределами вулканитов, в толщах верхоянского комплекса, наряду с магнитными развиты и немагнитные гранитоиды. Если с первыми обычно ассоциируют золотое и золото-серебряное оруденения, то со вторыми - преимущественно редкометалльно-серебряное.

Буреинская ЗП. Мезозойские магнитные гранитоиды здесь развиты в районе Гонжинского и Мамынского выступов. Эти массивы характеризуются и повышенными коэффициентами окисленности железа. Максимальным значением (более 0,4) отличается Октябрьский гранодиоритовый массив (Мамынский выступ). С магнитными гранитоидами названных районов тесно связано золотое оруденение.

Южноверхоаянская золотоносная зона. На рудных полях зоны интрузивные массивы отсутствуют. В восточной и северной частях Аллаха-Юньского района вмещающие породы прорваны дайками лампрофиров и порфиритов, о магнитных свойствах которых сведений нет. Крупные интрузии гранодиоритов и гранитов мелового возраста, являющиеся более молодыми в сравнении с основным оруденением района, располагаются цепочкой вдоль восточной границы золотоносной территории и представлены слабо магнитными породами, с которыми ассоциирует золото-редкометалльное оруденение.

Джагдинская ЗП. Здесь широко развиты позднемеловые немагнитные гранитоиды с редкометалльной металлогенической специализацией, являющиеся более поздними по отношению к основному золотому оруденению (Правобуреинский, Токоланский, Нипнинский и другие массивы). Немагнитны также, возможно из-за значительных вторичных изменений, и более древние (позднепалеозойские?) плагиограниты и микроклиновые граниты (Ингаглинский, Лукачекский и другие массивы), с которыми в региональном плане ассоциирует золотое оруденение. Магнитные свойства широко проявленных на рудных полях даек порфиритов и штоков диоритов изучены слабо. На Токурском месторождении дайки характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью и высокими коэффициентами окисленности железа.

Сихотэ-Алинская ЗП. Здесь наблюдаются наиболее интересные закономерности. В Центральном Сихотэ-Алине выделяется обширный ареал немагнитных меловых и палеогеновых интрузий гранитоидов, от которого к востоку, северу и западу распространены магнитные гранитоиды. С первыми ассоциирует редкометалльное, со вторыми - преимущественно золотое оруденение. Наиболее высокими значениями магнитной восприимчивости отличается Бекчи-Ульский массив (район Многовершинного месторождения). Отметим, что если общие контуры золотоносности и ареала магнитных интрузий совпадают, то на конкретных участках, в особенности локализованных в геосинклинальных складчатых комплексах, столь четкой зависимости не видно.

Хорошие примеры связи золотого и редкометалльного оруденения с определенными типами гранитоидов имеются в Благодатном рудном районе, где рудоносность тесно сопряжена с Приисковым гранитоидным массивом. Он образован двумя основными фазами внедрения. Первая - магнитная, преимущественно натровые гранодиориты и кварцевые диориты биотит-роговообманковые и монзонит-гранодиориты с $f=0,6$ слагают южную часть массива. Вторая фаза, представленная немагнитными калиевыми порфиroidными и крупнозернистыми гранитами и более поздними мелкозернистыми биотитовыми гранитами с $f=0,2$, слагает северную часть массива. С первой фазой пространственно тесно связана золотоносность (промышленная россыпная и рудная), а со второй - оловорудные и вольфрамо-

оловянные месторождения, рудопроявления и шлиховые ореолы рассеяния касситерита, шеелита и вольфрамита. Подобная тенденция сохраняется по многим другим массивам Центрального Сихотэ-Алиня, с которыми ассоциируют в основном редкометалльные месторождения. Эти гранитоиды не проявляют себя в магнитном поле, характеризуются калиевой специализацией и низкими (0,04-0,2) коэффициентами окисленности железа (массивы Восток-2, Излучинский, Дерсу, Дальне-Арминский и др.) (Гранитоиды, монцонитоиды..., 1980).

Тесная пространственная связь золотого оруденения с магнитными гранитоидами района, обладающими, кроме того, характерными петрохимическими особенностями, позволяет предположить генетическое родство оруденения и гранита.

Широко распространенные на обширной площади между Нижним Приамурьем и Буреинским массивом меловые гранитоиды представлены немагнитными формациями с редкометалльной металлогенической специализацией. Золотоносность здесь проявлена очень слабо.

В заключение следует подчеркнуть, что общие контуры золотоносных провинций, в особенности областей ТМА, и ареалов распространения магнитных гранитоидов несомненно совпадают. Иногда видна приуроченность рудных полей к массивам магнитных и высокомагнитных гранитоидов. Случаи пространственной связи золоторудных месторождений с немагнитными интрузиями редки. Для оценки золотоносных районов геосинклинальных складчатых областей данные по магнитности гранитоидов не всегда помогают, так как зачастую отсутствуют сами гранитоиды (Южное Верхоянье, Джагдинская провинция), а имеющиеся штоки, массивы и дайки либо не изучены в интересующем нас отношении, либо гидротермально изменены.

Тип щелочности гранитоидов. Геологи настойчиво отмечают связь золотого оруденения с натровыми гранитоидами. Э. П. Изох (1978) провел анализ пространственной и парагенетической связи рудной золотоносности с гранитоидами многих провинций страны и установил, что наиболее значимым и преобладающим признаком продуктивных на золото гранитоидных комплексов является натровый тип щелочности. Калиевый и высококалиевый тип щелочности, характерный для оловоносных (редкометалльных) гранитоидов, обычно противопоставлен (исключение составляет Алданский комплекс щелочных пород). Характерен средний и низкий уровень щелочности, не характерен повышенный. Доминируют сложные ассоциации гранитоидов, в которых базитовая группа, количественно малочисленная, играет важную роль. В составе гранитоидов обычно преобладают гранодиориты с большой разницей содержаний калия и натрия. Для всех разновидностей золотоносных гранитоидов характерны: преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, низкая железистость биотита, присутствие магнетита в повышенных количествах. Благоприятны гипабиссальный уровень глубинности и слабая эродированность плутонов.

В настоящее время общепризнанным является вывод о том, что калий-натровое отношение в гранитоидах неуклонно повышается по мере эволюции магматических структур при орогенезе. Одновременно с повышением калиевости и общей щелочности гранитоидных ассоциаций в них и связанных

с ними гидротермальных продуктах возрастает роль F, B, Sn, W, Mo, Be, редких земель, а перспективы на золото сокращаются (Маракушев, 1978, 1979).

Натровый тип щелочности характерен не только для продуктивных на золото гранитоидов. Существенно натровыми являются также флюиды газовой-жидких включений в минералах продуктивных минеральных ассоциаций, а в рудах отмечается прямая корреляция золота с натрием, а серебра преимущественно с калием (Моисеенко, 1977; Шило и др., 1988). При этом калий-натровое отношение закономерно увеличивается от месторождений малосульфидной формации в геосинклинальных складчатых толщах к убогосульфидным близповерхностным, локализованным в структурах мезо-кайнозойской ТМА (Шило, 1976). От нижних к верхним горизонтам месторождений доля натрия в газовой-жидких включениях закономерно уменьшается, а калия увеличивается. Отмеченные закономерности установлены почти на всех месторождениях Приамурья.

Пространственная связь золотого оруденения Центрального Алдана со щелочными, в т. ч. высококалиевыми породами, не согласуется с приведенными данными. Э. П. Изох (1978) указывает на возможную связь оруденения с натровыми гранитоидами диорит-гранодиоритовой формации, пространственно тесно ассоциирующими со щелочными породами.

Приведенные данные убеждают нас в том, что для выявления продуктивных на золотое оруденение гранитоидов необходимо учитывать тип щелочности. Анализ щелочности гранитоидов дальневосточного региона произведен по золотоносным областям по простому соотношению массовой доли (в процентах) окислов калия и натрия.

В Алданской ЗП выделяется три основных формационных группы мезозойских субвулканических интрузий: монцонит-сиенитовая, диорит-гранодиоритовая и лейцит-щелочносиенитовая (Максимов, Угрюмов, 1971). Первая группа пород характеризуется в основном натровым типом щелочности при незначительном превышении натрия над калием ($K_{\text{щ}} = 0,8-1$). Вторая группа - это типично натровые породы с $K_{\text{щ}} = 0,5-0,6$. Третий (щелочной) комплекс пород является типично калиевым с $K_{\text{щ}} = 1,1-1,5$, редко $1,7-1,8$. Суммарное содержание окислов калия и натрия названных комплексов составляет соответственно 6-8; 3-6 и 10-15%. Все три типа пород проявлены совместно. Оруденение чаще ассоциирует с монцонит-сиенитовой и лейцит-щелочносиенитовой формацией.

В Становой ЗП широко развиты мезозойские гранитоиды характеризуются натровым типом щелочности с $K_{\text{щ}} = 0,5-0,7$, что указывает на значительное преобладание натрия над калием, при $K_2O+Na_2O=7-8\%$. Массивы существенно калиевых гранитоидов с $K_{\text{щ}} = 1,1-1,2$ проявлены сравнительно редко. Золотоносность зоны Становика-Джугджура преимущественно ассоциирует с натровыми гранитоидами.

В Северном Приохотье преобладают (особенно в восточной части) калиевые гранитоиды с $K_{\text{щ}} = 1-1,5$, а натровые ($K_{\text{щ}} = 0,7-0,9$) и калий-натровые ($K_{\text{щ}}$ близок к единице) количественно подчинены. Существенно калиевые гранитоиды слагают крупные массивы, такие как Этанджинский, Кютепский, Некский, Делькю-Охотский, Эсхил, Архимед, Тас-Кыстабырский, Гырбинский, и др. Калиевые гранитоиды развиты в междуречье Ульбея-Иня. В западной части Приохотья еще в пределах вулканогена выделяются сравнительно не-

большие массивы натровых ($K_{\text{ц}} = 0,5-0,7$) гранитоидов. На удалении от Охотского срединного массива и вулканогенов (Ульинского и Кава-Ямского), уже в пределах складчатых пород верхоянского комплекса, также преобладают существенно калиевые граниты с редкометалльной металлогенической специализацией. Такая «двойственность» щелочности гранитоидов со смещением в сторону калия коррелирует со смешанным характером оруденения, представленным преимущественно золото-серебряным, серебряным и редкометалльно-серебряным с золотом типами.

В Буреинской ЗП максимумы золотоносности ассоциируют с натровыми сериями гранитоидов. Так, меловые интрузии гранитоидов Гонжинского выступа являются существенно натровыми ($K_{\text{ц}} = 0,8-0,9$). В Мамыньском выступе наряду с натровыми развиты и калиевые гранитоиды ($K_{\text{ц}} = 1,26-1,43$).

Южноверхоянская золотоносная зона в своей осевой части практически амагматична, а с востока окаймляется серией крупных гранитоидных массивов мелового возраста (Тарбаганахский, Уэмляхский, Большой Карский, Акапский). Небольшие по размерам массивы выделяются также в южной (Мурамнинский) и северной (Средне-Халыинский, Курумский, Дибинский) частях зоны. Крупные массивы сложены гранитоидами с переменным типом щелочности ($K_{\text{ц}} = 0,8-1,2$), а малые - натровыми породами ($K_{\text{ц}} = 0,8$), в отличие от расположенных восточнее калиевых ($K_{\text{ц}} = 1,1-1,4$), специализированных преимущественно на редкие металлы (Кютепский и другие массивы).

В Джагдинской ЗП нет ясности в вопросе о связи золотоносности с типом щелочности интрузивных пород. Многочисленные крупные массивы мелового возраста здесь представлены калиевыми ($K_{\text{ц}} = 1,12-1,39$) редкометалльными гранитоидами. Повышенная натровость ($K_{\text{ц}} = 0,7-0,8$) отмечается для раннемеловых гранитов Токоланского, Олгаканского, Алаканского массивов и для некоторых позднемеловых малых массивов диоритов и порфировых пород среднего состава. Существенно натровыми являются пострудные дайковые породы, широко развитые на рудных полях. Смешанный тип щелочности ($K_{\text{ц}}$ близок к единице) отмечается у палеозойских (?) гранитоидов Ингаглинского массива.

В Сихотэ-Алинской ЗП картина весьма закономерная, она заключается в том, что в Центральном Сихотэ-Алине развиты калиевые гранитоиды, с которыми связано редкометалльное оруденение, а на Восточном, Северном и Западном - натровые либо натрово-калиевые, с ними ассоциирует золотая и золото-серебряная минерализация. Существенно натровые гранитоиды ($K_{\text{ц}} = 0,5-0,9$) слагают небольшие преимущественно диоритовые массивы во многих золотоносных районах. Натровыми являются трахидациты Белогорского нека. Преимущественно калиевые гранитоиды слагают Бекчиульский и другие массивы Нижнеамурского района. К западу от р. Амур и Лимурчанского разлома до Малого Хингана и Туранского выступа, где практически отсутствует золотоносность, развиты преимущественно калиевые гранитоиды (меловые), редко калий-натровые.

В южной части Сихотэ-Алиня гранитоиды натровых серий преимущественно развиты в Бикино-Самаргинской зоне и на крайнем юге. В этих структурах отмечаются гранитоиды с максимальными значениями натровости ($K_{\text{ц}} = 0,75-0,5$). В 70% случаев массивы натровых гранитоидов совпадают с

такowymi магнитных гранитов. Калиевые серии гранитоидов ($K_{\text{ж}} > 1$ и $K_{\text{ж}} \gg 1$) проявлены в осевой части Южносихотэ-Алинского свода в оловоносных районах. В резко подчиненном количестве здесь отмечаются слабонатровые ($K_{\text{ж}} = 1-0,75$) и совсем редко натровые гранитоиды ($K_{\text{ж}} = 0,75-0,5$).

Приведенные данные позволяют сделать некоторые общие выводы. 1). В целом подтверждаются представления исследователей о приуроченности собственно золотого оруденения к гранитоидам натрового типа щелочности. 2). С гранитоидами смешанного типа щелочности в регионе ассоциирует золото-серебряное и золото-серебро-редкометалльное оруденение. 3). Основной вывод, согласующийся с данными А. А. Маракушева (1979), сводится к тому, что характер оруденения во времени изменяется по мере эволюции магматического очага. С ранними натровыми гранитоидами ассоциирует собственно золотое оруденение, а с поздними калиевыми - частично золото-серебряное, а в основном золото-редкометалльное.

Некоторые статистические закономерности. По материалам В. Г. Гурвич и Н. П. Романовского (1973 г.; Романовский, 1987) проведена статистическая обработка данных по показателям α , f и $K_{\text{ж}}$ для гранитоидов Сихотэ-Алинской, Становой и Алданской ЗП и (в целях сравнения) для незолотоносной зоны Центрального Сихотэ-Алиня (Эйриш, Ахмадулин, 1984). Для получения сопоставимых данных были рассчитаны коэффициенты парной ранговой корреляции (R) по формуле Спирмена для α , f и $K_{\text{ж}}$,

$$\text{где } f = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2 + \text{FeO}}, \text{ а } K_{\text{ж}} = \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}.$$

В первом случае $R = +0,51$, во втором - $R = -0,43$. Эти данные позволяют утверждать, что между рассматриваемыми характеристиками существуют зависимости, при этом f обладает более тесной связью с α , нежели $K_{\text{ж}}$.

Кривые распределения f и $K_{\text{ж}}$, построенные отдельно для магнитных ($\alpha > 300 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$ ед. СИ) и немагнитных гранитоидов ($\alpha < 300 \cdot 10^{-6} \cdot 12,6$ ед. СИ), приведены на рис. 5.3. Для построения каждой кривой распределения использовано около 100 химических анализов, для которых имеются петромагнитные данные. Качественно анализируя эти кривые, приходим к заключению о том, что среди магнитных гранитоидов преобладают натровые ($K_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$) с коэффициентами окисленности железа $> 0,25$. Выделение их по

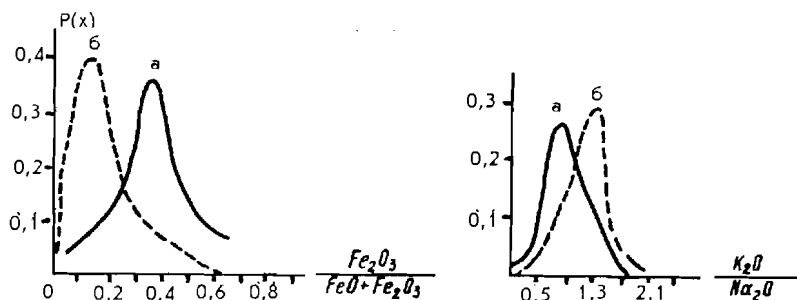


Рис. 5.3. Кривые распределения значения коэффициента окисленности железа и калий-натрового отношения для магнитных (а) и немагнитных (б) гранитоидов

этому признаку позволяет провести разбраковку гранитоидов на продуктивные и непродуктивные в тех случаях, когда они охарактеризованы петромагнитными измерениями.

Сравнительные характеристики параметров χ , f , Кщ и K_2O+Na_2O для золотоносных и незолотоносных территорий даны на гистограммах (рис. 5.4), при построении которых использовано 469 химических анализов и 402 замера χ . Магнитная восприимчивость со значениями 300 и более единиц

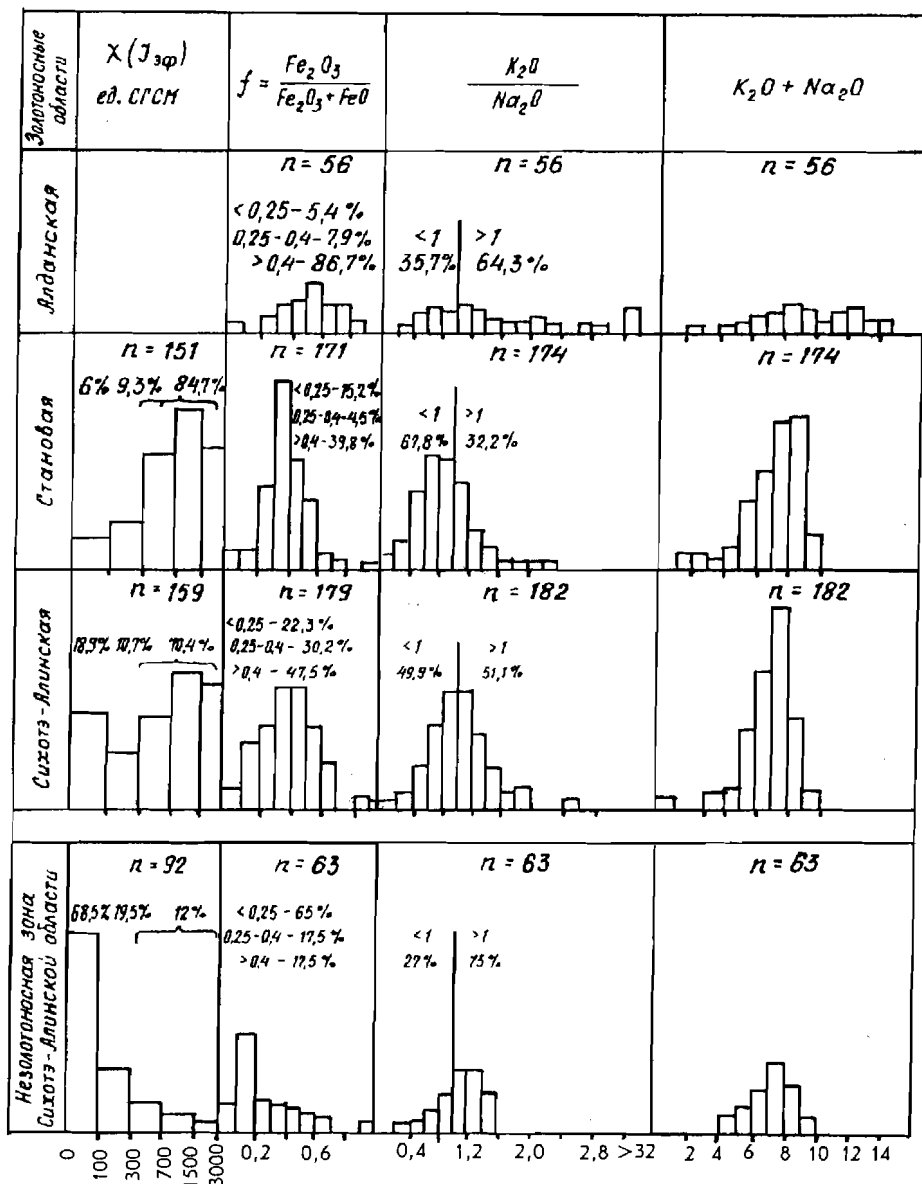


Рис. 5.4. Основные петрохимические и петрофизические характеристики мезозойских гранитоидов некоторых золотоносных и незолотоносных областей

СИ в гранитоидах золотоносных зон Сихотэ-Алиня составляет 70,4%, в незолотоносной зоне - 12%. Сходным образом изменяется f . В золотоносных зонах Сихотэ-Алиня его значения 0,25 и более составляют 77%, а в незолотоносной зоне - 35%. Менее контрастны данные по Кщ. В гранитоидах золотоносных зон количество натровых и калиевых гранитоидов примерно равно, а в незолотоносной зоне заметно существенное преимущество (73%) калиевых гранитоидов. По сумме щелочей гранитоиды золотоносных и незолотоносных зон не различаются. Различия мезозойских гранитоидов золотоносных территорий Становика и Алданского щита в сравнении с таковыми незолотоносной зоны Сихотэ-Алиня (которую мы условно считаем эталонной) еще более контрастны, в особенности по магнитной восприимчивости и коэффициенту окисленности железа. Значения калий-натрового отношения в гранитоидах Становой области значительно сдвинуты в сторону натрия, а в Алданской - в сторону калия. Следовательно, из рассмотренных металлогенических показателей важное значение при прогнозировании имеют прежде всего магнитная восприимчивость и коэффициент окисленности железа и в меньшей степени тип щелочности. Сумма щелочей значения не имеет.

В Джагдинской и Южноверхоянской ГСО, где развито домеловое (среднеюрское?) оруденение и интрузии этого возраста представлены лишь дайками порфировых пород, рассмотренные критерии оценки золотоносных районов зачастую неприменимы. В Джагдинской золотоносной зоне возникают дополнительные трудности, связанные с внедрением в золотоносные структуры заведомо более молодых, чем золотое оруденение, немагнитных калиевых гранитов мелового возраста с редкометалльной специализацией.

5.1.3. Оценка первичных условий седиментации и катагенеза

В качестве областей рудо- и флюидогенерации могут рассматриваться морские палеобассейны с глинистыми углеродистыми и сульфидоносными осадками, образовавшимися в восстановительных условиях. Такие обстановки характерны для внутриматериковых глубоководных морских бассейнов с затруднительным водообменом (эвксинский тип). В морях с хорошей аэрацией органический углерод не накапливается, а уничтожается в результате окисления. И наоборот, в бассейнах эвксинского типа из-за отравления среды сероводородом отсутствуют донные организмы, питающиеся органическим веществом, поэтому органика на дне таких бассейнов накапливается в большом количестве. Марказит и пирит в этих условиях возникают путем восстановления окислов железа при воздействии на них сероводорода. Последний образуется в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, а также при бактериальном разложении органических сернистых соединений (Фербридж, 1971; Моисеенко, Маракушев, 1987). В глинистых осадках в небольших количествах образуются и другие сульфиды: сфалерит, галенит, халькопирит и др. Палеозойские сланцы Северо-Запада Европы являются рудами. Они пиритоносны и содержат повышенные концентрации урана, мышьяка, меди, молибдена, свинца, ванадия, цинка, которые сорбировались органикой и глинистыми минералами (Гринсмит, 1981). Повышен-

ные содержания золота в современных осадках внутренних морей, в сравнении с океаническими (в мг/т), следующие (Ермолаев, Созинов, 1986):

	Терригенные илы, алевриты, пески	Известковые биогенные осадки (ракушечники, илы, алевриты)
Атлантический океан	1,3	1,5
Средиземное море	1,8	3,1
Черное море	6 (от 2 до 24)	20,4 (от 4,6 до 150)

Важнейшим фактором накопления золота в донных осадках является адсорбция. Именно она создает региональные (и даже глобальные) ареалы распространения металлоносных осадков, которые при последующей гидротермальной переработке (и метаморфизме) могут дать промышленные месторождения золота. Широко известна способность угля сорбировать золото из растворов. Сорбция золота глинистыми частицами доказана на месторождении Карлин (Хаусен, Керр, 1973). В хлоридной (и бромидной) форме золото может активно сорбироваться из вод гидроалюмосиликатами железа и марганца, вермикулитом, иллитом, монтмориллонитом, каолинитом, гетитом, пиролюзитом. Главный механизм накопления золота в углеродистых осадках - его соосаждение с сульфидами. Наиболее активно сорбирует золото пирит, меньше арсенопирит, еще меньше другие сульфиды (Ермолаев, Созинов, 1986). Процесс адсорбции обратим (Голеева, 1969). С повышением температуры может происходить десорбция, которая в случае с гумусовым органическим веществом уже наступает при катагенезе, и высвобождающееся золото мигрирует с элизионным раствором. Поэтому торф и угли содержат пониженные (против кларка) количества золота (Ясырев, Никитин, 1972). Осадки с сапропелевым типом органики, слагающие наиболее глубоководные участки морских бассейнов, сохраняют свои металлы до начала регионального метаморфизма. Прогрессивный метаморфизм черных сланцев приводит к возникновению водно-углекислых и углеродных флюидных потоков, обеспечивающих широкую миграцию микроэлементов.

Для примера рассмотрим некоторые особенности седиментации в Сихотэ-Алинской ГСО. Здесь проявлено мел-палеогеновое золотое оруденение, поэтому представляют интерес разрезы геосинклинальных толщ мелового возраста. Геосинклинальный бассейн занимал пространство к востоку от Ханкайского массива и к северу от выступов древних пород в Южном Приморье. Кроме того, предполагается существование в мелу поднятия (вероятно, подводного) в ЮВ части современного побережья. Таким образом, в нижнем мелу существовал морской бассейн в виде залива, открытого к океану на севере и СВ. Осевая часть прогиба проходила по оси нынешнего Южноприморского сводового поднятия. Судя по имеющимся разрезам, нижнемеловые отложения представлены преимущественно терригенными песчано-глинистыми образованиями, мощность которых закономерно увеличивается с юга на север от 0 до 10, 3 км. Процент содержания глинистых пачек в разрезах пропорционален их мощности, он изменяется от 15 до 35% и лишь в Арму-Би-

кинском междуречье аномально глинистый - 65%. Таким образом, во всех разрезах (кроме одного) песчаники резко преобладают над алевро-пелитовыми породами. Черные пиритизированные осадки, характерные для внутриконтинентальных морских бассейнов, практически отсутствуют. Углеродистые сланцы и аргиллиты (с сапропелевым типом ОВ) развиты лишь в Западноприморской зоне (решетниковская, поспеловская свиты) перми, частично в кембрийских отложениях вознесенской зоны (шунгитовые сланцы). Графитовые породы известны в Западноприморской зоне. Даже в названных комплексах углеродистые сланцы составляют небольшую долю общего разреза, в отличие от районов классического развития черносланцевых толщ (Бодайбинский, Джагдинский, Южноверхоянский), где эти толщи, обладая большой мощностью, распространены на обширных территориях и с ними регионально ассоциирует золотоносность.

Таким образом, в качестве рудогенерирующих в районе могут рассматриваться лишь некоторые палеозойские свиты Западноприморской зоны, отдельные части разрезов нижнего кембрия в обрамлении Ханкайского массива и нижнемеловые алевро-пелитовые толщи наиболее прогнутой части геосинклинального трога. Кроме этого, к ним могут быть отнесены вулканоплутонические комплексы основного состава, изначально содержащие повышенные количества золота.

В отличие от Сихотэ-Алинской ГСО, продуктивные золоторудные системы Джагдинской ЗП и Южноверхоянской зоны развились во внутриматериковых бассейнах. Их отложения обогащены ОВ сапропелевого типа, отдельные толщи содержат сингенетичные сульфиды. Резко аномально обогащены углеродистым веществом миогеосинклинальные комплексы хинганской серии. Здесь важно подчеркнуть, что углеродистое вещество, например в Джагдинской зоне в контурах золотоносных районов, несомненно перемещалось в процессе тектогенеза и накапливалось в куполовидных антиклиналях и иных структурных ловушках по принципу локализации нефти. Особенно ясно это видно в Ниманском, Афанасьевском, Харгинском и Унгличиканском районах, где ареалы золотоносности пространственно совмещены с региональными аномалиями углеродистых пород в периклинальных замыканиях куполовидных структур.

5.1.4. Роль микроорганизмов в отложении золота

Самородное золото в экзогенных образованиях резко отличается своими более крупными размерами от золота эндогенных месторождений. Как было показано ранее Хэйкоком, в рудных месторождениях Канады 85% самородного золота имеет размеры менее 0,1 мм. Впоследствии многие исследователи подтвердили справедливость вывода Хэйкока о преобладании тонкого золота в рудах в целом для эндогенных месторождений мира. Тонкодисперсное золото особенно характерно для сульфидных руд, месторождений карлинского типа и проявлений вулканогенной формации. Так, в рудах месторождения Карлин 86% золота имеет размеры порядка 5 мкм и только 8% - около 30 мкм.

В сульфидных рудах разных месторождений мира обычно доминируют выделения золота крупностью 1-3 мкм.

В Приамурье детально изучалась минералогия золота Покровского рудного месторождения сотрудниками АмурКНИИ ДВО РАН (Г. И. Туговик, В. Г. Моисеенко, А. И. Дементьенко, В. И. Кирасирова), Института геохимии СО АН СССР (С. И. Прокопчук), геологами ЦНИГРИ, специалистами Дальгеологии и Амургеологии. По материалам этих авторов составлена сводная таблица крупности рудного золота Покровского коренного месторождения и проведено сравнение с крупностью россыпного золота в месторождениях ключей Сергеевский и Пролетарский (рис. 5.5), размывающих это рудное поле. Из

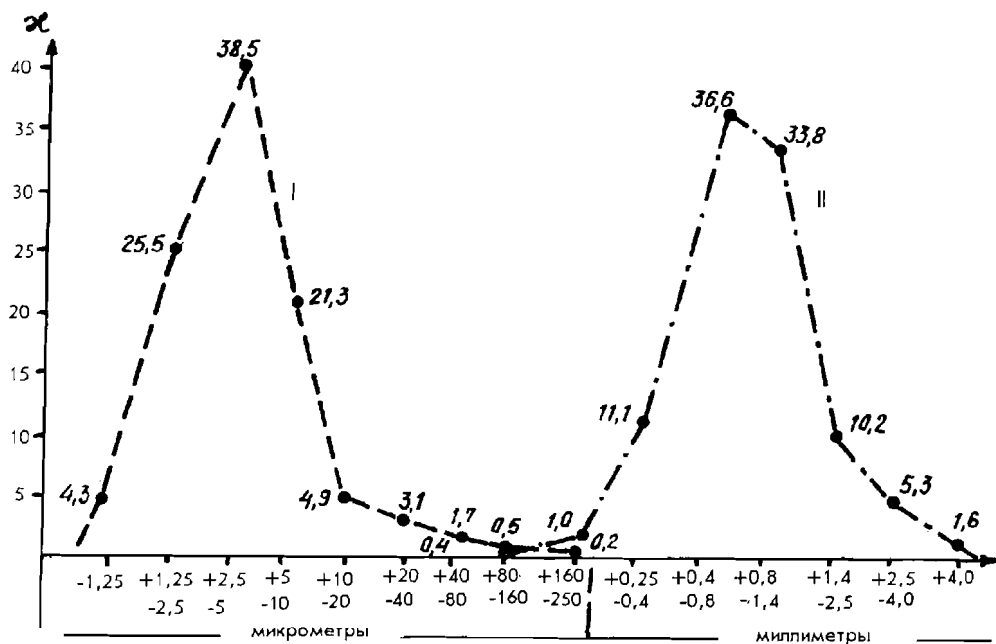


Рис. 5.5. Крупность золота Покровского рудного месторождения (I) и Покровского (кл. Сергеевский) россыпного месторождения (II)

приведенных данных видно, что в рудах Покровского месторождения 85,3% золота имеет размеры +1,2 - 10 мкм, а золото более 0,25 мм не установлено. В то же время в россыпном золоте месторождения кл. Сергеевский фракция -0,25 мм составляет всего 1,4%. С учетом приведенных материалов можно утверждать, что в рудах Покровского месторождения золотины крупностью - 2,5...+0,4 мм в лучшем случае составляют 0,05%, а в россыпи кл. Сергеевский, формирующейся за счет размыва этого месторождения, фракция золота крупностью - 2,2... +0,4 мм составляет 80,5%. Ранее сульфидное руденение содержит 99,8% золотины размером порядка 1,5 мкм, в метасоматически измененных породах таких золотины 70%, в образованиях дорудной стадии - 80% и пострудной - 87% (данные С. И. Прокопчука и Г. И. Туговика, 1995 г.).

В пределах рудного поля и за его пределами в меловых гранитах нередко наблюдаются прожилки адуляр-кварцевого состава. В. И. Кирасирова

выполнила минералогический анализ протолок этих гранитов и установила наличие пленочных и скелетных выделений, а также хорошо ограненных кристаллов золота размером до 30 мкм. Таким образом, для Тыгда-Улунгинского золотоносного узла крупное рудное золото является большой редкостью. В то же время здесь широко развиты россыпи золота, которые по размерам золотин несомненно резко уступают россыпям, к примеру, Центрально-Центральноколымского района, но в среднем крупность золотин в россыпях Тыгда-Улунгинского узла в 150-200 раз больше крупности выделений рудного металла на рассматриваемой территории.

Сравнение такого рода наглядно иллюстрируется при сопоставлении гранулометрии золотин россыпи кл. Сергеевский с таковыми Покровского рудного месторождения. В рудах Покровского месторождения средневзвешенный размер золотин 6,7 мкм, а в Сергеевской россыпи - 115 мкм. Следовательно, крупность золотин в россыпи, лежащей на Покровском месторождении, в 166 раз больше рудных выделений этого металла.

Известно, что в зонах окисления золоторудных месторождений, т. е. в экзогенных условиях, часто обнаруживается новообразованное крупное золото и самородки (Н. М. Альбов и др.). Так, в зоне окисления Харгинского месторождения (Джагдинская провинция) в приповерхностной зоне руды богаче, золото крупнее и высокопробнее, чем на глубоких горизонтах. Содержание золота в руде на глубине 100 м - 20 г/т, 50 м - 50 г/т, а близ поверхности - 280 г/т. Аналогичная картина наблюдалась нами на Токурском месторождении. Подобные особенности широко описаны в литературе и носят глобальный характер (Моисеенко, Маракушев, 1987).

Предположение об экзогенном генезисе самородков золота высказывалось еще в прошлом веке, но только с внедрением в геологию микрзондового анализа однозначно было доказано, что часть самородков золота и более мелких золотин образовалась в россыпях, корах выветривания и зонах окисления рудных месторождений. Для выяснения условий образования золота в россыпях нами проводилась температурная декрепитация золота и изучался состав газовых и солевых включений. Проанализировано несколько сотен проб. Оказалось, что две трети из них имеют низкую температуру декрепитации - от 30 до 90° С. При этом получены данные, что в экзогенных условиях новое золото образуется в результате укрупнения эндогенных золотин либо в виде нового зарождения зерен высокопробного золота. Это подтверждается принципиальными различиями состава газовых и солевых включений в золоте низкотемпературных и высокотемпературных интервалов минералообразования. Например, в ГЖВ низкотемпературного золота отсутствует сера, что противоречит мнению о переносе золота в виде тиосульфатных комплексов.

В то же время состав ГЖВ в части золотин россыпей указывает на возможное участие бактерий в экзогенном образовании золота. С целью проверки этого предположения было изучено золото из разных горизонтов Токурского месторождения и из россыпи, образовавшейся в результате размыва этого месторождения. Концентрирование золота в зоне окисления наблюдается практически во всех жилах этого месторождения, часть этого золота имеет экзогенное происхождение. Небольшое его количество отмечается

даже на глубине 330 м от поверхности. Доля экзогенного (чаще полигенного) золота из россыпи, судя по декрептограммам, значительно выше в сравнении с окисленными рудами. На золотилах из россыпей часто видны высокопробные оболочки. Необычные формы гипергенного золота (причудливые нитевидные образования, дендриты и др.) были обнаружены как в зоне окисления, так и в россыпях (рис. 5.6).

Сходные данные были получены при изучении золота глубокозалегающей (10-12 м) Нагиминской россыпи (бассейн среднего течения р. Зeya), приуроченной к охристым песчано-глинистым образованиям олигоценового возраста. Толща сформировалась в результате размыва зоны окисления руды золото-сульфидно-кварцевой формации. В россыпи золото мелкое, его проба 943-982. По данным декрепитации в золоте Нагиминской россыпи начало газовыделения фиксируется при температуре 60°C. По разрезу мощностью до 71 м проба золота с приближением к поверхности закономерно возрастает. Химизм ГЖВ различных температурных интервалов различный (табл. 5.1). В низкотемпературных включениях фиксируются более высокая доля азота и более окислительная атмосфера, что естественно, так как это золото находится близ поверхности земли. В составе углеводородов в этих ГЖВ также больше ненасыщенных и разветвленных углеводородов (табл. 5.2).

Таблица 5.1

Состав газовых включений в россыпном золоте при различных температурах декрепитации

Газ	80-220°C		220-570°C	
	мг-экв/кг образ.	г-экв. %	мг-экв/кг образ.	г-экв. %
H ₂	-	-	1,720	40,90
N ₂	0,067	19,31	0,040	1,16
CO	0,044	12,68	0,205	5,95
CO ₂	0,236	68,01	1,309	38,02
H ₂ O	10,31	-	25,603	-

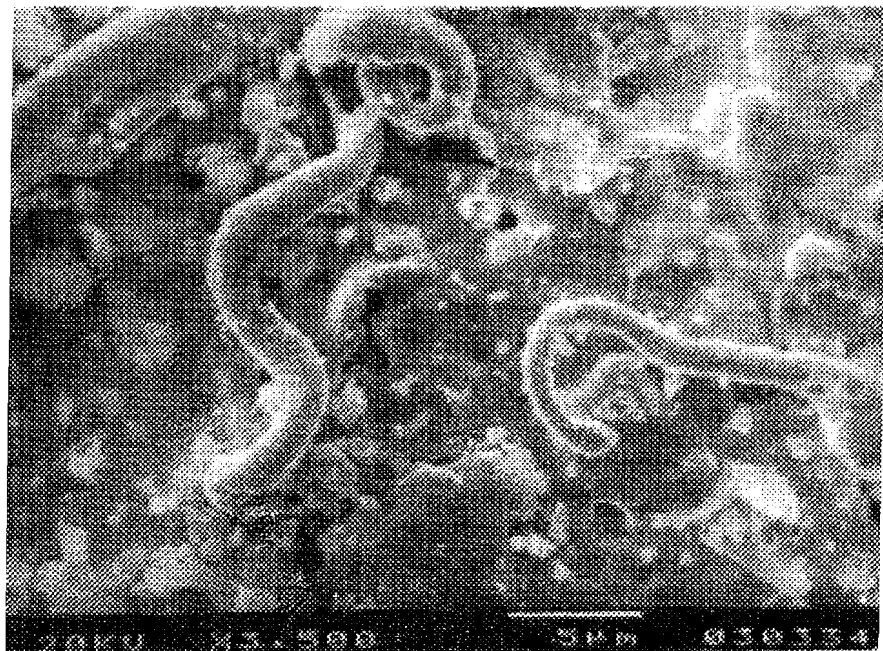
За последние 20 лет опубликован ряд исследований, свидетельствующих о взаимодействии живых организмов с золотом (Моисеенко, Маракушев, 1987). Выявлена способность некоторых растений и живых организмов к накоплению золота на поверхности клеток, между ними и внутриклеточно. Показано, что взаимодействие бактерий с самородным золотом приводит к внутриклеточному накоплению

Таблица 5.2

Состав углеводородов ГЖВ золота Нагиминской олигоценовой россыпи (бассейн р. Зeya)

Компонент	80-260°C			260-570°C		
	мг/кг образ.	мг-экв/кг образ.	экв. %	мг/кг образ.	мг-экв/кг образ.	экв. %
CH ₄	0,056	0,0035	29,66	0,434	0,0271	66,42
C ₂ H ₄	0,048	0,0017	14,41	0,215	0,0077	18,81
C ₂ H ₆	Сл.	-	-	0,059	0,0020	4,90
C ₃ H ₆	0,121	0,0040	33,90	1,127	0,0030	7,35
C ₃ H ₈	Сл.	-	-	Сл.	-	-
изо-C ₄ H ₁₀	0,135	0,0024	20,34	0,029	0,0005	1,23
n-C ₄ H ₁₀	0,011	0,0002	1,69	0,026	0,0005	1,23
Σ	0,371	0,0118	100,0	0,890	0,0408	100,0

а



б

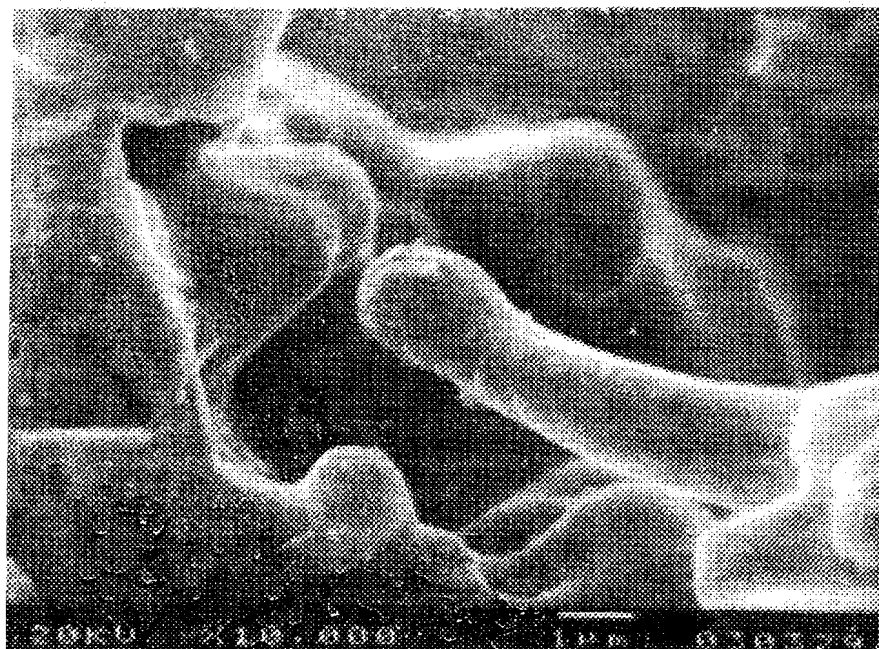


Рис. 5. 6. Сканирующая электронная микрофотография биогенного золота (микрофоссилии): увеличение 3500 (а) и 10000 (б) раз (кл. Широкий, Октябрьский прииск)

металлического золота с величиной частиц 1-2 мкм. Исследования показали, что микроорганизмы способны адсорбировать коллоидное золото из глинистых золотоносных руд и золото-мышьяковистого сульфидного концентрата. Изучение механизма взаимодействия бактерий с коллоидными частицами благородных металлов имеет важное значение для понимания роли биогенных факторов при формировании рудных месторождений и россылей. Многие исследователи предполагают, что в биохимической миграции золота существенную роль играют процессы растворения, коллоидообразования, аккумуляции клетками и осаждение на биогеохимических барьерах (Минеев и др., 1972; Никитин и др., 1986; Овчаренко и др., 1985).

В связи с указанными проблемами одним из авторов была исследована биогеохимическая система золоторудного месторождения Токур и россыпи, образовавшейся от его размыва. Бактерии выращивались на средах, учитывающих вещественный состав золотовмещающих пород. В качестве природных штаммов выбраны частицы золота различной степени дисперсности. Были приготовлены гидрозолы коллоидного золота по методикам G. Freus, M. Moevmaus, G. Daniels (Моисеенко, Маракушев, 1987), взаимодействие бактерий с которыми проводилось при 20° С. В результате обнаружен ряд бактериальных штаммов, способных взаимодействовать с коллоидным золотом: 1) адсорбция на поверхности клеточной стенки без укрупнения; 2) адсорбция на поверхности стенки с укрупнением и последующим осаждением крупной золото-бактериальной массы; 3) флокуляция частиц без заметной сорбции на поверхности клетки. Подсчет бактерий в 1 г породы показал хорошую положительную корреляцию между количеством бактерий и концентрацией золота, крупностью и пробностью золота. Такая корреляция свидетельствует о том, что бактерии эффективно улавливают коллоидные частицы в рудничных водах. Одновременное повышение пробности золотин указывает на рекристаллизационный характер укрупнения.

Характерным микроорганизмом, присутствующим практически во всех пробах с высокой концентрацией золота, оказалась аэробная грамм-положительная бактерия *Micrococcus luteus*. Связывание частиц золота бактериями носит двухфазовый характер. Третья часть бактерий обладает более высоким сродством к частицам золота, остальные - более низким. В отсутствие кислорода количество связанного золота заметно уменьшается, что подтверждает существование двух механизмов адсорбции: первый - обычная хемосорбция на поверхности клеточной стенки, второй - адсорбция, связанная с процессом окислительно-восстановительных превращений золота. Эти механизмы требуют дальнейших исследований, однако ясно, что бактерия *Micrococcus luteus* может играть важнейшую роль в процессах биогеохимической миграции золота. Присутствие этой бактерии может указывать на высокое содержание золота в породе месторождения, т. е. служить поисковым признаком. Среди бактерий, выделенных из различных горизонтов Токурского месторождения, весьма интересными оказались виды *P. stutreri* и *V. cereus*, присутствующие в породах с высоким содержанием золота и способные резко изменять агрегативную устойчивость золя золота (Моисеенко, Маракушев, 1987). Конечным итогом взаимодействия бактерий с коллоидным золотом является образование тяжелой золото-бактериальной массы,

которая осаждается из раствора. Весьма характерным является концентрирование коллоидного золота в местах межклеточных контактов.

Выделяется четыре стадии преобразования золота, в которых участвуют различные микроорганизмы. 1). Разрушение и вынос золота из руды. Бактерии (грибы) участвуют в процессе биохимического разрушения минералов. На этом основано развитие технологии бактериального вскрытия золота в сульфидных концентратах (Пивоварова и др., 1986). 2). Освобожденное тонкое золото подвергается прямой микробиологической атаке, в результате чего оно переходит в растворенное состояние. Микроорганизмы выступают как продуценты подходящих лигандов и как катализаторы окисления. 3). Образование коллоидных частиц. 4). Гетеротрофные бактерии в зоне гипергенеза укрупняют и осаждают частицы коллоидного золота, переносимые в растворе. При этом происходят перекристаллизация частиц и увеличение пробы золота. В ряде случаев эндогенное мелкое золото может обрастать новообразованным высокопробным золотом (рис. 5.7). В этой золотой оболочке



Рис. 5.7. Кайма высокопробного биогенного золота. Увеличение 150 раз (кл. Широкий, Октябрьский прииск)

содержится существенная примесь железа (рис. 5.8) и практически полностью отсутствует серебро, которое для большинства бактерий является сильным токсическим элементом и биологически отторгается бактериями в процессе их взаимодействия с золотом. Железо в экзогенных условиях (как и в эндогенных) проявляет четкую корреляцию с золотом.

При исследовании россыпи, образовавшейся от размыва Токурского месторождения, А. Н. Ковалевская обнаружила, что количество бактерий на 1 г породы по сравнению с верхним горизонтом зоны окисления возрастает и меняется видовой состав бактерий. Этот факт согласуется с увеличением

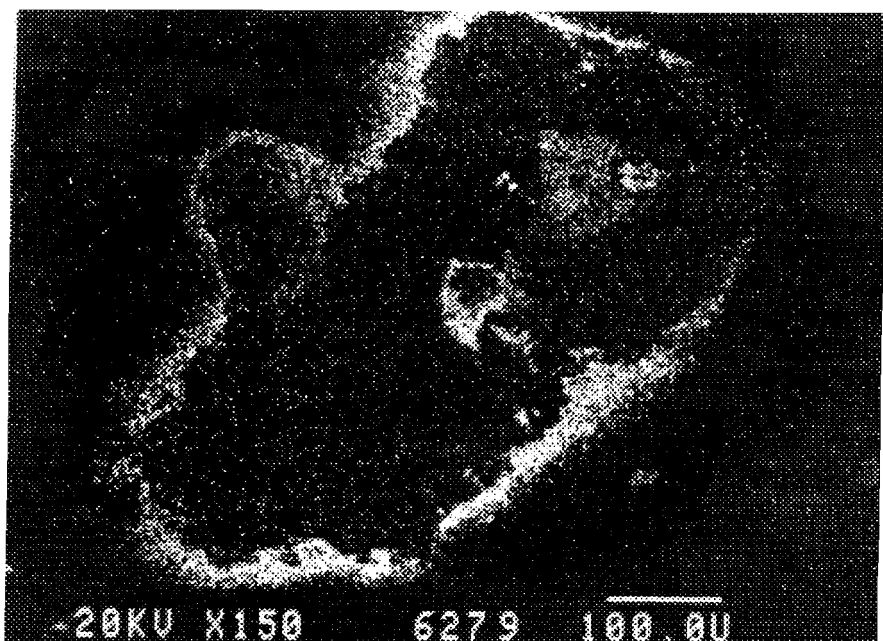


Рис. 5.8. То же зерно золота, что и на рис. 5. 7, но в лучах железа. Высокопробная оболочка содержит примесь железа, в ней практически полностью отсутствует серебро

размеров золотинок в россыпи. В Нагиминской глубокозалегающей россыпи преобладают слизеобразующие бактерии, обладающие ярко выраженной флокулирующей способностью. Предполагается, что высокопробное золото этой россыпи имеет биогенное происхождение. На это косвенно указывает состав углеводов ГЖВ (табл. 5.2).

В заключение отметим, что роль микроорганизмов в биохимическом рудообразовании до сих пор недооценивается, в основном из-за сложности проблемы. Имеющиеся данные позволяют предположить, что биохимические процессы в геологической природе происходят повсеместно и с большой скоростью. Известны случаи замещения металлических предметов (гвоздей и пр.) окислами железа и золотом, обогащения золотом и платиной костей и зубов мезозойских рептилий. Есть основания полагать, что это «козники» бактерий.

5.1.5. К вопросу о связи золотого оруденения с метаморфизмом

Теория метаморфогенного рудообразования, как известно, основана на представлении, что при метаморфизме, охватывающем громадные объемы пород, высвобождаются растворы, которые заимствуют из пород рудные элементы и отлагают их на путях следования на геохимических барьерах. Действительно, при диагенезе и метаморфизме осадочных и других пород

высвобождается огромное количество поровых кристаллизационных вод. Особенно много нагретых растворов выделяется в условиях зеленосланцевой и при переходе ее к эпидот-амфиболовой фации. Вода высвобождается при переходе каолинита в серицит, при образовании хлоритоида, граната и других минералов за счет хлорита, антигорита и т. д. Экспериментальные работы (Белевцев, 1979) показали активный вынос рудных элементов из песчаников, алевролитов и аргиллитов при температуре до 300° С и давлении 300 бар в различных средах. При дислокационном метаморфизме выделяется из аргиллитов до 33 л воды на 1 м³ породы, а из гранитов за счет газовой-жидких включений - до 7, 5 л/м³ (Блох, 1978). Изучение прожилковых образований альпийского типа свидетельствует о переотложении огромных масс породобразующего вещества и рудогенных элементов (Шахов, 1964; Эйриш, 1981).

В рассматриваемом регионе золотоносность пространственно ассоциирует с метаморфическими комплексами двух типов: в геосинклинальных складчатых областях с прогрессивно и зонально метаморфизованными образованиями и на щитах с зонами диафоритов. Наиболее широко метаморфизованные породы развиты в Джагдинской ЗП, где золотоносность локализована в куполовидных антиклиналях, сложенных неравномерно метаморфизованными (от цеолитовой до эпидот-амфиболитовой фации) геосинклинальными комплексами. Степень метаморфизма пород соседних куполовидных антиклиналей обычно разная, распределение метаморфических фаций в общих чертах зональное. Эти различия в степени метаморфизма объясняются неравномерностью метаморфизма пород куполовидных структур в целом и их отдельных участков и различиями в эрозионном срезе структур. Интересной особенностью Джагдинской зоны является корреляция пробы золота, крупности выделений и химической чистоты металла рудных (и россыпных) объектов со степенью метаморфизма вмещающих пород. Это обстоятельство, а также широкое развитие на рудных полях (и за их пределами) метаморфогенных прожилковых образований альпийского типа и проявление более высокотемпературного оруденения в наиболее метаморфизованных породах (арсенопирит, шеелит, полевой шпат) позволило геологам (Г. В. Беляева, Г. И. Неронский, В. Г. Моисеенко - ранние работы, Л. В. Эйриш, В. А. Буряк и др.) предположить метаморфогенный генезис оруденения Селемджино-Кербинского района. В то же время имеются и альтернативные данные, свидетельствующие о более сложных связях золотого оруденения и метаморфизма либо даже об отсутствии таких прямых связей. 1). Температуры кристаллизации золота продуктивных стадий оказались практически одинаковыми (250-180° С) на месторождениях, локализованных в различных по метаморфизму породах (Моисеенко, 1974). Сходные выводы у Н. В. Котова с соавторами (1992). 2). Харгинское рудное поле располагается в породах различной степени метаморфизма, т. е. пересекает изограды метаморфизма (рис. 5.9). 3). Имеются убедительные данные о том, что в мелу и кайнозое произошли интенсивные поднятия в области Буреинского хребта с захватом структур Ниманского, Афанасьевского золотоносных узлов, в результате чего в этих районах эрозией были вскрыты наиболее метаморфизованные породы и наиболее глубинные руды. Поэтому более высокая проба золота и преиму-

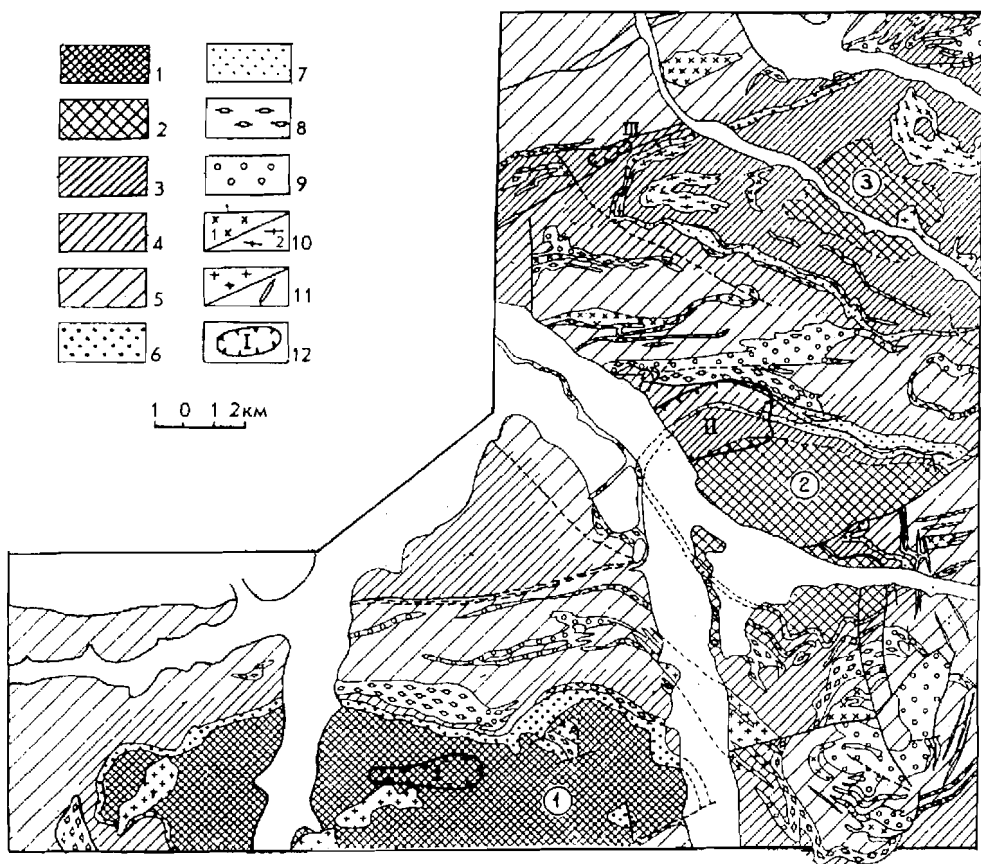


Рис. 5.9. Соотношение золотоносности и степени метаморфической перекристаллизации пород Харгинского поднятия (по Л. В. Эйришу, В. Г. Григорьеву).

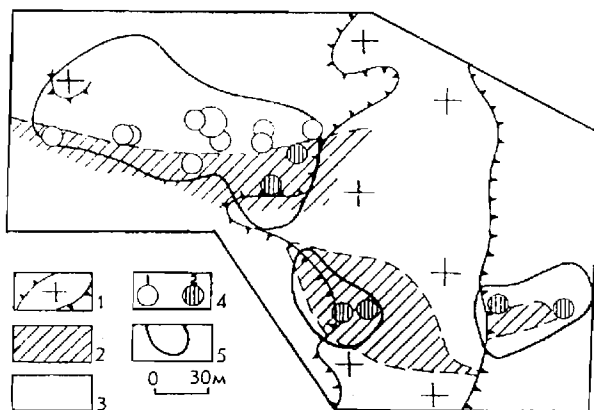
1-5 - палеозойские песчано-глинистые породы, метаморфизованные до состояния: средне- и мелкозернистых альбит-слюдяно-кварцевых сланцев (1), мелко- и тонкозернистых альбит-слюдяно-кварцевых сланцев (2), тонкозернистых слюдяно-кварцевых сланцев (3), филлитов (4), филлитизированных пород (5); 6-7 - породы эльгинского горизонта: метаморфически-зернистые зеленокаменные породы (6), афанитовые зеленокаменные породы (7); 8-9 - златоустовская интрузия: метагабброиды, превращенные в зеленые сланцы (8), метагабброиды, внешне сохранившие интрузивный облик (9); 10 - ингаглинские гранитоиды (PZ₃?) катаклизированные (1), милонитизированные (2); 11 - аплиты (K); 12 - золоторудные поля: Афанасьевское (I), Харгинское (II), Унгличканское (III)

ществленное развитие относительно высокотемпературных минералов в месторождениях этих районов - явления естественные так же, как и наличие богатых россыпей, в головках которых не найдено крупных рудных месторождений. Амплитуда поднятий Нимано-Харгинской структуры в сравнении с удаленными к западу территориями (бассейны р. Челогор и др.) оценивается в 3 км. Кроме того, известно, что оруденение с крупным и высокопробным золотом пространственно связано в регионе с ареалом развития пострудных меловых гранитных интрузий, под влиянием которых золото в рудах укрупняется и облагораживается (Моисеенко, 1965). 4). Не везде соблюдается общая закономерность об увеличении пробы золота с увеличением метамор-

физма вмещающих пород (рис. 5.10). Так, в пределах восточной части Кербинского золотоносного района, где развиты слабо метаморфизованные породы, проба золота преимущественно высокая - 900-943. 5). В рассматриваемом регионе имеются обширные площади развития слабо метаморфизованных геосинклинальных комплексов, в том числе и «черносланцевых» (в Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской, Южно-Верхоянской ГСО), в которых золотоносность не проявлена, но имеется иное оруденение - ртутное, редко-металльное, полиметаллическое. 6). В Джагдинской ЗП и других структурах геосинклинальных складчатых областей золоторудные месторождения залегают в породах различной степени метаморфизма, причем подавляющее большинство их, в том числе наиболее продуктивные, локализуются в наименее метаморфизованных породах. Это подтверждает представление авторов об удаленности областей генерации метаморфогенных флюидов от структур локализации золотого оруденения.

Рис. 5.10. Соотношение пробы золота, метаморфизма пород (PR-PZ?) и мелового интрузивного магматизма в Селемджинно-Кербинском районе.

1 - зоны интенсивного развития меловых гранитов (структуры глубинного разуплотнения); 2 - 3 - породы зеленосланцевой (2) и филлитовой фаций метаморфизма (3); 4 - проявления золота с пробой преимущественно: 700-800 (1), 800-940 (2); 5 - контуры золотоносных районов



Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что вопрос о промышленном «метаморфогенном оруденении» является сложным. Главное затруднение в том, что представления о метаморфогенном золотом оруденении Джагдинской зоны трудно использовать при конкретном прогнозировании. Наиболее полезными при этом оказываются структурные, магматические, геоморфологические и другие факторы. Как известно, теория метаморфогенного рудообразования применительно к гидротермальным рудным месторождениям критикуется прежде всего в плане бездоказательности интенсивного (до нескольких порядков) концентрирования рудных элементов, в особенности золота в сравнении с исходными метаморфизующимися породами. Данные же о перемещении и переотложении при метаморфизме огромных масс нерудного материала являются неоспоримыми. Проблема накопления золота, по-видимому, может быть решена путем изучения адсорбции благородного металла из метаморфогенных вод на физико-химических барьерах (углеродистых, сульфидных, карбонатных и др.).

Исследования последних десятилетий свидетельствуют о том, что рудоносные флюиды могут быть продуктами глубинных процессов преобразования (метаморфизма, плавления и пр.) вещества субдуцирующих литосферных

плит (Файф и др., 1981), и в этом смысле любые гидротермальные рудные месторождения геосинклинальных складчатых областей и зон ТМА являются метаморфогенными. Обезвоживание погружающихся пород сопровождается формированием флюидов, достигающих со временем концентрации рассолов. Эти флюиды гидростатически просачиваются вверх в области пониженных давлений и в борьбе с литостатическим давлением формируют на своем пути трещиноватость и структуры изгиба. Здесь следует подчеркнуть, что к типичным метаморфогенным (метаморфогенно-гидротермальным) золотым рудам относятся объемные «стратиформные» прожилково-вкрапленные образования (сухоложский тип), обычно залегающие в слабометаморфизованных пиритизированных углеродистых породах, обладающих экранирующими свойствами. Этот тип бедных руд контролируется антиклиналями, часто куполовидными. В ядрах таких структур отмечаются складки течения, свидетельствующие о пластическом движении вещества в результате явлений диапиризма (Эйриш, 1981). Гипсометрически выше прожилково-вкрапленных руд обычно развиты крутозалегающие золото кварцевые жилы, зачастую с богатым содержанием золота. Такая модель месторождения с бедным прожилково-вкрапленным золотым оруденением хорошо увязывается с данными У. Файфа с соавторами (1981), которые показали, что на пути своего следования к земной поверхности рудоносные флюиды встречают экранирующие комплексы пород и накапливаются под ними в течение значительного геологического времени. Напор флюидов настолько велик, что они способны производить трещиноватость в экранирующей толще, просачиваться в латеральном направлении вдоль напластования и, вероятно, формировать на этом этапе прожилково-вкрапленное оруденение. В итоге флюиды преодолевают экранирующую толщу и проникают вверх по вновь образованным вертикальным разломам до следующего экрана и т. д.

Приведенные соображения, основанные на мобилистских представлениях о механизме вещественных превращений в коре и мантии, позволяют увязать рудообразование с процессами обезвоживания метаморфизующихся пород, флюидо- и магмообразованием, понять пространственную связь золотого оруденения с типами гранитоидов повышенной основности. Солевой состав и концентрация растворов в таких условиях зависят от глубины и среды их зарождения и условий просачивания. Структурные особенности каналов просачивания и P-T-условия определяют тип минералообразования - региональный (зональный метасоматизм-метаморфизм) или локальный (околорудные изменения, оруденение). Вторым является более поздним и развивается преимущественно за пределами областей регионального минералообразования. Таким образом, зародившись на больших глубинах (десятки километров), водные растворы (рассолы), достигнув верхних уровней земной коры, производят региональный метасоматизм (зональный метаморфизм), а в конце пути на кислородных и других геохимических барьерах формируют руды. В связи с изложенным представляется неверным противопоставлять метаморфогенное (либо даже метаморфогенно-гидротермальное) оруденение гидротермальному.

Вопрос о золотоносности диафоритов, закартированных преимущественно в пределах зоны Становика в виде широких (километры) и протяженных

(сотни километров) зон, приуроченных к Становому и Монголо-Охотскому глубинным разломам (Коген, Глуховский, 1979), слабо изучен. Диафориты представлены породами эпидот-амфиболитовой и зеленослацевой фаций. Рудоносными являются пиритсодержащие кварц-актинолитовые, кварце - во-слюдяные и другие сланцы и развитые среди них линзовидные кварцевые жилы и прожилки. Последние залегают согласно со сланцеватостью пород и содержат примесь пирита и других сульфидов (до 5%), актинолита, хлорита, полевого шпата, карбоната, серицита. Доказано присутствие тонкодисперсного золота в пирите, слюдах. Кварц зачастую несет следы динамоме - та-морфизма. В дислоцированных породах жилы повторяют изгибы мелких складок. Устанавливается зависимость состава жильных минералов от такового вмещающих пород. Помимо пирита, в жилах отмечаются халькопирит и пирротин с примесью галенита, сфалерита, молибденита, шеелита. Оруденение считается древним (докембрийским), хотя указывается и на наличие мезозойского оруденения.

По данным В. Г. Ветлужских, диафориты Становика, пространственно с которыми ассоциируют наиболее продуктивные золотороссыпные районы (Сутамский, Верхнетимптонский и др.), сформировались в архее - нижнем протерозое, а в мезозое в связи с ТМА были перекристаллизованы в низкотемпературные гидротермалиты. В этих зонах золото связано не с диафоритами, а с разнообразными жильными образованиями - кварцевыми и кварц-сульфидными жилами. Золотоносными являются и околорудные породы, состоящие из кварца, хлорита, серицита, карбоната и сульфидов. Рудные и околорудные породы, в отличие от диафоритов, образовались со значительным привнесением вещества. Рудные проявления пространственно связаны со структурами раннемеловой ТМА. В. Г. Ветлужских справедливо указывает, что на участках диафоритовых зон, где мезозойская ТМА не проявилась, золотое оруденение отсутствует либо развито слабо.

5.2. ФАКТОРЫ РУДО- И ФЛЮИДОПЕРЕНОСА

5.2.1. Типы рудоносных флюидов, пути их просачивания

В регионе могли функционировать три реальных типа рудоносных гидротермальных флюидов: элизионный, метаморфогенный и магматогенный. Первый тип вод формировался в геосинклинальную (и начальную инверсионную) стадию развития палеобассейнов, когда отжатые из уплотняющихся аргиллитов элизионные гидротермальные воды, перемещаясь по пластам песчаников на большие расстояния, могли просачиваться вдоль окраин этих бассейнов, формируя на физико-химических барьерах оруденение стратиформного типа. Воды, не нашедшие выхода на поверхность, накапливались в первичных куполовидных структурах и антиклиналях и при последующих тектонических процессах перемещались вверх и по латерали вдоль разломов и зон трещиноватости по известной схеме (Файф и др., 1981). Следы этих ранних гидротермальных процессов могли не сохраниться из-за последую-

щих интенсивных тектонических дислокаций, обильных интрузивных и гидротермальных процессов. Накопление в отдельных случаях углеродистого вещества и сульфидов железа в черносланцевых толщах рассматриваемого региона в куполовидных антиклиналях и в подэкранных комплексах пород (Джагдинская ЗП, Малый Хинган, Западноприморская зона) обязано именно этому процессу.

Элизионный гидротермальный фронт - это первичный способ перемещения рудоносных флюидов и рудных компонентов. Зарождающиеся на более глубоких горизонтах метаморфогенные гидротермальные воды поступают наверх только по разломам и зонам трещиноватости, так как пористость в породах к этому времени практически отсутствует. За пределами области метаморфизма эти воды смешиваются с элизионными, а еще выше - вадозными водами. Промышленное золотое оруденение в ГСО чаще всего формируется в породах, затронутых лишь первичными метаморфическими процессами, т. е. за пределами основного флюидопроизводящего объема пород (зоны метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, субдуцирующая плита), при этом проявление метаморфогенных флюидов чистой линии, по-видимому, исключается. Во всех случаях они должны были смешиваться с элизионными и магматогенными флюидами.

И, наконец, третий, наиболее распространенный в регионе тип рудоносных флюидов - магматогенный. Совместно с интрузирующей гранитоидной магмой, либо опережая ее, эти флюиды достигают области рудолокализации (интрузивные и субвулканические купола, штоки, дайки, околотрузивное пространство). Примеров такой пространственной связи золотого оруденения с магматизмом в регионе множество.

В своих выводах о генезисе и путях следования рудоносных растворов, к сожалению, приходится основываться на предположениях. В последние десятилетия подобные вопросы обычно решаются с помощью тонких изотопных исследований палеогидротермальных флюидов (Ohmoto, 1977). На дальневосточных золоторудных объектах подобные работы фактически не проводились.

5.2.2. Глубинные разломы и очаговые структуры

В связи с работами российских ученых (А. В. Пейве, А. Н. Суворов, Ю. А. Косыгин, И. Н. Томсон, М. А. Фаворская, М. И. Ициксон, А. А. Борисов, С. И. Шерман и др.) в последние десятилетия глубинным разломам придается большое значение в тектоно-магматических преобразованиях литосферы и локализации оруденения. Глубинные разломы охватывают по глубине всю литосферу, включая и верхнюю мантию. В верхних частях зон глубинных разломов доминируют хрупкие деформации, а в нижних - пластическое течение с образованием филонитов. С глубинными разломами связываются возникновение, перемещение и размещение магматических расплавов и рудоносных флюидов. Многие глубинные разломы скрыты толщами осадков, покровами эффузивов, заняты телами интрузий либо проявлены зонами трещиноватости пород.

В зонах глубинных разломов возникают все структуры прогибания - от эвгеосинклиналей до эпиплатформенных впадин, вулканические пояса и рифты. При этом инверсия свойственна не только геосинклинальным прогибам, но и наложенным впадинам. Это очень важная особенность, так как инверсия обычно обусловлена глубинным разуплотнением и гранитообразованием, с которым может быть связано оруденение. Глубинные разломы, вдоль которых происходит инверсия прогибов, участвуют в золотом рудообразовании. Все исследователи придают большое значение поперечным (к основной складчатости) линейным структурам. Это системы глубинных разломов фундамента, заложенные на границах блоков с различными морфоструктурными планами с градиентами в физических полях. Такие разломы играют роль барьеров в размещении ареалов магматизма и могут являться рудоконцентрирующими структурами.

Для целей нашего исследования, пожалуй, наиболее важны скрытые глубинные разломы, которые в отличие от сквозных разломов, представляющих собой узкие зоны смятия и динамометаморфизма, не сопровождаются крупными разрывами. Для них характерны зоны повышенной трещиноватости, малые интрузии, дайки, будинаж, гидротермально измененные породы. Именно скрытые глубинные разломы обычно контролируют регионально проявленное оруденение.

Важнейшие разломы южной части рассматриваемого региона описали и показали на картах Л. И. Красный, М. В. Чеботарев, С. Ф. Усенко, Д. А. Кириков, Е. Б. Бельтнев, Р. Б. Умитбаев, М. В. Мартынюк и многие другие.

Наиболее полный анализ глубинных разломов региона в связи с рассмотрением его металлогении произвели М. И. Ициксон с соавторами (1960). Ими выделено четыре типа разломов: планетарные; региональные; продольные и поперечные; разломы, связанные с наложенными осадочными и вулканогенными прогибами и грабенами. Авторы пришли к выводу, что глубинные разломы имеют основное металлогеническое значение для локализации важнейших рудных районов и месторождений золота, олова, цветных и редких металлов Дальневосточного региона.

Применительно к проблеме рудного золота рассматриваемой территории металлогеническое значение имеют глубинные разломы, сопряженные с прогибами - эвгеосинклинальными, миогеосинклинальными, наложенными, краевыми и вулканогенными, авлакогенами и рифтовыми структурами, испытавшими инверсию и орогенез. Возраст глубинных разломов близок возрасту искомого оруденения. Четвертичные глубинные разломы, большинство пограничных и древних глубоко эродированных сквозных разломов, легко картируемых и выделенных на различных картах геологического содержания, могут иметь лишь косвенное металлогеническое значение. Продуктивность глубинных разломов на рудное золото зависит от уровня их эрозионного среза. В процессе орогенеза зона глубинного разлома за геологическое время испытывает поднятия, зачастую неравномерные, и поэтому один и тот же глубинный разлом на дневной поверхности может быть представлен поразному. Кроме того, отдельные разломы или части одного разлома могут изначально отличаться тектонно-магматической активностью, глубиной корней, интенсивностью проявления магматизма и гидротермальных явле-

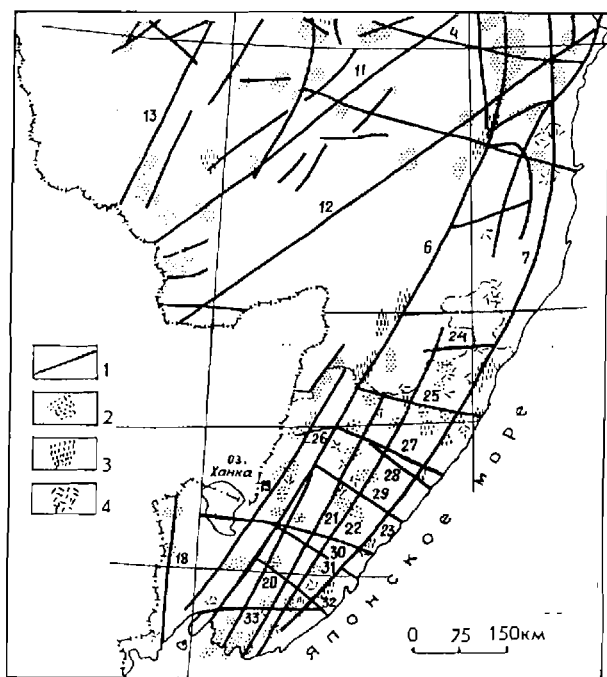
ний. Интересующие нас глубинные разломы на современной поверхности представлены:

а) в геосинклинальных складчатых областях линейными зонами повышенного метаморфизма и интенсивных дислокаций и проявлением близких по возрасту интрузий габбро-плагиогранитной формации. Такие зоны дислокационного метаморфизма пространственно близки первичным глубинным разломам, вдоль которых закладывались геосинклинальные прогибы, и маркируют наиболее прогнутые части прогибов с максимальными палеогеотермическими градиентами. Примерами таких золотоносных метаморфических зон являются Джагдинская и Минорская зоны в Монголо-Охотской и Южно-Верхоянской ГСО. В породах кристаллического фундамента подобные разломы представлены зонами диафоритов. Наиболее глубоко эродированные участки глубинных разломов в пределах ГСО маркируются дислоцированными породами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, интрузиями габбро-плагиогранитной формации (верховья рек Харга и Буряя в Джагдинской ЗП). Слабо эродированные зоны глубинных разломов здесь представлены менее дислоцированными филлитизированными породами, зонами трещиноватости и поясами малых интрузий и даек;

б) в структурах мезо-кайнозойской ТМА на Сибирской платформе в областях завершенной складчатости, в срединных массивах, в краевых и наложенных прогибах разрез зон глубинных разломов иной. Низы представлены диафоритами пород кристаллического фундамента либо придонными частями плитообразных интрузивных массивов (зона Становика). Средняя часть зон образована тектонически деформированными комплексами чехла

Рис. 5.11. Схема расположения глубинных разломов и рудных формаций южной части Дальнего Востока.

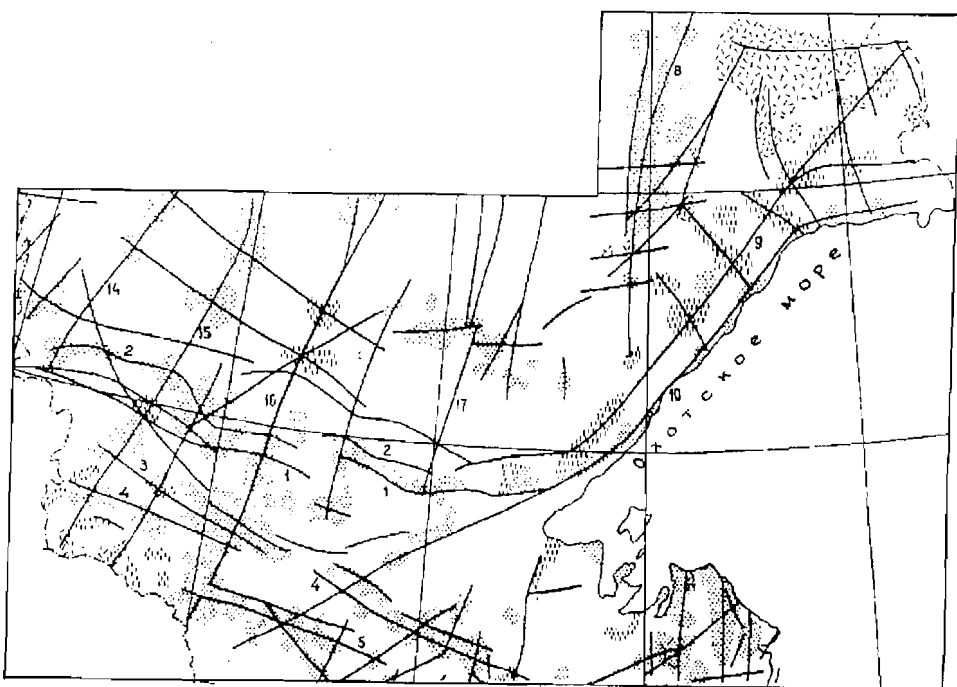
1 - разломы: 1 - Становой, 2 - Чульманский, 3 - Северо-Тукурингрский, 4 - Монголо-Охотский, 5 - Северобуреинский, 6 - Западносихотэ-Алинский, 7 - Восточносихотэ-Алинский, 8 - Минорский (Кидериканский), 9 - Джугджурский, 10 - Прибрежный, 11 - Хингано-Амгуньский, 12 - Биджано-Амурский, 13 - Западнотуранский, 14 - Верхнеамгинский, 15 - Якутский, 16 - Сутамо-Тыгдинский, 17 - Учурский, 18 - Западноприморский, 19 - Уссурийский, 20 - Арсеньевский, 21 - Центральный Сихотэ-Алинский, 22 - Осевоий, 23 - Прибрежный, 24 - Лужский, 25 - Бикинский, 26 - Дальнереченский, 27 - Кемский, 28 - Таежный, 29 - Пластунский, 30 - Майский, 31 - Южный, 32 - Рыболов, 33 - Маргаритовский; 2-4 - Рудные формации: 2 - золотая, 3 - золото-серебряная, 4 - золото-редкометаллическая



(вулканического покрова) с гранитоидными интрузиями малых глубин, реже субвулканическими интрузиями (Северобуреинская зона, Центральноалданский район). Верхи таких глубинных разломов представлены зонами трещиноватости, цепочками малых и субвулканических интрузий, дайковыми поясами, субвулканами и некками в породах осадочного и вулканического чехла (Ульинский прогиб, Иорикский район). Низы зон глубинных разломов обнажены в структурах с высоким темпом мезо-кайнозойских поднятий, а верхи - с низкими. На гравиметрических картах первые находятся в осевых частях интенсивных региональных минимумов, а вторые могут быть намечены по относительным понижениям уровня поля силы тяжести.

При выделении глубинных разломов кроме перечисленных признаков учитывались региональные зоны проявления гидротермалитов и золотоносности, оси наложенных и краевых прогибов и сводовых поднятий, оси региональных минимумов силы тяжести и цепочки магнитных аномалий, зоны градиентов физических полей. Практический интерес представляют также глубинные разломы, фиксирующиеся градиентами силы тяжести, ограничивающими региональные минимумы. Эти уступы интерпретируются как разломы глубокого заложения, проникающие далеко в мантию - до 70-100, 150 и 200 км (Рейнлиб и др., 1976). Такие разломы ограничивают структуры разуплотнения Сихотэ-Алиня, Становика, Буреинского массива.

Выделенные нами глубинные разломы (рис. 5.11) легко сгруппировать в две основные системы: монголо-охотского (ВЮВ) и сихотэ-алинского (ССВ) направления. В западной части территории главными являются монголо-охотские разломы, а поперечные к ним разломы имеют сихотэ-алинское простираение. На востоке соотношения разломов обратные. В Приохотье и Приаму-



рье можно выделить еще одну группу кайнозойских СВ разломов, параллельных долине Амура и западному побережью Охотского моря.

Сходное направление глубинных разломов (ССВ и ЗСЗ) наблюдается на Камчатке. На Северо-Востоке более развиты СВ и СЗ глубинные разломы. Кроме того, некоторые геологи выделяют еще ортогональную систему (Умитбаев, 1986), фрагменты которой отмечаются в Якутии и на Сахалине.

Ученные нами золотоносные структуры во многих случаях сопряжены с глубинными разломами, с участками их пересечений либо находятся в контурах очаговых структур.

Очаговые структуры (ОЧС). Наиболее характерной особенностью золотого оруденения региона является его узловое расположение. Отдельные узлы могут принадлежать протяженным рудоносным зонам, приуроченным к линейным глубинным разломам, но в пределах таких зон оруденение проявлено локально и приурочено к конкретной тектонической структуре. Такими узлами сосредоточения оруденения обычно являются вулканоплутонические центры и куполовидные структуры, которые возникли, вероятно, в результате глубинных процессов и могут именоваться очаговыми структурами.

Наиболее контрастно ОЧС проявлены в структурах ТМА и менее определено в геосинклинальных складчатых областях. Примерами ОЧС структур ТМА являются узлы проявления мезозойских субвулканических интрузий на Алданском щите. Они не имеют очевидных связей с линейными глубинными разломами, существование которых предполагается по косвенным данным. Такие крупные вулканоплутонические системы, как Становая, Дуссе-Алинская, Сихотэ-Алинская, Северобуреинская и др., трассируются сериями ОЧС. Например, Куйдусунский вулканоген является крупнейшей очаговой структурой с несколькими дочерними ОЧС. В геосинклинальных складчатых областях к очаговым структурам условно можно отнести отдельные куполовидные структуры или их группы с зональным метаморфизмом.

Наиболее важным вопросом для прогнозирования является степень эродированности ОЧС, представленных на поверхности вулканогенными и частично субвулканическими фациями пород. Оптимальные условия эрозивного среза возникали тогда, когда мы имеем полное вскрытое ОЧС до фундамента вулканогена с широко представленным разнообразным комплексом вулканических, субвулканических и гипабиссальных проявлений магматизма (Бекчиульская, Тыгда - Улунгинская, Авляяканская, Нижнебуреинская, Центральноалданская ОЧС). При более глубокой эрозии вскрываются гипабиссальные штоки и массивы гранитоидов (Кировская, Етарская ОЧС).

5.2.3. Значение литолого-стратиграфических факторов

Э тот важный для рудообразования вопрос, касающийся путей просачивания рудоносных растворов, еще не исследован. Однако судя по дальневосточным материалам, совершенно ясно, что в ряде случаев он имеет решающее значение для развития золотого оруденения в региональном масштабе. Легко предположить, что грубозернистые и трещиноватые пористые осадочные формации являются в этом отношении благоприятными, в

особенности на элизионной, инверсионной и раннеорогенной стадиях развития региональных рудоносных структур, когда породы еще сохранили достаточную для просачивания больших объемов растворов пористость. Наиболее яркий пример - приуроченность стратиформных седловидных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья к пачкам песчаников и гравелитов в толще алевро-пелитовых пород кукканской свиты нижней перми. Гидротермальные преобразования пород этих пачек объясняются фильтрацией гидротерм именно по этим природным каналам, но в зоне Кидериканского глубинного разлома (данные И. С. Неменмана, 1988 г.). Протяженность палеогидротермальной системы соответствует таковой зоны практически непрерывного проявления золотоносных кварцевых жил и составляет более 300 км.

В Джагдинской ЗП потоки рудоносных растворов, по-видимому метаморфического и магматического генезиса, перемещались под геологическими экранами на многие километры по латерали, используя вначале природную пористость песчаников, а затем трещиноватость, возникшую на контактах толщ различного литологического состава и компетентности. На Токурском рудном поле эти преимущественно послойные тектонические разрывы, заполненные продуктами брекчирования пород, фильтровали рудоносные растворы гидротермальной системы протяженностью порядка 20 км.

В Алданской ЗП, где золотое оруденение тесно сопряжено с локальными интрузивными комплексами, масштабы палеогидротермальных систем были также значительными. Флюидопотоки для своего перемещения использовали трещиноватые доломиты низов юдомской свиты и трещиноватые закарстованные кембрийские известняки под подошвой литифицированных юрских песчаников.

Анализ дальневосточных материалов указывает на важнейшую роль в проблеме «переноса» регионально проявленных геологических экранов, способных создавать обширные в геологическом смысле «водосборы», кумулировать длительно действующие флюидопотоки, как это, по-видимому, происходило в Южноверхоянском синклинии. Отсутствие таких экранов не создает благоприятных условий для формирования мощного направленного флюидопотока, способного сформировать на физико-химических барьерах крупное месторождение.

Проблемы транспортировки рудоносных флюидов в различных условиях и режимах развития рудоносных структур дальневосточного региона - тема самостоятельного исследования, здесь она затронута в порядке постановки вопроса.

5.3. ФАКТОРЫ РУДОЛОКАЛИЗАЦИИ

5.3.1. Геологические экраны и региональные рудоносные уровни

Геологи всегда подчеркивали большое значение граничных поверхностей между структурными ярусами (этажами) для локализации гидротер-

мального оруденения (Сафонов, 1978) либо указывали на приуроченность месторождений к определенным структурным этажам, отражающим крупные этапы геотектонического развития регионов и отличающихся составом, физико-химическими свойствами слагающих их толщ (Вольфсон и др., 1969; Лукин и др., 1978). Обычно выделяется оруденение в фундаменте, геосинклинальном и орогенном этажах. При этом отмечается значительная роль экраняющих поверхностей в ограничении оруденения по восстанию. При определении уровней глубинности оруденения обычно указываются разные цифры глубин (от палеоповерхности) и используются разные наименования уровней, что вероятно объясняется многообразием проявления гидротермального оруденения. Например, Ю. Г. Сафонов выделяет оруденение трех глубинных уровней: малоглубинный - 0,2-1 км, среднеглубинный - 2-3 км и глубинный - более 3 км.

В рассматриваемом регионе мы выделяем относительные уровни глубинности оруденения по их положению в геолого-структурных комплексах: геосинклинальных, орогенных, в фундаменте. При этом оцениваются пространственная и генетическая связи оруденения с интрузивами различной глубинности и т. д. Указанные принципы, а также особенности фактического распределения золотого оруденения в регионе позволили, как указывалось, выделить следующие уровни глубинности формирования золотого оруденения: близповерхностный, субвулканический, гипабиссальный и мезоабиссальный. 1). К близповерхностному уровню относятся месторождения, сформировавшиеся в верхних горизонтах вулканогенных (и осадочных) прогибов, в неках палеовулканов, при отсутствии или незначительном развитии субвулканических интрузий. Руды прожилковые, брекчиевые, колломорфные, характерны штокверки. 2). К субвулканическому («подвулканическому») уровню отнесены месторождения, образовавшиеся в низах вулканических (и осадочных) прогибов в ассоциации с обильно проявленными субвулканическими интрузиями преимущественно порфириновых пород. Руды тонкозернистые массивные, брекчиевые, иногда колломорфные. Характерны мощные залежи, жилы. Последние могут распространяться в породы основания. 3). К гипабиссальному уровню относятся месторождения, залегающие в породах основания вулканогенных и терригенных наложенных прогибов (структуры ТМА) и в позднегеосинклинальных терригенных комплексах в ассоциации с гипабиссальными и малоглубинными интрузиями: дайками, штоками, небольшими массивами полнокристаллических, редко порфириновых пород. Руды массивные, полосчатые, зернистые, частично метасоматические. Морфология: жилы, жильные зоны. 4). Мезоабиссальным условно считается оруденение, залегающее в раннегеосинклинальных терригенно-вулканогенных породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма и представленное жилами замещения, метасоматическими зонами, прожилково-вкрапленными образованиями, а также оруденение в глубоко эродированных районах Алдано-Станового щита, ассоциирующее с домезозойскими мезоабиссальными интрузиями (месторождение Лебяное).

В Южноверхоанской золотоносной области оруденение распространено на обширной территории и приурочено фактически к одной мощной (около 2 км) нижнепермской толще глинистых сланцев и алевролитов (месторож-

дения Нежданинское, Дуэт, Юр и др.). Эта толща перекрывается мощным (около 3 км) комплексом верхнепермских - триасовых песчаниковых свит и подстилается песчано-глинистой толщей карбона (рис. 5.12, а). Последняя в свою очередь залегает на многокилометровой толще карбонатных пород девон-верхнепротерозойского возраста. К границе верхнепротерозойских карбонатных и кембрийских терригенных пород приурочено золотое оруденение Тас-Юряхского месторождения.

В нижнепермской толще Южного Верхоянья выделяется оруденение двух основных морфологических типов: 1) кварцевые малосульфидные близсогласные со слоистостью рудные жилы дуэтского типа, 2) кварцевожильные малосульфидные крутопадающие зоны с золотоносными кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами - апофизами нежданинского типа. Рудные поля амагматичны либо содержат интравудные дайки.

В Джагдинской ЗП оруденение развито преимущественно в куполовидных антиклиналях обычно на нескольких геоструктурных уровнях в пространственной связи с гипабиссальными и малоглубинными интрузиями полнокристаллических гранитоидов и дайковых порфировых пород. Например, в Верхнеселемджинском районе в палеозойской толще выделяются три таких уровня (рис. 5.12, б). Нижний приурочен к эльгинскому горизонту зеленокаменных пород, частично выходя за его пределы (Харгинское месторождение); средний - к границе талыминской и сагурской свит (Сагурское месторождение) и верхний - к зоне контакта токурской и экимчанской свит (Токурское, Токоланское и другие месторождения). Талыминская и токурская свиты - существенно песчаниковые (нижние), а сагурская и экимчанская метаалевропелитовые экранизирующие (верхние). В промежутках между этими уровнями оруденение почти не развито. Во всех трех ярусах рудные тела представлены золото-кварцевыми жилами малосульфидной формации, секущими либо близсогласными со слоистостью, полосчатой и брекчиевой текстуры. Кроме того, в среднем ярусе известно штокверковое оруденение, а в нижнем - метасоматические залежи золотоносных альбититов (Харгинское рудное поле).

В Сихотэ-Алинской ЗП оруденение локализуется в трех геоструктурных уровнях: в позднегеосинклинальных существенно терригенных комплексах юрского и нижнемелового возраста и на двух уровнях в орогенных (вулканогенных) комплексах палеогенового возраста. В первом уровне оруденение связано с зонами контактов нижних песчаниковых (хурбинская, силянская) и перекрывающих их алевропелитовых свит (ульбинская, падалинская, пионерская) (рис. 5.12, в). Здесь развиты в основном золотоносные малосульфидные кварцевые жилы, залегающие как в песчано-глинистых породах, так и в дайках, штоках и массивах гранитоидов. В орогенных комплексах выделяются субвулканический и близповерхностный уровни золотого оруденения. Первый представлен крутопадающими залежами и жилами кварцевого и адуляр-кварцевого состава в пропилитизированных андезитах в ассоциации с обильно развитыми палеоценовыми субвулканическими интрузиями (Многовершинное месторождение), а второй - кварцевыми и адуляр-кварцевыми штокверками в трахидацитах неков олигоценых палеовулканов (месторождения Белая Гора, Бухтянское).

В Алданской ЗП золотое оруденение тесно связано с алданским интрузивным комплексом и приурочено: 1) к доломитам юдомской свиты (венд)

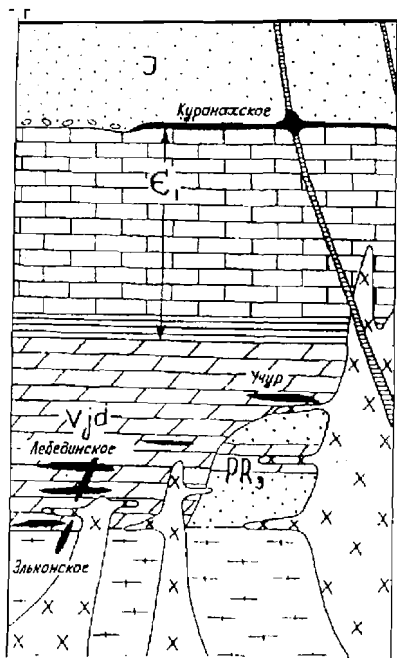
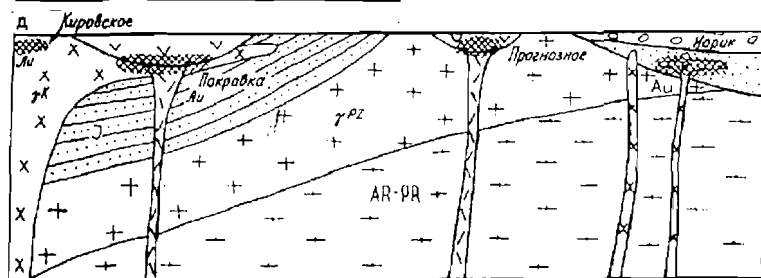


Рис. 5.12. Приуроченность золотого оруденения к геологическим экранам и рудолокализирующим комплексам (схематические разрезы) в золотоносных провинциях: Южноверхоянской (а), Джагдинской (б), Сихотэ-Алинской (в), Алданской (г), Становой и Буреинской (д).

Комплексы пород: 1 - алевро-пелитовые, 2 - песчаниковые, 3 - песчано-глинистые, 4 - песчано-конгломератовые, 5 - известковистые, 6 - доломитовые, 7 - вулканиты кислого (1), среднего (2), основного (3) состава; 8 - дайки и штоки порфировых пород среднего, основного (1) и кислого (2) состава; 9 - граниты (1), диориты, монцитоны, щелочные породы (2); 10 - кристаллические породы докембрия; 11 - золотое оруденение



Верхнеамгинском районах юдомская свита с двумя-тремя ярусами рудных залежей в нижней части разреза залегает непосредственно на архейских породах, а в Учурском районе рудные тела близки подошве юдомских доломитов, которые подстилаются мощной толщей (более 500м) преимущественно терригенных верхнепротерозойских пород гонамской, омахтинской и эннинской свит и перекрываются нижнекембрийскими карбонатными породами пестроцветной и тумулдурской свит. В Центральноалданском районе оруденение иногда распространяется по трещинам вниз от подошвы юдомской свиты и тогда можно говорить о еще одном рудоносном уровне. Это слабо золотоносные зоны кварц-пиритовых и анкерит-калишпатовых метасоматитов, а также кварц-сульфидные золотоносные жилы, относящиеся к корневым частям вышезалегающих рудных тел (Эльконское месторождение).

Оруденение верхнего (близповерхностного) рудоносного уровня распространено широко, но хорошо изучено только в Центральноалданском районе (Куранахское месторождение). Это горизонтальные залежи охристо-глинистых образований, залегающие на закарстованной поверхности карбонатных пород унгелинской и куторгиновой свит под подошвой нижнеюрских

песчаников юхтинской свиты. Первичные руды представляли собой сульфидно-кварцевые штокверки в кварц-калишпатовых метасоматитах, развившихся за счет пород кембрия и юры, и отчасти по дайкам лампрофиров.

В Становой ЗП оруденение локализовано в породах кристаллического фундамента либо в прорывающих его массивах гранитоидов и дайках мелового возраста (мезо- и гипабиссальный уровни) и в низах вулканических комплексов в ассоциации с интрузивами порфириновых пород (субвулканический уровень). Первая группа месторождений представлена крутопадающими кварцевыми и кварц-сульфидными золотоносными жилами и минерализованными зонами в штоках гранитоидов либо в раннедокембрийском кристаллическом фундаменте (Ледяное, Бамское, Кировское и др.). Оруденение субвулканического уровня обычно локализовано в меловых пропилитизированных андезитах в виде кварцевых и кварц-кальцитовых жил с золотым и золото-серебряным оруденением (хр. Джугджур), приурочено к зоне контакта магейской и перекрывающей ее мотаринстой свиты. Первая представлена сравнительно пористыми породами - туфами умереннокислого состава, а вторая - плотными андезитами и андезито-базальтами (данные В. А. Гурьянова, В. Е. Чепыгина, рис. 5.12, д).

В Северном Приохотье выделяется нижний и верхний субвулканические рудоносные уровни: первый развит в низах вулканогенов (Ульинского, Куйдусунского) в связи с субвулканическими интрузиями, обычно в куполовидных структурах и близ выступов фундамента, а второй приурочен к средним частям вулканогенов - зоне контакта нижнего андезитового и верхнего липаритового комплексов (Хаканджинское месторождение). Оруденение нижнего субвулканического уровня в западной части Куйдусунского вулканогена, где развиты минерализованные зоны с олово-серебряным и полиметаллическим (с золотом) оруденением, локализовано в покровных и субвулканических дацитах близ выступов фундамента вулканогена, представленного складчатými терригенными породами верхоянского комплекса. Оруденение верхнего субвулканического уровня в современном эрозионном срезе распространено значительно шире. Оно локализовано в андезитах и дацитах - покровных и субвулканических и представлено жилами и штокверками кварцевого, адуляр-кварцевого и карбонатно-кварцевого состава с золотым и золото-серебряным оруденением.

В бассейне р. Улья рудные проявления в вулканическом комплексе приурочены к зонам контактов нижних туфогенных и верхних лавовых толщ. Первые представлены относительно пористыми туфами кислых и умеренно кислых пород, вторые - плотными андезитами, андезито-базальтами, дацитами, редко игнимбритами трахитов (данные В. Б. Григорьева и др.).

В Буреинской ЗП в структурах мезозойской ТМА золотоносность проявлена на гипабиссальном и субвулканическом уровнях в вулcano-плутонических зонах и в терригенных прогибах. Оруденение гипабиссального уровня - золотоносные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы - локализуется в меловых гранитах и дайках порфириновых пород, в палеозойских и юрских песчаниках и сланцах и в карбонатных породах в скарнах (Мамынский район). К этому уровню может быть отнесено также золотое оруденение, локализованное в терригенных породах Буреинского прогиба и ассоциирующее с

малыми интрузиями диоритовых порфиритов и диоритов (месторождение Нони, рудопроявление Иорик). Субвулканическое оруденение приурочено к низам вулканогенных комплексов и представлено золотоносными крутопадающими адуляр-кварцевыми жилами и пологими залежами в пространственной связи с субвулканическими интрузиями и дайками порфировых пород умеренно кислого состава. На Буреинском массиве можно выделить еще один рудоносный уровень, связанный с древним (байкальским) структурно-формационным комплексом (Хинганский и Мамынский выступы). На Малом Хингане этот комплекс фрагментарно проявлен в виде провесов кровли в биробиджанских гранитах. Оруденение практически не изучено. Пространственно оно связано с графитоносными толщами союзненской свиты и прорывающими их мусковит-турмалиновыми гранитами (золото-кварцевые жилы горы Лысой) (Эйриш, 1995).

5.3.2. Рудолокализирующие комплексы

Выделенные рудоносные уровни приурочены преимущественно к слоистым породам, и анализ имеющихся материалов позволяет предположить, что любые слоистые комплексы: чехлы платформ, осадочные и вулканогенные образования различных прогибов, включая и геосинклинальные, являются, с одной стороны, флюидонакапливающими системами, а с другой - природными экранирующими комплексами, сдерживающими напор глубинных флюидов и магм (Файф и др., 1981). В пределах таких регионально развитых слоистых образований выделяются более локальные рудовмещающие системы, в которых при прочих благоприятных условиях могли сформироваться золоторудные месторождения.

Имеющиеся данные свидетельствуют о закономерной приуроченности золотого оруденения к региональным геолого-структурным комплексам, в которых легко различить три обязательных элемента: 1) проницаемую флюидопроводящую толщу (песчаники, гравелиты, трещиноватые закарстованные известняки), 2) перекрывающий ее геологический экран, представленный обычно толщами алевро-пелитовых, иногда зеленокаменных пород в ГСО и вулканическими комплексами (обычно андезитами) в структурах мезозойской ТМА и орогенных комплексах ГСО, 3) рудовмещающую пограничную зону, которая охватывает низы экрана и верхи проницаемой толщи либо представлена самостоятельной толщей благоприятных для рудоотложения пород (например, доломиты юдомской свиты). Эту триаду, в которой главным элементом является экранирующая толща, мы называем рудолокализирующим комплексом (РЛК).

Нетрудно заметить сходство выделенных РЛК с нефтяными структурами, главными элементами которых являются флюидопроводящие коллекторы (песчаники, трещиноватые известняки) и экранирующие толщи (аргиллиты, алевролиты, эвапориты). Геологическое подобие нефтяных и флюидогенных рудных месторождений ранее показал Г. Л. Поспелов (1967). Это сходство является особенно убедительным при сравнении нефтяных и полиметалли-

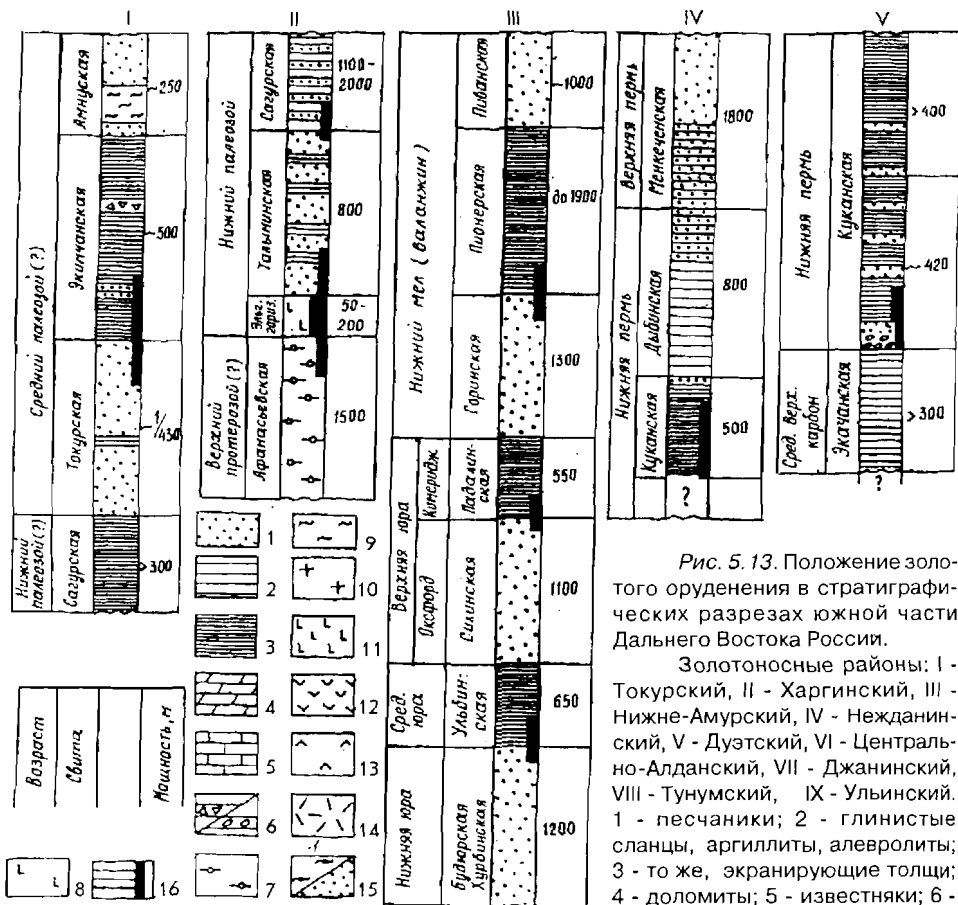
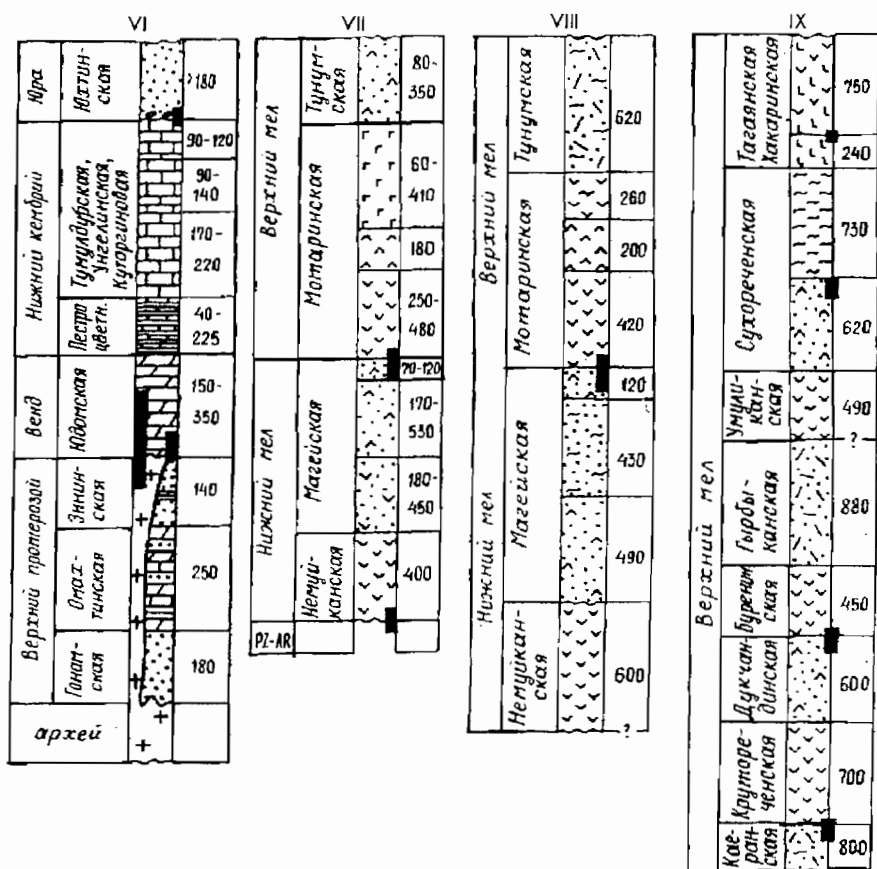


Рис. 5.13. Положение золотого оруденения в стратиграфических разрезах южной части Дальнего Востока России.

Золотоносные районы: I - Токурский, II - Харгинский, III - Нижне-Амурский, IV - Нежданский, V - Дуэтский, VI - Центрально-Алданский, VII - Джанинский, VIII - Тунумский, IX - Ульинский.

1 - песчаники; 2 - глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты; 3 - то же, экранирующие толщи; 4 - доломиты; 5 - известняки; 6 - седиментационные брекчии, конгломераты; 7 - метаморфические сланцы; 8 - зеленокаменные породы; 9 - метакремни; 10 - архейский кристаллический фундамент; 11 - базальты, андезито-базальты; 12 - андезиты, андезито-дациты; 13 - дациты, трахидациты; 14 - липариты, липарито-дациты; 15 - игнибриды (1), туфы разного состава (2); 16 - положение оруденения в разрезе

ческих (с серебром и золотом) месторождений США (Рудные месторождения..., 1978), где они пространственно сближены между собой, залегают в сходных геологических формациях и имеют иногда общие экранирующие толщи. В то же время условия локализации упомянутых полиметаллических месторождений схожи с таковыми золоторудных месторождений Алданской золотоносной области и в общих чертах с золотоносными районами ГСО Дальневосточного региона (рис. 5.13.). Геологические данные указывают на несомненное экранирующее действие алевропелитовых толщ при формировании гидротермальных рудных месторождений указанных районов Дальнего Востока и США. Косвенно об этом свидетельствуют и лабораторные исследования (Файф и др., 1981), которые показали, что в условиях высоких давлений порового флюида в песчаниках и известняках пористость может увели-



чиваться на несколько порядков, в то время как для глинистых пород этот показатель не изменяется и они представляют собой почти непроницаемые барьеры для восходящей миграции флюидов различного происхождения.

Проницаемая толща и толща-экран образованы обычно различными по физико-механическим свойствам породами, что способствует развитию в околоэкранным пространстве системы трещиноватости, рисунок которой определяется в значительной мере направленностью тектонических движений. Такие трещиноватые зоны являются областями градиентов Р-Т-условий, а в случае резкой смены литологии пород - и геохимическими барьерами. Прекрасный пример экранирования золотого оруденения толщей филлитизированных глинистых сланцев на протяжении многих десятков километров мы наблюдаем в Унья-Бомском золотоносном районе (рис. 5.14).

Несмотря на несомненную приуроченность оруденения в ГСО к приконтактовым зонам нижних песчаниковых и верхних алевро-пелитовых толщ (причем оруденение зачастую распространяется далеко вверх в экранирующую толщу по трещинам), нет ясности в механизме экранирования. К моменту рудообразования пористость пород уже была понижена метаморфизмом, а

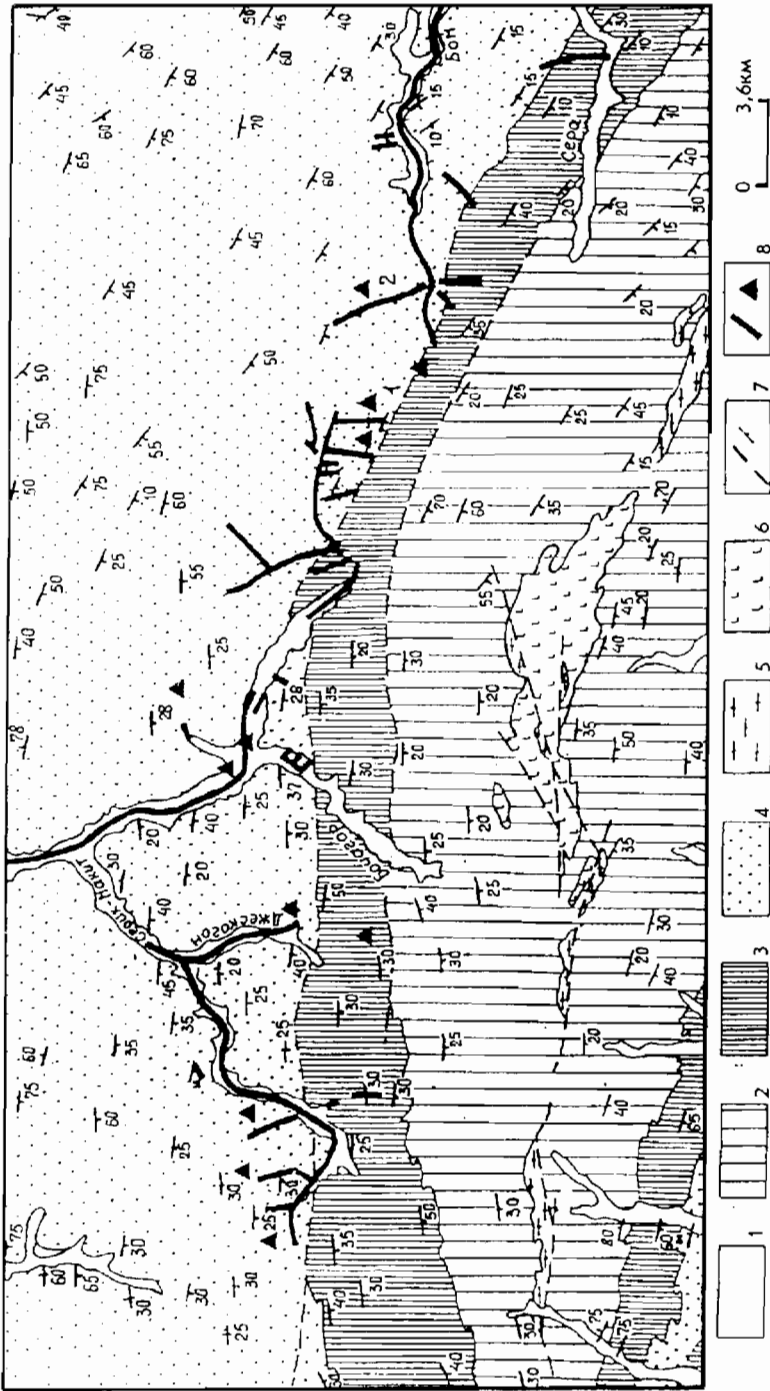


Рис. 5.14. Экранирование золотого оруденения в Унья-Бомском районе толщей филлитизированных глинистых сланцев (по материалам М. Т. Турбина, В. В. Олькова).

1 - аллювиальные отложения (Q); 2 - филлиты, пласты метапесчаников и зеленых сланцев (C_3, P); 3 - филлитизированные глинистые сланцы, пласты метапесчаников (C_3, dg); 4 - метапесчаники полимиктовые, пласты глинистых сланцев (C_3-1); 5 - рассланцованные плагиограниты, граниты (PZ_3); 6 - рассланцованные диориты, габбро-диориты, габбро (PZ_3); 7 - разломы, наклонное залегание пластов; 8 - золотоносные россыпи, рудопроявления

проницаемость экранирующих и подстилающих толщ, судя по выполненным замерам образцов Джагдинской зоны, была сходной, определялась наложенной тектонической трещиноватостью, а фильтрация подземных вод осуществлялась (и осуществляется) практически только по трещинам (трещинные воды). Приведенные соображения позволяют предположить постметаморфический возраст рудовмещающих трещин, которые обычно пересекают пласты и достаточно мощные пачки пород различной степени метаморфизма (Харгинское рудное поле). Кроме того, температуры кристаллизации рудных и жильных минералов из рудных жил месторождений, локализованных в различных по метаморфизму породах, фактически идентичны (Моисеенко, 1974). Все это подтверждает мнение геологов, связывающих золотое оруденение Джагдинской ЗП (и Южноверхоянского синклиория) с ранним периодом мезозойской ТМА (Ненашев, 1979; Моисеенко, Фатьянов, 1978). Геологические данные и некоторые цифры абсолютного возраста позволяют говорить о том, что вероятно в средней юре в Верхнеселемджинской зоне широтные герцинские складки были деформированы вокруг поперечных осей близмеридионального или СВ простирания, на что указывают близгоризонтальные штрихи скольжения, широко проявленные на Токурском месторождении в плоскостях рудовмещающих тектонических разрывов.

В чем все же проявляется экранирование золотого оруденения в ГСО рассматриваемого региона? Возможны два объяснения: 1) оруденение использует трещиноватость, возникшую в период мезозойской ТМА в приконтактовых зонах толщ, отличающихся своими физико-механическими свойствами (но в этом случае порядок напластования пелитовых и псаммитовых толщ не имел бы значение, а это не так), 2) на осаждение рудного вещества влияет физико-химическая среда повышенной углеродности (и сульфидности) зоны контакта толщи-коллектора и толщи-экрана. Эти особенности могли возникнуть в дометаморфический (элизионный, инверсионный) период просачивания флюидов через еще пористые породы (нижние песчаники) вдоль вышележащих экранирующих толщ. Второй путь представляется наиболее вероятным.

Геологические данные свидетельствуют, что в золоторудных районах Дальнего Востока экранируются не только рудоносные флюиды, но и интрузирующие магмы. В структурах мезозойской ТМА и в орогенных комплексах ГСО интрузивные магматические массы в своем движении вверх сдерживаются глинистыми и вулканогенными толщами, формируя в пограничных зонах субвулканические и гипабиссальные массивы. В зависимости от пространственного положения трещинных структур околоскранный пространства формируются горизонтальные, вертикальные либо наклонные субвулканические интрузии. Эти же системы трещин обычно используются и рудоносными флюидами. Так, в золоторудных районах Алданского щита рудные и магматические тела приурочены к единым системам горизонтальных и вертикальных трещин. На Покровском месторождении рудные тела и субвулканические интрузии используют преимущественно близгоризонтальные и пологие трещины, на Хаканджинском месторождении - наклонные, Многовершинном - вертикальные. Эти особенности позволяют предсказывать пространственное положение рудных тел и интрузивных масс в изучаемом районе, рудном поле.

5.3.3. Связь оруденения с куполовидными структурами и антиклиналями

В пределах РЛК оруденение распределяется не повсеместно, а обычно локализуется в складчатых структурах положительного изгиба - в антиклиналях, куполах, вулcano-тектонических поднятиях. В рассматриваемом регионе почти все известные золоторудные месторождения, в особенности в ГСО, независимо от возраста приурочены к антиклинальным структурам, выступам фундамента и т. п. Это характерно для Джагдинской ЗП, Северного Сихотэ-Алиня, Нижнего Приамурья, Южноверхоаянской, Малоанюйской и других зон. В одних случаях куполовидные антиклинали образованы радиальными движениями, в других - это следствие поперечного изгиба линейных антиклиналей. На Нежданском месторождении куполовидная антиклиналь заложена на крупном разломе фундамента.

В областях мезозойской ТМА золоторудные месторождения обычно приурочены к вулcano-тектоническим поднятиям верхнего структурного этажа (Северобуреинская, Джугджурская, Алдано-Учурская и Эвотино-Ломамская зоны), к структурам обрамления выступов фундамента (Северное Приохотье). Лишь немногие месторождения и золотоносные районы Дальнего Востока не проявляют приуроченности к структурам положительного знака.

Куполовидные антиклинали следует считать рудоконцентрирующими структурами, образованными вертикальными силами, в отличие от складок скучивания, сформированных тангенциальными движениями и удаленных от глубинных разломов, фильтрующих рудоносные флюиды. Вертикальный характер движения вещества пород в куполовидных антиклиналях Джагдинской ЗП подтверждается развитием в их сводах складок течения. Оруденение редко располагается в своде куполовидной структуры, обычно оно приурочено к ее краю, периклинальному замыканию.

В литературе описано много примеров преимущественной локализации оруденения в антиклиналях. Так, в Казахстане почти все гидротермальные месторождения, в основном золоторудные, приурочены к антиклиналям и чрезвычайно редко связаны с синклиналями (Кочуров, 1944). В Енисейском кряже золоторудные поля в сланцевых комплексах (например, Герфед, Олимпиада, Ведугинское и др.) связаны с куполовидными структурами и антиклиналями (Кренделев, Лучко, 1970; Генкин и др., 1994; Сазонов и др., 1994). На приуроченность золоторудных проявлений к антиклинальным поднятиям и антиклиналям указали И. С. Розенблюм и А. П. Фадеев (1990) для Северо-Востока, А. В. Синцов (1980) для Бодайбинского района, С. Д. Шер (1972) для Узбекистана, Н. В. Белозерцева с соавторами (1987) для Южного Верхояния, В. Г. Хомич (1984) для вулканических поясов Дальнего Востока, Д. М. Хаусен и П. Ф. Керр (1973), М. М. Константинов (1992) для месторождений невадийского типа. Золоторудные жилы Новой Скотии в Канаде, а также известные золоторудные поля Бендиго в Австралии локализованы в антиклиналях (Вольфсон, Дружинин, 1982). В. М. Крейтер (1956) показал, что металлогенические провинции в тех случаях, когда на их локализацию влияют пликативные структуры, тяготеют к антиклинальным формам первого и второго порядка. По ориентировочному подсчету этого автора свыше 90% рудных

поясов, контролируемых складчатыми структурами, тяготеют к антиклиналям, а в синклиналях зарегистрировано ничтожное количество случаев. Сходные выводы мы находим у Ф. Н. Вольфсона с соавторами (1969). Э. Уиссер (1964) оперирует материалами по 89 рудным месторождениям североамериканских Кордильер, приуроченных к куполам и антиклиналям. Он указывает, что рудные поля, связанные с антиклиналями, распространены на всей территории Кордильер. К сказанному добавим, что к антиклиналям и куполам приурочено большинство ртутных (Рудные месторождения..., 1978), сурьмяных месторождений (Бергер, 1978), многие полиметаллические (Рудные месторождения..., 1978; Дергачев и др., 1994) и т. д.

Таким образом, приуроченность гидротермального оруденения к антиклиналям, куполовидным структурам и поднятиям - явление глобальное. Его можно объяснить: 1) неумолимой тенденцией просачивания рудоносных флюидов вверх к антиклиналям вдоль геологических экранов по проницаемым пластам и тектоническим зонам трещиноватости (Энгельгарт, 1971) и 2) развитием куполов и поднятий над тектоно-магматическими очагами, продуцирующими рудоносные флюиды.

Сейчас известно (Файф и др., 1981), что под воздействием потоков флюидов возникают «рудоносные» купола, что на глубине в несколько километров пористость пород становится ничтожной, поэтому высвобождающиеся воды, пробивая себе дорогу наверх, поднимают породы, образуя купола, создают трещиноватость гидравлического разрыва. Давление поровых вод в таких случаях может превысить литостатическое. Созданию высоких давлений воды в глубинных условиях способствуют непроницаемые породные барьеры (глинистые породы), которые в результате гидравлических разрывов могут разрушаться, высвобождая воды. Потенциальная энергия водного резервуара, высвобождающаяся при внезапном разрушении барьера, очень высока. Соответственно значительной может быть и протяженность образующихся вертикальных трещин. Такие трещины могут пересекать непроницаемый барьер полностью и достигать земной поверхности либо ограничиваться другим экраном. Если высвобождающиеся флюиды формируют поток в ограниченном объеме, то образуются значительные химические эффекты, в том числе и рудные месторождения. Истечение воды из нижнего резервуара в верхний осуществляется сравнительно быстро и вода, заполняющая новый резервуар, будет иметь значительно большую температуру в сравнении с вмещающими породами. Понижение температуры и давления флюида приводят к осаждению кварца и других компонентов. Миграция флюидов чаще происходит вверх по разломам и зонам трещиноватости. Но при наличии мощных непроницаемых слоев может проявляться и латеральная миграция. По мере истечения флюидов их давление уменьшается, понижается гидравлический потенциал, закрывается пористость, скорость течения уменьшается.

Описанная схема куполо-, трещино- и рудообразования подтверждается фактическими данными в Джагдинской ЗП и Южноверхоаянской зоне, где каждой куполовидной антиклинали соответствует только одно рудное поле, т. е. место раскупорки экрана флюидом. При этом отмечаются развитие крутых трещин гидравлического разрыва, часто рудоносных (Харгинское, Афанасьевское месторождения и др.), и наличие нескольких ярусов оруде-

нения, соответствующих количеству геологических экранов. К наиболее мощным геологическим экранам приурочены наиболее крупные золоторудные месторождения.

5.3.4. Литология пород как фактор рудолокализации

У же указывалось, что стратифицирующиеся породы, обогащенные в период седиментации и эпигенеза углеродистым веществом сапропелевого типа и сингенетичными сульфидами, представляют собой весьма благоприятную среду для отложения более поздних сульфидов и золота из гидротермальных растворов. Накопленные в глинистых осадках сапропелевые ОВ, сульфиды и металлы при дислокациях и метаморфизме совместно с метаморфогенными растворами приходят в движение и обогащают собой тектонические зоны и трещины (Германов, 1978; Ермолаев, Созинов, 1986). Можно считать глобальной закономерностью приуроченность золоторудных полей в ГСО к структурам (зонам), эпигенетически обогащенным ОВ и сульфидами (Нарсеев, 1973). Яркие примеры есть и в структурах ТМА. Так, на Балейском месторождении богатые рудные столбы приурочены к участкам пересечения жилами пачек алевро-пелитовых пород, сравнительно обогащенных углеродистым веществом.

Весьма характерна приуроченность золоторудных месторождений к зеленокаменным породам. В мезо-кайнозойских вулканических зонах собственно золоторудные месторождения обычно локализованы в андезитах, а золото-серебряные - в дацитах и липаритах. Немаловажную роль в локализации золотого и золото-сульфидного оруденения играют карбонатные породы: доломиты, известняки, известковистые песчаники, создающие необходимые для рудоотложения геохимические барьеры. О значении алевро-пелитовых толщ как факторе экранирования рудоносных флюидов указывалось выше.

Особый интерес представляют комплексы пород, обогащенные аморфным углеродом и графитом. Наиболее характерно это для песчано-глинистых пород золотоносных районов Джэгдинской ЗП. Например, в Правобуреинском куполе, по данным И. К. Билана и В. А. Чухарева, обогащенные графитом породы развиты в области его западного периклинального замыкания, т. е. в Ниманском золотоносном районе. Содержание графита в очковых слюдяно-кварц-альбитовых сланцах саларинской свиты достигает 5-8%, а в более молодых метаморфизованных песчано-глинистых породах ипатинской и самырской свит - до 3%. За пределами золотоносного района породы трех названных свит фактически не содержат графита. Из этого следует, что контур графитизации сечет стратиграфические границы. Идентичная картина наблюдалась нами в Эльгоканском куполе, где наиболее интенсивная графитизация и наиболее широкое поле графитсодержащих пород совпадают с рудным полем Харгинского месторождения и узлом наиболее богатых россыпей. Содержание некарбонатного углерода в сланцах 0, 99-1, 73%. Сходная картина и в Неэргенской куполовидной антиклинали. Здесь Унгличканский золотоносный узел совпадает с западным замком этой структуры и породы также обогащены графитом. В Афанасьевском куполе графитоносность сла-

бая, но общим для названных четырех структур является то обстоятельство, что обогащенными графитом являются породы, залегающие непосредственно под толщей массивных зеленокаменных пород, игравших при перемещении углеродистого вещества роль экрана.

На Токурском рудном поле, где золотокварцевые жилы используют тектонические зоны и трещины в слабо метаморфизованных песчано-глинистых породах, графитизация широко проявлена в зальбандах рудных жил. Графит несомненно является переотложенным, так как контролируется не слоистостью, а тектоническими поверхностями и рудными жилами. В. Д. Мельников, указывая на обогащенность рудовмещающих пород Токурского месторождения органическим углеродом, считает, что углерод играет значительную роль в осаждении рудных элементов. Графитизацию В. Д. Мельников описывает как типичный для месторождения околорудный гитротермальный процесс. Рентгенографическими исследованиями в околорудных породах установлены графит, аморфный углерод и их промежуточная разновидность - шунгит. На руднике Ясном наблюдалась обогащенность околорудных пород графитом. При этом была выведена прямая корреляция между богатством руд золотом и содержанием графита в зальбандах (В. Г. Моисеенко). В рудных кварцах Токурского, Унгличканского, Сагурского месторождений присутствуют углеводородсодержащие включения (Котов и др., 1992).

Приведенные данные указывают на имевшую место миграцию углерода, которая происходила на стадии катагенеза и раннего орогенеза вероятно в виде углеводородов и нефти, и в меньшей мере позже при метаморфизме и гидротермальном рудообразовании. Та часть углерода, которая попала в структурные ловушки в сводах куполов и в периклинальных замыканиях, особенно под экраны зеленокаменных пород, была превращена при метоморфизме в графит, а в рудных жилах - в битумоподобное вещество.

Ассоциации золотого оруденения с графитистыми породами широко известны и описаны в литературе многими авторами. В сущности, это характерно для всех «сланцевых» золотоносных районов, таких как Бодайбинский, Казахстан, Енисейский Кряж, Алтае-Саянская область, Колыма, Калифорния и др. Графит постоянно присутствует в продуктах гидротермального метаморфизма (Нарсеев, 1973) и положительно коррелирует с интенсивностью гидротермальных изменений (Марченко, 1978). В пределах рудных столбов ореолы графитизации значительно шире, чем в участках убогого содержания. Мощность околотрещинной графитизации достигает нескольких метров. Подобные данные известны для Алтае-Саянской области (Баженов, Шубин, 1970), Енисейского Кряжа.

Из приведенных материалов следует, что обогащенность графитом и аморфным углеродом метаморфизованных песчано-глинистых пород, вмещающих золоторудные жилы и поля, - явление обычное, оно учитывается геологами в их практической деятельности. Между золотоносностью и интенсивностью графитизации часто существует прямая зависимость. Графитом обогащены призальбандовые участки рудных жил, а также породы в сводах слабо эродированных куполовидных структур и в структурных ловушках на периклинальных замыканиях антиклиналей.

Факты приуроченности золотоносности к структурным ловушкам в сводах куполовидных структур и их периклинальных замыканий, обогащен-

ность пород в ловушках аморфным углеродом и графитом и очевидные признаки миграции этих веществ невольно толкают к сравнению рассматриваемых золотоносных структур с нефтяными структурами (Поспелов, 1967; Эйриш, 1989, 1991).

В соответствии с современными представлениями можно думать, что органическое вещество при образовании нефти и металлические компоненты при формировании рудных месторождений мобилизуются из вмещающих пород в результате диагенеза, метаморфизма и действия локальных тепловых источников. В локализации нефтяных залежей главную роль играют экраны и ловушки в замках складок, валлообразных поднятиях и куполах. То же характерно для многих рудных месторождений, в образовании которых важная роль принадлежит окислительно-восстановительным реакциям. В этих процессах органическое вещество является главным компонентом, способным восстанавливать поливалентные элементы, и в том числе золото (Германов, 1978).

Интересные закономерности получены по литолого-геохимическим условиям локализации золотого оруденения в черносланцевых толщах Джагдинской ЗП (С. Г. Парада, Л. Ф. Парада, 1988а, б). Установлено, что кварцевожильное оруденение располагается в вулканогенно-терригенных толщах с натровым типом щелочности, а сульфидно-вкрапленное - в вулканогенно-терригенно-хемогенном разрезе преимущественной калиевой щелочности. Причины этого явления еще не изучены.

5.3.5. Региональная рудно-магматическая зональность

Самый общий анализ пространственного распространения золотоносности региона и характер ее связи с магматизмом и геотектоническими условиями формирования приводят к выводу, что вещественность оруденения (его минеральный состав, химизм самого золота) определяется двумя факторами: 1) типом земной коры (фемическая, переходная, сиалическая), характеризующим степень участия в рудогенезе вещества мантии, являющегося источником золота, и 2) интенсивностью развития орогенических процессов, будь то ГСО или структуры ТМА. Имеющиеся данные подтверждают эти общие положения, указывающие на генетическое родство золота с фемическими породами Земли. В общем случае в структурах с корой фемического профиля мы должны ожидать развитие собственно золотых руд, а в областях с переходной и сиалической корой доля золота в рудах будет уменьшаться в пользу серебра и редких металлов. Такую региональную зональность мы и наблюдаем (рис. 5.15, 16) в Северозападном Приохотье и в Сихотэ-Алине, где вдоль побережья Охотского моря и на Нижнем Амуре, отличающихся фемическим типом коры, развиты существенно золоторудные месторождения (Кулюкли, Тукчи, Многовершинное, Дыльменское, Белая Гора, Бухтянка, Холан), а далее к западу на коре переходного типа - золото-серебряные месторождения (Хаканджинское, Кварцевое, Дурминское). Еще дальше в глубь континента на сиалической коре уже развито преимущественно серебряное и золото-редкометалльное оруденение (Куйдусунский рудный район с месторождениями Хаардахским и Атунджа, Кютепский район).

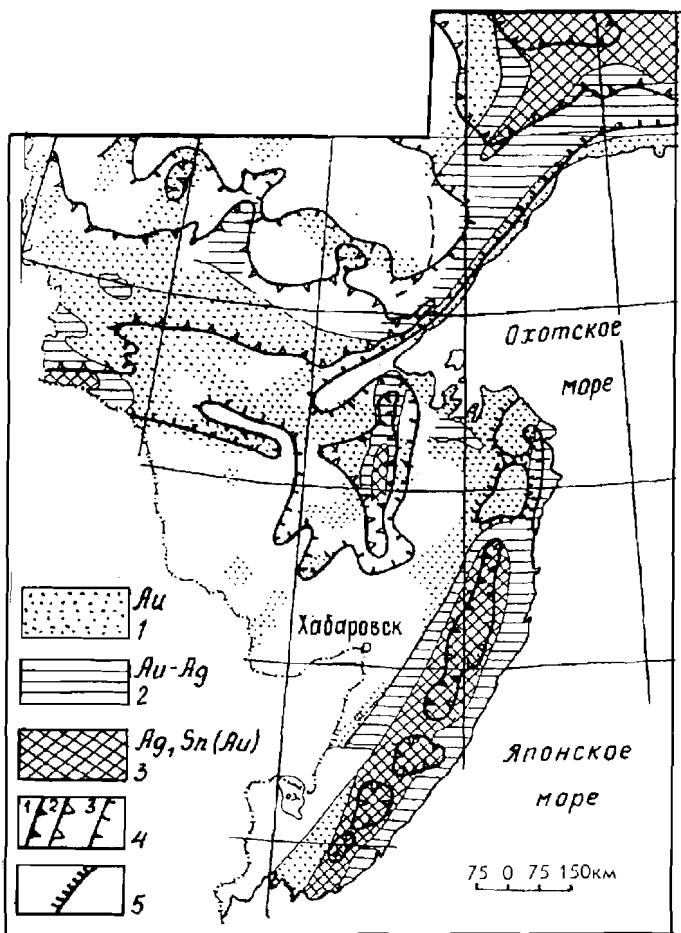


Рис. 5.15. Зональное расположение золото-содержащих формаций относительно структур глубинного разуплотнения.

1-3 - формации: золотая (1), золото-серебряная (2), золото-редкометаллическая (3); 4 - разуплотнение различной интенсивности (1 - интенсивное); 5 - региональные максимумы силы тяжести

Сходная картина наблюдается и на Сихотэ-Алине, где зона золото-серебряного оруденения в направлении к сиалическому ядру сменяется зоной редкометаллического оруденения с серебром и золотом. Существенно золотыми являются месторождения Покровское и Прогнозное, расположенные в пределах фемической коры, а Березитовое и Кировское, приуроченные к коре переходного типа, отличаются полиметаллическостью и даже некоторой редкометаллическостью.

Второй фактор (развитость орогенических процессов) тесно связан с рассмотренным, так как области сиалической коры совпадают с участками интенсивного развития калиевого магматизма. Это ядра орогенов - Куйдусунского, Сихотэ-Алинского, Ям-Алинского, с которыми ассоциирует редкометаллическое, золото-редкометаллическое и серебряное оруденения, а по их периферии - золото-серебряное и золотое. Относительно этих ядер и проявляется региональная рудная зональность. Следует подчеркнуть, что как и оруденение, гранитоидные интрузивные массивы различной петрохимической и петрофизической специализации располагаются зонально относительно упомянутых сиалических ядер. В пределах последних развиты немагнит-

ные калиевые гранитоиды с низкими коэффициентами окисленности железа, а по периферии - существенно натровые магнитные с высокой степенью окисленности железа. Единый рисунок рудной и магматической зональности свидетельствует о тесных, вероятно, парагенетических связях оруденения и магматизма.

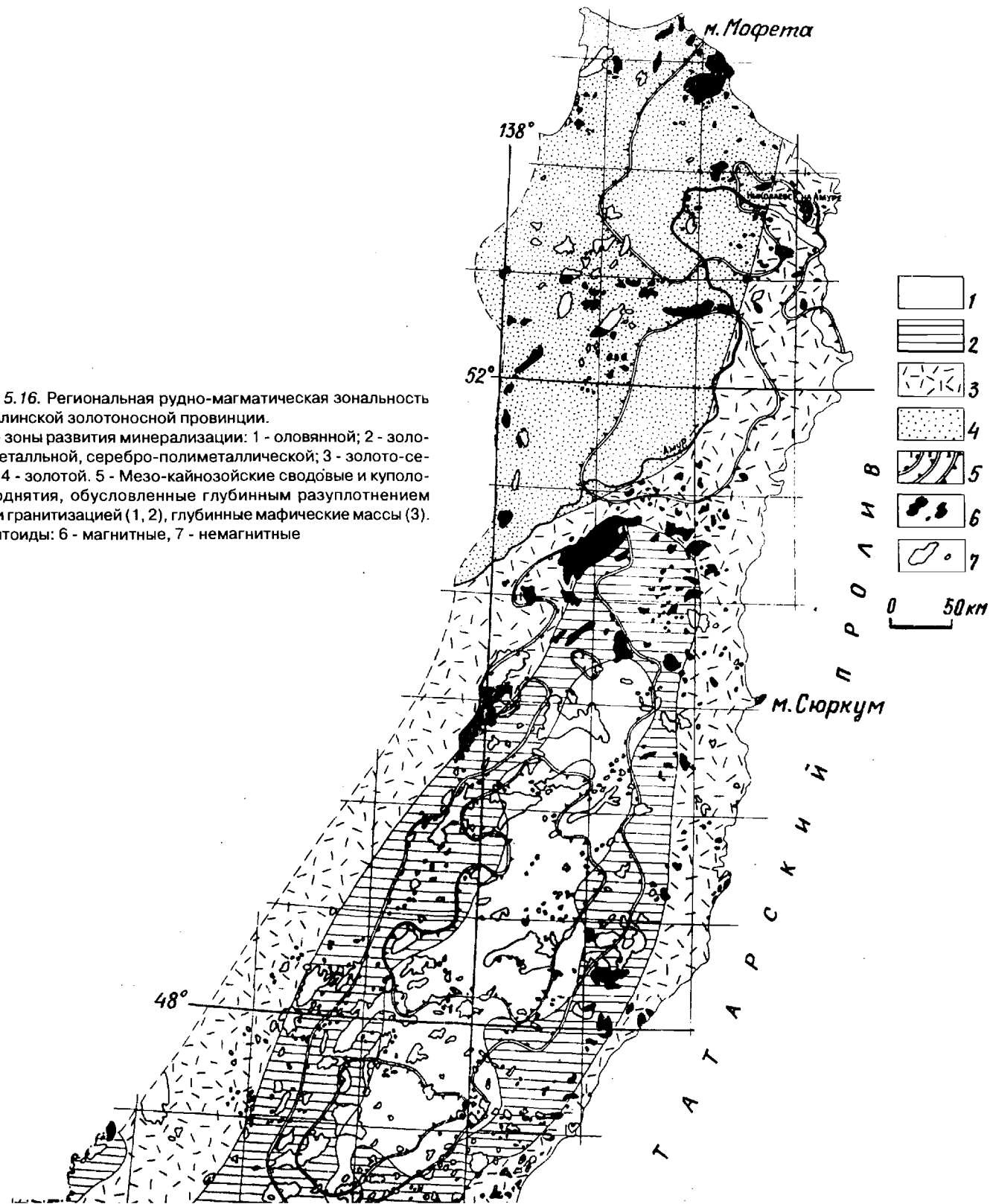
Более детально региональная рудная зональность изучена в Приморском крае (Эйриш, 1990). И. Н. Томсон (1976 г.), по-видимому, первый указал, что золотое оруденение в южной части Сихотэ-Алиня располагается по периферии двух сводовых поднятий (т. е. зонально), выделенных геолого-морфометрическими методами, и что внутренние части свода неблагоприятны для развития золотого оруденения.

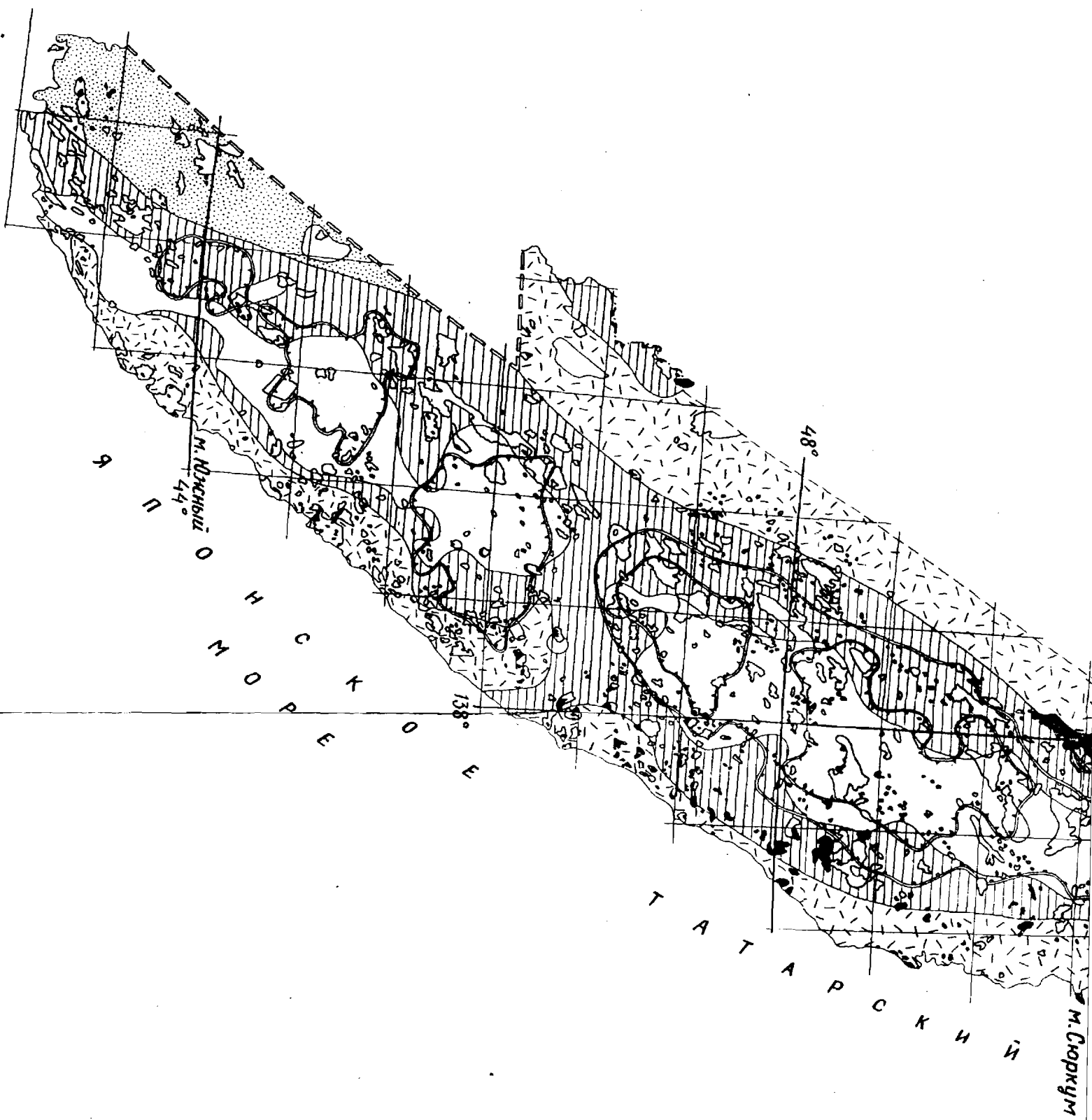
Если нанести на карту ареалы распространения оловянного, вольфрамового, золото-редкометалльного, золото-серебряного и собственно золотого оруденения, то на площади Приморья возникает картина зональной структуры, удлинённая в ССВ направлении, конформная региональным гравитационным и магнитным полям и морфоструктуре горного массива Сихотэ-Алиня (рис. 5.16). В центральной части зональной структуры выделяется Редкометалльная зона с многочисленными и разнообразными месторождениями и рудопроявлениями олова с вольфрамовой минерализацией. Длина зоны порядка 1000 км, ширина уменьшается с СВ на ЮЗ от 100 до 20 км. В районе Бикинского грабена зона разрывается, но уже через 30 км появляется опять. На геофизических картах она выделяется контрастными отрицательными региональными гравитационными и магнитными аномалиями. Зона сложена преимущественно раннемеловыми дислоцированными песчано-глинистыми породами, которым резко подчинены позднемеловые и палеогеновые вулканиты, карбонатно-терригенные толщи позднего палеозоя и позднемеловые гранитоидные батолиты и штоки немагнитных пород калиевых серий. Натровые магнитные граниты ранних фаз внедрения в этой зоне редки, но именно с ними и локальными магнитными аномалиями зачастую ассоциирует золотоносность, преимущественно в геосинклинальном складчатом комплексе. Из собственно золоторудных объектов гипабиссального и мезоабиссального уровня здесь выделяются месторождения Благодатное и Глухое и ряд рудопроявлений.

Краевая зона окаймляет Редкометалльную и представлена гипабиссальным (и малоглубинным) оруденением собственно золоторудных и «гибридных» золото-серебро-полиметаллически-редкометалльных формаций в породах фундамента вулканогена и в субвулканическом ярусе. В значительной мере с ней совпадают ареалы развития вольфрамовой и золото-вольфрамовой минерализации. Для зоны в целом характерны гравитационные и магнитные поля, переходные от отрицательных к положительным значениям. Геологическая ситуация в пределах Краевой зоны разнообразная и в общем сходная с таковой Редкометалльной зоны, но золоторудные проявления в ней теснее сопряжены с локальными магнитными аномалиями, обусловленными преимущественно гранитоидами и вулcano-плутоническими комплексами ранних фаз внедрения. Среди гипабиссальных (и мезоабиссальных) объектов с золото-вольфрамовым оруденением к Краевой зоне отнесены месторождения Незаметное и Восток-2, Намовское, Порожистое, рудопроявления

Рис. 5.16. Региональная рудно-магматическая зональность в Сихотэ-Алинской золотоносной провинции.

1-4 - зоны развития минерализации: 1 - оловянной; 2 - золото-редкометалльной, серебро-полиметаллической; 3 - золото-серебряной; 4 - золотой. 5 - Мезо-кайнозойские сводовые и куполовидные поднятия, обусловленные глубинным разуплотнением вещества и гранитизацией (1, 2), глубинные мафические массы (3). 6-7 - гранитоиды: 6 - магнитные, 7 - немагнитные





Пасечное, Выручка, Соболевское и др. Отмечаются и оловосодержащие золоторудные проявления: Хмелевское, Липовая Падь, участка Болотного, Горелое; молибденсодержащие - Сихотэ, Антонов Ключ. Медью и другими цветными металлами заражены руды многих рудопоявлений, расположенных в зоне Бикинского разлома и Прибрежной зоне, независимо от принадлежности к тому или иному металлогеническому таксону.

Прибрежная зона субвулканического золото-серебряного оруденения окаймляет с востока Редкометалльную зону, а сходная с ней Силанская зона примыкает с СЗ к Краевой зоне. Прибрежная зона протягивается с ЮЗ (от пос. Валентин) на СВ до низовьев Амура полосой шириной от 0 до 50 км. Силанская зона шире (до 75 км) и с юга она ограничена разломом. Своей конфигурацией обе зоны повторяют контуры региональных положительных магнитных аномалий и характеризуются положительными полями силы тяжести. Их геофизические характеристики противоположны таковым Редкометалльной зоны. В геологическом отношении это площади повсеместного развития мел-палеогеновых вулканоплутонических комплексов преимущественно кислого состава, в пределах которых выступы довулканического фундамента составляют не более 10%. Предполагается, что Прибрежная зона контролируется одноименным глубинным разломом, фрагменты которого закартированы и выделяются на геологических картах. Фундаментом для вулканических пород Прибрежной зоны служат нижнемеловые и частично (на крайнем юге) верхнепалеозойские дислоцированные толщи, а для Силанской - аналогичные породы, а также докембрийские образования Ханкайского массива. Характерная черта геологии Прибрежной зоны - сравнительно широкое развитие массивов магнитных гранитоидов натровой щелочности (наряду с немагнитными).

В Прибрежной зоне, в отличие от Краевой, оруденение сравнительно однообразное - существенно золото-серебряное субвулканическое. Аномальная концентрация рудопоявлений (и месторождений) золото-серебряной формации наблюдается в зоне пересечения Прибрежной зоны с Бикинским глубинным разломом. Здесь же иногда отмечается повышенная сульфидность руд (медь, цинк, свинец). Прибрежная и Силанская зоны, вероятно, являются элементами единой системы зональности Сихотэ-Алиня.

В Южной части Сихотэ-Алинского блока к западу от Краевой зоны выделяется Чугуевская зона с гипабиссальным и субвулканическим оруденением собственно золоторудных формаций в породах фундамента вулканогена, краевых прогибов и в субвулканическом ярусе. С запада она ограничена Арсеньевским разломом. При ширине зоны до 70 км она протягивается на ССВ на 350 км. Конфигурация зоны близка таковой положительной магнитной аномалии, частично «разрушенной» процессами активизации. Поле силы тяжести в пределах зоны неравномерное, в общем положительное, повышается к югу.

Рассмотренные выше данные о региональной рудной зональности, сформированной относительно Сихотэ-Алинского сводового поднятия и слагающих его интрузивно-купольных структур, положены в основу районирования золотоносных площадей Приморского края (рис. 5.17). Схема районирования в значительной мере является оригинальной, но в то же время включает в

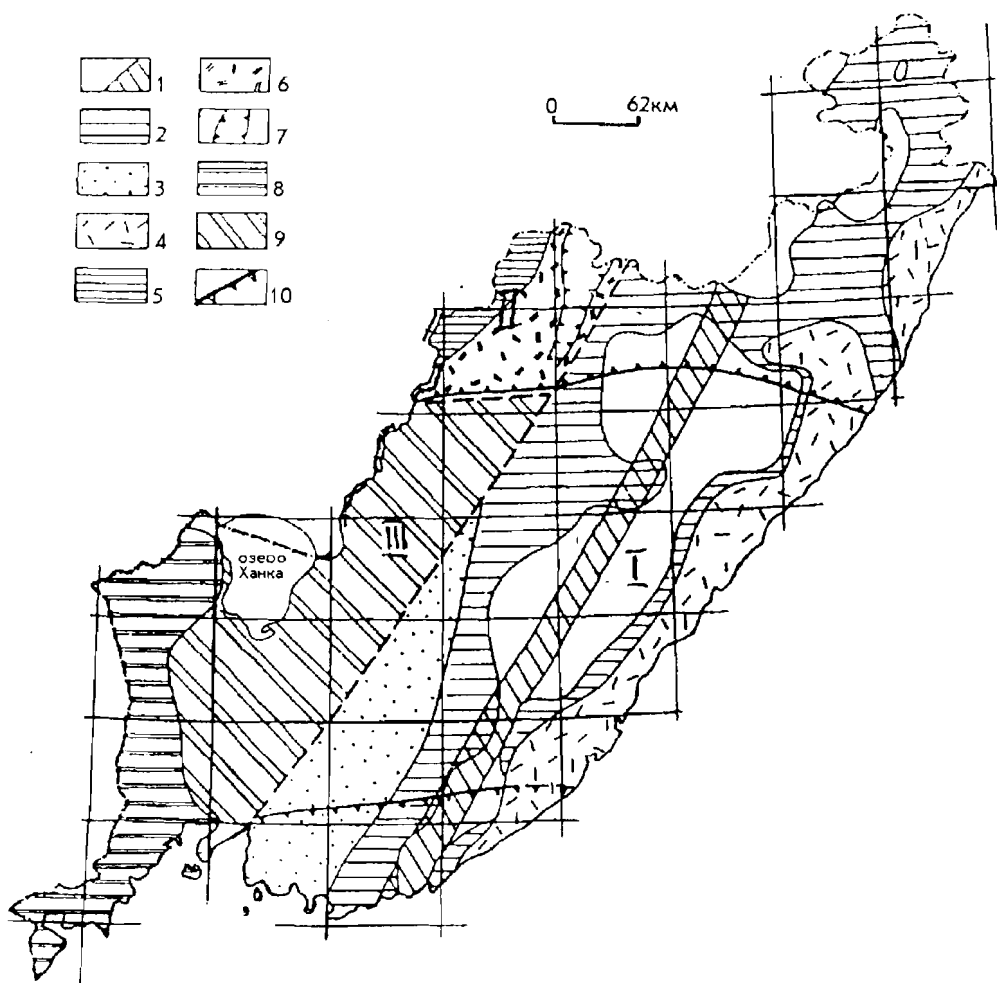


Рис. 5.17. Схема районирования золотоносности Приморья.

Сихотэ-Алинская золотоносная провинция с мел-палеогеновым оруденением. Сихотэ-Алинский блок (I): 1 - Редкометалльная зона Центрального Сихотэ-Алинского сводового поднятия с реликтовым малоглубинным золотым оруденением Осевой подзоны (штриховка); 2 - Краевая зона Центрального Сихотэ-Алинского свода с гипабиссальным и субвулканическим оруденением гибридных золото-редкометалльных формаций с серебром и цветными металлами в породах фундамента вулканогена и в субвулканическом ярусе. Подзоны Западная (2^а), Восточная (2^б), Бикинская (2^в); 3 - Чугуевская зона с гипабиссальным оруденением собственно золоторудных формаций в породах фундамента вулканогена и краевых прогибов; 4 - Прибрежная зона субвулканического золото-серебряного оруденения.

Нижнебикинский блок (II): 5 - Улиткинская зона с гипабиссальным оруденением золоторудных и золото-редкометалльных формаций в геосинклиальном складчатом комплексе; 6 - Силанская зона субвулканического золото-серебряного оруденения; 7 - зона Верхнеалчанского грабена с близповерхностным золотым оруденением. III. Ханкайская золотоносная область с палеозойским и мезо-кайнозойским (структуры активизации) оруденением. 8 - Западноприморская зона с глубинным и гипабиссальным золотым оруденением в геосинклиальных складчатых комплексах (черносланцевых и вулканогенных); 9 - Приханкайская зона со слабо проявленным золотым оруденением; 10 - границы магнитных аномальных зон с повышенной золотоносностью (Бикино-Самаргинская, Южноприморская)

себя смысловые и графические разработки схем Г. П. Воляровича, И. Н. Томсона, И. Н. Говорова. Например, несмотря на несомненное СВ простирание основных металлогенических зон, в Приморье развиты и широтные рудоносные структуры (Южноприморская, Бикино-Самаргинская), на существование которых указывали многие геологи.

Материалы о зональном расположении рудоносности позволяют предполагать, что металлогеническая продуктивность Сихотэ-Алиня обусловлена развитием в его недрах (верхняя мантия и низы коры; Петрищевский, 1985) мезо-кайнозойских структур разуплотнения, в которых, судя по интрузивным и вулканическим продуктам, выплавлялись гранитоидные магмы в нормальной гомодромной последовательности от габбро, диоритов и гранодиоритов натровых серий к гранитоидам калиевой специализации. На гравиметрических картах эти структуры фиксируются интенсивными региональными минимумами силы тяжести в виде округлых (в плане) ядер, составляющих цепочку из нескольких структур СВ простирания. Интенсивность разуплотнения вещества в ядрах нарастает в направлении с ЮЗ на СВ. Аналогичным образом увеличиваются размеры этих структур и мощность геосинклинальных отложений. Гравитационным минимумам Сихотэ-Алиня соответствуют интрузивно-купольные структуры, границы между которыми проходят по глубинным разломам ЗСЗ простирания.

Судя по гравиметрическим и другим материалам разуплотнение недр и выплавление гранитоидных магм на ранних стадиях орогенеза происходили в фемической среде (океанической либо переходной коре), богатой металлами и благоприятной для их мобилизации выплавляющимися кислыми магмами и связанными с ними флюидами. Гомодромная последовательность выплавления и внедрения магм, специализированных на различные металлы либо имеющих с ними парагенетическое родство, подтверждается геологическими наблюдениями (например, в бассейне р. Колумбе).

Анализ геолого-геофизических материалов показывает, что по мере своего развития очаги разуплотнения все более насыщаются кислыми и калиевыми гранитоидами и металлогенический профиль структур соответственно эволюционирует от золота к вольфраму и олову (Маракушев, 1978). При этом относительно ядер разуплотнения формируется региональная пространственно-временная магматическая и рудная зональность. В центральных частях зрелых очаговых структур развито оловянное, далее от центров - вольфрамовое (вначале с оловом, а затем с золотом) и по периферии - золотое оруденение. В пограничных зонах часто проявлено гибридное (обычно золото-вольфрамовое оруденение), а в осевых и межкупольных участках отмечается реликтовое (и регенерированное) золотое оруденение. В общем случае наблюдается прямая связь между степенью разуплотнения ядер гранитизации и интенсивностью редкометалльного оруденения.

Нынешнее пространственное положение разных типов оруденения зависит от степени эродированности очаговой структуры. В общем случае, если обнажены калиевые немагнитные гранитоиды - это зона олова и вольфрама, а если магнитные натровые - то это зона золота. В процессе эволюции очаговая структура уничтожает либо регенерирует ранее созданное (например, золотое) оруденение. Поэтому в ареалах распространения оловянных мес-

торождений в Центральном Сихотэ-Алине редко встречаются золоторудные проявления. Но если они есть, то представлены относительно крупным и высокопробным золотом, что обусловлено его метаморфизмом со стороны поздних редкометалльных гранитоидов.

5.3.6. Эрозионный срез золоторудных структур и сохранность оруденения

Золотое оруденение возникает преимущественно на раннеорогенном этапе, и вся последующая геологическая история подвижных зон является историей его уничтожения. Полевые и экспериментальные исследования золоторудных месторождений Верхней Селемджи и Нижнего Приамурья (Моисеенко, 1965, 1974; Моисеенко, Фатьянов, 1978) показали, что под воздействием пострудных гранитоидов золото укрупняется и облагораживается и мигрирует из сульфидов и других минералов в кварц. Скорость диффузии золота в кварце в таких условиях даже при высоких температурах чрезвычайно мала, так же, как и низка его летучесть. Однако в обводненных структурах при температурах до 300° С возможен существенный вынос золота гидротермальным путем (Летников, Вилор, 1981). Такие температуры, например, развивались в СЗ периклинали Правобуреинского купола в связи с внедрением одноименного пострудного гранитного плутона (Неменман и др., 1987), где, как и в других куполовидных структурах Селемджино-Кербинского поднятия, произошли существенное перераспределение золотоносности и ее отгонка во внешние (от интрузий) периклиналильные зоны этих структур (рис. 5.2).

Наиболее очевиден эрозионный путь уничтожения золоторудных месторождений. Развитие подвижных зон и отдельных очаговых структур редко ограничивается раннеорогенным этапом. Чаще в связи с развитием глубинных структур разуплотнения орогенез прогрессирует в региональных масштабах и сопровождается интенсивными поднятиями и эрозией раннеорогенных структур, в том числе и золоторудных. Поднятия эти неравномерные и в каждом конкретном случае их интенсивность, а следовательно, и степень эрозионных процессов могут быть разными. Зная вертикальную последовательность уровней оруденения и характер рудной зональности (ее тенденции), можно в общих чертах оценить степень эрозионного среза рудоносных структур каждой золотоносной области.

На Алданском щите глубина эрозионного среза рудоносных структур определяется сохранностью карбонатно-терригенного протерозойско-кембрийского и терригенного юрского чехла на участках проявления ТМА. Оптимальный эрозионный срез, когда эрозией вскрыт фундамент при хорошей сохранности чехла, наблюдается в Центральноалданском, Верхнеамгинском, Учурском, Ломамском, Юнско-Даньском и других районах. В Среднеамгинском районе он, вероятно, незначителен, здесь еще не вскрыты дайки щелочных и щелочно-земельных пород, и оценка района, по-видимому, потребует применения буровых работ. Глубоко эродированы Эвотинский, Тыркандинский, Одолинский районы.

Степень эродированности оруденения в Становой ЗП в общем случае определяется сохранностью кровли мезозойских магнитных гранитоидов, представленной юрско-меловыми вулканитами и осадочными породами (для субвулканического оруденения) и уровнем эродированности очаговых структур с центральными штоками гипабиссальных гранитоидных массивов мелового возраста (гипабиссальное оруденение). Наиболее перспективны структуры, где сохранились вулканические аппараты, субвулканические массивы и их кровля, дайки порфириров, лампрофиоров и пр. в древнем гнейсово-гранитном фундаменте.

В Приохотье золотоносные структуры значительно менее эродированы, чем на Становике. Породы кристаллического фундамента здесь вскрыты лишь на небольшой площади в Охотском массиве и Юровском выступе. Фундаментом для вулканитов, вмещающих основное оруденение, являются также осадочные толщи верхоянского комплекса. Оруденение локализуется в осевых частях вулканогенов (месторождения Юрьевское, Хаардахское, Хаканджинское, Кварцевое, Атунджа) обычно в пределах вулcano-тектонических поднятий, где вероятность вскрытия эрозией продуктивных рудоносных уровней наибольшая. Сходная картина наблюдается по краям вулканогенов Ульинского, Куйдусунского, Кава-Ямского, где эродированность вулканических структур, особенно в поперечных поднятиях, глубже, чем в направлении к центрам прогибов. Возвышенные участки названных вулканогенов, в особенности сложенных кислыми вулканитами, удалены по вертикали от основных рудозакранирующих структурных уровней (андезиты ульбериканского и хетанинского комплексов). Зона собственно золотых руд проходит в прибрежной полосе вулканитов по линии Аян-Тукчи-Кулюкли-Ланжин и далее на восток, а зона золото-серебряных руд удалена к СЗ от этой полосы (верховья Ульи, Девокша, Хаканджа). Благоприятные эрозионные срезы для серебряного и золото-серебро-редкометалльного оруденения ожидаются на выступах фундамента Куйдусунского вулканогена.

Буреинский массив. Здесь выделяется три основных рудозакранирующих комплекса: протерозойско-кембрийский терригенно-карбонатный, юрско-меловые осадочные образования чехла массива и вулканиты мела. Древний комплекс развит фрагментарно в виде провесов кровли в биробиджанских гранитоидах (PZ₁). Наиболее широко он представлен на Малом Хингане и в Мамыньском выступе. Пространственно с ним обычно связана россыпная золотоносность, но определить возраст оруденения (байкальский или меловой) затруднительно. Древний возраст оруденения наиболее вероятен на Малом Хингане, где золотоносность пространственно связана с графитоносными толщами союзненской свиты, слагающими фрагменты антиклиналей, и где известно золотокварцевое оруденение (гора Лысая). Сохранившиеся от эрозии надбатолитовые участки развития союзненской свиты, ассоциирующие с россыпной золотоносностью, характеризуют оптимальный для района уровень эрозионного среза возможного оруденения. Юрско-меловые образования, как рудозакранирующий комплекс, развиты в Буреинском и Тынминском прогибах и фрагментарно в южной, западной и северной частях Буреинского массива. Они вмещают гипабиссальные золоторудные проявления (Иорикская группа, месторождение Нони) в пространственной связи с интруз-

зиями диоритовых порфириров. Вулканический рудозакранивающий комплекс является наиболее продуктивным в провинции в основном благодаря оптимальному уровню эрозионного среза вулканических структур, в особенности в Северобуреинской зоне, где на значительных пространствах вскрыта подошва вулканогенов с комплексами субвулканических порфирировых интрузий в ассоциации с благоприятными типами гранитоидов (Тыгда-Улунгинский, Октябрьский, Верхнемамынский и другие районы). Также оптимальным следует считать уровень эрозионного среза вулканических построек, расположенных на восточном окончании зоны и вдоль западной границы Туранского выступа, где находится Прогнозное месторождение.

В Южном Верхоянье золотое оруденение локализовано в двух структурных ярусах: в терригенно-карбонатном позднепротерозойском, где развиты прожилково-вкрапленные и жильные проявления (Курун-Уряхское, Тас-Юряхское), и в верхоянском комплексе (средний карбон-средняя юра), где распространены месторождения дуэтского и нежданинского типа. Предполагается, что региональная рудная зональность в Южноверхоянской золотоносной зоне сформировалась в мелу в связи с развитием Куйдусунской очаговой структуры, в результате чего близ ее центра образовались вертикальные рудоносные зоны (нежданинский тип), а по периферии - послонные и седловидные рудные тела (дуэтский тип), пространственно сопряженные с пачками псефито-псаммитовых пород. Уровень эрозионного среза рудоносных структур обоих типов оптимальный, на что указывают амагматичный характер рудных полей (иногда присутствуют лишь дайки порфириров), тесная связь богатых россыпей с конкретными рудными источниками либо незначительное развитие россыпей при масштабном вертикальном размахе оруденения (Нежданинское месторождение).

Джагдинская зона. Исходя из представлений о ярусности оруденения и его экранирования толщами первично алевро-пелитовых пород и диабазов в куполовидных антиклиналях можно говорить о различных уровнях эрозионного среза структуры в целом и отдельных ее участков. Максимальный эрозионный срез рудоносных структур наблюдается в Харгинском поднятии и восточной части Ниманского района, где вскрыты низы разреза района, соответственно более высокотемпературные руды и околорудные метасоматиты (альбититы) и развиты наиболее богатые россыпи с относительно крупным и высокопробным золотом. Главный экранирующий горизонт в Харгинском поднятии - эльгинский зеленокаменных пород, а в Ниманском районе - ипатинская и самырская свиты. В пределах Харгинского поднятия эрозионный срез незначительно снижается с юга на север (от Афанасьевского к Унгличиканскому месторождению), в Ниманском районе - в западном направлении. В целом же по Джагдинской зоне наблюдается снижение степени эрозионного среза структуры с востока на запад. Уровень эрозионного среза Токурской структуры, как упоминалось, меньше такового Харгинской на 3 км, а в пределах Токурского рудного поля эрозионный срез Иннокентьевского участка глубже собственно Токурского, что подтверждается более высокой пробой золота (на 80 ед.), аномальным содержанием арсенопирита и шеелита, которые на Токуре появляются лишь на глубоких горизонтах, геохимическими данными. В Унья-Бомском районе эрозионный срез золотоносных

структур, вероятно, самый низкий. Здесь эрозией не вскрыты даже дайки порфиритов, столь характерные для рудных полей восточной части Джагдинской зоны.

На Сихотэ-Алине характер и интенсивность проявления золотоносности определяются сохранностью в современном рельефе орогенических структур - вулканогенов с их эруптивными аппаратами и субвулканическими интрузиями, а также степенью вскрытия эрозией фундамента вулканитов с их гипабиссальными и глубинными гранитоидными массивами. Выше упоминалось о сиалическом ядре Сихотэ-Алинского орогена, вокруг которого формировалась рудная зональность. Это ядро расположено в осевой части структуры к югу от долины Амура (Амурского разлома) и сложено эвгеосинклинальными складчатыми формациями, прорванными существенно калиевыми гранитоидами, с которыми ассоциирует преимущественно редкометалльная и полиметаллическая минерализация. С запада и севера ядро окаймлено вначале Дурминской зоной с золото-серебряным оруденением, а затем Бикинской и Нижнеамурской зонами с существенно золоторудными проявлениями и месторождениями (рис. 5.16). В центральном ядре вулканические орогенические комплексы эродированы полностью, в Дурминской зоне они частично сохранились, а в Нижнеамурской слагают значительные площади. Эти данные свидетельствуют о том, что темп мел-кайнозойских поднятий снижается от ядра к периферии структуры. Таким образом, перспектива обнаружения золотого, золото-серебряного и золото-редкометалльного оруденения в нижнем ярусе верхнего этажа Сихотэ-Алинской ГСО находится в зависимости от сохранности вулканических (субвулканических) рудовмещающих комплексов. Оптимальными следует считать срезы, когда эрозией вскрыты фундамент вулканитов, их субвулканические и эруптивные аппараты (Многовершинное, Дурминское месторождения). При большем эрозионном срезе руды субвулканического уровня уничтожаются, а при меньшем - бронируются покровными фациями вулканитов, и на поверхности обнажаются лишь штокверки верхнерудных близповерхностных уровней (Белая Гора, Бухтянка).

Благоприятным эрозионным срезом рудоносных структур перивулканических зон можно считать гипабиссальный уровень на участках развития куполовидных структур и антиклиналей с проявлениями малых интрузий диоритов и даек порфиритов. Наличие глубоковскрытых крупных массивов гранитоидов - неблагоприятный фактор, так как наиболее продуктивные оруденелые структуры эродированы.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

6.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ВЫДЕЛЕНИЙ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Изучено рудное золото некоторых месторождений Становой, Джагдинской, Сихотэ-Алинской провинций. Золото выделялось из руды путем ее растворения в плавиковой кислоте на водяной бане (Моисеенко, 1977). Содержание золота и серебра определялось химическим или микрохимическим методом, ртуть - турбокалометрическим и объемным методами с предварительной отгонкой. Прочие элементы определены количественным спектральным анализом. Результаты анализов представлены в таблицах.

На Кировском месторождении (Становая провинция) (табл. 6.1) проба золота уменьшается от ранней золото-магнетитовой ассоциации к поздней золото-галенит-сфалеритовой. Примесей больше в золоте поздних стадий. Золото наиболее продуктивной висмутовой стадии содержит минимальное количество примесей и отличается более крупными выделениями. Содержа-

Таблица 6.1

Химический состав самородного золота
Кировского месторождения Верхнего Приамурья
(массовая доля, %)

Элемент	Минеральные ассоциации			Среднее
	золото-магнетитовая (3-м-225)	золото-висмутовая (3-м-22-223)	золото-галенит-сфалеритовая (3-м-231)	
Аи	97,72	93,88	88,923	93,51
Аg	1,38	5,29	9,633	5,43
Си	0,0155	0,0265	0,0182	0,021
Рt	0,0006	0,0003	0,0002	0,0004
Нg	0,003	0,008	0,015	0,008
Тe	0,06	0,0358	0,008	0,035
Se	0,007	0,0128	0,004	0,008
Вi	0,0002	0,0248	0,0003	0,008
Сb	0,0001	0,0007	0,0009	0,0006
Аs	0,0011	0,0006	0,0004	0,0007
Рb	0,0012	0,0014	0,0018	0,0015
Sn	0,00001	0,0015	0,0018	0,0011
Zn	0,00001	0,00004	0,0005	0,0002
Mn	0,00004	0,0008	0,0002	0,0003
Fe	0,215	0,158	0,156	0,1763
Co	0,00001	0,00005	0,00001	0,00003
Ni	0,00001	0,0001	0,00005	0,00005
Ca	0,03	0,03	0,18	0,08
Al	0,08	0,07	0,21	0,12
Si	0,023	0,032	0,18	0,078
Σ	99,54	99,58	99,33	99,48

ние кремния, алюминия и кальция связано с микровключениями в золоте кварца и полевого шпата. Наиболее характерные примеси: железо, теллур, медь и висмут. В золоте Кировского месторождения от поздних к ранним генерациям увеличивается содержание серебра, ртути, сурьмы, свинца и олова, но уменьшается доля золота, теллура, мышьяка. В золоте висмутовой стадии характерная примесь - висмут, а кроме того, отмечается повышенное содержание селена.

На Харгинском рудном поле (Джагдинская провинция) изучено золото рудоносных альбититов (Албынская зона) и золото-кварцевых жил Харгинского месторождения (табл. 6.2). Золото альбититов, в сравнении с жильным золотом, отличается повышенной пробой (893), малыми размерами выделений, высоким содержанием теллура и низкими - сурьмы, свинца, олова. Золото продуктивной стадии более крупное, оно содержит повышенные количества сурьмы, свинца, олова и ртути. Золото нижних горизонтов характеризуется более высокой пробой (903) и повышенным содержанием меди. В окисленных рудах проба золота более высокая.

Таблица 6.2

**Химический состав самородного золота
Харгинского рудного поля (массовая доля, %)**

Элемент	Линза альбититов (3-м-44)	Жилы			
		3-м-142	3-м-46	3-м-141	3-м-143
Аи	89,31	87,76	87,72	87,65	87,53
Ag	9,79	11,48	11,28	11,36	11,77
Си	0,0050	0,0050	0,05	0,0039	0,0031
Pt	0,00005	0,00025	0,00009	0,0032	0,0035
Hg	0,47	0,19	0,17	0,21	0,19
Te	0,043	0,021	0,032	0,022	0,036
Se	0,007	0,007	0,013	0,007	0,009
Bi	0,00001	0,00001	0,00001	0,00001	0,00008
Sb	0,00011	0,0008	0,02	0,0019	0,0050
As	0,0041	0,0038	0,006	0,0066	0,079
Pb	0,0003	0,0021	0,025	0,06	0,02
Sn	0,00001	0,00001	0,00001	0,0053	0,0008
Zn	0,0001	0,00001	0,00001	0,00001	0,00001
Mn	0,00002	0,00001	0,005	0,00006	0,00005
Fe	0,254	0,257	0,296	0,305	0,215
Co	0,00001	0,00001	0,002	0,00001	0,00001
Ni	0,00001	0,00001	0,002	0,00001	0,00001
Ca	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,03	0,06	0,15	0,3	0,06
Si	0,01	0,005	0,085	0,02	0,004
Σ	99,94	99,83	99,87	99,96	99,94

На Токурском месторождении (Джагдинская провинция) изучено золото продуктивной стадии с разных глубин. В табл. 6.3 пробы размещены слева направо в порядке уменьшения глубины отложения минералов от палеоповерхности. В этом направлении возрастает содержание серебра (уменьшается проба золота) и свинца. Характерные примеси в золоте: платина, селен,

**Химический состав самородного золота Токурского месторождения
(массовая доля, %)**

Элемент	3-м-104	3-м-109	3-м-102	3-м-101	3-м-98	3-м-110	3-м-103	Среднее по месторождению
Аи	77,09	76,02	74,07	72,92	72,84	72,79	72,54	74,0386
Ag	21,68	23,08	24,99	26,39	26,17	25,98	26,61	24,9857
Си	0,0019	0,0009	0,0013	0,0003	0,010	0,030	0,0370	0,0103
Pt	0,0013	0,0005	0,00011	0,0001	0,0004	0,0095	0,0037	0,0022
Hg	0,207	0,21	0,08	0,15	0,175	0,11	0,12	0,1503
Te	0,127	0,008	0,034	0,058	0,030	0,039	0,034	0,0474
Se	0,03	0,004	0,004	0,015	0,010	0,009	0,015	0,0124
Bi	0,00310	0,00001	0,00006	0,00001	0,00001	0,00001	0,00020	0,0005
Sb	0,0076	0,0005	0,0016	0,0054	0,0022	0,0008	0,0028	0,0030
As	0,001	0,014	0,020	0,030	0,044	0,041	0,071	0,0320
Pb	0,0135	0,0028	0,1000	0,0250	0,0150	0,0269	0,0900	0,0390
Sn	0,00001	0,00001	0,00001	0,00001	0,00005	0,00001	0,00010	0,00003
Mn	0,00012	0,00002	0,00002	0,00002	0,00006	0,00005	0,00003	0,00004
Fe	0,181	0,345	0,328	0,362	0,372	0,379	0,380	0,3350
Ni	0,00001	0,00001	0,00001	0,00001	0,00002	0,00001	0,00001	0,0001
Ca	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02
Al	0,17	0,3	0,08	0,05	0,05	0,02	0,02	0,1243
Si	0,042	0,015	0,027	0,066	0,0047	0,01	0,015	0,0257
Σ	99,58	100,01	99,77	100,11	99,72	99,47	99,95	99,83

Примечание. Цинк и кобальт не обнаружены.

Таблица 6.4

**Химический состав самородного золота Ясненского месторождения
(массовая доля, %)**

Элемент	3-м-45	3-м-47-А	3-м-47	Среднее
Аи	74,33	73,89	73,46	73,89
Ag	24,89	25,26	25,23	25,83
Си	0,0105	0,0051	0,0007	0,0054
Pt	0,0008	0,0011	0,0002	0,00073
Hg	0,08	0,07	0,18	0,11
Te	0,035	0,035	0,135	0,0683
Se	0,007	0,008	0,001	0,0093
Bi	0,0011	0,00013	0,00002	0,0004
Sb	0,00015	0,0024	0,00012	0,0013
As	0,0120	0,0150	0,0022	0,0097
Pb	0,13	0,0037	0,0023	0,0453
Sn	0,00001	0,00001	0,00001	0,00001
Zn	0,00001	0,00001	0,00001	0,00001
Mn	0,00001	0,00003	0,00001	0,00002
Fe	0,04	0,026	0,002	0,02267
Ni	0,00003	0,00001	0,00001	0,00002
Ca	0,02	0,02	0,03	0,0233
Al	0,03	0,03	0,04	0,0333
Si	0,006	0,007	0,03	0,0143
Σ	99,59	99,37	99,11	99,36

Примечание. Кобальт и палладий не обнаружены.

Таблица 6.5

**Химический состав самородного золота рудопроявлений
малосульфидной формации Приамурья (массовая доля, %)**

Элемент	Золотая Гора (3-м-224)	Афанасьев- ское	Токурское (3-м-111)	Сагурское (3-м-50)
Аи	97,02	87,61	77,03	76,67
Ag	2,63	11,64	21,98	22,48
Си	0,0740	0,036	0,0014	0,0025
Pt	0,00001	0,0003	0,009	0,0015
Hg	0,0003	0,083	0,101	0,111
Te	0,036	0,019	0,159	0,080
Se	0,0005	0,007	0,035	0,020
Bi	0,00001	0,0004	0,00001	0,00003
Sb	0,0001	0,0026	0,0038	0,0005
As	0,0004	0,0095	0,0195	0,0189
Pb	0,0006	0,0014	0,0080	0,0055
Sn	0,00035	0,00001	0,0032	0,00014
Mn	0,0011	0,00004	0,00004	0,00003
Fe	0,015	0,025	0,346	0,385
Ca	0,03	0,02	0,03	0,02
Al	0,03	0,03	0,04	0,03
Si	0,0024	0,07	0,009	0,004
Σ	99,84	99,56	99,77	99,83

Примечание. Никель, кобальт, палладий и цинк не обнаружены.

теллур и мышьяк (на Кировском - висмут, на Харгинском - сурьма и ртуть). Для золота Ясененского месторождения, расположенного в эндоконтактовой зоне Ингаглинского гранитоидного массива (Восточная Селемджа), характерны пониженная проба, повышенная концентрация свинца и пониженная меди (табл. 6.4). Золото Сагурского месторождения (Верхнеселемджинская зона) отличается повышенным содержанием теллура и низким содержанием меди (табл. 6.5).

Характерно, что состав самородного золота руд малосульфидной формации разный для месторождений из разных районов (табл. 6.6). В широких пределах варьирует проба золота, различны типоморфные примеси. Например, золото месторождения Аскольд (Южное Приморье) содержит повышенные количества селены и теллура, а золото Октябрьского месторождения (Нижнеамурская зона) - медь и платину.

Таблица 6.6

**Химический состав самородного золота месторождений
Октябрьского (Нижний Амур) и Аскольд (Южное Приморье)
малосульфидной формации (массовая доля, %)**

Элемент	Октябрьское	Аскольд
Au	96,45	82,41
Ag	2,85	16,97
Cu	0,0480	0,0064
Pt	0,0037	0,0009
Hg	0,006	0,01
Te	0,046	0,086
Se	0,011	0,071
Bi	0,0002	0,0001
Sb	0,00005	0,0002
As	0,0030	0,0025
Pb	0,0043	0,0074
Mn	0,0001	0,00008
Fe	0,272	0,257
Co	0,0007	0,0001
Ca	0,01	0,03
Al	0,02	0,004

Примечание. Палладий не обнаружен.

Для золота субвулканических и близповерхностных месторождений (Многовершинное, Бухтянка и др.) типичен широкий диапазон колебаний пробы - от электрума и кюстелита до высокопробной (более 900). Последнее встречается на участках рудных тел, подвергшихся метаморфизму со стороны пострудных интрузий, как это установлено для Многовершинного месторождения (Моисеенко, 1977) (табл. 6.7, 6.8, 6.9). В целом же в золоте этого типа месторождений отмечаются высокие содержания марганца, олова, меди. В золоте Многовершинного месторождения много марганца и олова.

Для каждой из золоторудных формаций подсчитан средний химический состав золота (табл. 6.10). В результате выявлены отчетливые закономерности. Наиболее высокая проба золота установлена для золота умеренно-сульфидной формации. Для него же характерны повышенные содержания висму-

Химический состав самородного золота Многовершинного месторождения
(массовая доля, %)

Элемент	3-М-323	3-М-239	3-М-360-363	3-М-364	3-М-324	3-М-366	3-М-328
Аи	96,35	94,1	91,15	90,90	90,35	88,05	85,93
Аg	1,92	4,4	8,18	8,65	8,71	10,37	12,83
Си	1,05	0,3	0,25	0,185	0,12	0,35	0,73
Рt	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Нg	0,0001	0,0003	0,0001	0,0001	0,005	0,0005	0,0001
Тe	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0002
Se	0,00015	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Вi	0,0006	0,0003	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Сb	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,11	0,0001	0,0001
Аs	0,301	0,0001	0,015	0,011	0,0001	0,0001	0,101
Рb	0,0001	0,017	0,0012	0,0012	0,12	0,090	0,0001
Sn	0,0001	0,0001	0,0160	0,018	0,012	0,355	0,0001
Zn	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,060	0,0001
Mn	0,0001	0,001	0,0002	0,001	0,0011	0,025	0,031
Fe	0,160	0,58	0,025	0,043	0,067	0,455	0,53
Co	0,0001	0,001	0,001	0,0001	0,0001	0,0001	0,001
Ca	0,025	0,05	0,05	0,05	0,06	0,018	0,035
Al	0,045	0,05	0,06	0,05	0,06	0,012	0,101
Si	0,035	0,15	0,12	0,05	0,25	0,035	0,055
Σ	99,89	99,65	99,85	99,96	99,87	99,82	100,35

Примечание. Никель и палладий не обнаружены.

**Химический состав самородного золота Многовершинного месторождения
(массовая доля, %)**

Элемент	3-м-347	3-м-332-345	3-м-334-342-346	3-м-325	3-м-314-324	3-м-365	3-м-330	Среднее
Au	85,41	84,42	84,10	83,40	81,21	79,66	73,76	86,34
Ag	12,89	14,96	14,41	15,45	18,25	19,69	25,44	12,58
Cu	0,15	0,015	0,045	0,15	0,012	0,0025	0,200	0,25
Pt	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0055	0,0001	0,0001	0,0005
Hg	0,0003	0,0001	0,0004	0,0001	0,0005	0,0003	0,0015	0,0007
Te	0,0001	0,0001	0,011	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0002
Se	0,0001	0,0001	0,0004	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Bi	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Sb	0,0015	0,0001	0,0011	0,118	0,0003	0,0001	0,0001	0,0166
As	0,0001	0,0001	0,0001	0,18	0,004	0,0001	0,0001	0,0438
Pb	0,955	0,025	0,0401	0,0001	0,0024	0,0002	0,007	0,0900
Sn	0,0001	0,0001	0,016	0,3	0,0001	0,0001	0,105	0,0588
Zn	0,0001	0,0001	0,025	0,0001	0,036	0,0001	0,0001	0,0087
Mn	0,0005	0,0004	0,020	0,035	0,003	0,001	0,030	0,0107
Fe	0,275	0,0032	0,115	0,74	0,014	0,0043	0,730	0,2672
Co	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,01	0,0001	0,0001	0,0009
Ca	0,010	0,06	0,015	0,055	0,04	0,1	0,015	0,0416
Al	0,015	0,08	0,025	0,035	0,06	0,05	0,025	0,0477
Si	0,015	0,16	0,015	0,045	0,17	0,15	0,011	0,0901
Σ	99,72	99,72	98,84	100,52	99,81	99,66	100,33	99,85

Примечание. Никель и палладий не обнаружены.

**Химический состав электрума близповерхностного месторождения Бухтянка
(массовая доля, %)**

Элемент	1	2	3	Среднее из 3
Аи	67,52	66,72	64,61	66,28
Аg	31,75	32,31	34,67	32,91
Си	0,025	0,0015	0,0013	0,0093
Pt	0,0003	0,0018	0,0017	0,0013
Hg	0,0002	0,0008	0,0006	0,0005
Te	0,025	0,031	0,046	0,034
Se	0,045	0,014	0,0055	0,022
Bi	0,00010	0,00001	0,00003	0,00005
Sb	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
As	0,0008	0,0025	0,0001	0,0014
Pb	0,0015	0,0011	0,0014	0,0013
Sn	0,0025	0,00001	0,00005	0,00085
Zn	0,0015	0,0054	0,0001	0,0023
Mn	0,0025	0,00001	0,00002	0,00084
Fe	0,250	0,125	0,015	0,130
Co	0,0003	0,0002	0,00001	0,0002
Ca	0,025	0,09	0,03	0,048
Al	0,018	0,06	0,03	0,036
Si	0,026	0,097	0,003	0,042
Σ	99,70	99,47	99,41	99,53

Примечание. Никель и палладий не обнаружены.

Таблица 6.10

**Средний химический состав самородного золота месторождений различных формаций
(массовая доля, %)**

Элемент	Малосульфидная (28 анализов)	Умеренно-суль- фидная (7 анализов)	Убого-сульфидная (12 анализов)
Аи	81,84	90,50	77,17
Аg	17,31	8,47	21,55
Си	0,0191	0,0243	0,2960
Pt	0,0018	0,0003	0,0004
Hg	0,1610	0,0232	0,0005
Te	0,0493	0,0448	0,0170
Se	0,0130	0,0070	0,0021
Bb	0,0006	0,0054	0,00014
Sb	0,0038	0,0171	0,0101
As	0,0177	0,0020	0,0489
Pb	0,0286	0,0138	0,1122
Sn	0,0004	0,0008	0,6858
Zn	0,0002	0,0017	0,0685
Mn	0,0007	0,0006	0,03371
Fe	0,2326	0,2400	0,3426
Co	0,0001	0,00001	0,00102
Ni	0,0002	0,00004	Не обн.
Ca	0,0207	0,066	0,033
Al	0,0808	0,0822	0,044
Si	0,0221	0,0628	0,039
Σ	99,80	99,56	100,51

та и сурьмы. Проба золота малосульфидной формации ниже, в нем больше ртути, платины и селена, а в золоте месторождений убого-сульфидной формации установлены более высокие содержания серебра, марганца, олова, иногда ртути, но сравнительно низкие теллура и селена. В метаморфизованном золоте Многовершинного месторождения отмечается повышенное содержание меди. Золото этой формации характеризуется максимальной величиной дисперсии значений пробы, наличием зональных зерен и тонких дендритовых структур. Максимальные содержания ртути отмечались в электруме и кюстелите (данные А.Н. Некрасовой). Известно, что с глубиной в золоте увеличивается содержание меди. Коэффициенты вариации содержаний элементов в самородном золоте наиболее высокие для сурьмы, олова, цинка и платины и наиболее низкие - для золота, серебра, ртути и теллура.

Подсчитаны коэффициенты корреляции между чужеродными компонентами в самородном золоте. Золото линейно взаимосвязано с медью, что объясняется близостью физико-химических свойств этих элементов. Анализирование проб на рентгеноспектральном микрозонде показало, что распределение субмикроскопических выделений меди в золоте сравнительно равномерное (Моисеенко, 1977).

Наряду с такой формой вхождения меди в самородном золоте часто наблюдается захват золотиной минералов, содержащих медь (халькопирит и др.), и тогда картина распределения меди в золоте уже иная. На микрозонде изучалось и распределение в золоте железа. Часть железа сравнительно равномерно распределена, и содержание его в конкретном участке в 2 раза выше фонового. В природных условиях железо редко образует твердые растворы с золотом. Обычно оно входит в состав самородного золота в виде самостоятельного минерала, захваченного при росте золотины. Наличие железа в золоте отражает законсервированные мелкие зерна железосодержащих минералов, которые часто устанавливаются при изучении золотин на микрозонде. В золоте из Харгинского месторождения установлены включения сросшихся арсенопирита и галенита. На Афанасьевском месторождении (восточная Селемджа) в золоте отмечалось аномально высокое содержание ртути. При изучении золотин на микрозонде установлено равномерное распределение ртути.

Полученные данные изучения химизма золота месторождений разных рудных формаций указывают, что при прочих равных условиях с ростом пробы золота возрастает содержание в золоте меди, висмута, никеля и кобальта и уменьшается содержание сурьмы, мышьяка и платины. Содержание кремния, алюминия и кальция не коррелирует с пробой золота, так как в процессе роста выделений золота эти компоненты захватываются случайно.

6.2. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ЗОЛОТА

Исследования проведены на многих месторождениях южной части Дальнего Востока: Токурском, Харгинском, Афанасьевском, Золотая Гора, Кировском, Многовершинном, Прогресс. Основное внимание было уделено изу-

чению солевого состава включений в кварце разных по формационному типу месторождений и анализу газовой составляющей, а также определению температуры образования минералов продуктивных стадий методом гомогенизации и декрепитации. Известные трудности не позволили выполнить такие работы в необходимом объеме по ГЖВ в золоте. Некоторые исследователи считают, что ГЖВ не являются действительными реликтами рудоносного флюида, а представлены отработанными растворами. Однако исследования показали, что состав ГЖВ в искусственных кристаллах почти аналогичен составу растворов, из которых выращены эти минералы.

Изучение ГЖВ малосульфидных руд Токурского месторождения выявило 4 стадии рудообразования: 1) метасоматических кварцитов (350-250° С), 2) слабо золотоносных кварцевых жил с арсенопиритом и пиритом жил (350-200° С), 3) продуктивной стадии золото-кварцевых жил (250-180° С), 4) пострудной стадии кварц-карбонатных жил и прожилков (140-90° С). ГЖВ отсутствуют вблизи пострудных диоритовых штоков в связи с их метаморфизирующим воздействием на руду (Моисеенко, 1965).

Результаты химических анализов (табл. 6.11) указывают на существенные различия гидротермальных растворов стадий минерализации. В дорудную стадию в гидротермальных растворах преобладают катионы кальция, калия, в меньшей степени натрия и магния. Среди анионов господствуют бикарбонат, сера, меньше хлор. Это были бикарбонатно-сульфатно-кальциево-калиевые растворы с подчиненным количеством ионов натрия, хлора и фтора.

Таблица 6.11

Химический состав газовой-жидких включений в дорудном кварце Токурского месторождения

Компонент	И*-1080		И-1005	
	моль кг H ₂ O	мол. %	моль кг H ₂ O	мол. %
Na	1,398	20,11	0,599	14,67
K	1,700	24,45	1,096	26,84
Mg	0,802	11,54	0,831	20,35
Ca	3,052	43,90	1,557	38,14
Σкт	6,952	100,0	4,083	100,0
HCO ₃	3,828	64,25	2,339	63,99
Cl	0,406	6,81	0,367	10,04
ΣS	1,596	26,79	0,917	25,09
Σан	5,958	100,0	3,655	100
CO ₂	6,817	53,49	12,156	94,36
CH ₄	0,570	4,47	0,195	1,51
N ₂	5,357	42,04	0,532	4,13
H ₂ O,мас. доля, %		0,045		0,065
pH		7,80		6,25
Eh		-0,96		-0,58
Na				
----- 100		45,13		35,34
Na + K				

* Здесь и далее образцы с индексом «И» принадлежат И.И. Фатьянову.

Примечание. Аммоний, бор, фтор и водород не обнаружены, T_p = 350°.

Гидротермальные растворы продуктивной стадии (табл. 6.12) резко отличаются высокими содержаниями натрия. Общая минерализация остаточных растворов продуктивной стадии ниже растворов дорудной стадии. Анионная группа продуктивной стадии отличается высоким содержанием хлора и бикарбонат-иона при уменьшенной доли серы и отсутствии фтора. Растворы продуктивной стадии характеризуются натрово-бикарбонатно-калиево-хлоридным составом.

Минералы пострудной кварц-карбонатной стадии отлагались из растворов, резко отличающихся от растворов преды-

Таблица 6.12

**Химический состав газовой-жидких включений в кварце продуктивных стадий
Токурского месторождения (T=250° C)**

Компонент	И-665		Ф-2337		Ф-2262	
	моль кг H ₂ O	мол. %	моль кг H ₂ O	мол. %	моль кг H ₂ O	мол. %
Na	0,633	69,41	0,652	64,74	0,855	53,39
K	0,196	21,49	0,149	14,80	0,226	14,10
Mg	Не обн.	Не обн.	0,034	3,38	0,330	20,59
Ca	0,083	9,10	0,172	17,08	0,192	11,98
Σkt	0,912	100,0	1,007	100,0	1,603	100,0
HCO ₃	0,683	77,54	0,669	66,97	1,067	65,38
Cl	0,135	15,24	0,158	15,82	0,324	23,53
ΣS	0,064	7,22	0,172	17,21	0,181	11,09
Σan	0,886	100	0,999	100,0	1,632	100
CO ₂	1,17	84,78	2,07	88,46	3,54	90,97
CH ₄	0,08	5,80	0,1	4,27	0,18	4,76
N ₂	0,13	9,42	0,17	7,26	0,17	4,27
H ₂ O, мас. доля, %		0,2357		0,3138		0,152
pH		6,90		6,93		6,58
Eh		-0,65		-0,65		-0,62
Na						
— 100		76,36		81,40		79,09
Na + K						

Примечание. Аммоний, бор, фтор и водород не обнаружены.

Таблица 6.13

**Средний химический состав газовой-жидких включений в кварце разных стадий
Токурского месторождения**

Компонент	Дорудная (2)		Продуктивная (5)		Пострудная (2)	
	моль кг H ₂ O	мол. %	моль кг H ₂ O	мол. %	моль кг H ₂ O	мол. %
Na	0,998	18,10	0,669	62,49	0,005	0,39
K	1,398	25,34	0,229	21,38	0,102	5,92
Mg	0,816	14,79	0,073	6,82	0,187	10,86
Ca	2,304	41,77	0,098	9,15	1,424	82,92
NH ₄	Не обн.	Не обн.	0,002	0,19	Не обн.	Не обн.
Σkt	5,516	100,0	1,071	100,0	1,717	100,0
HCO ₃	3,084	65,26	0,663	61,05	1,220	86,75
Cl	0,386	8,17	0,195	17,96	0,186	13,25
ΣS	1,256	26,57	0,228	20,99	Не обн.	Не обн.
Σan	4,726	100,0	1,086	100,0	1,407	100,0
CO ₂	8,70	90,53	1,25	80,13	8,12	79,76
CH ₄	0,38	3,94	0,12	7,69	0,45	4,42
N ₂	0,53	6,03	0,19	12,18	1,61	15,82
H ₂ O, мас. доля, %		0,055		0,194		0,059
pH		7,02		6,70		5,76
Eh		-0,77		-0,63		-0,45
Na						
— 100		41,65		74,50		4,67
Na + K						

Примечание. В скобках - число анализов; фтор и бор не обнаружены.

дущих стадий. Среди катионов в них господствуют кальций и магний, значительно меньше калия и очень мало натрия. Среди анионов преобладает бикарбонат-ион. Ионы серы и фтора не установлены. Состав растворов бикарбонатно-кальциевый (табл. 6.13)

Приведенные данные свидетельствуют о существенно разном составе одновременных порций растворов. Содержание ионов калия в них уменьшается от дорудных к пострудной стадии. Это подтверждается особенностями изменения околожильных пород и руд. На ранних стадиях развивается серицитизация пород вблизи рудных жил, которая сменялась калишпатизацией околожильных пород и отложением адуляра в жилах. Это понижало содержание калия в растворах. Содержание же натрия резко возрастало в продуктивную стадию. Общая минерализация последовательно уменьшалась от первой до последней стадии. Содержание в растворе бикарбонат-иона и кальция увеличивалось от рудной к пострудной стадии, содержание сульфат-иона уменьшалось от первой к третьей стадии. Натрий и хлор имеют максимальные, а кальций и магний - минимальные содержания в продуктивной стадии. На Токурском месторождении растворы продуктивной стадии резко отличаются повышенным содержанием натрия и хлора.

В газовой фазе минералов продуктивной стадии доминирует углекислый газ, в малых количествах фиксируются метан и азот. От дорудной и пострудной стадии доля углекислого газа уменьшается и возрастает доля азота. Содержание метана наиболее высоко во флюидах продуктивной стадии.

В пределах Джагдинской провинции широко проявлены метаморфогенные кварцевые жилы альпийского типа, отличающиеся низкими содержаниями не только золота, натрия и калия, но также и большинства рудных элементов, в особенности мантийной группы: никеля, кобальта, ванадия и др. Состав ГЖВ в кварце альпийских жил также отличается от состава включений в рудах.

Физико-химические условия формирования иных месторождений малосульфидной формации юга Дальнего Востока мало отличаются от рассмотренных.

На Кировском месторождении изучены особенности гидротермальных растворов в рудах умеренно-сульфидной формации. В результате выделено 6 стадий минералообразования: 1) дорудная кварцевая (350-300° С), 2) кварц-турмалин-магнетитовая (300-250° С), 3) кварц-висмутовая (250-200° С), 4) кварц-галенит-сфалеритовая (220-190° С), 5) кварц-антимонитовая (200-180° С), 6) кварц-карбонатная (180-160° С). Золото отлагалось с минералами второй, третьей и четвертой стадий, но главным образом в кварц-висмутовую стадию. В ГЖВ всех стадий главную роль среди катионов играют натрий, калий, магний и кальций. В продуктивных стадиях содержание натрия в 2 раза выше калия. Хлор и бикарбонат-ион составляют 80-100% от суммы анионов. ГЖВ кварц-висмутовой стадии резко отличаются высоким содержанием натрия и хлора (табл. 6.14).

От месторождений малосульфидной формации гидротермальные растворы (ГЖВ) руд Кировского месторождения отличаются очень высоким содержанием хлора и пониженным карбонат-иона (табл. 6.15). В солевом составе включений в кварце кварц-висмутовой стадии, с которой связано ос-

Таблица 6.14

**Химический состав газовой-жидких включений в кварце продуктивной
кварц-висмутиновой стадии Кировского месторождения**

Компонент	Ф-2316		Ф-1714		Среднее из 2	
	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %
Na	1,445	74,64	1,70	23,32	1,57	34,01
K	0,34	17,56	0,18	2,47	0,26	5,63
Mg	Не обн.	Не обн.	3,03	41,56	1,52	32,92
Ca	0,147	7,59	1,89	25,93	1,02	22,09
NH ₄	0,004	0,21	0,49	6,72	0,247	5,35
Σkt	1,936	100,0	7,29	100,0	4,617	100,0
HCO ₃	0,689	33,45	6,09	76,13	3,39	67,40
Cl	1,371	66,55	1,91	23,87	1,64	32,60
Σan	2,060	100,0	8,0	100,0	5,03	100,0
CO ₂	4,14	90,39	5,86	97,67	5,0	94,52
CH ₄	0,12	2,62	Не обн.	Не обн.	0,06	1,13
N ₂	9,32	6,99	0,14	2,33	0,23	4,35
H ₂ O, мас. доля, %	0,087		0,0495		0,0683	
pH	6,34		6,6		6,47	
Eh	-0,58		-0,62		-0,60	
— Na						
— 100	80,95		90,43		85,69	
Na + K						

Примечание. Фтор, сера и бор не обнаружены, T_r = 240° C.

Таблица 6.15

**Химический состав газовой-жидких включений в кварце продуктивной
кварц-галенит-сфалеритовой стадии Кировского месторождения**

Компонент	Ф-1486, T=220° C		Ф-1574, T=200° C		Среднее из 2	
	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %
Na	0,656	33,06	1,05	11,28	0,85	15,04
K	0,491	21,73	0,34	3,65	0,39	6,91
Mg	0,624	31,45	2,22	23,85	1,42	25,13
Ca	0,273	13,76	4,73	50,80	2,5	44,25
NH ₄	Не обн.	Не обн.	0,97	10,42	0,49	8,67
Σkt	1,984	100,0	9,31	100,0	5,65	100,0
HCO ₃	1,811	78,63	3,17	41,6	2,49	48,92
Cl	0,297	11,58	4,45	58,4	2,37	46,56
ΣS	9,456	17,79	Не обн.	Не обн.	0,23	4,52
Σan	2,564	100,0	7,62	100,0	5,09	100,0
CO ₂	18,64	97,59	1,64	100,0	10,14	97,78
CH ₄	0,08	0,42	Сл.	-	0,04	0,38
N ₂	0,38	1,99	-»-	-	0,19	1,84
H ₂ O, мас. доля, %	0,071		0,0236		0,0473	
pH	5,74		6,39		6,06	
Eh	-0,45		-0,43		-0,47	
— Na						
— 100	60,35		75,54		67,95	
Na + K						

овное количество золота на месторождении, содержание хлора составляет 2,65% от суммы анионов, а натрия - 34,01% от суммы катионов. Таким образом, химический состав гидротермальных растворов Кировского месторождения характеризуется хлоридно-натрово-бикарбонатно-калиевым составом с явным преобладанием натрия над калием. Гидротермы продуктивных стадий отличаются от таковых дорудной стадии более высоким содержанием натрия и хлора и меньшим содержанием магния (табл. 6.16).

Таблица 6.16

**Химический состав газово-жидких включений в дорудном кварце
Многовершинного месторождения**

Компонент	0-502 (анализ И.И. Фатьянова)		Ф-1604		Среднее из 2	
	моль кг Н ₂ О	мол.%	моль кг Н ₂ О	мол.%	моль кг Н ₂ О	мол.%
Na	0,914	33,80	0,38	40,86	0,65	35,52
K	0,654	24,18	0,06	6,45	0,36	19,67
Mg	1,090	40,31	0,16	17,21	0,63	34,43
Ca	0,046	1,70	0,33	35,48	0,19	10,38
Σkt	2,704	100,0	0,93	100,0	1,83	100,0
HCO ₃	1,667	79,36	0,37	71,09	1,02	58,96
Cl	0,129	5,95	0,91	71,09	0,52	30,06
ΣS	0,371	17,12	He обн.	He обн.	0,19	10,98
Σan	2,167	100,0	1,28	100,0	1,73	100,0
CO ₂	7,76	92,93	0,37	92,5	4,06	92,91
CH ₄	0,18	2,16	0,03	7,5	0,11	2,52
N ₂	0,41	4,91	He обн.	He обн.	0,20	4,57
H ₂ O, мас. доля, %						
	0,131		0,082		0,107	
pH	6,54		6,67		6,61	
Eh	-0,63		-0,71		-0,67	
$\frac{Na}{Na + K}$ 100	58,3		86,36		64,3	

Примечание. Бор, водород и фтор не обнаружены, T_r = 300° С.

Газовая фаза гидротермальных растворов, сформировавших Кировское месторождение, состояла преимущественно из углекислого газа и азота с примесью метана. Доля углекислого газа уменьшается от дорудной к послерудной стадии. Отложение руд происходило из близонейтральных растворов при низком окислительно-восстановительном потенциале.

Солевой и газовый составы растворов руд убого-сульфидной формации субвулканического типа изучены на Многовершинном месторождении (В.Г. Моисеенко, И.И. Фатьянов, Ю.Г. Пискунов). Отложение самородного золота на месторождении происходило при температурах 250-150° С. Солевой состав растворов разных стадий близок (табл. 6.16, 6.17), но есть и различия. От рудной к пострудной стадии содержание калия и натрия в гидротермальных растворах уменьшается, а продуктивная стадия характеризуется повышенным содержанием кальция. В группе анионов, как и на месторожде-

ниях других рудных формаций, доминируют бикарбонат-ион и хлор, которые в сумме составляют 90% и более. Основу газовой фазы включений в минералах составляют углекислый газ, азот и метан. Продуктивная стадия по составу газов отличается от безрудных стадий наличием окиси углерода.

Руды Многовершинного месторождения отлагались из щелочно-бикарбонатно-хлоридных растворов, но калия в них содержалось значительно больше, чем в ГЖВ месторождений мало- и умеренно-сульфидной формаций.

Таблица 6.17

Химический состав газово-жидких включений в продуктивном кварце Многовершинного месторождения

Компонент	Ф-1541		Ф-1540		Ф-1539	
	моль кгН ₂ О	мол.%	моль кгН ₂ О	мол.%	моль кгН ₂ О	мол.%
Na	0,02	0,58	0,05	0,85	0,99	31,43
K	0,05	1,45	0,5	8,6	0,13	4,13
Mg	1,12	32,56	1,85	31,46	0,49	15,56
Ca	1,68	48,84	2,09	35,54	1,01	32,05
NH ₃	0,57	16,57	1,39	23,64	0,53	16,83
Σkt	3,44	100,0	5,88	100,0	3,15	100,0
HCO ₃	1,83	59,61	4,30	82,06	1,44	52,94
Cl	1,24	40,39	0,94	17,94	1,28	47,06
Σan	3,07	100,0	5,24	100,0	2,72	100,0
CO ₂	1,62	75,14	0,81	75,77	1,45	97,12
CO	0,26	12,06	0,13	12,16	Не обн.	Не обн.
CH ₄	0,056	2,60	0,01	0,94	0,01	0,67
N ₂	Не обн.	Не обн.	0,119	11,13	0,004	0,27
H ₂	0,22	10,20	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O, мас. доля,%		0,1112		0,0962		0,1099
pH		6,47		6,48		6,43
Eh		-0,48		-0,50		-0,47
Na						
Na + K	100	28,57	100	9,09	100	88,39

Примечание. Бор и фтор не обнаружены, T_r = 180° С.

Золото-серебряное месторождение Союзное (Приморье) сформировано гидротермальными растворами, которые отличались от остаточных гидротермальных растворов других месторождений убого-сульфидной формации наличием фтора и высоким содержанием азота в газовой составляющей (табл. 6.18, 6.19). В ГЖВ в самородном золоте близповерхностного месторождения Бухтянка с помощью микрозонда установлено высокое содержание калия. Химизм ГЖВ этого месторождения представлен в табл. 6.20. В некоторых месторождениях Охотско-Чукотского вулканического пояса ГЖВ содержат калия больше, чем натрия.

Гидротермальные растворы, формировавшие близповерхностные месторождения убого-сульфидной формации, характеризуются щелочно-кальциево-бикарбонатно-хлоридным составом. Они отличаются от растворов про-

Солевой и газовый состав включений в продуктивном кварце золото-серебряного месторождения Союзного

Компонент	Ф-2380		Ф-2367		470-пз (анализ Р.И. Полевских)		Среднее из 3	
	моль кг Н ₂ O	мол.%	моль кг Н ₂ O	мол.%	моль кг Н ₂ O	мол.%	моль кг Н ₂ O	мол.%
Na	0,16	28,07	0,149	41,62	0,167	37,03	0,492	60,89
K	0,06	10,53	0,062	17,32	0,133	29,49	0,085	10,52
Mg	0,02	3,51	0,147	41,06	Не обн.	Не обн.	0,056	6,93
Ca	0,26	45,61	Не обн.	Не обн.	0,135	29,93	0,132	16,34
NH ₄	0,07	12,28	-"	-"	0,016	3,55	0,043	5,32
Σkt	0,57	100,0	0,358	100,0	0,451	100,0	0,808	100,0
HCO ₃	0,33	49,25	0,234	76,67	0,362	72,11	0,309	62,05
Cl	0,34	50,75	0,088	27,33	0,140	27,89	0,189	37,95
Σan	0,67	100,0	0,332	100,0	0,502	100,0	0,498	100,0
CO ₂	1,268	90,89	1,268	90,89	0,794	56,92	1,11	79,52
CO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,191	13,69	0,064	4,58
CH ₄	0,052	3,73	0,052	3,73	0,066	4,73	0,057	4,08
N ₂	0,075	5,38	0,075	5,38	0,344	24,66	0,165	11,82
H ₂ O, мас.доля, %	0,134		0,134		0,133		0,134	
pH	6,37		6,06		6,42		6,28	
Eh	-0,50		-0,47		-0,51		-0,49	
$\frac{Na}{Na + K}$ 100	72,73		70,62		55,67		66,34	

Примечание. Бор, фтор и водород не обнаружены, T_r = 180° С.

Таблица 6.19

Химический состав включений в дорудном кварце золото-серебряного месторождения Союзного

Компонент	492-пз		484-пз		Среднее из 2	
	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %
Na	0,326	26,80	0,052	31,14	0,189	27,35
K	0,264	21,71	0,063	37,72	0,163	23,59
Mg	0,147	12,09	Не обн.	Не обн.	0,074	10,71
Ca	0,432	35,53	0,045	26,95	0,238	34,44
NH ₄	0,047	3,87	0,007	4,19	0,027	3,91
Σkt	1,216	100,0	0,167	100,0	0,691	100,0
HCO ₃	0,963	85,45	0,094	61,44	0,528	82,50
F	0,094	8,34	0,033	21,57	0,064	10,0
Cl	0,07	6,21	0,026	16,99	0,048	7,50
Σan	1,127	100,0	0,153	100,0	0,64	100,0
CO ₂	0,265	69,92	0,013	36,11	0,139	67,15
CO	0,059	15,57	Сл.	Сл.	0,030	14,49
CH ₄	Не обн.	Не обн.	0,005	13,89	0,002	0,97
N ₂	0,055	14,51	0,018	50,0	0,036	17,39
H ₂ O, мас. доля, %	0,084		0,288		0,186	
pH	7,23		6,09		6,7	
Eh	-0,56		-0,48		-0,52	
Na	100	55,25	45,22		50,24	
Na + K						

Примечание. Анализы Р.И. Полевских.

Таблица 20

Химический состав включений в кварце продуктивной стадии близповерхностного месторождения Бухтянка

Компонент	Ф-2375		Ф-1612	
	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %
Na	0,601	56,12	0,21	5,10
K	0,334	31,18	0,42	10,19
Mg	Не обн.	Не обн.	0,97	23,54
Ca	0,136	12,7	2,52	61,17
Σkt	1,071	100,0	4,12	100,0
HCO ₃	0,804	81,54	3,46	85,94
Cl	0,176	17,85	0,52	13,06
F	0,006	0,61	Не обн.	Не обн.
Σan	0,986	100,0	3,98	100,0
CO ₂	4,138	95,48	3,18	81,12
CH ₄	0,082	1,89	0,02	0,51
N ₂	0,114	2,63	0,4	10,21
CO	Не обн.	Не обн.	0,32	8,16
H ₂ O, мас. доля, %	0,181		0,01	
pH	5,88		6,43	
Eh	-0,43		-0,47	
Na	100	64,28	33,33	
Na + K				

Примечание. Аммоний, бор, сера и водород не обнаружены, T_r = 180° С.

**Химический состав газово-жидких включений в кварце продуктивных стадий
золоторудных месторождений разных формаций**

Компонент	Малосульфидная (24)		Умеренно-сульфид- ная (9)		Убogo-сульфидная (17)	
	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %
Na	1,16	63,03	1,26	31,56	0,51	18,55
K	0,26	14,13	0,41	10,88	0,22	8,00
Mg	0,11	5,98	0,81	20,30	0,74	26,90
Ca	0,21	11,4	1,27	31,83	0,96	34,91
NH ₄	0,10	5,43	0,24	6,02	0,32	11,64
Σkt	1,84	100,0	3,99	100,0	2,75	100,0
HCO ₃	1,22	67,25	1,97	49,86	1,82	74,30
Cl	9,51	28,11	1,85	46,82	0,61	24,92
ΣS	0,059	3,25	0,14	3,29	0,012	0,49
ΣB	0,025	1,39	0,001	0,03	Не обн.	Не обн.
F	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,007	0,29
Σan	1,814	100,0	3,951	100,0	2,45	100,0
CO ₂	6,78	84,01	5,00	91,24	2,29	86,08
CO	0,86	10,66	0,12	2,19	0,11	4,14
CH ₄	Не обн.	Не обн.	0,04	0,73	0,09	3,38
N ₂	0,43	5,33	0,32	5,84	0,16	6,02
H ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,38
H ₂ O, мас. доля, %		0,122		0,083		0,103
pH		6,78		6,45		6,32
Eh		-0,65		-0,56		-0,48
$\frac{Na}{Na + K}$ 100		79,40		75,43		66,66

Примечание. В скобках - число анализов.

дуктивных стадий месторождений других формаций более высоким содержанием калия, наличием фтора в остаточных растворах, низкой величиной pH и сравнительно высоким окислительно-восстановительным потенциалом.

Из приведенных химических анализов ГЖВ можно видеть общие черты растворов продуктивных стадий месторождений различных генетических типов (табл. 6.21). На стандартность природных растворов и постоянство их анионной группы, как характерную черту эндогенного рудообразования, неоднократно указывал Л.Н. Овчинников. В газовой фазе величина отношения окисленных форм углерода к восстановленным формам наиболее низкая в гидротермах месторождений малосульфидной формации, т.е. в наиболее глубинных.

Отложение руд изученных месторождений золота проходило при низком окислительно-восстановительном потенциале в условиях, близких к нейтральным. С уменьшением глубины формирования месторождений величина pH гидротермальных растворов уменьшалась, а окислительно-восстановительный потенциал возрастал. Золоторудные гидротермальные месторождения Приамурья сформировались в диапазоне температур 400-80°. Основ-

ное количество самородного золота выделилось из растворов в сравнительно узком температурном интервале 250-180° совместно с поздними сульфидами продуктивной стадии.

При формировании месторождений золота разных формаций в прерудный период гидротермальные растворы были обогащены кальцием, калием, серой и углекислым газом. Отложение руд происходило при низком окислительно-восстановительном потенциале в условиях, близких к нейтральным, из бедных серой щелочно-хлоридно-бикарбонатных растворов с существенным преобладанием натрия над калием при повышенном содержании хлора в группе анионов и метана в газовой составляющей. Золото-серебряные руды месторождений убого-сульфидной формации, связанных с вулканитами, отлагались при более высоком окислительно-восстановительном потенциале из близнейтральных растворов, в которых калий среди катионов имел большее или равное с натрием значение. Пострудные растворы на месторождениях всех формаций характеризовались бикарбонатно-кальциевым составом с более высокой долей азота в газовой составляющей.

6.3. ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Метаморфизм самородного золота широко проявлен на месторождениях Сихотэ-Алинской и Джагдинской золотоносных провинций. На Многовершинном месторождении известны как междрудные, так и пострудные магматические образования, пересекающие золотоносные жилы и нередко содержащие ксенолиты руды. Это позволило сравнивать неметаморфизованный кварц и самородное золото с кварцем и золотом из ксенолитов руды, включенных в диабазах. При этом установлено, что кварц под влиянием термического метаморфизма практически лишился газовой-жидких включений. В нем не установлено воды, окиси углерода, метана, водорода и аммония (табл. 6.22). Некоторое количество солей сохранилось на стенках разрушенных вакуолей, но содержание их и соотношение анионов и катионов не соответствуют составу включений в неметаморфизованном кварце. Установлено также интенсивное изменение самородного золота под влиянием тепла интрузивного тела. В процессе термического метаморфизма ГЖВ в золотилах поднялись к поверхности кристалла и образовали выпуклые полусферы, а в некоторых случаях произошло взрывание вакуолей. В мелком золоте, добытом из ксенолита в диабазе, не обнаружено газов и воды, а содержание и соотношение анионов и катионов не соответствует содержанию этих компонентов в неметаморфизованном золоте (табл. 6.23, 6.24). По химическому составу метаморфизованное золото четко отличается от неметаморфизованного (из этого же рудного тела) значительно более высокой пробой золота, повышенным содержанием труднолетучих элементов (железо, никель, кобальт, платина, медь) и практически полным отсутствием легколетучих (табл. 6.24).

Метаморфизм самородного золота под влиянием тепла интрузивных тел (штоков гранитоидов и даек порфиритов) наблюдался нами на Токурском и

Таблица 6.22

Сравнение химического состава ГЖВ в метаморфизованном и неметаморфизованном кварце продуктивной стадии Многовершинного месторождения

Компонент	Неметаморфизованный кварц (Ф-1559)		Метаморфизованный кварц из ксенолитов в диабазах (Ф-1559-Х)	
	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	моль. %
Na	0,411	6,67	0,080	19,75
K	0,096	1,56	0,020	4,94
Mg	3,244	52,62	0,255	62,96
Ca	1,873	30,38	0,050	12,35
NH ₄	0,541	8,78	Не обн.	Не обн.
Σkt	6,165	100,0	0,405	100,0
HCO ₃	5,299	83,64	0,215	74,14
Cl	1,024	16,36	0,075	25,86
Σan	6,323	100,0	0,290	100,0
CO ₂	1,989	86,72	0,005	100,0
CO	0,111	4,84	Не обн.	Не обн.
CH ₄	0,117	5,11	->-	->-
N ₂	0,076	3,33	->-	->-
H ₂ O, мас.доля,%	0,112	-	-	-

Таблица 6.23

Сравнение химического состава ГЖВ в неметаморфизованном самородном золоте и золоте, подвергнутому термическому метаморфизму (рудопроявления Приохотья)

Компонент	Неметаморфизованное золото (3-М-330)		Метаморфизованное золото (3-М-370-Х)	
	моль кг Н ₂ О	мол. %	моль кг Н ₂ О	мол. %
Na	25,45	28,27	0,120	31,58
K	0,87	1,01	0,050	13,16
Mg	2,13	2,46	0,180	43,37
Ca	9,80	11,33	0,030	7,89
NH ₄	49,23	56,93	Не обн.	Не обн.
Σkt	86,48	100,0	0,380	100,0
HCO ₃	72,56	82,93	0,265	75,71
Cl	14,88	17,01	0,085	24,29
Σan	87,44	100,0	0,350	100,0
CO ₂	54,36	81,81	Не обн.	Не обн.
CO	5,25	7,90	->-	->-
CH ₄	0,54	0,81	->-	->-
N ₂	6,30	9,48	->-	->-
H ₂ O, мас.доля,%	0,0255	-	->-	->-
Проба Au	899,4	-	-	954,8

Харгинском месторождениях. На Токурском месторождении вблизи контакта со штоком в кварцевой жиле преобладают комковидно-угловатые золотины со следами отпечатков на их поверхности граней кристаллов кварца, пирита, арсенопирита и нередко встречаются кристаллоподобные золотины. В про-

**Сравнение химического состава неметаморфизованного самородного золота
(Многовершинное месторождение)**

Компонент	Неметаморфизованное золото (3-М-325)	Метаморфизованное золото (3-М-325)	Компонент	Неметаморфизованное золото (3-М-325)	Метаморфизованное золото (3-М-325-Х)
Au	77,80	95,05	Sn	0,300	0,005
Ag	21,05	3,86	Zn	0,0001	Не обн.
Cu	0,150	0,35	Mn	0,35	0,055
Pt	0,0001	0,05	Fe	0,740	0,955
Hg	0,0001	Не обн.	Co	0,010	0,115
Ge	0,0001	-»-	Ni	Не обн.	0,015
Se	0,0001	-»-	Ca	0,055	0,025
Bi	0,0001	-»-	Al	0,035	0,030
Sb	0,0001	-»-	Si	0,045	0,050
As	0,118	-»-	-	100,52	100,56
Pb	0,0001	0,0001	-	-	-

бе, взятой непосредственно из ксенолита золотоносного кварца, обнаружены золотины с округлой блестящей поверхностью с признаками распада твердого раствора золото-серебро с обособлением высокопробного золота от низкопробного. Самородное золото из проб, отобранных на разном удалении от диоритового штока, отличается не только по форме, но и по крупности выделений. Близ штока размерность золота +0,2 мм, а на удалении 100-200 м - -0,2 мм.

В Албынской золотоносной зоне (верховья Селемджи) наблюдался метаморфизм самородного золота линзы метасоматических альбититов, которая пересекается мощной (20 м) дайкой фельзит-порфиров. Вблизи контакта хорошо образованные кристаллы золота имеют повышенную пробу - 887, в 50 м - 858, в 120 м - 838. В пределах контактного ореола дайки в самородном золоте отсутствуют примеси ртути, мышьяка и сурьмы. При приближении к дайке изменяется форма золота. Непосредственно на контакте встречаются кристаллы золота, на поверхности которых видны ступенчатые фигуры роста. Вдали от дайки хорошо образованные кристаллы золота не встречаются, а преобладают жилковиднопластинчатые, реже комковидно-угловатые и каплевидные формы. Таким образом, под влиянием тепла интрузий золото в рудных телах перераспределялось, формировались регенерированные рудные столбы с более крупным золотом. Изменились также химический состав, форма и внутренняя структура золотин. Проведенные нами (Моисеенко, 1977) лабораторные опыты подтвердили факт перераспределения золота, изменение его состава и размеров выделений при повышении температуры. При нагревании аншлифа руды с Токурского месторождения до 700°С в зернах арсенопирита вдоль микротрещин появились сравнительно крупные выделения золота (увеличение 1200 раз). Последующие опыты показали, что укрупнение золота происходит преимущественно при температурах 400-600°С. При более интенсивном и длительном нагревании наблюдается его дезинтеграция до тонкодисперсного состояния. Следовательно, укрупнение и концентрация золота могут происходить в условиях низкой и средней ступени мета-

морфизма пород, в то время как на участках более высокой ступени метаморфизма золото рассеивается. По данным проведенных экспериментов (всего выполнено более 400 опытов) с увеличением температуры самородное золото обогащается железом и платиной и обедняется серебром, мышьяком, сурьмой и ртутью.

Преобразования золота при метаморфизме обусловлены процессами диффузии. Движущей силой диффузии, например, в системе золото-серебро является разность термодинамических потенциалов, которые в процессе диффузии выравниваются. Коэффициенты диффузии серебра во много раз больше таковых золота. Поэтому при контактовом метаморфизме именно серебро покидает золото и проба последнего повышается. При быстром разогреве системы скорости диффузии в опытах с самородным золотом многократно повышались. Интересно, что скорость диффузии в самородной системе золото-серебро более чем в 1000 раз превышает скорость диффузии этих элементов в их чистых сплавах. Это объясняется тем, что в природном золоте помимо серебра содержатся микропримеси минералов ртути, мышьяка, сурьмы и других компонентов, которые при нагревании улетучиваются, разрушая структуру с образованием большого числа пор и микротрещин. Ощутимая диффузия золота и серебра в определенных средах может происходить даже при температуре 100°C , а возможно, и при более низких температурах. Но в кварце коэффициент диффузии золота чрезвычайно низок даже при температуре более 800°C .

В заключение отметим главные признаки метаморфизма самородного золота: 1) высокая дисперсия пробности и повышенная проба золота; 2) низкое содержание или практически отсутствие в самородном золоте легколетучих элементов (ртути, сурьмы, мышьяка); 3) наличие регенерированных низкопробных и высокопробных оболочек на золотилах; 4) развитие вокруг золотинов во вмещающих минералах венчика типа «звездное небо» из диффузионных частиц золота и серебра; 5) широкое проявление золотинов с отчетливо выраженным кристаллическим строением; 6) отсутствие первичных газово-жидких включений.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ СИСТЕМЫ

7.1. ОБОСНОВАНИЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ

Чрезвычайное разнообразие форм и условий проявления золотого оруденения указывает на многообразие механизмов рудообразования и усложняет процесс познания. Уровень обобщений, основанный на анализе статических металлогенических таксонов (поясов, провинций, зон), недостаточно эффективен для металлогенического анализа столь разнообразного фактического материала. Нужна концептуальная теоретическая основа.

С целью создания моделей геологических условий рудообразования геологи часто обращаются к системному анализу. Для настоящего исследования представляют интерес динамичные и ретроспективные системы, позволяющие синтезировать генетические аспекты (Косыгин, Соловьев, 1969; Богацкий, 1986). Обычно выделяются рудно-магматические системы (Иванкин, Рабинович, 1971; Власов, 1975; Сухов, 1979; Романовский, 1987; Шило и др., 1988), в которых оруденение тесно увязывается с вулкано-плутоническими центрами и гранитоидными интрузиями. Такой подход применим к золоторудным месторождениям лишь частично, так как во многих случаях оруденение не обнаруживает связи с магматизмом и его формирование определяется факторами иного характера, например, степенью фемичности - сиаличности земной коры, составом, мощностью и строением геосинклинальных комплексов, выполняющих на определенных этапах рудообразования рудогенерирующую и экранирующую роль, метаморфизмом пород, характером орогенических процессов и т. д. Следовательно, необходим иной, более широкий подход, который учитывал бы все разнообразие факторов, характеризующих среду генерации рудоносных растворов, условия их транспортировки и качество структур локализации, интенсивность пострудных орогенических процессов, приводящих к уничтожению оруденения. Взаимодействие в пространстве и времени всех этих факторов составляет вместе единую динамическую систему, которую мы именуем золоторудной системой (ЗС). Выделяемые ЗС отличаются тесной связью с конкретными геотектоническими структурами, в которых они зарождаются, функционируют и отмирают, и вследствие этого характеризуются разнообразными металлогеническими особенностями, проявляющимися в определенных частях системы и в определенное геологическое время. В таком качестве золоторудные системы на Дальнем Востоке выделяется впервые. Идея тесной связи ЗС с развитием подвижных ГТС согласуется с классическими представлениями Ю. А. Билибина и его школы.

7.2. ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ

Золоторудные системы Дальнего Востока Ю. И. Бакулин (1987) классифицирует в зависимости от мощности и геохимического типа земной коры, геодинамического режима области генерации, состава метаморфичес-

ких и магматических комплексов. Нами золоторудные системы увязываются прежде всего с историей развития подвижных геотектонических структур. ЗС является продуктом этого развития, или частью динамической геологической системы, такой, как ГСО или структуры ТМА, которые могут включать также рудоносные системы иных типов (оловоносные, колчеданные и др.). В зависимости от глобальных и региональных условий развития ГСО золоторудные системы могут характеризоваться определенными (по типу и качеству) областями генерации, переноса и локализации, а их сохранность является функцией интенсивности пострудного орогенеза.

Имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что ЗС представляют собой ретроспективные динамические системы (Косыгин, Соловьев, 1969), которые зарождаются в прогибах различного происхождения (геосинклинальных, наложенных, краевых, терригенных, вулканогенных и др.), заложенных в зонах глубинных разломов на коре фемического типа. Например, в пределах ГСО уже на геосинклинальной стадии накапливаются обогащенные золотом формации (углеродистые, вулканогенные), из которых золото может быть мобилизовано при метаморфизме и которые в дальнейшем могут играть роль экранов при переносе и рудолокализации. Это происходит на стадии инверсии и раннего орогенеза над очагами глубинного разуплотнения, когда геосинклинальные комплексы сминаются в складки и возникают структурные ловушки, происходит региональное перераспределение углеродистого вещества, способствующего переносу и осаждению золота и сульфидов. Дальнейшее развитие орогенических процессов приводит к эндогенному и экзогенному уничтожению золотого оруденения. Более детально модель развития ЗС ГСО представлена на рис. 7.1, 7.3. В структурах ТМА развитие ЗС сходное, но по более простым схемам (рис. 7.2, 7.4). На первый план здесь выступают такие показатели, как связь оруденения с магматизмом (на стадии генерации, переноса и локализации), геохимические экраны и кислородные барьеры. Сказанное подтверждает вывод о динамическом

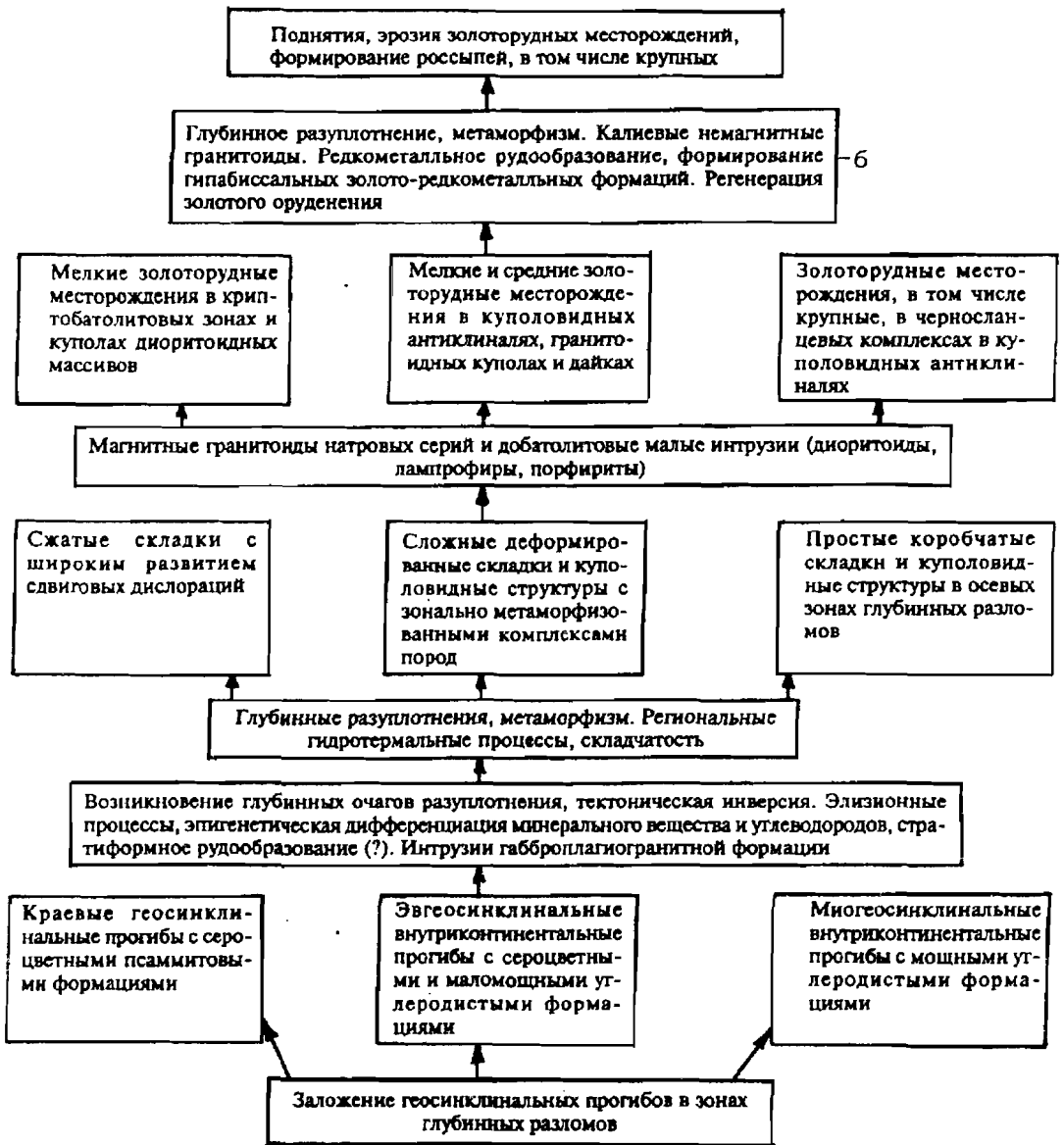
Таблица 7.1

Соподчиненность золоторудных систем, геотектонических структур и металлогенических подразделений

Ранги золоторудных систем (ЗС)	Соответствие геотектоническим структурам	Соответствие статическим металлогеническим подразделениям
Планетарные ЗС	Подвижные пояса	Рудные пояса
Региональные ЗС I порядка	Геосинклинальные складчатые области (ГСО), области тектоно-магматической активизации (ТМА)	Металлогеническая область, провинция
	Структурно-формационные зоны (части ГСО или областей ТМА)	Металлогенические зоны
Локальные золоторудные системы	Эндогенные очаговые структуры	Рудные узлы, районы

характере золоторудных систем, которые принципиально отличаются этим от статических таксонов - золотоносных провинций, зон, узлов.

Имеющиеся материалы позволяют выделить планетарные, региональные двух порядков и локальные ЗС, которые могут быть сопоставлены с соответствующими статическими таксонами (табл. 7.1). Дальнейшее разделение ЗС целесообразно по их принадлежности к типу ГТС ГСО или структурам ТМА, по возрасту, зрелости, эродированности, степени регенерации оруденения, тектонической нарушенности золоторудных структур, положению палеобассейна относительно края океана и др. Золоторудные системы ГСО отличаются от таковых структур ТМА типами областей генерации. В первых это преимущественно осадочные формации и очаги метаморфизма, во вторых - области гранитоидного магматизма. Структуры переноса в первом случае



а

представлены в основном трещинными системами различного ранга, во втором - это интрузии гранитоидов. Рудная зональность в ГСО проявлена значительно полнее и контрастнее, вертикальный размах оруденения в них значительно больше, чем в структурах ТМА. В последних, в связи с этим, месторождения уничтожаются эрозией быстрее.

На Дальнем Востоке наиболее продуктивны ЗС МZ - KZ возраста, в особенности раннемеловые, палеогеновые и неогеновые. Известны также палеозойские ЗС, например раннепалеозойская Малохинганская, связанная со становлением глубинных плутонов гранит-плагиогранитной формации, и позднепалеозойские (Южноверхоянская и Джагдинская), регенерация оруденения в которых произошла в юре-нижнем мелу (Ненашев, Зайцев, 1980).

Зрелость ЗС определяется характером орогенических процессов. Золоторудные системы, сформировавшиеся на этапе раннего орогенеза (неполная складчатость, интрузии магнитных гранитоидов натровых серий) и не подвергшиеся более поздней деструкции, являются зрелыми (рис. 7.3. III). В ГСО, не достигших этого уровня развития, возможны незрелые ЗС (рис. 7.3. II), а в претерпевших поздний орогенез ГТС, с его интенсивными дислокациями и батолитовыми гранитоидными интрузиями калиевых серий, возникают перезрелые деструктивные ЗС (рис. 7.3. IV).

Эродированность ЗС. Развитие ЗС связано с орогеническими процессами, которые в связи с непрекращающимся глубинным разуплотнением и



Рис. 7.1. Модель формирования золоторудной системы ГСО: а - центрального орогена; б - дочерних вулканоплутонических структур

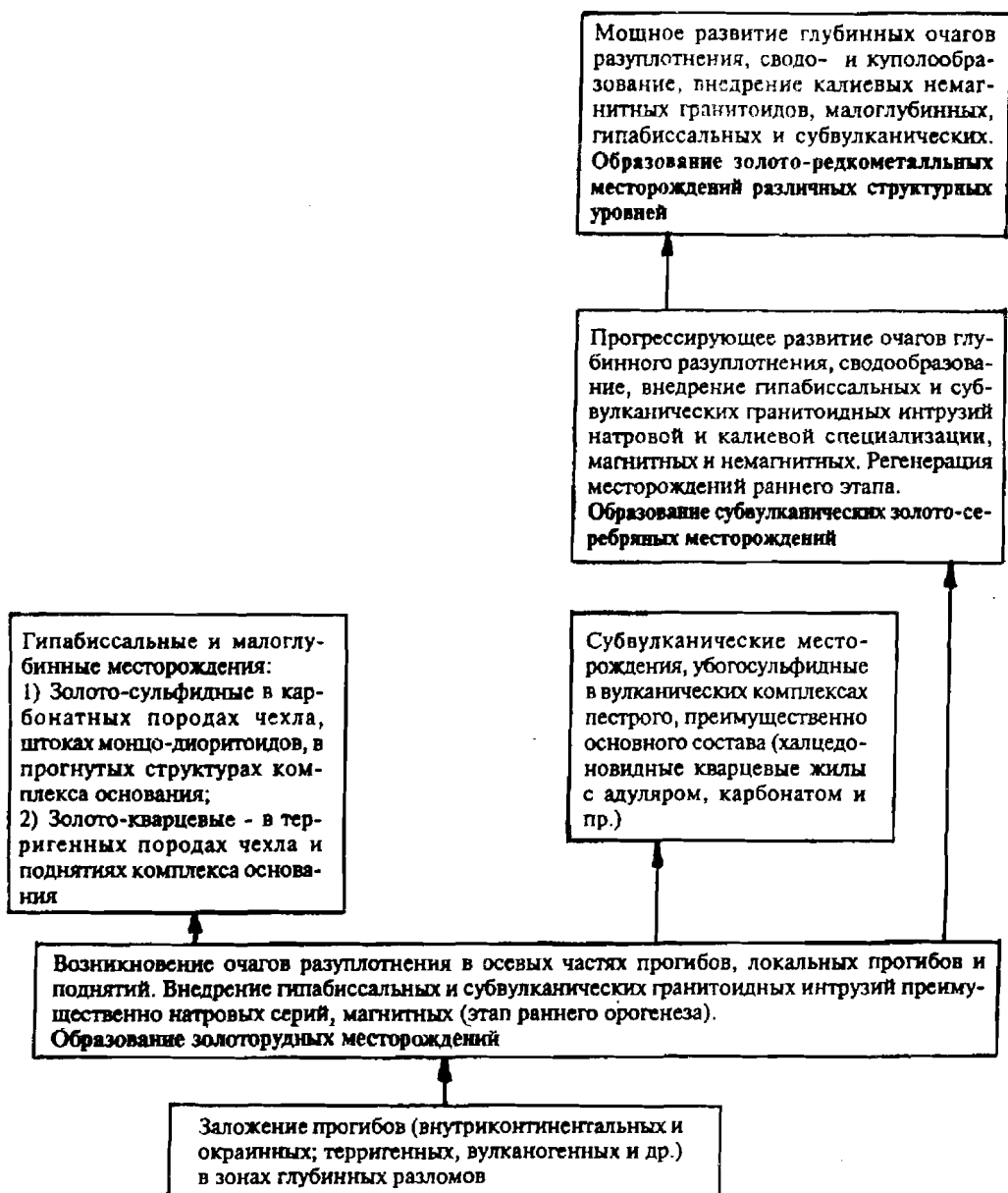


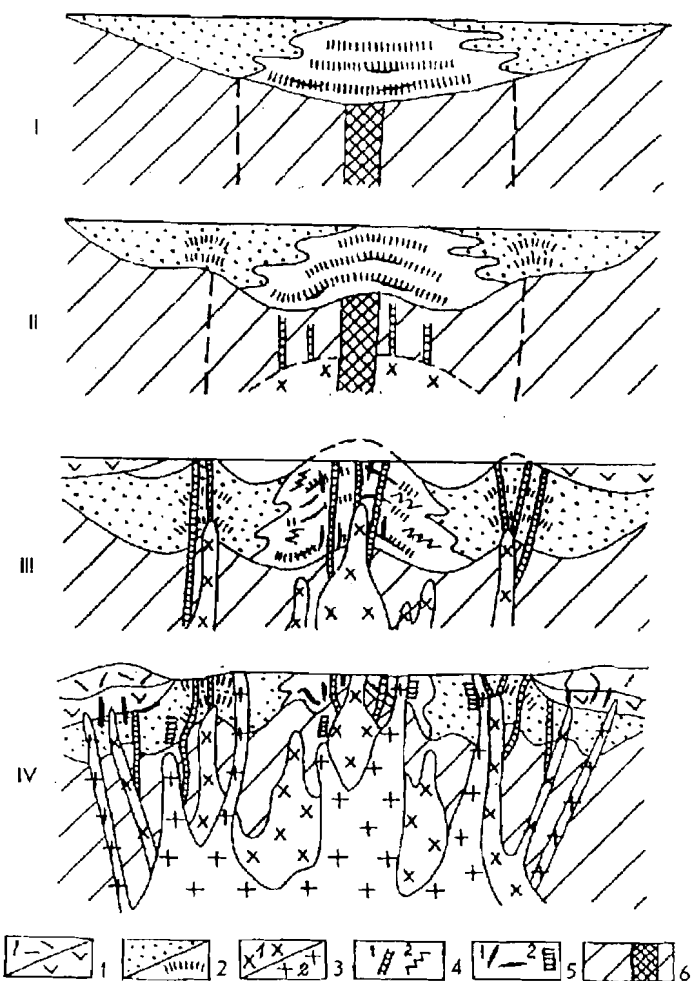
Рис. 7.2. Модель формирования золоторудной системы областей ТМА

тектонно-магматическими явлениями позднего орогенеза продолжаются и в постзолоторудный этап. Здесь следует учитывать, что ЗС протягиваются по латерали на сотни километров, при вертикальном размахе - сотни метров (в очень редких случаях более 1-2 км). Следовательно, даже при геологически небольших поднятиях за несколько миллионов (или десятков миллионов) лет могут быть уничтожены эрозией региональные ЗС.

Эродированность ЗС может быть слабой, оптимальной и глубокой. Слабоэродированные ЗС характеризуются преимущественно нескрытыми золоторудными объектами и убогой россыпной золотоносностью, оптимально-эродированные - хорошо вскрытыми золоторудными структурами и богатыми

Рис. 7.3. Схема развития золоторудной системы геосинклинальной складчатой области.

1 - вулканиты кислого и среднего состава; 2 - песчаные и глинистые осадки с горизонтами углеродистых и сульфидизированных пород; 3 - гранитоидные интрузии ранне- (1) и позднеорогенные (2); 4 - дайки порфиритов (1), складки течения (2); 5 - золотое (1) и редкометалльное (2) оруденение; 6 - комплекс осадания геосинклинали (штриховка), первичный глубинный разлом. Этапы развития золоторудной системы: I - геосинклинальный, II - инверсионный, III - раннеорогенный, IV - позднеорогенный



промышленными россыпями золота, сопряженными с конкретными рудными источниками. Для глубокоэродированных ЗС характерны высокотемпературные штокверки и минерализованные зоны с регионально проявленной россыпной золотоносностью. В последнем случае увязать россыпи с конкретными рудными источниками чаще всего не удастся.

Золоторудные системы ГСО можно классифицировать по их расположению относительно окраины палеоокеана, выделяя внутриконтинентальные (Южноверхоаянская и Джагдинская ЗС) и окраинные (Сихотэ-Алинская) ЗС. Первые благоприятны, а вторые неблагоприятны для накопления в геосинклинальную стадию углеродистых и сульфидоносных формаций, положительно влияющих на процессы генерации и рудолокализации. Важным признаком ЗС ГСО является степень тектонической нарушенности складчатой структуры как фактора локализации золотого оруденения. Излишняя нарушенность структуры ведет к рассредоточению флюидного потока, что отражается на масштабах оруденения.

Продуктивность ЗС определяется качеством и условиями взаимодействия факторов генерации, переноса и локализации оруденения. Например,

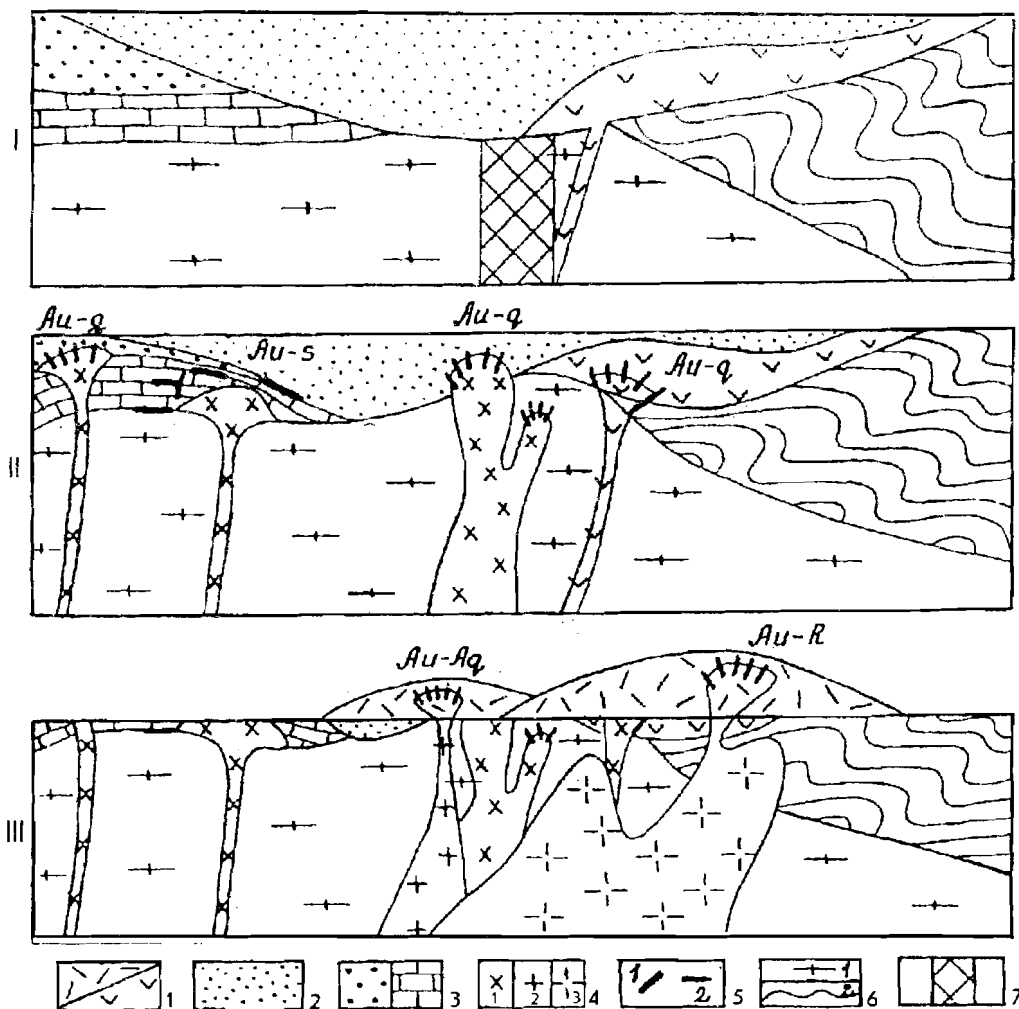


Рис. 7.4. Схема развития золоторудной системы областей ТМА.

1 - вулканы кислого и среднего состава (К); 2 - отложения впадины (J-K); 3 - отложения древнего чехла (R-e); псаммитовые, карбонатные; 4 - гранитоиды (К) натровые (1), калий-натровые (2), калиевые (3); 5 - месторождения: золоторудные (золото-кварцевые - Au-Q и золото-сульфидные - Au-S) (1), золото-серебряные - Au-Ag и золото-редкометалльные - Au-R (2); 6 - комплекс основания: кристаллический (1), складчатый осадочный (2); 7 - глубинный разлом в осевой части впадины.

Стадии развития золоторудной системы: I - ранняя (стадия заложения прогиба), II - раннеорогенная золоторудная, III - позднеорогенная, включающая два этапа оруденения: золото-серебряный и золото-редкометалльный

магматический фактор определяет главным образом потенцию области генерации, которая может быть и не реализована, если область генерации взаимодействует с некачественными структурами переноса и локализации. Высокотроductive может быть область генерации, если региональная структура разуплотнения (магматический очаг) возникает в фемической среде. Однако отсутствие условий для создания кумулированного флюидопотока (оптимальных условий просачивания), мощного геологического экрана, эффективного геохимического экрана, или структурной ловушки, сводит на

нет потенцию магматического очага. Наличие экрана также не гарантирует месторождения, если он не образует купола, антиклинали, т. е. структурной ловушки, а последняя не сопряжена с путями просачивания флюидов. Следовательно, анализ качества и условий взаимодействия факторов генерации, переноса и локализации позволяет разделить ЗС по степени потенциальной продуктивности: слабопродуктивные, продуктивные и высокопродуктивные.

7.3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ

Все приведенные выше материалы позволили синтезировать основные положения геологических аспектов золотого рудообразования Дальнего Востока - от моментов заложения глубинных разломов, седиментационных и вулканогенных бассейнов до эрозионного уничтожения золоторудных месторождений.

Гидротермальные золоторудные месторождения возникают на инверсионной и раннеорогенной стадиях развития ГСО. Это глобальная закономерность. Однако и на геосинклинальной стадии возможно накопление осадков, обогащенных золотом, например в илах Черного моря до 150 мг/т (Ермолаев, Созинов, 1986). На месторождениях типа Раммельсберг (Минеральные месторождения..., 1988) это уже сульфидные руды с содержанием золота 0,6-0,8 г/т, в четвертичных сульфидных рудах Красного моря - до 5,6 г/т (Хендрикс и др., 1974). В то же время на геосинклинальном этапе развития прогибов формируются благоприятные для будущего гидротермального рудообразования осадки: углеродистые, пиритоносные, карбонатные. Геосинклинальный прогиб развивается в зоне глубинного разлома, в пределах которого и перекрывающих (экранирующих) его слоистых породах создаются термостатированные условия, которые тем длительнее, чем мощнее геосинклинальные комплексы и масштабнее происходящие геотектонические процессы. Отложение осадков, благоприятных для золотого рудообразования, происходит во внутриматериковых морских бассейнах эвксинского типа с ограниченными условиями аэрации и недостатком кислорода. Геотермальная система возникает уже на геосинклинальной стадии развития прогиба, содержащего гигантское количество погребенных горячих рассольных вод, которые по мере увеличения мощности осадков и в силу эллизионного механизма притекают к поднятиям, перемещая большие объемы углеводородов и металлов.

В инверсионный этап развития геотермальная система деформируется, расчленяется на подсистемы, гидротермальные воды активизируются. Они фильтруются по пористым толщам под (и над) водоупорами. Предполагается, что и в этот период геологической эволюции прогиба подэкранные породы обогащаются углеродистым веществом и сульфидами и приобретают черносланцевый облик. В орогенный этап развития в геосинклинальном комплексе формируются новые более локальные геотермальные системы, обусловленные интрузивными гранитоидными массами. Происхождение гидротермальных растворов на этом этапе более глубинное (метаморфогенное, магматическое). Осадочные породы к этому времени утратили первич-

ную пористость. Флюидопроводниками являются интрузирующие магмы и трещинные структуры - вертикальные разломы и оперяющие их секущие и послойные трещины.

В орогенных вулканических комплексах над глубинными гранитоидными очагами формируются месторождения, пространственно ассоциирующие с субвулканическими и вулканическими аппаратами, сходные по морфологии и вещественному составу с месторождениями структур ТМА.

Рудообразование происходит под геологическим экраном и в теле экрана в углеродистой, сульфидной, глинистой и кварцевой среде на градиентах Р-Т-условий. Благоприятны крупные и относительно малодеформированные складчатые структуры с длительными условиями термостатирования (Летников, Нарсеев, 1971), с хорошо выраженными и мощными геологическими экранами, с локализованными флюидопотоками. Развитие мощных песчаниковых толщ, отсутствие добротных экранов и сильная тектоническая нарушенность пород приводят к разубоживанию флюидопотоков и к рассредоточению их полезного груза.

В позднеорогенный этап развития ГСО золоторудные месторождения не образуются. Это время редкометалльного рудообразования. В связи с внедрением калиевых гранитоидов более раннее золотое оруденение регенерируется (появляются золото-редкометалльные формации), золото укрупняется и облагораживается, но чаще уничтожается эрозионными либо эндогенными процессами.

На рис. 7.3 и 7.4 видна тенденция развития ЗС во времени с этапами: прогиб, инверсия, ранний и поздний орогенез. В центральной части прогиба накапливаются глинистые и углеродистые формации, которые на этапах инверсии и раннего орогенеза сминаются в куполовидные антиклинали, преобразуются в зонах глубинных разломов в метаморфические сланцы. Гранитоидный магматизм развивается в гомодромной последовательности - от натровых магнитных гранитоидов с золотым оруденением на этапе раннего орогенеза до калиевых немагнитных гранитоидов с редкометалльным оруденением в период позднего орогенеза. В связи с орогенными поднятиями в краевых частях орогена формируются сравнительно молодые вулканогенные прогибы с автономными (дочерними) рудно-магматическими системами.

На орогенной стадии развития золоторудных систем формируется региональная рудная зональность относительно центров глубинного разуплотнения (гранитизации). Вначале это обширная зона золота, затем на поздней стадии орогенеза в центре структуры возникает зона редкометалльного оруденения, в краевых частях которой образуются гибридные золото-редкометалльные, чаще золото-вольфрамовые формации (рис. 7.5). Элементом общей зональности является золото-серебряное оруденение краевых вулканогенных прогибов, окаймляющих центральные орогенные структуры. Развитие ГСО может достигнуть любого из выделенных 4 этапов. В первых двух случаях мы будем иметь недоразвитые золоторудные системы. Третий этап развития ГСО является зрелым, оптимальным для золотого рудообразования, а четвертый - это этап метаморфизма, регенерации и уничтожения ранее созданных в осевой части орогена золоторудных месторождений.

Как и в ГСО, первичной структурой областей ТМА является прогиб: осадочный, вулканогенный, заложенный на глубинном разломе. Этот разлом

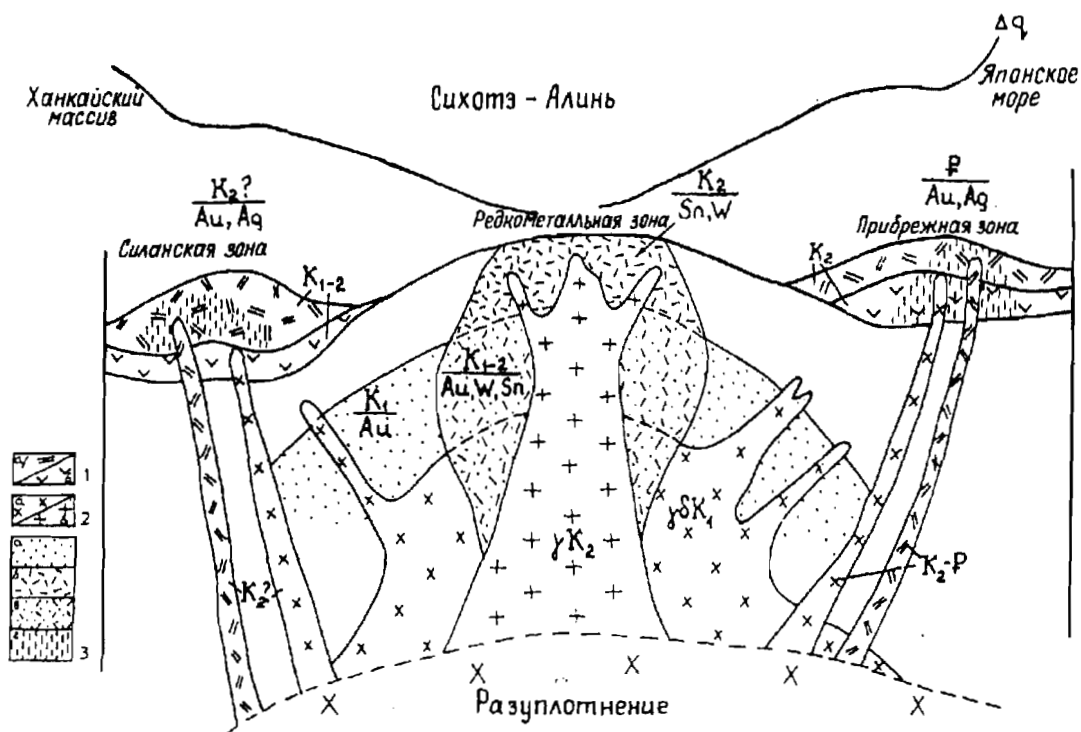


Рис. 7.5. Модель формирования региональной рудно-магматической зональности Сихотэ-Алинской рудной провинции (разрез).

1 - вулканы кислого (а) и среднего (б) состава; 2 - интрузии гранитоидов: ранние натровые (а) и поздние калиевые (б); 3 - рудные формации: золотая (а), редкометалльная (б), золото-редкометалльная гибридная (в), золото-серебряная (г)

вмещает и фильтрует гидротермальные флюиды, является транспортером магм. В зоне разлома, близ подошвы перекрывающего его прогиба, создаются длительные термостатированные условия. Вероятно, поэтому оруденение приурочено к осевым частям прогибов преимущественно к субвулканическим и гипабиссальным уровням.

Перечисленные выше модельные условия образования месторождений ГСО в значительной мере справедливы для любого инверсирующего прогиба. Вследствие этого наблюдаются переходные типы структур и месторождений от ГСО к ТМА. Месторождения ТМА, независимо от характера субстрата, тесно сопряжены с субвулканическими, гипабиссальными, реже с относительно крупными интрузиями умеренно кислого и щелочного состава. Прекращение движения интрузий вверх, разгрузка флюидопотоков и рудообразование происходят преимущественно в низах экранирующих вулканических и осадочных комплексов, на промежуточных экранах, в центральном интрузивном штоке и околоштоковом пространстве, всегда на градиентах давления и кислородного потенциала. В качестве вмещающих выступают различные комплексы пород: вулканы, диориты, граниты, монзониты, терригенные и карбонатные осадочные породы. Решающее значение при рудообразовании имеют условия смешения ювенильных и вадозных вод. На поднятиях формируются существенно кварцевые, а в прогибах сульфидные руды.

Вертикальный размах оруденения в золоторудных месторождениях структур ТМА меньше, чем в ГСО, поэтому даже геологически несущественные пострудные тектонические поднятия могут привести к уничтожению месторождений и даже рудных провинций. Следовательно, перспективность районов ТМА в значительной мере определяется глубиной эрозионного среза рудоносных структур, которая в свою очередь зависит от темпа орогенных поднятий. Наличие промышленной оловорудной (редкометалльной) минерализации - фактор негативный, который может свидетельствовать о подавлении раннеорогенного (золотого) оруденения позднеорогенным.

На Востоке России в ЗС ГСО и структур ТМА эндогенные золотые руды в кайнозое были глубоко преобразованы в зонах окисления, приведших к обогащению золотом руд, высвобождению, укрупнению и облагораживанию выделений золота и резкому повышению его россыпеобразующей потенции. Это способствовало формированию многих тысяч россыпных месторождений золота, а также позволило отработать в контурах зон окисления многие золоторудные месторождения в Становой, Джагдинской и других золоторудных провинциях.

ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА ЗОЛОТОРУДНЫХ СТРУКТУР И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Предлагаемые принципы прогноза базируются на представлениях о золоторудных системах, как ансамблях взаимодействия во времени и пространства факторов генерации, переноса, локализации и деструкции золотого оруденения, на анализе качества и условий взаимодействия этих факторов, на геологических моделях золотого рудообразования. Опыт прогнозирования показал, что выделение благоприятной структуры и определение степени ее перспективности возможно лишь на основе анализов всех важнейших сторон геологических процессов, ведущих к формированию золоторудных структур и месторождений. При этом любой из названных выше факторов в процессе развития золоторудной системы может решительным образом влиять на конечный металлогенический результат (Эйриш, Моисеенко, 1994).

Прогнозирование целесообразно начинать с оценки качества факторов (или структур) генерации. Эти структуры чаще располагаются на глубине и о их присутствии можно судить по геофизическим данным, на основании изучения геологического разреза, по особенностям геологического строения поверхности, вещественному составу малых интрузий и руд. Наиболее благоприятны:

1) субстраты, образованные крупными объемами базитов и ультрабазитов, изначально обогащенных золотом. Это потенциально рудогенерирующие формации, из которых в условиях метаморфизма и гидротермальной переработки пород может быть мобилизовано золото в количествах, достаточных для формирования промышленных месторождений;

2) мощные геосинклинальные углеродистые алевро-пелитовые (с сульфидами) формации, содержащие сингенетические накопления золота за счет адсорбции из морской воды. Уже на ранних стадиях метаморфизма это золото может быть мобилизовано в процессе углеродистого метасоматоза;

3) структуры с зональным прогрессивным метаморфизмом. Максимальная флюидогенерация происходит в зоне зеленосланцевого метаморфизма. Продуктивность пород амфиболитовой фации намного ниже, так как эти породы в значительной мере уже обезвожены и обеднены микрокомпонентами, а комплексы пород гранулитовой фации в этом отношении (как рудогенерирующий субстрат) фактически уже стерильны. В отличие от гранулитов, породы начальных фаций метаморфизма еще не подготовлены к мобилизации рудного вещества, так как первичные минералы этих пород в должной мере не разрушены и микрокомпоненты не выведены в интерстиции на пути просачивания растворов. Зоны зеленосланцевого диафтореза перспективны в структурах мезозойской ТМА, где резерв гидротермальных флюидов обновлен за счет элизионных вод мезозойских прогибов;

4) региональные (с локальными осложнениями) структуры глубинного разуплотнения, указывающие на положение эндогенного очага рудогенера-

ции, источника гранитоидных магм, тепловой и кинетической энергии. Параметры и морфология таких структур определяются по гравиметрическим картам. Абсолютные значения гравитационного поля - не главное, важнее тенденция эволюции поля, которая в процессе инверсии и орогенеза раз - вивается в сторону усиления разуплотнения. Раннеорогенным структурам разуплотнения соответствуют неконтрастные отрицательные аномалии (Нижний Амур, Северобуреинская зона, Камчатка), а позднеорогенным - глубокие минимумы силы тяжести (Сихотэ-Алинь, Куйдусун). Локальные отрицательные аномалии фиксируют гранитоидные купола и субвулканические массивы, пространственно сближенные с областями локализации оруденения. Домезозойские золоторудные структуры в современном гравитационном поле почти не проявлены;

5) участки глубинного взаимодействия гранитоидных масс с продуктивными субстратами (базитами, ультрабазитами, углеродистыми и сульфидоносными формациями). Они выделяются по гравиметрическим картам (локальные минимумы силы тяжести в поле региональных максимумов), прямыми полевыми наблюдениями в структурах с достаточно глубоким уровнем среза, по гибриднему составу гипабиссальных и субвулканических интрузий, а также по косвенным минералого-геохимическим и иным признакам, свидетельствующим о глубокой температурной и гидротермальной переработке пород нижней части геосинклинального разреза. Моделями такого преобразования являются глубокоовскрытые структуры зонального метаморфизма, содержащие апофизы гранитоидов, близких по возрасту метаморфитам (Джагдинская ЗП). Взаимодействие гранитоидных масс с малопродуктивными комплексами пород также приводит к мобилизации золота, но с меньшей эффективностью;

6) интрузии гранитоидов повышенной основности натровых серий с высокой магнитной восприимчивостью и окисленностью железа; монцититоиды со сходными петрофизическими и петрохимическими особенностями. Ареалы распространения этих интрузий могут указывать на параметры интрузивных масс, участвующих в рудогенерации. Аналогичным образом могут быть использованы и поля распространения добатолитовых даек (и штоков) порфириров и лампрофириров.

Факторы переноса изучены слабо. Наиболее характерны:

1) пористые осадочные и вулканогенно-осадочные литологические комплексы. По ним транспортируются основные объемы элизионных вод прогибов (до стадии полной литификации, когда пористость пелитовых и псаммитовых пород становится одинаковой);

2) региональные трещинные системы. Продольные (часто послонные) и поперечные зоны трещиноватости, возникающие в литифицированных породах в процессе орогенеза и складчатости; служат путями для просачивания вверх и по латерали рудоносных растворов метаморфогенного и магматогенного генезиса;

3) интрузии гранитоидов и монцититоидов и субвулканические массивы порфирировых пород андезит-дацитового состава (до момента их полной кристаллизации);

4) в общем случае - глубинные разломы и очаговые структуры. Эти чрезвычайно сложные системы могут выступать как коллекторы растворов

различного генезиса (ранняя стадия), которые в связи с тектоно-магматическими явлениями приходят в движение и транспортируются всеми указанными выше способами.

Факторы локализации золотого оруденения разнообразны, это:

1) граничные поверхности между разновозрастными структурно-формационными комплексами. Они хорошо картируются геологическими методами, фиксируются в геофизических и геохимических полях, характеризуются определенными типами магматических и метаморфических пород, регионально развитыми метасоматитами и оруденением;

2) региональные геологические и геохимические экраны и физико-химические барьеры. Наиболее характерны экраны в виде мощных толщ алевропелитовых и зеленокаменных пород в геосинклинальных разрезах. В вулканогенах роль геологических экранов играют толщи андезитов, дацитов, иногда игнимбритов, а также пологозалегающие субвулканические интрузии подобных пород. В структурах мезозойской ТМА золоторудные структуры часто проявляются в контактах резко отличных по физико-химическим свойствам пород, например в парах: гнейсы основания - плитный комплекс, песчаники - карбонатные породы, вулканиты - осадочные формации и т. п.;

3) структуры положительного изгиба. В ГСО это антиклинали, часто куполовидные, их периклинальные замыкания. В областях ТМА это сводовые поднятия, куполовидные структуры, выступы фундамента;

4) гранитоидные и субвулканические купола (и штоки), венчающие более глубоко залегающие рудогенерирующие и флюидопроводящие гранитоидные массы, представляющие собой конечные пункты транспортировки рудоносных флюидов. Часто внедрены в геологические экраны;

5) рудолокализирующие комплексы (триада из геологического экрана, флюидопроводящей толщи и пограничной рудовмещающей зоны). Характерны для любых геолого-структурных обстановок. Наиболее продуктивны структуры с мощными геологическими экранами и слабым (цеолитовым) метаморфизмом рудовмещающих комплексов.

При анализе областей локализации учитывается региональная рудо-магматическая зональность, иногда проявленная вокруг глубинных ядер разуплотнения.

Факторы деструкции. При позднеорогенном диастрофизме ранее созданные золотые руды испытывают метаморфизм двух типов. а). При орошении руд горячими (до 300°C) растворами золото растворяется и выносится (по данным Н. В. Вилора, В. Н. Сарапуловой, 1970 г.), и таким образом месторождения уничтожаются, но могут сформироваться в новых, удаленных от источника тепла структурах. б). Руды, подвергшиеся лишь термальному метаморфизму, сохраняются, золото в них облагораживается и укрупняется, тем самым повышается их россыпеобразующая потенция. При метаморфизме руд отмечается преобразование сульфидов в более высокотемпературные формы, например пирит - в пирротин и т. п.

Позднеорогенные поднятия обычно приводят к глубокой эрозии раннеорогенных структур, в том числе и золоторудных. Оруденение сохраняется лишь на флангах орогенных сводов и в межкупольных пространствах, т. е. на участках с низким темпом поднятий. Это достаточно многочисленные, но не крупные рудные объекты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой книге авторы попытались дать картину рудной золотоносности восточной окраины России, не претендуя на исчерпывающий рассказ, анализ и тем более синтез. Это фактически первая доступная для геологической общественности сводка, включающая краткие геолого-геофизические характеристики золотоносных поясов, провинций, зон, районов и многочисленных (более 110) золоторудных месторождений Востока России, занимающих определенное место в геологическом пространстве (и времени), а также в генетической систематике.

Возможности авторов были ограничены не только субъективными, но и объективными факторами. С одной стороны, это чрезвычайное разнообразие геологических условий локализации золотого оруденения, его морфологических и минеральных типов, с другой - недостаток данных по генетическим аспектам золотого рудообразования, отсутствие в ряде случаев качественных абсолютных датировок возраста руд и пород, участвующих в этом процессе, мало работ с комплексным научным анализом региональных закономерностей локализации золотого оруденения. Зато много публикаций с так называемым рудо-формационным анализом золотоносности, фактически лишенных генетического содержания, а поэтому не приближающих нас к решению главных генетических вопросов, на основании которых возможно обоснование принципов и методов прогноза и поисков золоторудных месторождений в условиях Дальнего Востока России.

Принятая в книге концепция золоторудных систем как ансамблей взаимодействия факторов генерации, переноса, локализации и деструкции золотого оруденения позволила подойти к анализу региональных особенностей локализации оруденения с генетических позиций. Районирование золотоносных территорий выполнено путем оконтуривания по геолого-геофизическим данным структур генерации, с учетом данных по фактической золотоносности, а систематика золоторудных месторождений проведена в зависимости от зрелости золоторудных систем: развитости орогенеза и характеризующих его глубинных структур разуплотнения, типа щелочности гранитоидов, магнитной восприимчивости гранитоидов и вулканитов и пр. Выявленная в результате проведенных исследований региональная рудно-магматическая зональность и данные физико-химических и минералого-геохимических исследований подтвердили продуктивность идеи о золоторудных системах. Дальнейшее использование концепции связано с более детальным исследованием факторов переноса, локализации и деструкции. Эти усилия несомненно приведут к новым открытиям - научным и практическим.

Опубликование общей картины металлогении золота Востока России, включающей описание большинства золоторудных месторождений столь обширной территории, будет способствовать развитию не только научной и геолого-разведочной активности, но и предпринимательской инвестиционной деятельности. Приведенный фактический материал по рудной золотоносности и некоторые данные, касающиеся метаморфизма золота (облагораживание и укрупнение его выделений), могут быть использованы при прогнозных оценках территорий на рассыпное золото.

ЛИТЕРАТУРА

- АНДРИАНОВ Н. А. Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоянского синклиория // Новости геологии Якутии. Якутск, 1973. Вып. 3. С. 72-74.
- АПРЕЛКОВ С. Е., ЕЖОВ Б. В. Тектоническое строение Центрально-Камчатского вулканического пояса и некоторые особенности локализации оруденения // Геология и геофизика. 1978. № 12. С. 154-160.
- БАЖЕНОВ Н. И., ШУБИН Г. В. Некоторые итоги изучения структур рудных полей золоторудных месторождений Западной Сибири и Забайкалья // Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970.
- БАКУЛИН Ю. И. Геодинамические особенности рудоносных систем // XIV Тихоокеан. конгр. Комитет В. У. М., 1979. С. 7-9.
- БАКУЛИН Ю. И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования, М: Недра, 1991. 192 с.; Владивосток, 1987. 43 с.
- БЕЛЕВЦЕВ Я. Н. Современные проблемы метаморфогенного рудообразования // Пробл. метаморфогенного рудообразования: Тез. докл. III Межвед. рабочего координационного совещ. Киев: Наукова думка, 1979. С. 6-8.
- БЕЛОЗЕРЦЕВА Н. В., КОКИНА В., СИЛИЧЕВ М. К. Основные принципы прогнозирования и оценки золотого оруденения в терригенных толщах // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых: Экспресс-информация. М: ВИЭМС, 1987. Вып. 2. С. 7-12.
- БЕЛЬКОВ Е. В. и др. Школьное месторождение // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М., 1992.
- БЕЛЬКОВ Е. В., БЕЛЬЧАНСКАЯ Л. Н. Месторождение Нявленга // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М., 1992.
- БЕНЕВОЛЬСКИЙ Б. И., МИГАЧЕВ Н. Ф., ЩЕПОТЬЕВ Ю. М. Состояние и проблемы золотого потенциала СНГ в условиях рыночных отношений // Сов. геология. 1992. № 3. С. 4-11.
- БЕНЕВОЛЬСКИЙ Б. И. Золото России (Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы). М., 1995. 88 с.
- БЕРГЕР В. И. Сурмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 296 с.
- БИЛИБИН Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолиздат, 1955. 86с.
- БЛОХА М. Природа рудоносного раствора зон дислокационного метаморфизма // Сов. геология. 1978. № 5.
- БОГАТСКИЙ В. В. Механизм формирования структур рудных полей. М.: Недра, 1986. 89с.
- БОРОДАЕВСКАЯ М. Б., РОЖКОВ Н. С. Месторождения золота // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 3. С. 5-76.
- БУРЯК В. А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
- БУРЯК В. А., НЕМЕНМАН И. С., ПАРАДА С. Г. Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. Владивосток, 1988. 114 с.
- БУРЯК В. А. и др. Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золотокварцевых жил Аллах-Юнской зоны // Тихоокеан. геология. 1990. № 3. С. 62-70.
- ВАКИН М. Е., НАУМОВА О. А. Геолого-структурная позиция и условия локализации богатых руд на Озерновском золото-серебряном месторождении (Камчатка) // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 97-104.
- ВАСИЛЕНКО В. П., РОЖКОВ Ю. П., ШЕПИЦЫН Г. П. Характерные особенности одного из золоторудных полей внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. 1977. № 23, кн. 1. С. 131-139.
- ВАСИЛЬКОВСКИЙ Н. П. Геологическая история Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1981. 308с.
- ВЕЙСБЕРГ Б. Д. и др. Рудные элементы в активных геотермальных системах // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 578-609.
- ВЕТЛУЖСКИХ В. Г. О возрасте и генезисе золотого оруденения в диафоритах зоны сочленения Алданской и Становой докембрийских складчатых систем // Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья. 1968. Вып. 3(5). С. 30-31.
- ВИЛОР Н. В. К проблеме золотоносности черных сланцев // Геохимия. 1983. № 4. С. 560-568.

- ВЛАСОВ Г. М. О рядах формаций и магматогенно-рудных систем// Геология рудных месторождений. 1975. № 5. С. 18-24.
- ВЛАСОВ Г. М., МИШИН Л. Ф. Геотектоническая теория и магматогенно-рудные системы. М.: Наука, 1992. 228 с.
- ВЛАСОВА Н. В., ВЛАСОВ Н. Г. Новые данные о структурном положении и минералогии золото-серебряного проявления Прогнозное // Новые данные о минерально-сырьевых ресурсах центральной части зоны БАМ. Благовещенск, 1978. С. 119-128.
- ВОЛАРОВИЧ Г. П. Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке // Золоторудные формации. М.: Наука, 1969. С. 7-34.
- ВОЛКОВ А. В., ВОРОНИН Н. А. Совиное месторождение// Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М., 1992.
- ВОЛКОВ А. В. Золоторудные месторождения Центральной Чукотки (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37, № 6. С. 482-499.
- ВОЛКОВА И. Б. Органическая петрология металлоносных черных сланцев - состояние и задачи исследований // Сов. геология. 1992. № 7. С. 11-17.
- ВОЛКОДАВ И. Г. Субвулканическое Хаардахское месторождение касситерит-силикатной формации// Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии. Якутск, 1978. С. 5-34.
- ВОЛЬФСОН Ф. Н. и др. Структурные условия локализации гидротермальных оруденений в различных структурных этапах// Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 107-120.
- ВОЛЬФСОН Ф. Н., ДРУЖИНИН А. В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 381 с.
- ГЕЛЬМАН М. Л. Роль метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР// ДАН СССР. 1976. Т. 230, № 6. С. 1406-1409.
- ГЕНКИН А. Д. и др. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский кряж, Сибирь)// Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 2. С. 111-136.
- ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. 310 с.
- ГЕОЛОГИЯ СССР. Северо-Восток. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. Т. 30. 536 с.; Камчатка и Курильские острова. 1964. Т. 31.
- ГЕРАСИМОВ Н. С., РОДИОНОВ С. М., КОМПАНИЧЕНКО В. Н. Результаты Rb-Sr-датирования оловяносных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня// Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 5. С. 1183-1186.
- ГЕРМАНОВ А. И. Водные растворы и органическое вещество осадочной оболочки Земли в филитрационно-эпигенетических процессах// Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе, 1978. С. 154-156.
- ГОВОРОВ И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 249 с.
- ГОЛУБЧИНА М. Н., ЗАГРУЗИНА И. А., ПУТИНЦЕВ В. К., ЭЙРИШ Л. В. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений Дальнего Востока СССР// Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С. 113-118.
- ГОРЖЕВСКИЙ Д. Н., КОНКИН В. Д., РУЧКИН Г. В. Роль органического вещества в рудообразовании// Отечественная геология. 1994. № 3. С. 25-29.
- ГРАНИТОИДЫ И МОНЦОНИТОИДЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИМОРЬЯ/ В. С. Иванов и др., Отв. ред. С. С. Зимин. М.: Наука, 1980. 158 с.
- ГРИГОРЬЕВ Н. В., ЛИВАЧ А. Э. Гольцовое месторождение// Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М., 1992.
- ГРИГОРЬЕВ Н. В., СТРУЖКОВ С. Ф. Месторождение Арылах// Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М., 1992.
- ГРИНСМИТ ДЖ. Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 253 с.
- ГУМЕНЮК В. А., ГЛЮК Д. С. О природе рудно-метасоматической зональности золото-серебряных месторождений// Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 1. С. 632-636.
- ГУРЕЙКИН Н. Я., ЗВЕРЕВА Е. А. О миграционной способности золота в связи с процессами слабо проявленных термально-метаморфических изменений в терригенной толще// Геология и геофизика. 1990. № 8. С. 106-113.
- ГУРОВ Л. П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье)// Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 74-92.
- ГУСЕВ Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 207 с.

- ДАНЧЕНКО В. Я., МИЦУК В. В. Золото-оловянное оруденение в островодужном вулканическом поясе// Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 3-7.
- ДАНЧЕНКО В. Я., ИВАНОВ В. В. Самородное золото проявлений островодужного вулканического пояса// Самородные элементы рудных месторождений Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток, 1989. С. 47-58.
- ДАНЧЕНКО В. Я., НИКОЛАЕВА Л. А. Особенности самородного золота в проявлениях Центрального Сахалина// Самородные элементы рудных месторождений Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток, 1989. С. 86-95.
- ДЕРГАЧЕВ А. Л., ПАК Т. М., ЕРЕМИН Н. И. О природе рудовмещающих купольных структур на Риддер-Сокольном колчеданно-полиметаллическом месторождении на Рудном Алтае// Докл. РАН. 1994. Т. 334, № 4. С. 476.
- ДОЛЖЕНКО В. Н. Основные типы стратиформных месторождений золота// Сов. геология. 1990. № 1. С. 29-31.
- ДОРТМАН Н. Б., ЛЯХОВИЧ В. В. Зависимость магнитной восприимчивости гранитоидов от содержания в них магнетита// Сов. геология. 1966. № 1. С. 129-137.
- ДУБИНЧИК Э. Я., РОЗЕНТАЛЬ И. В. Петромагнитные исследования при изучении гранитоидных комплексов. Л.: Недра, 1980. 103 с.
- ЕВТУШЕНКО В. А. Эпитермальная минерализация на Туранском хребте// Магматизм, метаморфизм и оруденение Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 130-134.
- ЕРМОЛАЕВ Н. П., СОЗИНОВ Н. А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 173 с.
- ЕРМОЛАЕВ Н. П. и др. Платиноиды в черных сланцах Средней Азии// Отечественная геология. 1994. № 4. С. 3-11.
- ЕРМОЛАЕВ Н. П., НИКИФОРОВ А. В., ХОРОШИЛОВ В. Л. Баланс масс золота и сопутствующих компонентов при формировании сульфидно-вкрапленного месторождения Кумтор (Восточная Киргизия)// Руды и металлы. 1994, № 1. С. 37-44.
- ЗАЛИЩАК Б. Л. и др. Основные черты формирования Улской вулcano-плутонической структуры (Нижнее Приамурье)// Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1978. С. 130-139.
- ЗЛОБИН В. А. Геохимические особенности чернослацевых толщ, вмещающих золоторудную минерализацию на месторождениях Колымы// Геология и геофизика. 1992. № 3. С. 73-86.
- ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ островных дуг Тихого океана. М., 1989. 242 с.
- ЗОНЕНШАЙН Л. П., КУЗЬМИН М. И., МОРАЛЕВ В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 229 с.
- ИВАНКИН П. Ф., РАБИНОВИЧ К. Р. Золотоносные рудно-магматические системы гранитоидного ряда// Геология и геофизика. 1971. № 5. С. 55-63.
- ИВАНКИН П. Ф., ИНШИН П. В., НАЗАРОВА Н. И. Особенности отложения золота в чернослацевых зонах// Сов. геология. 1985. № 11. С. 52-60.
- ИВАНОВ В. В. Самородное золото разнотипных малоуглубленных месторождений Нижнего Приамурья// Самородные элементы рудных месторождений Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 153-173.
- ИВАНЮК Б. О. Сопряженность золотого и оловянно-вольфрамового оруденения на Северо-Востоке СССР// Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 2. С. 425-429.
- ИЗОХ Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М: Недра, 1978. 136 с.
- ИЦИКСОН М. И. Петрохимические особенности и металлогеническая специализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока)// Бюл. ВСЕГЕИ. 1960. № 2. С. 137-145.
- КАЗАНСКИЙ В. И. и др. Влияние структурных факторов на гидротермальное рудоотложение// Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 21-40.
- КАЗАРИНОВ А. И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений Куранахского типа// Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 125-135.
- КАЛИНИН А. И. Структуры месторождений золота и серебра Северо-Востока России// Отечественная геология. 1992. № 9. С. 21-29.
- КАЛИНИН А. И., ШАВКУНОВ Б. Н. Светлинское месторождение// Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М., 1992.
- КАРЕЛИН В. В., МАКСИМОВ Е. П., НИКИТИН В. Н., УЮТОВ В. И. Золото в мезозойских изверженных породах восточной части Алданского щита// Геохимия. 1974. № 4. С. 554-561.

- КАРСАКОВ Л. П., РОМАНОВ Б. И. Золоторудное месторождение Колчеданный Утес// Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 119-121.
- КИРИКОВ Д. А. Главнейшие системы глубинных разломов подвижных областей Востока СССР и их роль как магмоконтролирующих структур// Материалы по тектонике и магматизму Востока СССР. Л.: Недра, 1967. С. 5-52.
- КОВАЛЕВ А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1985.
- КОГЕН В. С., ГЛУХОВСКИЙ М. Э. Рудоносность диафоритов Станового хребта// Особенности металлогении докембрия СССР. Л., 1979. С. 111-115.
- КОКИН А. В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах восточной Якутии// Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 47-55.
- КОНКИН В. Д. и др. Обстановки нахождения платинометалльного оруденения в черносланцевых формациях// Руды и металлы. 1993. № 1-2. С. 22-28.
- КОННИКОВ Э. Г. и др. Поведение золота в процессе смешения основного и кислого расплавов (экспериментальные данные)// Геохимия. 1986. № 12. С. 1736-1742.
- КОНСТАНТИНОВ М. М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов Мира. М.: Недра, 1984. 164 с.
- КОНСТАНТИНОВ М. М. и др. Некоторые вопросы геологии золоторудных месторождений США// Сов. геология. 1992. № 7. С. 3-11.
- КОНСТАНТИНОВ М. М. Золоторудные гиганты// Отечественная геология. 1993. № 6. С. 75-83.
- КОНСТАНТИНОВ М. М. Стратиформное золотое оруденение - достижения и проблемы построения моделей рудообразующих систем// Руды и металлы. 1993. № 1-2. С. 14-19.
- КОНСТАНТИНОВ М. М. Новые и перспективные типы золоторудных месторождений// Руды и металлы. 1995. № 2. С. 18-26.
- КОРНЕВ О. С. Зависимость размещения ферромагнетиков в интрузиях от условий их становления// Сов. геология. 1986. № 4. С. 111-115.
- КОРОБЕЙНИКОВ А. Ф., МИРОНОВ А. Г. Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
- КОРОБЕЙНИКОВ А. Ф. Прогнозно-поисковые критерии золото-платинового оруденения в черносланцевых толщах офиолитовых поясов// Отечественная геология. 1993. № 4. С. 19-25.
- КОСТЫРКО Н. А., ПЛЯШКЕВИЧ Л. Н., БОЛДЫРЕВ М. В. Строение и вещественный состав рудных зон Эвенского рудного поля// Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. 1974. № 21.
- КОСЫГИН Ю. А., СОЛОВЬЕВ В. А. Статистические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 9-17.
- КОСЫГИН Ю. А. и др. Тектоника, глубинное строение и структурная эволюция советского Дальнего Востока// Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 208-231.
- КОТОВ Н. В., ПОРИЦКАЯ Л. Г. Обобщенная генетическая модель накопления золота в золото-сульфидных рудно-метасоматических образованиях в черносланцевых толщах (Центральные Кызылкумы)// Геология и геофизика. 1990. № 11. С. 49-57.
- КОТОВ Н. В. и др. Геологическая позиция и условия образования золоторудных месторождений Верхне-Селемджинского региона (северная часть Амурской области)// Геология рудных месторождений. 1992. № 5. С. 106-111.
- КОЧЕТКОВ А. Я. Молибден-медно-золото-порфиоровое месторождение Рябиновое// Отечественная геология. 1993. № 7. С. 50-58.
- КОЧУРОВ В. Б. Отношение рудных месторождений Центрального Казахстана к складчатым структурам// Сов. геология. 1944. № 1.
- КРАСНЫЙ Л. И. Геоблоки // Геотектоника. 1967. № 5. С. 113-120.
- КРЕЙТЕР В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., 1956. 270 с.
- 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., ЛУЧКО А. Г. Новый тип золотого оруденения на Енисейском Кряже// Вопросы геологии месторождений золота. Томск, 1970.
- КРИВЦОВ А. И. Геолого-генетические проблемы рудных месторождений// Сов. геология. 1990. № 6. С. 34-47.
- КУНАЕВ И. В., РУСС В. В. О связи золотого оруденения с интрузивным магматизмом в Сихотэ-Алинской складчатой области// Магматический и метаморфический комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1966. С. 190-193.

- КУРБАНОВ Н. К. и др. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах// Руды и металлы. 1994. № 2. С. 55-69.
- КУРНИК Л. П. Некоторые геологические особенности нового золоторудного месторождения Бамское// Тр. ассоциации Дальнедра. Хабаровск, 1992. Вып. 2. С. 93-99.
- ЛЕТНИКОВ Ф. А., НАРСЕЕВ В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах// Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1971. С. 38-43.
- ЛЕТНИКОВ Ф. А., ВИЛОР Н. В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981. 224 с.
- ЛИШНЕВСКИЙ Э. Н. О некоторых особенностях строения Земной коры и размещении оловянного и золотого оруденения на Дальнем Востоке в свете гравиметрических данных// Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, № 6. С. 1455-1458.
- ЛИШНЕВСКИЙ Э. Н. Опыт металлогенического районирования Сихотэ-Алинской складчатой области (по геолого-гравиметрическим данным)// Сов. геология. 1974. № 6. С. 34-43.
- ЛУКИН Л. И. Структурные особенности формирования эндогенных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах// Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 5-26.
- ЛУКИН Л. И., ВОЛЬФСОН Ф. И., КОРОЛЕВ В. А., НЕВСКИЙ В. А. Структурные условия эндогенного рудообразования. Состояние, проблемы и пути дальнейших исследований// Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 5-20.
- ЛЯХОВИЧ В. В. Мантийные гранитоиды// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 3-17.
- МАГАКЬЯН И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 223 с.
- МАКСИМОВ Е. П., УГРЮМОВ А. Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита// Сов. геология 1971. № 7. С. 108-119.
- МАЛЫШЕВ Ю. Ф. и др. Гравитационные аномалии Дальнего Востока// Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
- МАЛЯМИН Н. Е., НЕВСТРУЕВ В. Г., ЭЙРИШ Л. В. Геохимическая зональность золоторудного месторождения Приамурья// Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. С. 448-449.
- МАРАКУШЕВ А. А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества эндогенных месторождений// Источник рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 145-164.
- МАРАКУШЕВ А. А. Геохимические особенности золота и условия его эндогенной концентрации// Геохимия золота. Владивосток, 1978. С. 3-13.
- МАРАКУШЕВ А. А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 260 с.
- МАРЧЕНКО Л. Г. Природа углеродистого вещества в черносланцевых толщах Казахстана// Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе, 1978. С. 139-140.
- МАТВЕЕНКО В. Г. Региональные закономерности образования во времени и размещения в пространстве золотого оруденения северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса// Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. 10. С. 213-229.
- МЕЛЬНИКОВ В. Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. Владивосток, 1984. 130 с.
- Металлогеническая карта** Камчатки, Сахалина и Курильских островов. Масштаб 1: 1 500 000. Л., 1984.
- МИНЕЕВ Г. Г. и др. Осаждение золота из хлоридных растворов плесневыми грибами // Прикладная биохимия и микробиология. 1972. Т. 8, № 3. С. 358-361.
- МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ Европы. Т. 3. Центральная Европа. М.: Мир, 1988. 516 с.
- МИРЗЕХАНОВ Г. С. Закономерности размещения и условия формирования золотого оруденения углеродисто-терригенных толщ Юго-Восточной части Аллах-Юньской зоны: Автореф. дис.... канд. г.-минер. наук. М., 1988. 23 с.
- МИШИН Л. Ф. Геология и рудоносность субвулканических интрузий кислого состава Востока России: Автореф. дис.... д-ра г.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 42 с.
- МОИСЕЕНКО В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965. 125 с.
- МОИСЕЕНКО В. Г., ФАТЬЯНОВ И. И. Золоторудные столбы и зональность минерализации Токурского месторождения (Приамурье)// Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971.
- МОИСЕЕНКО В. Г. Геохимические основы металлогении золота// Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. 10. С. 230-239.

- МОИСЕЕНКО В. Г. Самородное золото, условия его образования и метаморфизм (на примере месторождений Приамурья): Автореф. дис.... д-ра г.-минер. наук. М., 1974. 53 с.
- МОИСЕЕНКО В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М: Наука, 1977. 302 с.
- МОИСЕЕНКО В. Г., ФАТЯНОВ И. И. Факторы концентрации золота в эндогенных процессах// Геохимия золота. Владивосток, 1978. С. 14-19.
- МОИСЕЕНКО В. Г., МАРАКУШЕВ С. А. Бактериальное концентрирование, укрупнение и «облагораживание» золота в зоне окисления золоторудных месторождений и россыпях. Благовещенск, 1987. 44 с.
- МОИСЕЕНКО В. Г., ПОЛЕВАНОВ В. П., СТЕПАНОВ В. А. Геологическая позиция и вещественный состав руд Бамского золото-серебряного месторождения// Геол. и минерал. критерии крупных и уникальных месторождений: Тез. докл. СПб., 1994. С. 41-42.
- МОИСЕЕНКО Ф. С. Магнитная восприимчивость как показатель условий формирования горной породы// Геология и геофизика. 1966. № 3. С. 89-100.
- МОРОЗ Ю. Ф. Глубинные проводящие зоны Камчатки и их связь с динамическими процессами и оруденением// Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 56-61.
- НАРСЕЕВ В. А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1973. 237 с.
- НАТАЛЕНКО В. Е. и др. Геологическое строение Дукатского месторождения// Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. Магадан, 1980. Вып. 25. С. 61-73.
- НАТАЛЕНКО В. Е. Месторождение Дукат// Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М., 1992.
- НАУМОВА О. А., АЛЫШЕВА Э. Н. Гидротермально измененные породы Озерновского золото-серебряного месторождения Камчатки// Отечественная геология. 1995. № 1. С. 35-44.
- НЕВСТРУЕВ В. Г., ЭЙРИШ Л. В. Золоторудная минерализация одного из рудопоявлений Приохотья// Минералогия метаморфических и рудных образований Дальнего Востока. Владивосток, 1981а. С. 163-167.
- НЕВСТРУЕВ В. Г., ЭЙРИШ Л. В. Минералого-геохимическая зональность золото-серебряного месторождения Приохотья// Минералогия метаморфических и рудных образований Дальнего Востока. Владивосток, 1981б. С. 35-39.
- НЕКРАСОВ Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 285 с.
- НЕКРАСОВ И. Я., ЧЕВЫЧЕЛОВ Ю. В., КОНЮШОК А. А. Физико-химические условия образования месторождений золото-серебряной и золото-сурьмяной формаций// Сов. геология. 1984. № 10. С. 80-85.
- НЕКРАСОВ И. Я. О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса// Геология рудных месторождений. 1990. № 1. С. 98-104.
- НЕКРАСОВ И. Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 300 с.
- НЕМЕНМАН И. С., АВЧЕНКО Н. С. Особенности состава минералов апелитовых альбит-порфиробластических кристаллосланцев Правобуреинского купола// Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 58-68.
- НЕМЕНМАН И. С., ПАРАДА С. Г., БЕРДНИКОВ Н. В. Термобарогеохимия зонального метаморфизма и жильного оруденения Правобуреинского сланцевого купола// Тихоокеан. геология. 1987. № 5. С. 53-62.
- НЕНАШЕВ Н. И. Магматизм и развитие рудномагматических узлов восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
- НЕНАШЕВ Н. И., ЗАЙЦЕВ А. И. Геохронология и проблемы генезиса гранитидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 237 с.
- НЕРОНСКИЙ Г. И. и др. Типы золоторудной минерализации Верхне-Селемджинского района и ее возраст// Вопросы золотоносности Дальнего Востока. Благовещенск, 1971. С. 41-45.
- НИКИТИН Д. Н. и др. Аккумуляция иммобилизованными микроорганизмами тонкодисперсного золота// Изв. АН СССР. Сер. биол. 1986. № 2. С. 302-306.
- ОВЧАРЕНКО Ф. Д. и др. Роль биохимических факторов в селективной гиперкоагуляции микроорганизмов с частицами коллоидного золота// Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 1001-1012.
- ОВЧИННИКОВ Л. Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование// Проблемы магматической геологии. Новосибирск.: Наука, 1973. С. 318-329.
- ОЛЕЙНИК Ю. Н. Тектоническое районирование Приморского края// Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 11-19.

- ОСТАПЕНКО Н. С. Вещественный состав рудовмещающих толщ и первичные геохимические ореолы золоторудных месторождений Верхне-Селемджинского района // Геохимия и методы поисков минерального сырья Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 62-72.
- ОСТАПЧУК В. И. Тектоника и структурные закономерности локализации золото-серебряного оруденения Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс): Автореф. дис.... канд. г.-минер. наук. Хабаровск, 1980. 25 с.
- ОЧЕРКИ МЕТАЛЛОГЕНИИ И ГЕОЛОГИИ рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан, 1994. С. 22-54.
- ПАРАДА С. Г., ПАРАДА Л. Ф. Литолого-геохимические условия локализации золотого оруденения в черносланцевых толщах Приамурья // Тихоокеан. геология. 1988а. № 4. С. 77-81.
- ПАРАДА С. Г., ПАРАДА Л. Ф. Проявление вкрапленного золото-сульфидного оруденения в черносланцевой толще // Геология рудных месторождений. 1988б. № 4. С. 10-15.
- ПЕТРЕНКО Н. Д., БОЛЬШАКОВ Н. М. Структурная позиция и возраст золото-серебряного оруденения южной Камчатки на примере Мутновского месторождения // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 100-111.
- ПЕТРИЦЕВСКИЙ А. М. О гранитах, гранитизации и природе региональных разуплотнений земной коры на Дальнем Востоке // Геотектоника. 1985. № 5. С. 80-90.
- ПЕТРОВСКАЯ Н. В. Минералогические критерии оценки золоторудных месторождений // Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1975. С. 27-33.
- ПЕЧЕРСКИЙ Д. М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР // Магнитные свойства изверженных пород. Магадан, 1964. С. 6-158.
- ПИВОВАРОВА Т. Р. и др. Влияние ионов золота на *Thiobacillus ferrooxidans* // Микробиология. 1986. Т. 55, вып. 6. С. 966-972.
- ПISKУНОВ Ю. Г. Интрузивный магматизм и золотое оруденение Улской вулcano-плутонической структуры (Нижнее Приамурье): Автореф. дис.... канд. г.-минер. наук. М., 1983. 22 с.
- ПISKУНОВ Ю. Г., МАЛАХОВ В. В., ИГНАТЬЕВ А. В. Физико-химические условия образования и зональность рудного поля одного из месторождений Нижнего Приамурья // Магматизм, флюиды и оруденение. Владивосток, 1990. С. 105-116.
- ПОСПЕЛОВ Г. Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных месторождений // Геология и геофизика. 1967. № 11. С. 3 - 22.
- РАБИНОВИЧ К. Р. Газовая составляющая золотоносного флюида // Сов. геология. 1992. № 7. С. 17-24.
- РЕДДЕР Э. Флюидные включения - реликты рудообразующих растворов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 535-577.
- РЕЙНЛИБ Э. Л. и др. Глубинное строение и некоторые закономерности размещения золотого оруденения в северной части Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Нижнеамурский район) // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. С. 21-26.
- РИХТЕР А. В. Строение, возраст и структурное положение метаморфических толщ Сахалина // Геотектоника. 1984. № 6. С. 55-56.
- РОЖДЕСТВЕНСКИЙ В. С. Тектоническое развитие о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1987. № 3.
- РОЗЕНБЛЮМ И. С. Основные черты геологии и металлогении северной части Анадырско-Корякской складчатой системы // Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 65-82.
- РОЗЕНБЛЮМ И. С., ФАДЕЕВ А. П. Геологические особенности новых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Колыма. 1990. № 5. С. 15-20.
- РОЗЕНБЛЮМ И. С. и др. Новый тип золото-серебряных месторождений на Северо-Востоке России // Сов. геология. 1992. № 4. С. 17-26.
- РОМАНОВСКИЙ Н. П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 191 с.
- РОСЛЯКОВА Н. В., ЦИНБАЛИСТ В. Г. Поведение золота и сопутствующих ему элементов при рудообразовании (по данным флюидных включений) // Геология и геофизика. 1990. № 8. С. 79-89.
- РУБИС А. Д. Феррофации гранитоидов некоторых массивов Приморья // Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность: Тез. докл. III дальневост. регионального петрогр. совещ. Хабаровск, 3-5 марта 1981г. Хабаровск, 1981. Ч. 2. С. 38-39.
- РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР. Т. 1-3. 1978.
- РУНДКВИСТ Д. В., БЕРГЕР В. И., МАРКОВ К. А. Принципы и методы специального прогнозно-металлогенического анализа // Сов. геология. 1980. № 5.

- РУНДКВИСТ Д. В.* Состояние и пути развития теоретической металлогении// Геология рудных месторождений. М.: Недра, 1990. Т. 32, № 6. С. 89-110.
- САЗОНОВА А. М. и др.* Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский Кряж)// Руды и металлы. 1994. № 2. С. 86-97.
- САФОНОВ Ю. Г.* Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней// Геол. структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 167-187.
- СИДОРОВ А. А., НАЙБОРОДИН В. И.* Золото-серебряная формация Северо-Востока СССР// Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1975. С. 43-49.
- СИЛИЧЕВ М. К.* Геологическое положение и особенности структуры Нежданнинского золоторудного месторождения// Геология рудных месторождений. 1970. № 2.
- СИЛИЧЕВ М. К., БЕЛОЗЕРЦЕВА Н. В.* Время и условия образования согласных золотокварцевых жил Южного Верхоянья// Тихоокеанская геология. Новосибирск: Наука, 1985. № 4. С. 52-57.
- СИЛИЧЕВ М. К., КОКИН А. В.* Новые данные по геохимической провинции Южного Верхоянья и их геологическая интерпретация// Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 127-131.
- СИНЦОВ А. В.* Деформации, метаморфизм, оруденение верхнепротерозойской толщи Мамско-Бодайбинского синклинория// Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980. С. 108-120.
- СКИННЕР Б. ДЖ.* Генетическое разнообразие гидротермальных минеральных месторождений// Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 11-23.
- СОБОЛЕВ А. Е.* Роль магматического фактора в формировании стратиформного оруденения Сетте-Добана// Сов. геология. 1992. № 8. С. 75-80.
- СПИРИДОНОВ Э. М.* Инверсионная плутогенная золото-кварцевая формация каледонид Северного Казахстана// Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37, № 3. С. 179-207.
- СТЕПАНОВ В. А.* Золото-серебряное месторождение Кубака (Северо-Восток России)// Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 4. С. 362-369.
- СТЕПАНОВ В. А., ШИШАКОВА Л. Н.* Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 196 с.
- СТРИХА В. Е.* Позднемезозойские дайковые комплексы севера Становой области// Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 205-207.
- СТРУЖКОВ С. Ф. и др.* Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса// Колыма. 1994. № 9-10. С. 2-16.
- СУХОВ В. И.* Региональные рудномагматические системы Приамурья// Магматогеннорудные системы. Владивосток: ДВНЦ СССР, 1979. С. 45-60.
- СУШКИН Л. Б.* Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения Колчеданский Утес// Тр. ассоциации «Дальнедра». Хабаровск, 1991. Вып. 1. С. 171-178.
- ТАУСОН Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
- ТЕЙЛОР П.* Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях// Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200-237.
- ТОМСОН И. Н., ФАВОРСКАЯ М. А.* О типах очаговых структур и связи с ними оруденения// Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. 10. С. 49-65.
- УИССЕР Э.* Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах// Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964. Вып. 2. С. 9-197.
- УМИТБАЕВ Р. Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналогии). М.: Наука, 1986. 284 с.
- ФАТЬЯНОВ И. И., ЛЕЙЕР П.* О времени формирования золоторудного месторождения Токур// Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 217-219.
- ФАЙФ У., ПРАЙС Н., ТОМСОН А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 435 с.
- ФЕРБРИДЖ Р. У.* Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование// Диагенез и катагенез осадочных образований. Науки о Земле. М.: Мир, 1971. С. 27-91.
- ФЕРШТАТЕР Г. Б., БОРОДИНА Н. С., ЧАШУХИНА В. А.* Феррофации гранитоидов// Геохимия. 1978. № 2. С. 147-160.
- ХАМРАБАЕВ Н. С., УРУМБАЕВ К. У.* К геохимии золота в магматическом процессе// 1 Международный геохим. конгр. Магматические процессы. М., 1972.

- ХАМРАБАЕВ И. Х., МУСАЕВ А. М., ИСКАНДЕРОВ Э. Н. К геохимии золота в магматических процессах по данным экспериментальных исследований// Геохимия золота. Владивосток, 1978. С. 59-61.
- ХАУСЕН Д. М., КЕРР П. Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада// Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. Т. 2. С. 590-624.
- ХЕНДРИКС Р. и др. Химический состав осадков и иловых вод из впадин Атлантик II, Дискавери и Чейн// Современное гидротермальное рудообразование. Науки о Земле. М.: Мир, 1974.
- ХОЛОДОВ В. Н., ШМАРИОВИЧЕ. М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем// Геология рудных месторождений. 1992. № 1.
- ХОМИЧ В. Г. Аскольдовский гранито-гнейсовый купол (Южное Приморье)// Кольцевые и куполовидные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 40-46.
- ХОМИЧ В. Г. Модели геологических обстановок размещения золото-серебряного оруденения как основа крупномасштабного прогнозирования// Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 65-71.
- ХОМИЧ В. Г. Геологическое строение и особенности размещения оруденения в одной из локальных вулкано-тектонических структур Верхнего Приамурья// Структуры рудных полей и месторождений вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 118-136.
- ЦЫПУКОВ Ю. П., ЛОМБО Д. Геохимия золота в связи с проблемой золотоносности Северо-Западного Хэнтэя// Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 216-226.
- ЧЕБОТАРЕВ М. В., УСЕНКО С. Ф. Разломы Приамурья и Западного Приохотья// Сов. геология. 1967. № 7. С. 38-49.
- ШАХОВ Ф. Н. Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. С. 40-44.
- ШЕРС Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания). М.: Недра, 1972. 395 с.
- ШИЛО Н. А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формаций// Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1976. С. 3-41.
- ШИЛО Н. А. и др. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 181 с.
- ШМУРАЕВА Л. Я. Метасоматические образования и генезис золоторудного месторождения Бамское (южная часть Алдано-Станового щита)// Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 232-235.
- ШНАЙ К. Г., ИЛЬИНА Л. И. Магнетиты щелочных пород Алданской провинции// Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 43-49.
- ЩЕГЛОВ А. Д. Основы металлогенического анализа. 2-е изд. М.: Недра, 1980. 405 с.
- ЩЕГЛОВ А. Д., ГОВОРОВ И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 321 с.
- ЩЕГЛОВ А. Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики). Л.: Недра, 1987. 231 с.
- ЩЕКА С. А., МОЙСЕЕНКО В. Г. О некоторых закономерностях распределения золота в основных и ультраосновных породах// Материалы 2-й конф. по золоту Сибири. Томск, 1970. С. 37-38.
- ЩЕРБА Г. Н. Колонна преобразования земной коры. (Геологические аспекты). Алма-Ата: Наука, 1975. 268 с.
- ЩЕРБАКОВ Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Новосибирск: Наука, 1967. 267 с.
- ЩЕРБАКОВ Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 278 с.
- ЩЕРБАКОВ Ю. Г. Источники вещества и типизация месторождений золота// Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979. Вып. 449. С. 33-41.
- ЩЕРБАКОВ Ю. Г. Обобщенная геохимическая модель эндогенных формаций// Тез. Всесоюз. совещ. в г. Новосибирске. Новосибирск, 1981. Т. 1.
- ЭЙРИШ Л. В. Прожилки альпийского типа в золотоносных метаморфических толщах Селемджино-Кербинского района// Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981. С. 112-117.
- ЭЙРИШ Л. В. О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока)// Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 64-68.
- ЭЙРИШ Л. В. О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке// Тихоокеан. геология. 1984. № 4. С. 94-98.
- ЭЙРИШ Л. В., АХМАДУЛИН В. А. Показатели магнитности и щелочности гранитоидов - индикаторы золотого оруденения (на примере ряда районов Дальнего Востока)// Геология и геофизика. 1984. № 6. С. 140-145.

- ЭЙРИШ Л. В. Систематика золоторудных месторождений Дальнего Востока// Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 95-99.
- ЭЙРИШ Л. В. Региональные уровни, экраны и ярусы гидротермального оруденения Дальнего Востока// Минерагения Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 122-137.
- ЭЙРИШ Л. В. Региональная рудная зональность и районирование золотоносности Приморья// Тихоокеан. геология. 1990. № 3. С. 71-77.
- ЭЙРИШ Л. В. Золоторудные системы Дальнего Востока// Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 67-80.
- ЭЙРИШ Л. В., МОИСЕЕНКО В. Г. Принципы регионального прогноза золотого оруденения (по материалам Дальнего Востока)// Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 98-105.
- ЭЙРИШ Л. В. К вопросу о рудном золоте Малого Хингана// Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 94-96.
- ЭЙРИШ Л. В., МОИСЕЕНКО В. Г. Некоторые закономерности распределения и районирование золотоносности Дальнего Востока России// Тихоокеан. геология. 1995а. № 2. С. 99-110.
- ЭЙРИШ Л. В., МОИСЕЕНКО В. Г. Региональные закономерности и районирование золотоносности Амурской области// Тихоокеан. геология. 1995б. № 1. С. 56-61.
- ЭНГЕЛЬГАРТ В. Поровые водные растворы и катагенез пород// Диагенез и катагенез осадочных образований. Сер. Науки о Земле. М.: Мир, 1971. С. 443-458.
- ЭПШТЕЙН Ю. А. Структурные особенности пространственного размещения золотого оруденения Южно-Приморского золотоносного района// Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 72.
- ЮГАЙ Т. А. Генетические группы третичных золоторудных проявлений в вулканических формациях Нижнего Приамурья// Геология рудных месторождений. 1967. № 3. С. 79-81.
- ЯСЫРЕВ А. П., НИКИТИН М. Н. Геохимия золота в осадочных процессах (на примере Русской платформы). Тула: Приокское кн. изд-во, 1972.
- BURGER JOHN R. Iron formation facies as an exploration guide to gold// Eng. and Mining J. 1985. 186, N 5, 9.
- CHAMPION D. E., Criss R. E., Moityre D. H. Oxygen isotope, aeromagnetic, and gravity anomalies associated with hydrothermally altered zones in the Yankee Fork mining district, custer county, Idaho// Econ. Geol. 1985. 80, N 5. P. 1277-1296.
- CUNNINGHAM CHARLES G., ASHLEY ROGER P., CHOU I-MING. Newly discovered sedimentary rock hosted disseminated gold deposits in the People's Republic of China// Econ. Geol. 1988. 83. N 7. P. 1462-1467.
- GOLDING S. D., WILSON A. F. Geochemical and stable isotope of the No. 4 lode, Kalgoorlie, Western Australia// Econ. Geol. 1983. 78, N 3. P. 438-458.
- HEALD PAMELA, FOLEY NORA., HAYBA DANIEL O. Comparative anatomy of volcanic - hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types// Econ. Geol. 1987. 82, N 1. P. 1-26.
- HU LUNCHI, QI CHANGMUO. Metallogeny of endogenetic gold deposits and the evolution of the earth's crust and mantle// Crust - Signif. Granit. Gneiss. Lithosph. 1985. P. 655-660.
- KUCHA HENRYK. Precious metal bearing shale from Zechsten copper deposits, Lower Silesia, Poland// Trans. Inst. Mining and Met. 1983. 1392. May. P. 72-79.
- LE ANDERSON JIM, LUDINGTON STEVE, BOOKSTROM ART. Origin of fluids and metals in porphyry and epithermal mineral deposits// Geology. 1983. 11, N 9. P. 557-558.
- LYDON JOHN W. Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 1: a descriptive model// Geosci. Can. 1984. 11, N 4. P. 195-202.
- MC KEAG S. A., CRAWD., NORRIS R. J. Origin and deposition of a graphitic schist-hosted metamorphic Au-W deposit, Macraes, East Otago, New Zealand// Miner. Deposita. 1989. 24, N 2. P. 124-131.
- OKUBO YASUTUNI, OKUMA SHIGEO. Magnetic-gravity models for the Au-Ag-mineralized Hokusatsu district of southern Kyushu, Japan // Mining Geol. 1986. 36, N 6. P. 445-457.
- OHMOTO H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits// Economic Geology. 1972. V. 67. P. 551-578.
- PHILLIPS N. G., GROVES D. I., MARTYN J. E. An epigenetic origin for Archean banded iron formation-hosted gold deposits// Econ. Geol. 1984. 79, N 1. P. 162-171.
- PHILLIPS N. G. Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie// Econ. Geol. 1986. 81, N 4. P. 779-808.
- RADTKE ARTHUR S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada// US Geol. Surv. Profess. Pap. 1985. N 1267, V. 1. 124 p.
- SANTOSH M. Ore fluids in the auriferous Champion reef of Kolar, south India// Econ. Geol. 1986. 81, N 6. P. 1546-1552.

-
- SHANNON JOHN M., Shannon Geraldine C. The mines and minerals of Leadville// Mineral Rec. 1985. 16, N 3. P. 171-201.
- SILLITOE R. H., BAKER E. MAX, BROOK WILLIAMA. Gold deposits and hydrothermal eruption breccias associated with a Maar volcano at Wau, Papua New Guinea// Econ. Geol. 1984. 79, N 4. P. 638-655.
- SPRINGER JANET S. Carbon in Archean rocks of the Abitibi (Ontario-Quebec) and its relation to gold distribution// Can. J. Earth Scii. 1985. 22, N 12. P. 1945-1951.
- THOMPSON TOMMY B., TRIPPEL ALAN D., DWELLEY PETER C. Mineralized veins and breccias of the Cripple Creek district, Colorado// Econ. Geol. 1985. 80, N 6. P. 1669-1688.
- VALLIANT ROBERT. The Lac discoveries. The geology of the Hemlo pritic gold deposit in light of the bousquet and Doyon examples//Can. Mining J. 1985. 106, N 5, 39. P. 41-47.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

	стр.		стр.
Авляякан	188	Крерук	231
Агинское	227	уч. Крутой	32
Агние-Афанасьевское	106	Кубака	192
Албазинское	111	Кулюкли	191
Аметистовое	236	Кумроч	222
Аппапель-Агликич	233	Куранах	36
Арылах	206	Лебединое	27
Асачинское	227	Левенштерновское	216
Аскольд	112	Ледяное	44
Атунджа	211	Ленинское	рис. 2.3
Афанасьевское	72	Лунное	210
Бамское	56	Майское	177
Белая Гора	142	Малиновское	120
Березитовое	51	Маломыр	70
Благодатное	116	Медвежье Одеяло	рис. 2.3
Боргуликан	94	Многовершинное	125
Булар	152	Мутновское	224
Буриндинское	рис. 2.3	Наталкинское	161
Буровое	72	Нежданинское	152
Верхнемынское	71	Незаметное	123
Верхнетыгдинское	рис. 2.3	Новая Аляска	50
Ветренское	166	Нони	87
Ворошиловское	71	Нявленга	211
Восток-2	121	Обрывистое	202
Восход	152	Оганчинское	229
Глухое	113	Озерновское	235
Гольцовое	208	Озерное	173
Дукат	202	Октябрьское	рис. 2.3
Дурминское	135	Перевальное	50
Дуэт	150	Переселенческое	рис. 2.3
Дяппе	107	Петровское	72
Ельничное	рис. 2.3	Пионер	89
Етара	184	Покровское	90
Жильно-Лысогорское	72	Покровско-Троицкое	рис. 2.3
Зимовье	104	Порожистое (Камчатка)	227
Золотая Гора	49	Порожистое (Приморье)	122
Ингаглинское	71	Прасоловское	221
Иннокентьевское	50	Придорожное	73
Караковское	229	Приморское	140
Каральвеем	175	Прогнозное	93
Карамкен	185	Прогресс	рис. 4.45
Карымшинское	226	Родниковое	225
Кербинское	73	Рукосуевское	214
Кировское	54	Рябиновое	34
Клин	32	Сагур	76
Колчеданный Утес	47	Салют	136

	стр.		стр.
Сарылах	170	Успенское	50
Светлое	169	Утинское	167
Сентачан	173	Учаминское	119
Сергеевское	201	Хаардахское	211
Скалистое	45	Хаканджинское	196
Совиное	180	Харгинское	77
Спрут	239	Холанское	135
Сухаревские Гребни	231	Чачика	199
Тас-Юряхское	157	Школьное	164
Токоланское	73	Эвенское	200
Токурское	66	Эруваям	рис. 2.3
Тумнинское	117	Юр	151
Тутхливаям	236	Юрьевское	190
Улахан	29	Ягодное	140
Унгличикан	73	Ясненское	71

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

ГЖВ - газово-жидкие включения
ГСО - геосинклинальная складчатая область
ГТС - геотектоническая структура
ИКС - интрузивно-купольная структура
ЗС - золоторудная система
ЗП - золотоносная провинция
ОВ - органическое вещество
ОЧС - очаговая структура
РЛК - рудолокализирующий комплекс
ТМА - тектоно-магматическая активизация
ЮВС - Южноверхоянский синклинорий
арс - арсенопирит
гал - галенит
пир - пирит
пирр - пирротин
сфал - сфалерит
хальк - халькопирит

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
1. АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР	6
2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОЛОТОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	11
3. СИСТЕМАТИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	18
4. ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	23
4.1. Монголо-Охотский золотоносный пояс	23
4.1.1. Алданская золотоносная провинция	23
4.1.2. Становая золотоносная провинция	37
4.1.3. Джагдинская золотоносная провинция	60
4.1.4. Буреинская золотоносная провинция	80
4.2. Тихоокеанский золотоносный пояс	98
4.2.1. Сихотэ-Алинская золотоносная провинция	98
4.2.2. Яно-Колымская золотоносная провинция	144
4.2.3. Анюйско-Чукотская золотоносная провинция	173
4.2.4. Охотско-Чукотская золотоносная провинция	182
4.2.5. Сахалинская золотоносная провинция	213
4.2.6. Курило-Камчатская золотоносная провинция	217
5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	240
5.1. Факторы флюидо- и рудогенерации	240
5.1.1. Продуктивные субстраты и глубинные структуры разуплотнения	240
5.1.2. Продуктивные типы гранитоидов. Значение магнитности и типа щелочности гранитоидов	244
5.1.3. Оценка первичных условий седиментации и катагенеза	255
5.1.4. Роль микроорганизмов в отложении золота	257
5.1.5. К вопросу о связи золотого оруденения с метаморфизмом	264
5.2. Факторы рудо- и флюидопереноса	269
5.2.1. Типы рудоносных флюидов, пути их просачивания	269
5.2.2. Глубинные разломы и очаговые структуры	270
5.2.3. Значение литолого-стратиграфических факторов	274
5.3. Факторы рудолокализации	275
5.3.1. Геологические экраны и региональные рудоносные уровни	275
5.3.2. Рудолокализирующие комплексы	281
5.3.3. Связь оруденения с куполовидными структурами и антиклиналями	286
5.3.4. Литология пород как фактор рудолокализации	288
5.3.5. Региональная рудно-магматическая зональность	290
5.3.6. Эрозионный срез золоторудных структур и сохранность оруденения	296
6. САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ	300
6.1. Химический состав и внутреннее строение выделений самородного золота	300
6.2. Физико-химические условия образования золоторудных формаций и золота	308
6.3. Поведение золота при метаморфизме	318
7. ЗОЛОТОРУДНЫЕ СИСТЕМЫ	322
7.1. Обоснование выделения золоторудных систем	322
7.2. Типизация золоторудных систем	322
7.3. Геологические модели развития золоторудных систем	329
8. ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА ЗОЛОТОРУДНЫХ СТРУКТУР И МЕСТОРОЖДЕНИЙ	333
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	336
ЛИТЕРАТУРА	337
УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	348
ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ	350

CONTENTS

INTRODUCTION	5
1. ANALITICAL REVIEW	6
2. MAIN FEATURES OF GEOLOGICAL STRUCTURE AND ZONATION OF AURIFEROUS TERRITORIES	11
3. CLASSIFICATION OF GOLD-BEARING DEPOSITS	18
4. GOLD-ORE DEPOSITS	23
4.1. Mongolian-Okhotsk gold-bearing belt	23
4.1.1. Aldanskaya Gold-bearing province	23
4.1.2. Stanovaya Gold-bearing province	37
4.1.3. Jugdinskaya Gold-bearing province	60
4.1.4. Bureyinskaya Gold-bearing province	80
4.2. Pacific auriferous belt	98
4.2.1. Sikhote-Alinskaya Gold-bearing province	98
4.2.2. Yano-Colymkaya Gold-bearing province	144
4.2.3. Anyuisko-Chukotskaya Gold-bearing province	173
4.2.4. Okhotsko-Chukotskaya Gold-bearing province	182
4.2.5. Sakhalinskaya Gold-bearing province	213
4.2.6. Kurile-Kamchatskaya Gold-bearing province	217
5. LAWS OF DISTRIBUTION OF GOLD-ORE DEPOSITS	240
5.1. Factors of fluid - and ore generation	240
5.1.1. Productive substrata and deep structures of disconsolidation	240
5.1.2. Productive types of granitoids. Significance of magnetization and type of granitoid alkalinity	244
5.1.3. Valuing of primary conditions of sedimentation and katagenesis	255
5.1.4. Role of microorganisms in gold deposition	257
5.1.5. On the problem of connection of gold mineralization with metamorphism	264
5.2. Factors of ore - and fluid transportation	269
5.2.1. Types of ore-bearing fluids, ways of their seepage	269
5.2.2. Deep faults and central structures	270
5.2.3. Significance of lithologic-stratigraphic factors	274
5.3. Factors of ore location	275
5.3.1. Geological screens and regional ore-bearing levels	275
5.3.2. Ore-localizing complexes	281
5.3.3. Connection of mineralization with dome-shaped structures and anticlines	286
5.3.4. Lithology of rocks, as a factor of ore location	288
5.3.5. Regional ore-magmatic zoning	290
5.3.6. Erosional shear of gold-ore structures and preservation of mineralization	296
6. NATIVE GOLD OF GOLD-ORE DEPOSITS OF DIFFERENT FORMATIONS	300
6.1. Chemical composition and internal structure of native gold	300
6.2. Physical-chemical conditions of native gold formation	308
6.3. Gold behaviour on metamorphism in exogenic conditions	318
7. GOLD-ORE SYSTEMS	322
7.1. Reasons of gold-ore systems distinguishing	322
7.2. Types of gold-ore systems	322
7.3. Geological models of gold-ore systems development	329
8. PRINCIPLES OF REGIONAL FORECASTING OF GOLD-ORE STRUCTURES AND DEPOSITS	333
CONCLUSION	336
REFERENCES	337
LIST OF DEPOSITS	348
ACCEPTED SHORTENINGS	350

*Валентин Григорьевич МОИСЕЕНКО
Леонид Владимирович ЭЙРИШ*

**ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ВОСТОКА РОССИИ**

Научное издание

*Редакторы Л. А. Русова, Н. С. Мун
Художник Р. К. Стукалова
Техн. редактор Г. Н. Игнатьева
Редактор электронной верстки Т. Ф. Макарова*

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96 г. Подписано к печати 20.01.97 г. Формат 70x108/16.
Печать офсетная. Усл. п. л. 33,6. Уч.-изд. л. 34,28. Тираж 500 экз. Заказ 20

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7