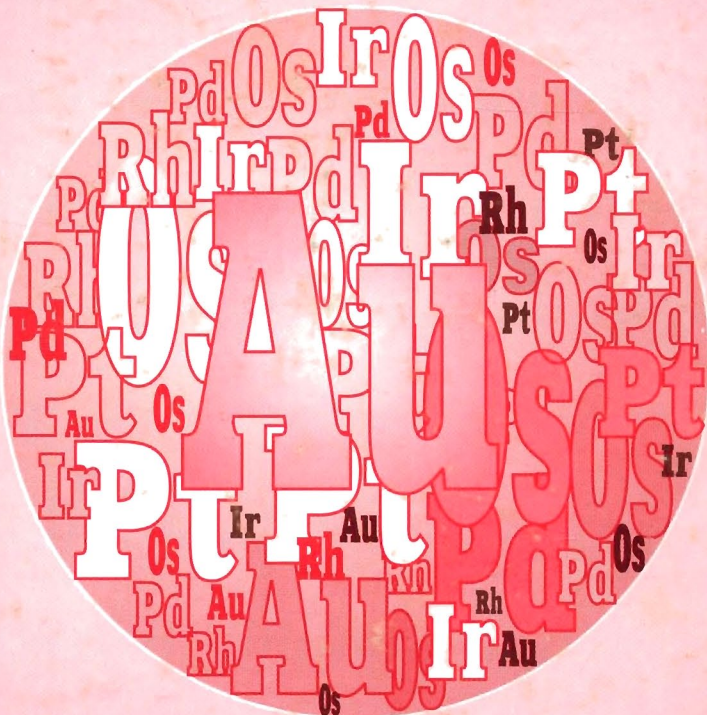


А.Ф.КОРОБЕЙНИКОВ



**НЕТРАДИЦИОННЫЕ
КОМПЛЕКСНЫЕ
ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ**

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



RUSSIAN FOUNDATION OF BASIC RESEARCH

MINISTRY OF EDUCATION OF RUSSIAN FEDERATION
TOMSK POLYTECHNIC UNIVERSITY

A. F. Korobeinikov

**NON-TRADITIONAL COMPLEX
GOLD-PLATINOID DEPOSITS
OF FOLDED BELTS**

NOVOSIBIRSK
PUBLISHED BY SIBERIAN BRANCH RAS
SPC UIGGM
1999

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

А. Ф. Коробейников

**НЕТРАДИЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ
ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ**

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО СО РАН
НИЦ ОИГМ
1999

Коробейников А.Ф. **Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов** / М-во образования Российской Федерации, Томский политехн. ун-т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999. 237 с.

Рассматриваются условия концентрации Pt, Pd, Rh, Os, Ir в метасоматитах, вкрапленных, штокерковых, кварцево-жильных золотых рудах складчатых поясов Сибири и Казахстана. На основе инверсионно-вольтамперометрических определений ЭПГ выявлены промышленно важные содержания платиновых металлов во многих золоторудных полях орогенно-рифтогенных структур рифея–палеозоя. Минералы ЭПГ представлены самородными металлами, сплавами Pt–Pd–Rh–Os–Ir–Au–Ni, реже PtS, PtAs₂, теллуридами Pt, Pd, Ag, Au, Cu в парагенезисе с самородными Cu, Pb, Ag, Au, Ni, Sn, сульфидами, теллуридами Cu, Pb, Bi, Ag, Au в ультратяжелой фракции с размерами выделений 0,1–29 мкм. По геологическим условиям нахождения изученные рудные объекты объединяются в пять групп: золото-платиноидно-сульфидно-березитовые объекты в рифтогенных структурах начального рифтогенеза терригенных, офиолитовых, вулканических поясов; золото-платиноидно-сульфидно-скарновые объекты в терригенных синклиналях рифтогенно-компенсационного типа; комплексные золото-платиноидно-сульфидно-теллуридно-аргиллизитовые объекты в зонах ТМА; золото-платиноидные объекты в медистых песчаниках и сланцах; потенциальные золото-платиноидные медно-порфировые объекты. Приведены новые прогнозно-поисковые критерии и признаки нетрадиционного комплексного оруденения в различных структурах земной коры, разработанные на основе предложенной мантийно-коровой модели формирования комплексных руд. Эти возможные комплексные нетрадиционные месторождения станут, скорее всего, существенным вкладом в развитие промышленности драгоценных металлов наступающего XXI века.

Для специалистов, занимающихся прогнозированием, поисками рудных месторождений, и студентов геологических специальностей вузов.

The conditions of Pt, Pd, Rh, Os, Ir concentration in metasomatites and in disseminated, stockwork, and quartz-veined gold ores within folded belts in Siberia and Kazakhstan are under consideration. On the basis of inversional voltammeteric tests for platinum group elements (PGE) commercial contents of platinum metals have been revealed in a large number of gold-ore fields from Riphean–Paleozoic orogenic-taphrogenic structures. PGE minerals are represented by native metals, Pt–Pd–Rh–Os–Ir–Au–Ni alloys, rarely by PtS, PtAs₂, and tellurides of Pt, Pd, Ag, Au, Cu in paragenesis with native Cu, Pb, Ag, Au, Ni, Sn, sulfides, tellurides of Cu, Pb, Bi, Ag, Au in ultraheavy fraction of sieve class 0.1–29 μm. All studied objects were divided into five groups by geological conditions of setting: gold-platinoid-sulfide-skarn objects in taphrogenic structures of initial taphrogenesis of terrigenous, ophiolitic and volcanic belts; gold-platinoid-sulfide-beresite objects in terrigenous synclines of taphrogenic-compensation type; complex gold-platinoid-sulfide-telluride-argillizite objects in zones of tectonic-magmatic activation; potential gold-platinoid-copper-porphyry objects in copper sandstones and shales. New forecasting criteria and prospecting shows of non-traditional complex mineralization in various structures of the Earth's crust developed on the basis of the suggested mantle-crustal model of complex ore formation are presented in the book. These possible complex non-traditional deposits will make a considerable contribution to noble metal industry of the next century.

The monograph is of interest for specialists in forecasting and prospecting mineral deposits and for students from geological departments.

Рецензент

д-р геол.-мин. наук, профессор В. П. Парначев (Томский госуниверситет)

Издание осуществлено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проектам № 93-05-9331, 96-05-64005, 98-05-78054

ISBN 5-7692-0216-5

© А. Ф. Коробейников, 1999

214765

Библиотека Кольского
научного центра
РАН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Комплексные золото-платиноидные руды неясного промышленного значения в последние десятилетия были выявлены в различных геологических обстановках многих золотоносных и железорудных регионов России и зарубежья: в складчатых поясах фанерозоя Сибири, Якутии, Северо-Востока России, Урала, Казахстана, Киргизии, Узбекистана, Курской магнитной аномалии, Карелии, Финляндии, Польши, Чехии, Германии, Австралии, Африки, США, Канады и Бразилии. Они представлены сульфидными прожилково-вкрапленными, кварцевыми, кварцево-сульфидными жильно-штокверковыми, вкрапленными сульфидно-теллуридными типами месторождений в метасоматических железистых кварцитах, альбититах-калишпатитах, пропилитах, березитах-лиственитах, аргиллизитах, в магнезиальных и известковых скарнах складчатых поясов, рифтогенных структур и зон тектономагматической активизации (ТМА) протерозоя и фанерозоя.

Наиболее перспективными на богатое комплексное оруденение оказались объекты углеродисто-мышьякового и висмут-теллуридного геохимических типов, развитые в офиолитовых, вулканогенных поясах и терригенно-вулканогенных син-клиналях орогенно-рифтогенного типа на площадях активного проявления мантийно-корового палеодиапиризма. Самые крупные рудные поля чаще располагаются в разновозрастных рифтогенных структурах среди складчатых поясов протерозоя, палеозоя и мезозоя. Такие рудоносные черносланцевые толщи и структуры, несущие нетрадиционные потенциальные золото-платиноидные месторождения и рудопроявления, формировались длительное время в условиях островодужных и континентальных окраин, в складчатых, платформенных и рифтогенно-континентальных обстановках.

Здесь наиболее крупные месторождения потенциальных комплексных руд образовались под воздействием глубинных флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры и верхней мантии на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров [Коробейников, 1990а, 1991б, 1996]. Возникновение таких рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, магматизма и особенно наложенного метасоматизма в углеродистых терригенно-вулканогенных толщах. Островодужные, окраинно-континентальные, рифтогенно-континентальные геодинамические обстановки оказывались наиболее благоприятными для развития флюидонасыщенных металлоносных интрузий гипербазит-базит-плагιοгранитных серий, их дайковых комплексов и гидротермальных палео-

систем. Рудоносные формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, зонам глубинных разломов, к рифтогенным впадинам на участках разуплотнения пород под воздействием мантийно-корового гидротермального метасоматизма.

Однако промышленные типы комплексных золото-платиноидных месторождений среди них еще не разведаны и не освоены. Среди известных формационных типов благороднометалльных комплексных руд наиболее перспективны на промышленную золото-платинометалльную минерализацию в золотоносных регионах золоторудные и золото-серебряные месторождения. Они относятся к угле-родисто-мышьяково-сурьмяному и висмут-теллуридному геохимическим типам.

За последние пятнадцать лет автором совместно с коллегами проведены широкие геолого-геохимические исследования по распространенности платиновых металлов (ЭПГ) во многих золоторудных полях и месторождениях ряда регионов Сибири и Северо-Восточного Казахстана. Промышленно важные концентрации ЭПГ выявлены на Синюхинском, Ольховско-Чибижекском и Тарданском скарново-золоторудных месторождениях Алтае-Саянской складчатой области; в Саралинском, Коммунарском, Балахчинском, Центральном кварц-золото-сульфидных жильных в Кузнецком Алатау; Октябрьском, Зун-Холбинском, Зун-Оспинском золото-кварцево-сульфидных в Восточном Саяне; Сухоложском золото-сульфидно-вкрапленном, Ирокиндинском кварц-золото-сульфидном жильном в Забайкалье; Нежданинском золото-сульфидно-вкрапленном в Якутии; Советском, Эльдorado, Васильевском кварц-золоторудных убогосульфидных жильных, Олимпиадинском прожилково-вкрапленном золото-сульфидном на Енисейском кряже; в Бакырчикском, Баладжальском, Боко-Васильевском, Джумбинском, Костобе-Эспинском, Миалинском прожилково-вкрапленных золото-сульфидных в Западной Калбе Северо-Восточного Казахстана; во вкрапленно-прожилковых золото-сульфидно-теллуридных рудах Воронцовского месторождения Урала [Коробейников, 1991б, 1995а, 1997а, 1998а,б].

Другими исследователями установлены золото-платиноидные руды в Майском, Ветренском, Наталкинском золоторудных месторождениях Северо-Востока России; Кумторском золоторудном в Киргизии; Мурунтауском штокерковом золото-кварцевом в Узбекистане; в комплексных ванадий-молибден-уран-золоторудных месторождениях Онежского протерозойского прогиба Карелии; выявлены прожилково-вкрапленные золото-платиноидные проявления в Тим-Ястребовской структуре Курской магнитной аномалии [Тимофеева, 1968, 1976; Юшко-Захарова, 1975; Полеховский, Волошин, 1990; Ермолаев и др., 1990, 1994, 1995; Беневольский и др., 1991; Билибина и др., 1991; Новые... типы..., 1992; Рыбаков и др., 1994; Савицкий и др., 1994; Ворошин и др., 1995; Гончаров и др., 1995; Митрофанов и др., 1994, 1995; Платина России, 1994, 1995; Сидоров и др., 1997; Чернышов, 1994, 1995, 1996а,б; Чернышов и др., 1997].

Из зарубежных золото-платиноидных месторождений отметим месторождение Любина в Нижней Силезии (Польша), проявления в Чешском массиве, Спессарт в Германии, месторождение Цзуньи в Южном Китае, в углеродистых сланцах США, Канады, Австралии, Кайну и Отокумпу в Финляндии, в железистых кварцитах Бразильского щита, Бу-Аззер в Марокко и др. [Fan, 1983; Kucha, 1983, 1984, 1992; Cabri, 1984; Dillon-Leitch et al., 1986; Prichard et al., 1986, 1990; Pašava, 1987, 1991; Nash, 1988; Chen, Coveney, 1989; Hulbert et al., 1989, 1992; Leblance, Fisher, 1989, 1990; Pactunc, Gandshi, 1989; Coveney et al., 1990; Coveney, Chen, 1991; Grauch et al.,

1991; Loukova-Ruskeeniemi, 1991; Coveney, 1992; Watkinson, Melling, 1992; Pfeiffer et al., 1993; Nernagh et al., 1994; Olvo et al., 1994, 1995; et al.].

Для таких комплексных рудных объектов характерна ступенчатая природа накопления золота и платиновых металлов в периоды седиментогенеза, метаморфизма и особенно метасоматизма. При этом прямая корреляционная связь между содержаниями Pt, Pd, Os, Ir, Rh и Au устанавливается не всегда, что обусловлено отложением Au и ЭПГ из растворов различных стадий единого рудно-метасоматического процесса. В комплексных рудах изученных золоторудных полей платиновые элементы находятся в атомарно-молекулярно диспергированных формах в сульфидах, теллуридах, оксидах, а также в дисперсных выделениях (1–29 мкм) природных сплавов Pt–Fe–Cu, Pt–Au–Ni, Pt–Pd–Rh, Pt–Os–Ir, самородных Pt, Pd, PtS, теллуридов Pd, Ag, $(Pd, Ag)_n(Fe, Bi)_m$, сперрилита и др.

Автором разрабатывается мантийно-коровая модель формирования нетрадиционных комплексных месторождений золота и платиноидов, которые в следующем столетии должны составить значительную долю в общем балансе добываемых драгоценных металлов России. Поэтому целесообразно обобщить накопленный геолого-геохимический материал по данному типу комплексного оруденения и представить его в настоящей книге. Полной информации по золото-платиноидным объектам, изученным другими исследователями, здесь не приводится. Эти сведения можно найти в нашей ранней сводке по нетрадиционным комплексным золото-платиноидным месторождениям и в публикациях других авторов [Билибина и др., 1991; Новые... типы..., 1992; Додин и др., 1994, 1995; Ермолаев и др., 1994, 1995; Платина России, 1994, 1995б; Чернышов, 1994, 1995, 1996а,б; Коробейников, 1995; и др.].

В проведении полевых и лабораторных исследований участвовали многие сотрудники Геолого-аналитического центра «Золото–платина» Томского политехнического университета. Автор благодарен А. А. Ананьеву, Ю. С. Ананьеву, В. К. Бернатонису, В. Г. Ворошилову, Ю. Е. Зыкову, Н. А. Колпаковой, А. Я. Пшеничкину, В. А. Сотникову, химикам-аналитикам О. В. Каминской, З. С. Михайловой, Г. А. Новиковой, Е. В. Яговкиной, а также представителям других организаций: В. И. Бахтину, В. А. Боброву, В. С. Васильеву, В. А. Дмитриеву, А. И. Красавину, Г. Л. Митрофанову.

Принятые сокращения

АОЗТ	—	Акционерное общество закрытого типа
БФ СО АН СССР	—	Бурятский филиал Сибирского отделения Академии наук СССР, г. Улан-Удэ
ВИНИТИ	—	Всероссийский (Всесоюзный) институт научной и технической информации, г. Москва
ВИЭМС	—	Всероссийский (Всесоюзный) институт экономики минерального сырья и геолого-разведочных работ, г. Москва
ВГУ	—	Воронежский государственный университет, г. Воронеж
ВСЕГЕИ	—	Всероссийский (Всесоюзный) геологический институт, г. Санкт-Петербург
ВСНИИ	—	Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, г. Иркутск
ГАЦМиЗ	—	Государственная академия цветных металлов и золота, г. Красноярск
ГТП	—	Государственное геологическое предприятие
ГЕОХИ	—	Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, г. Москва
ГИ КНЦ	—	Геологический институт Кольского научного центра, г. Петрозаводск
ДВГИ	—	Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
ЗВМО	—	Записки Всероссийского (Всесоюзного) минералогического общества, г. Санкт-Петербург
ИГЕМ РАН	—	Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, г. Москва
ИГ СО РАН	—	Институт геохимии Сибирского отделения Российской Академии наук, г. Иркутск
ИЛ РАН	—	Институт литосферы Российской Академии наук, г. Москва
ИПИ	—	Иркутский политехнический институт (ныне технический университет), г. Иркутск
КО СНИИГГиМС	—	Красноярское отделение Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (ныне КНИИГиМС), г. Красноярск
ЛГИ	—	Ленинградский горный институт (ныне Государственный технический университет), г. Санкт-Петербург
ЛГУ	—	Ленинградский государственный университет
МГГА	—	Московская государственная геолого-разведочная академия, г. Москва
Механообр	—	Научно-исследовательский и проектный институт по обогащению и обработке металлов, г. Санкт-Петербург
МСБ	—	Минерально-сырьевая база
НИГРИЗолото	—	Научно-исследовательский геолого-разведочный институт золота (ныне Центральный геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов ЦНИГРИ), г. Москва
ОИГГМ СО РАН	—	Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии, г. Новосибирск
ПРП	—	поисково-разведочная партия
СИБГЕОХИ	—	Институт геохимии Сибирского отделения Российской Академии наук, г. Иркутск
ТГУ	—	Томский государственный университет, г. Томск
ТПУ	—	Томский политехнический университет, г. Томск
УГИ	—	Уральский горный институт (ныне УГГГА — Уральская Государственная горно-геологическая академия), г. Екатеринбург
УНЦ АН СССР	—	Уральский научный центр Академии наук СССР, г. Екатеринбург

Глава 1

МЕТОДИКА ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разработка Н. А. Колпаковой в 1971–1990 гг. (Томский политехнический университет) нового высокочувствительного и экспрессного инверсионно-вольтамперометрического анализа горных пород, руд, минералов, вод на Au и ЭПГ позволила расширить поисково-ревизионные работы на платиновые металлы в золоторудных, сульфидных, железорудных месторождениях различных регионов бывшего СССР. Этот метод позволяет определять низкие и высокие содержания драгоценных металлов (Au, Ag, Pt, Pd, Rh, Ru, Os, Ir) не только в традиционных платинометаллических малосульфидных, медно-никель-сульфидных рудах расслоенных интрузий, но и в упорных золотоносных углеродисто-мышьяковых ассоциациях черносланцевых толщ с чувствительностью $1 \cdot 10^{-8}$ – $1 \cdot 10^{-7}$ мас. % и воспроизводимостью анализов 80–90 % из навесок 1–10 г [Колпакова и др., 1991; Коробейников, Колпакова, 1992; Коробейников и др., 1993б]. Применение инверсионной вольтамперометрии (ИВА) позволило обосновать выделение нового нетрадиционного типа комплексных золото-платиноидных руд, размещенных в зонах гидротермального метасоматоза среди черносланцевых толщ орогенно-рифтогенного типа в офиолитовых и вулканогенных поясах фанерозоя Сибири и Казахстана [Коробейников, 1991б].

К настоящему времени метрологические характеристики определения ЭПГ удовлетворительны лишь для сульфидных руд норильского типа (медно-никелевых на пирротиновой основе) и силикатных базит-гипербазитовых руд зональных интрузий. Для пород, содержащих органическое вещество или обильные галогены и мышьяк, до последнего времени не имелось проверенных аналитических методик [Жабин и др., 1992; Ермолаев и др., 1994; Курский и др., 1995]. Разработанная методика определения Au, Ag, Pt, Pd, Os, Ir, Rh, Ru не имеет аналогов как в нашей стране, так и за рубежом.

С помощью ИВА можно определить Au, Ag и все платиновые металлы. Использование различных приемов концентрирования ЭПГ, электрокаталитических и химических реакций при определении благородных металлов позволяет сделать метод ИВА достаточно селективным для их анализа [Шифрис, Колпакова, 1982; Колпакова и др., 1990, 1992, 1995]. Он сочетает возможность электрохимического концентрирования определяемой примеси на поверхности индифферентного электрода с последующим электроокислением осадка. При регистрации поляризационной кривой можно оценить содержание анализируемой примеси в растворе.

Электровосстановление примеси осуществляется до металла или оксида. Поэтому электроосаждение примеси можно проводить при любом исходном ее валентном и координационном состоянии в растворе, что облегчает выполнение анализа. Стадия предварительного электролиза при определенном потенциале позволяет не только концентрировать примесь, но и управлять процессом электроосаждения. В качестве потенциала предварительного электролиза выбирается тот, при котором мешающие определению матричные элементы не накапливаются на поверхности электрода и не мешают ИВА. Этим устраняется влияние многих благородных компонентов анализируемой пробы, например, Zn, Ni, Co, Pb и других элементов, электроконцентрирование которых происходит при более отрицательных потенциалах, что позволяет определять минимальные содержания элемента ИВА по сравнению с методом прямой вольтамперометрии. Электроосаждение примеси можно проводить даже из сложных по составу рассолов.

Влияние матрицы пробы устраняется путем выбора фонового электролита. Введение сильных комплексообразователей в фоновый электролит, таких как фосфорная и лимонная кислоты, трилон Б и другие, позволяет связать многие мешающие определению благородных металлов ионы в неполярографируемые комплексы и тем самым устранить их влияние на анализ ЭПГ, Ag, Au методом ИВА.

В Геолого-аналитическом центре «Золото–платина» разработаны:

— ряд новых методик ИВА горных пород, минералов, природных вод, технических растворов на Au, Ag, Pt, Pd, Os, Ir, Rh, Ru, фиксируя не только компонентный, но и фазовый состав пробы. Для оценки компонентного и фазового состава минералов применяется угольно-пастовый электрод, модифицированный силиконовым маслом;

— вариант нейтронно-активационного анализа горных пород, минералов на Au, Ir с чувствительностью $1 \cdot 10^{-9}$ мас.% из навески массой 0,3 г;

— новые модели автоматизированного микропроцессорного анализатора для инверсионной вольтамперометрии;

— новые приемы геолого-геохимических, минералогических, гидрогеохимических исследований рудоносных площадей, месторождений, рудных тел для оценки и переоценки на ЭПГ золотых, железорудных, редкометалльных, сульфидных проявлений и месторождений.

При анализе используются новые оригинальные способы отделения благородных элементов от неблагородных, методы низкотемпературного разложения проб, что позволяет определять содержания платиновых металлов в углеродистых породах и рудах, определение Os без отделения матрицы и т. п. [Колпакова и др., 1991; Коробейников, Колпакова, 1992].

Созданию конкретных методик ИВА — определению платиновых металлов предшествовало изучение их электрохимического поведения, поскольку не все осадки ЭПГ могут окисляться в рабочей области потенциалов графитового электрода. Особенности электрохимического поведения платиновых металлов определили и специфику их ИВА. Она заключалась в следующем.

1. Применялись некаталитические и электрокаталитические реакции при ИВА определении Pt, Pd, Rh, Os, Ir, Ru. При использовании электрокаталитических реакций в сочетании с электронакоплением металлов разработаны методики определения Os, Ir в любых сложных растворах без отделения основы пробы.

2. Использованы приемы концентрирования Pt и Rh в сплав со ртутью, что позволило решить вопрос об анализе их методом ИВА на основе ртутно-графитового электрода.

3. Одной из проблем анализа природных и промышленных объектов является разложение пробы. По минеральному составу все пробы разделялись на четыре группы: 1) основные и ультраосновные силикатные, силикатно-титаномагнетитовые, магнетитовые, хромитовые; 2) сульфидные вкрапленные, жильные медно-никелевые; 3) углеродисто-мышьяковые сульфидные прожилково-вкрапленные; 4) минералы сульфидов, оксидов, силикатов.

Основной способ разложения различных типов проб состоял в окислительном сплавлении или спекании пробы с перекисью натрия. Пробы, содержащие большое количество кремнезема, обязательно подвергают обработке для удаления Si. При окислительном спекании с избытком перекиси натрия установлено, что навески массой более 5 г полностью не «вскрываются». Это приводит к потере платиновых металлов. Состав и pH генерируемого электролита, плотность, частота, амплитуда, асимметрия тока, состав мембран, скорость массопереноса определяли индивидуально для каждого типа проб. В качестве электроактивной среды использовали смеси кислот HCl, HF, HBr, HNO₃. Способ «вскрытия» пробы электрогенерированным окислителем позволил в 4–5 раз сократить время пробоподготовки, так как разрушение органики, окисление S и Fe, протекали в электролизере параллельно с окислением пробы. Поскольку процесс «вскрытия» происходит при комнатной температуре, то исключаются потери летучих компонентов пробы — Os, Ru, Ir. Разработана схема анализа, позволяющая из одной навески определять Au, Pt, Rh, Ir. Однако полное разложение Rh, Ir, Ru в пробе протекает медленно — 4–5 ч. Для сокращения времени данного процесса проводилось растворение пробы в СВЧ-печах в ячейках открытого типа с помощью электрохимически генерированной химически активной среды. В этом случае время растворения пробы сокращалось до 10–20 мин.

Применение при пробоподготовке метода активации измельчением с одновременным введением твердофазных добавок неорганических солей позволило ускорить процесс разложения пробы. Для механоактивации использовали планетарную мельницу дискретного действия М-3. При измельчении пробы образуется поверхностный слой образца с химически активными насыщенными связями, что обеспечивает максимальный контакт с растворителем. При сухой активации пробы возможен обратный процесс — комкование. Поэтому механоактивацию следует проводить в воде или растворе NaCl. Введение этого метода позволяет более активно проводить гомогенизацию образца. Например, применение механоактивации пробы в воде позволило снизить стандартное отклонение при определении Pt методом ИВА от 0,4 до 0,1–0,2.

Платиновые металлы на стадии пробоподготовки обнаруживали при помощи методов группового или индивидуального концентрирования и разделения определяемых примесей. Концентрирование может быть осуществлено двумя способами: удалением матрицы и выделением отдельного элемента или группы элементов. Оба эти способа и использовались при ИВА определении платиновых металлов в сложных по составу матрицах. Концентрирование ЭПГ проводилось путем сорбции на активированном угле. Применение ультрафиолетового облучения про-

Таблица 1

Определение содержаний платиновых металлов и золота (г/т) в стандартных образцах для Норильских медно-никелевых платиносодержащих сульфидных руд инверсионно-вольтамперометрическим и другими методами

СО	Метод	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au
Ж-3	ИВА	1,12	5,64	0,58	0,18	0,052	0,03	0,13
	ДМ	1,16	5,64	0,66	0,19	0,054	—	0,12
ШТ-1	ИВА	16,80	50,50	3,72	1,18	0,430	0,19	1,64
	ДМ	16,60	51,50	3,72	1,16	0,430	0,17	1,62
ХО	ИВА	0,45	1,02	0,094	0,032	0,008	0,012	0,06
	ДМ	0,43	0,84	0,094	0,029	0,009	0,011	0,07

Примечание. Приведены данные сопоставительного анализа стандартных образцов (СО) методом ИВА и по совокупности другими методами (ДМ). Ж-3 — руда сульфидная медно-никелевая; ШТ-1 — штейн рудно-термической плавки; ХО — хвосты обогащения медно-никелевых руд.

бы в процессе сорбции из хлоридных сред при интенсивном перемешивании раствора позволяло проводить осаждение Ag, Au, Pt и Pd на активированном угле в течение 5–10 мин. При этом ионы этих элементов восстанавливались до металла. Все «неблагородные» элементы пробы не сорбировались.

Правильность определений платиновых металлов в пробах констатировали путем сравнения с данными других методов анализа таких же проб, полученных для стандартных и частных проб. Внутренний контроль анализов проб показал удовлетворительные результаты: различия в параллельных навесках проанализированных проб не превышали 12–40 %. Внешним контрольным анализам подвергались пробы разных типов пород и руд, которые выполнялись пробирно-активационным, атомно-абсорбционным, кинетическим, нейтронно-активационным методами (табл. 1–3 [Коробейников, Колпакова, 1992; Коробейников и др., 1998б]). Для сложных углеродисто-сульфидно-мышьяковых проб такие анализы оказывались нередко несопоставимыми. Автор отдает предпочтение в таком случае методам ИВА.

Контрольным анализам подвергались пробы различных типов руд, которые выполнялись в лабораториях ЦНИГРИ, ИГЕМ (г. Москва), Механобр (г. Санкт-Петербург), ГИ КНЦ (г. Апатиты), ТПУ (г. Томск), фракции — пробирно-активационным, пробирно-атомно-абсорбционным, кинетическим и инверсионно-вольтамперометрическим методами (см. табл. 2). При определении Pt в безуглеродистых вкрапленных сульфидных рудах, залегающих в базит-гипербазитах, основные расхождения в результатах определений составили 40–50 % для пробирно-атомно-абсорбционного и инверсионно-вольтамперометрического методов. Инверсионная вольтамперометрия показала заниженные результаты. Это выявлено на примере проб вкрапленных медно-никель-сульфидных руд в габбро-норитах Кольского региона. Для Pd также отмечается заниженное в 2–7 раз содержание в магнетит-сульфидных рудах в габбро-норитах, установленное инверсионной вольтамперометрией по сравнению с пробирно-нейтронно-активационным и пробирно-активационным методами. Определения этих элементов теми же методами в пробах медно-никель-сульфидных руд в габбро-долеритах норильского типа имеют еще меньшие расхождения — 1–3 % (см. табл. 2) [Коробейников, Масленников, 1994].

Таблица 2

Содержание платиновых металлов и золота (г/т) в СО

СО	СО — проба и его привязка	Метод анализа	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Au	Аналитическая лаборатория
Ж-3	Медно-никель-сульфидная руда, Норильск	ИБ ДМ	1,12 1,16	5,64 5,64	0,58 0,66	0,18 0,19	0,052 0,054	0,03 —	0,13 0,12	ТПУ Механобр
ШТ-1	Штейн рудно-термической плавки, Норильск	ИБ ДМ	16,8 16,6	50,5 51,5	3,72 3,72	1,18 1,16	0,430 0,430	0,19 0,17	1,64 1,62	ТПУ Механобр
К-12-М	Габбро-норит с бедной вкрапленностью сульфидов, Панские тундры, Кольский п-ов	ИБ	0,38	4,0	—	—	—	—	—	ТПУ
		»	0,54	4,3	—	—	—	—	—	»
		»	0,42	—	—	—	—	—	—	»
		ДМ	0,41	4,2	—	—	—	—	—	ГИ КНЦ
		»	0,70	5,0	—	—	—	—	—	Механобр
С-101/1	Магнетит-сульфидная руда, Мончегорский плутон, Сонча	ИБ	4,62	1,26	—	—	—	—	—	ТПУ
		»	3,45	2,20	—	—	—	—	—	»
		ДМ	2,33	4,82	—	—	—	—	—	Франция
		»	1,03	9,05	—	—	—	—	—	Механобр
		»	—	—	—	—	—	—	—	»
ХО	Хвосты обогащения медно-никель-сульфидных руд, Норильск	ИБ ДМ	0,45 0,43	1,02 0,84	0,094 0,094	0,032 0,029	0,008 0,009	0,012 0,011	0,06 0,07	ТПУ Механобр
БЗ-12,2	Карбонатно-хлоритовый сланец с вкрапленностью пирита, зона Имандра-Варгуза	ИБ	Н.о.	4,5	—	—	—	—	—	ТПУ
		»	Н.о.	2,8	—	—	—	—	—	»
		ДМ	—	0,00	—	—	—	—	—	ГИ КНЦ
КА-662м	Габбро-норит с бедной вкрапленностью сульфидов, Панские тундры	ИБ	0,24	1,2	—	—	—	—	—	ТПУ
		»	0,22	—	—	—	—	—	—	»
		ДМ	0,15	1,60	—	—	—	—	—	ГИ КНЦ
		»	0,14	1,9	—	—	—	—	—	Механобр
		»	0,2	1,14	—	—	—	—	—	ИГЕМ
П-26	Лейкократовые габбро, Панские тундры	ИБ	0,32	1,4	—	—	—	—	—	ТПУ
		»	0,42	2,8	—	—	—	—	—	»
		ДМ	0,21	3,28	—	—	—	—	—	ГИ КНЦ
		»	0,52	4,5	—	—	—	—	—	Механобр

Иные результаты получены при контрольном определении Pt в пробах вкрапленных, прожилково-вкрапленных золото-пирит-арсенопиритовых руд Бакырчикского рудного поля, содержащих до 1–3,5 мас.% углеродистого вещества. Проанализировано инверсионно-вольтамперометрическим, пробирно-атомно-абсорбционным, пробирно-активационным, кинетическим методами в разных лабораториях восемь групповых проб из рудных тел № 9–10 Бакырчикского месторождения (см. табл. 3). Если по Au различия в определениях разными лабораториями не превышают 10–26 %, то для Pt и Os они нередко не сопоставимы. Различий в содержаниях Pd этих проб, определенных разными методами, не установлено.

При оценке платиноносности золоторудного месторождения Сухой Лог в черносланцевых толщах Забайкалья были выполнены контрольные определения искусственных стандартных проб инверсионно-вольтамперометрическим, химико-спект-

Номер		Местоположение проб	Pt, г/т			Pd, г/т			Os, г/т		
п/п	пробы		ТПУ (ИВА)	Меха-нобр (ПАА)	ЦНИГРИ (ПАА)	ТПУ (ИВА)	Меха-нобр (ПАА)	ЦНИГРИ (ПАА)	ТПУ (ИВА)	Меха-нобр (КН)	ЦНИГРИ (КН)
1	75-Д	Бакырчик, инт. р.т. № 9, с. 8–21, 20,3–29,5 м, вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды	6,39	0,01	0,02	0,003	0,02	0,02	7,0	0,005	0,004
			—	—	0,04	—	—	0,02	—	—	0,004
			—	—	0,02	—	—	0,02	—	—	0,004
			—	—	0,02	—	—	0,02	—	—	0,004
2	22-Т	Бакырчик, р.т. № 9, с. 7–18, инт. 43,2–50,0 м	0,439	0,01	—	0,02	0,02	—	0,5 52	0,05	—
3	35-Т	То же, с. 8–18, инт. 15,5–22 м	0,108	0,01	—	0,025	0,02	—	0,064	0,005	—
4	48-Т	То же, с. 8–19, инт. 30,5–36 м	1,196	0,01	—	0,001	0,02	—	0,000	0,005	—
5	49-Т	То же, с. 8–19, инт. 36–38,2 м	0,74	0,01	—	0,001	0,02	—	0,000	0,005	—
6	100-Т	То же, с. 10–23, инт. 16–20 м	3,96	0,01	—	0,001	0,02	—	0,0212	0,005	—
7	88-Т	То же, с. 9–23, инт. 13–18 м	1,47	—	0,02	0,004	—	0,02	Н.о.	—	0,004
					0,02			0,02			0,004
					0,02			0,02			0,004
					0,02			0,02			0,004
8	28-Д	То же, р.т. № 10, с. 7–18, инт. 67–76,5 м	0,14	—	0,02	0,001	—	0,02	Н.о.	—	0,004
					0,02			0,02			0,004
					0,02			0,02			0,004
					0,02			0,02			0,004

ральным, кинетическим, атомно-абсорбционным, хроматографическим, JCP-M, нейтронно-активационным методами пятью лабораториями. Результаты анализов приведены на рис. 1. При заданных аттестационных содержаниях стандартного образца 1,1 г/т Pt, Pd и принятых допусках доверительной вероятности отклонений частных определений $\pm 30\%$ обнаружена удовлетворительная сходимость получаемых результатов. Все данные разместились в поле минусового доверительного

Scatter plot showing the level of Pt in various types of Pt (Pt, g/t) for different types of Pt (Pt, g/t). The y-axis ranges from 0 to 1.4. The x-axis categories are ВСНИИ, ТПУ, ГЕОХИ, ИГЕМ, and ИЛ РАН. Data points are labeled with numbers: 6, 6, 2, 4, 4. A legend indicates two levels: 1 (white) and 2 (black).

Тип Платины	Уровень аттестованных содержаний Pt (г/т)
ВСНИИ	0.85 (6)
ТПУ	0.85 (6)
ГЕОХИ	0.75 (2)
ИГЕМ	0.85 (4)
ИЛ РАН	0.95 (4)

14

за углеродистых проб не имеет тенденции к систематическому завышению результатов.

Изучение форм нахождения ЭПГ в рудах проводилось В. В. Дистлером и др. [1996] на рентгеновских микроанализаторах Самеса MS-46, Камебакс-Джеол, сканирующих электронных микроскопах Хитачи, Камебакс-Микро с энергодисперсионными приставками Линк-10 000 и Линк-860/500 ИГЕМ РАН (г. Москва) и ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск), Н. С. Рудашевским и другими исследователями.

Поисково-ревизионные работы на золоторудных месторождениях на платиновые металлы выполнялись по ранее полученным пробам при прежних систематических геолого-геохимических и геофизических исследованиях золотоносности месторождений. Тем самым значительно ускорились ревизионные работы на ЭПГ благодаря ранее хорошо подобранным минералогическим и геохимическим коллекциям горных пород, метасоматитов и руд на изученных объектах.

Глава 2

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ НЕТРАДИЦИОННЫХ КОМПЛЕКСНЫХ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Автором предложена новая геолого-геохимическая классификация потенциальных золото-платиноидных рудопоявлений и месторождений, распространенных в специфических геологических обстановках земной коры [Коробейников, 1998б]. В ее основу положены исследования автора в регионах Сибири, Казахстана, Урала и учтены опубликованные материалы других ученых. Первая обобщенная формационно-генетическая типизация всех известных месторождений платиновых металлов опубликована Н. М. Чернышовым и Д. А. Додиныным [1995] при выполнении программы «Платина России». В этой классификации выделены собственно магматогенная, постмагматическая, флюидно-магматогенно-осадочная, гидротермально-флюидно-метасоматическая, магматогенно-космогенно-осадочная, россыпных нелитифицированных, платиноносных кор выветривания, платиносодержащих железомарганцевых конкреций, россыпных литифицированных, техногенных в хвостохранилищах групп месторождений металлов платиновой группы. Однако принятая общая схема благодаря чрезмерной генерализации всех известных типов объектов не всегда позволяет отчетливо определять место каждого конкретного месторождения и рудопоявления ЭПГ в данной классификации.

Получены новые геолого-геохимические данные о промышленно значимой платиноносности различных типов золото-, железорудных и сульфидных месторождений ряда складчатых регионов России и Казахстана [Коробейников, 1991б, 1995а, 1996, 1997а]. Геологический, геохимический материал позволяет уточнить ранее предложенную классификацию месторождений платиновых металлов и дать более детальный анализ предложенных групп месторождений ЭПГ применительно к конкретной геологической обстановке. Здесь рассматривается лишь группа потенциальных комплексных месторождений Au и ЭПГ нетрадиционного типа.

В настоящее время окончательной промышленной оценки таким комплексным рудным объектам еще не дано. Лишь для Сухоложского месторождения Забайкалья и Падминского в Карелии выполнена предварительная геолого-промышленная оценка выявленных комплексных золото-платиноидных руд. Однако отсутствие геолого-геохимической классификации рудных объектов подобного типа затрудняет дальнейшие прогнозно-поисковые и разведочные исследования в потенциаль-

но рудоносных регионах. Поэтому автор попытался создать классификацию возможных таких нетрадиционных комплексных месторождений благородных металлов. В дальнейшем при выполнении разведочно-оценочных работ среди них можно будет выделить мелкие, средние и крупные (уникальные) комплексные благороднометалльные рудные объекты.

За основу предлагаемой классификации потенциальных комплексных рудных полей и месторождений приняты геологические условия формирования, включающие в себя геотектоническую позицию рудоносных регионов, формационные типы, господствующие метасоматические формации, структурно-морфологические и минеральные типы комплексных руд и минералого-геохимическую зональность (табл. 4).

По геологическим условиям нахождения изученные потенциальные комплексные золото-платиноидные месторождения объединяются в пять групп: I — нетрадиционные золото-платиноидные объекты в орогенно-рифтогенных структурах офиолитовых и вулканических поясов (Акжалское, Бакырчикское, Баладжальское, Боко-Васильевское, Зун-Холбинское, Ирокиндинское, Коммунарское, Васильевское, Советское, Синюхинское, Ольховское, Чибижевское, Октябрьское, Саралинское, Тарданское, Центральное, Падминское в Карелии); II — золото-платиноидные объекты в терригенных синклиналях рифтогенного типа (Неждановское, Сухоложское, Джумбинское, Костобе-Эспинское, Миалинское, Майское, Наталкинское, Ветренское, Кумторское, Мурунтауское); III — золото-платиноидные полихронные объекты в зонах тектономагматической активизации терригенно-вулканогенных комплексов протерозоя–фанерозоя (Олимпиадинское, Советское, Эльдорадо, Васильевское, Воронцовское); IV — золото-платиноидные осадочно-гидротермальные месторождения в медистых песчаниках и сланцах апоскладчатых и апоплатформенных рифтогенных впадин (Любина в Польском цехштейне, Джезказганское, Удоканское, медистые песчаники Поволжья); V — золото-платиноидно-медно-порфировые объекты в складчатых поясах фанерозоя (см. табл. 4).

Промышленные концентрации Pt, Pd, Rh, Os, Ir установлены в прожилково-вкрапленных, вкрапленных золото-сульфидно-теллуридных, жильно-штокверковых золото-сульфидно-кварцевых, золото-кварцевых рудах, залегающих среди черносланцевых горизонтов терригенных, терригенно-вулканогенных, терригенно-осадочно-вулканогенных толщ орогенно-рифтогенных структур верхнего протерозоя–фанерозоя складчатых областей; в золото-скарновых, скарново-железорудных месторождениях Алтае-Саяна, Тянь-Шаня; в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии, Алданского щита; в зонах гидротермального метасоматоза среди терригенно-вулканогенных толщ докембрия–фанерозоя; в медистых песчаниках и сланцах фанерозоя.

Выявленные потенциальные комплексные золото-платиноидные проявления и месторождения отнесены к следующим формационным группам:

- I — золото-платиноидно-сульфидно(±теллуридно)-скарновой;
- II — золото-платиноидно-кварц-сульфидно-березитовой;
- III — золото-платиноидно-углеродисто-сульфидно(±теллуридно)-лиственитовой;
- IV — золото-платиноидно-сульфидно-теллуридно-аргиллизитовой;
- V — золото-платиноидно-медно-сульфидной в песчаниках и сланцах.

Схема классификации потенциальных комплексных золото-платиноидных месторождений

Геологические особенности рудных полей и месторождений	Группы потенциальных комплексных месторождений Au и ЭПГ				
	I	II	III	IV	V
Геотектоническая позиция рудоносных регионов	Рифтогенные складчато-глыбовые структуры островодужных и окраинно-континентальных палеосистем	Наложенные синклина-ли рифтогенного типа в складчатых поясах	Зоны ТМА в рифей-палеозойских складчатых и платформенных структурах	Предгорные и межгорные впадины рифтогенного типа	Орогенно-рифтогенные структуры складчатых поясов
Главные рудно-формационные типы комплексных месторождений	Золото-платиноидно-скарновые структуры; золото-платиноидно-кварц-сульфидно-березитовые, золото-платиноидно-углеродисто-сульфидно-лиственитовые	Золото-платиноидно-углеродисто-сульфидно-лиственитовые	Золото-платиноидно-сульфидно-теллуридно-аргиллизитовые	Золото-платиноидно-сульфидные в медистых песчаниках и сланцах	Золото-платиноидно-медно-сульфидные в порфировых интрузивах
Господствующие метасоматические формации	Альбитит-калишпатитовые, березит-лиственитовые, пропилитовые	Пропилитовые, альбитит-калишпатитовые, лиственитовые	Пропилитовые, аргиллизит-кварцитовые, джаспероидные	Карбонатные	Пропилитовые, калишпатит-альбититовые, аргиллизитовые
Структурно-морфологические и минеральные типы руд	Вкрапленно-прожилковые, штокервовые, жильные кварцево-сульфидные, сульфидно-теллуридные	Вкрапленные, штокервовые, сульфидные, сульфидно-теллуридные	Вкрапленные, прожилково-вкрапленные, сульфидно-теллуридные	Вкрапленные, медно-сульфидные	Вкрапленные, штокервовые, медно-сульфидные
Минералого-геохимическая зональность рудных полей и месторождений	Рудно-метасоматическая вертикальная зональность протяженностью 1,2–3,8 км и более			Не установлена	Рудно-метасоматическая зональность протяженностью 0,6–1,8 км
	1,8–3,8 км	1,2–3,5 км	1,0–2,3 км		
Примеры месторождений комплексных руд	Зун-Холбинское, Ольховско-Чибикское, Октябрьское в Восточном Саяне; Ирокинское в Забайкалье; Тарданское в Туве; Саралинское, Центральное, Коммунарское, Балахчинское в Кузнецком Алатау; Синюхинское в Горном Алтае; Акжалское, Боко-Васильевское в Западной Калбе; Падминское в Карелии	Сухоложское в Забайкалье; Нежданское в Якутии; Майское, Наталкинское, Ветренское на Северо-Востоке России; Бакырчинское, Джумбинское, Костобесинское, Миналинское в Западной Калбе	Олимпиадинское, Советское, Эльдор-до, Васильевское на Енисейском крае; Воронцовское на Урале	Джезказганское в Казахстане; Удоканское в Забайкалье; проявления медистых песчаников в Поволжье; Любина в Польском цехштейне	Рудопроявления Камчатка, Казахстана, Урала

Примечание. I — золото-платиноидные объекты в орогенно-рифтогенных структурах офиолитовых и вулканических поясов (фанерозой); II — золото-платиноидные объекты в терригенных синклиналях рифтогенного типа (фанерозой-рифей); III — золото-платиноидные полихронные объекты в терригенно-вулканогенных синклиналях в зонах ТМА (протерозой-фанерозой); IV — золото-платиноидные осадочно-гидротермальные месторождения в медистых песчаниках и сланцах (протерозой-фанерозой); V — золото-платиноидные объекты в медно-порфировых интрузивах (фанерозой).

Они принадлежат к магматогенно-гидротермально-метасоматической и осадочно-гидротермальной генетическим группам месторождений, образованных в орогенно-рифтогенных структурах среди складчатых областей, офиолитовых и зеленокаменных поясов, в терригенных синклиналях и зонах ТМА орогенных и платформенных структур. Часть из них относится к образованиям «зон синхронного рифтогенеза» (по терминологии А. Д. Щеглова [1997]), т. е. к структурам начального рифтогенеза. Однако наиболее крупные комплексные рудные объекты сформированы в структурах завершённого рифтогенеза в условиях длительно развивавшихся процессов мантийно-корового палеодиапиризма, магматизма и метасоматизма.

Глава 3

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РУДОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Комплексное золото-платиноидное оруденение располагается в различных орогенно-рифтогенных структурах, в зонах ТМА многих регионов России и зарубежья. Но наиболее интересные рудоносные территории находятся в терригенных и вулканогенных поясах протерозоя–фанерозоя, подверженных процессам рифтогенеза и ТМА, на площадях активного проявления палеодиапиризма и метасоматизма.

3.1. Геотектоническая позиция рудоносных регионов и условия заложения рудных полей

Нетрадиционные золото-платиноидные месторождения и проявления обычно размещаются среди рифтогенных структур складчатых поясов и платформ. Наиболее крупные рудные объекты находятся в компенсационных терригенно-вулканогенных синклиналиях в бортах сводово-глыбовых поднятий складчатых поясов. В разновозрастных рифтогенных структурах нередко встречаются черносланцевые формации с уникальными золото-платиноидными проявлениями. Такие рудоносные углеродистые толщи формировались в условиях островодужных и континентальных окраин, в складчатых и платформенных рифтогенно-континентальных обстановках. Рудные поля приурочены к сводово-глыбовым структурам складчатых поясов, платформ, возникшим благодаря рифтогенезу или ТМА. Образование рудоносных структур и нетрадиционных месторождений обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма и метасоматизма на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапириров под воздействием глубинных флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры и мантии. Островодужные, окраинно- и рифтогенно-континентальные геодинамические обстановки оказывались благоприятными для развития черносланцевых толщ, флюидонасыщенных металлоносных магм, палеогидротермальных систем.

Рудные поля закладывались в специфических условиях островодужных и континентальных окраин геосинклинальных этапов становления земной коры. Окончательное оформление рудоносных структур происходило в континентальных обстановках орогенеза (в понимании И. Н. Томсона [Металлогения..., 1992]) или тектономагматической активизации. В возрастном отношении рудоносные терригенные,

терригенно-вулканогенные формации характеризуются широким диапазоном формирования от раннего протерозоя до мезозоя. Рудоносные черносланцевые формации являются особыми геологическими образованиями, возникшими в специфических геодинамических обстановках [Коробейников, Масленников, 1994]. Они подвержены существенным тектоническим преобразованиям с появлением «тектонитов» в понимании М. П. Лобанова и др. [1976].

Такие формации размещаются на склонах устойчивых внутригеосинклинальных поднятий, межгорных рифтогенных впадин или в зонах глубинных разломов. Рудные поля и нетрадиционные месторождения в характерных структурах образовались благодаря проявлению палеофокальных зон, палеодиапиризма, мантийно-корового метасоматизма, магматического замещения и дифференциации. Рудно-метасоматические системы данного типа формировались в мантии и коре под воздействием флюидных потоков при процессах растяжения. Основные геодинамические причины проявления мантийно-коровых палеодиапиров — периодически повторяющиеся объемные деформации крупных блоков земной коры и мантии (деформации упругого последействия), которые служили энергетическими источниками активности глубинных магм и флюидов [Глухманчук, 1992].

Характерными признаками продуктивных черносланцевых формаций, возникших под воздействием мантийно-коровых палеодиапиров, являются высокие скорости прогибания синклиналей при их формировании (до 0,183–0,525 мм в год) в компенсационных наложенных синклиналях в условиях малых и средних водных глубин ранее существовавших палеобассейнов [Коробейников, Масленников, 1994]. Оформление рудовмещающих структур происходило в периоды орогенеза и рифтообразования.

Гидротермально-метасоматические рудообразующие процессы протекали в земной коре при распаде глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами. Первоначально они обеспечивали значительное разуплотнение исходных горных пород благодаря их гидратации с увеличением объемов блоков гидротермально измененных пород на 16–22 %. Сопутствующие явления гидротермального «промачивания» высоконагретыми глубинными потоками флюидов, поступавших в верхние этажи палеодиапиров и над ними, способствовали стягиванию свободных трещинных и поровых вод окружающих пород к нагретым гидротермальным потокам. Все это могло обеспечить столбообразную форму суммарных гидротермальных потоков, вызывавших преобразование боковых пород.

При дешифрировании аэрокосмических фотоснимков таких территорий отчетливо проступают контуры палеогидротермального «промачивания» в рудовмещающих толщах, где и обнаруживаются комплексные золото-платиноидные объекты. Подобные инъективные дислокации, связанные с проникновением глубинного вещества в земную кору, отражаются на поверхности Земли кольцевыми, дуговыми структурами 60–0,5 км в диаметре. Они хорошо дешифрируются по аэрокосмическим снимкам, геофизическим аномалиям и связаны с развитием глубинных палеодиапиров, сопровождающих магматитов, метасоматитов, возникавших при распаде магмофлюидных мантийных систем в верхних частях земной коры (рис. 2).

Рудоносные черносланцевые формации образовывались на окраинах континентов, континентальных шельфах, склонах в зонах смены галогенно-карбонат-

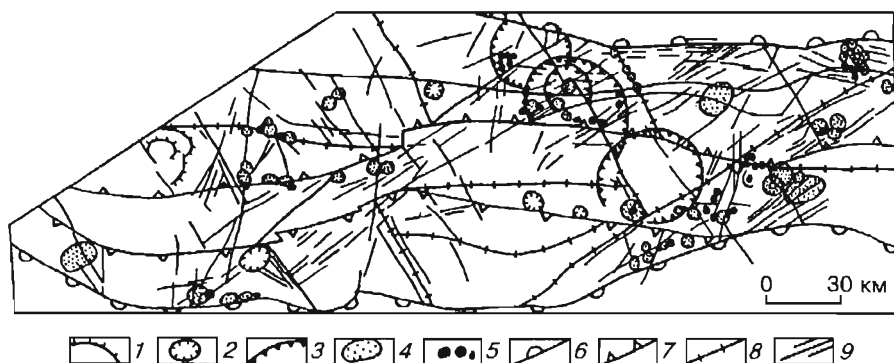


Рис. 2. Карта дизъюнктивных и инъективных структур Западной Калбы по данным морфометрического дешифрирования аэрокосмических фотоснимков и наземного картирования (по А. М. Анищенко, В. В. Масленникову, А. Ф. Коробейникову):

1–5 — инъективные малые кольцевые структуры: 1 — центры вулканизма и интрузивного магматизма субплатформенного этапа (T_1), 2 — подводящие каналы гранитных интрузий батолитового типа (P_2), 3 — центры интрузий габбро-плагиогранитной формации (C_3-P_1), 4 — площади развития гидротермально-метасоматических пород (следы флюидных палеосистем), 5 — рудно-метасоматические проявления (следы распада гидротермальных палеосистем); 6 — глубинные разломы I порядка — границы золото-платиноидной металлогенической зоны; 7 — границы Чарско-Горностаевского поднятия — осевой зоны Чарского офиолитового пояса; 8 — региональные разломы II порядка — границы структурных блоков I порядка; 9 — региональные и локальные разломы III порядка.

ных, карбонатных фаций углеродистыми терригенными фациями в пределах замкнутых впадин, расположенных над зонами разломов палеорифтов, в спрединговых окраинно-континентальных бассейнах над мантийными палеодиапирами, во фронтальных частях офиолитовых поясов [Коробейников, Масленников, 1994; Коробейников, 1996].

Такие углеродистые формации обособились в отдельную группу, отличающуюся от других черносланцевых образований следующими особенностями [Коробейников, Масленников, 1994; Коробейников, 1995а,б]:

1. Они формировались на начальных или заключительных этапах геосинклинального развития регионов в периоды резкого возрастания скоростей прогибания синклиналей (до 0,312–0,525 мм в год), о чем свидетельствуют мощности таких формаций, значительно превышающие мощности иных формаций черных сланцев, накопленных за такой же промежуток времени.

2. По составу черносланцевые образования относятся к терригенно-кремнисто-карбонатно-углеродистым и терригенно-карбонатно-углеродистым формациям и характеризуются повышенной карбонатностью слагающих их пород (7–25 мас.%), что может служить их надежным типоморфным признаком.

3. По содержанию $C_{орг}$ (0,2–7 мас.%) эти рудоносные формации относятся к убого- и слабоуглеродистым, занимая промежуточное положение в ряду пород между собственно углеродистыми и безуглеродистыми типами.

4. Текстурно-структурные особенности пород черносланцевых продуктивных толщ, отношение $Fe_2O_3 : FeO$, сапропелевая природа $C_{орг}$, бедность его битумои-

дами свидетельствуют об их образовании в областях умеренных и малых водных глубин эпиконтинентальных и окраинных палеоморей в условиях теплого и жаркого гумидного климата. Такие породы впоследствии подверглись региональному метаморфизму от цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой фаций во внешних блоках до зеленосланцевой фации (например, рудные поля Западной Калбы, Нежданинское, Сухоложское и другие месторождения) во внутренних зонах [Коробейников, 1991б, 1993, 1995б].

3.2. Метасоматизм и комплексное рудообразование

Для рудоносных территорий свойственно развитие метасоматитов пропилитовой, альбитит-калишпатитовой, березит-лиственитовой гипабиссальной и аргиллизитовой близповерхностной формаций и сопряженных с ними золото-платиноидных руд разного минерального состава. Обычно отдельные рудно-метасоматические колонны выполнены продуктами единого процесса метасоматоза: площадными пропилитами, альбитит-калишпатитами, березитами-лиственитами и реже полихронными пропилитовыми, альбит-калишпатовыми, березитовыми и наложенными аргиллизитовыми метасоматитами. Они и комплексные руды в общей рудно-метасоматической колонне размещаются зонально [Коробейников и др., 1989; Коробейников, 1991а, 1995а,б; Коробейников, Масленников, 1994]. В отдельных рудных полях метасоматиты слагают крупные субпластовые секущие тела протяженностью до 2–8 км и мощностью до 0,3–2 км. В вертикальном разрезе в обобщенном виде проявляется такая зональность: в нижней и фланговых частях рудно-метасоматической колонны размещаются кварц-альбитовые, кварц-калишпатовые, биотитовые метасоматиты с убогими вкрапленными золото-платиноидно-сульфидными рудами; в средней части — серицит-фуксит-кварц-пиритовые листвениты-березиты с штокверковыми золото-платиновыми рудами, а в верхней — брейнерит-доломит-кальцитовые листвениты или аргиллизитовые метасоматиты с кварц-золото-платино-палладиевыми жилами, прожилковыми и вкрапленными рудами. В других случаях вместо щелочных метасоматитов нижних и фланговых частей палеогидротермальных колонн распространены пропилиты, которые сверху сменяются лиственитами-березитами или аргиллизитами с разными типами руд. Суммарная протяженность отдельных рудно-метасоматических колонн нередко превышает 1,2–3,8 км [Коробейников, 1991б, 1995а,б].

Для объяснения возможных причин концентрации благородных металлов в зонах метасоматоза можно принять модель вертикальной метасоматической и геохимической зональности, предложенной Ф. А. Летниковым, В. И. Казанским [1991]. По этой модели поступающие из мантии растворы могли формировать на завершающих стадиях калишпат-плаггиоклаз-кварцевые метасоматиты с редкими элементами, а выше в зоне плаггиоклаз-биотит-хлорит-актинолит-эпидот-карбонатных метасоматитов — золото-платиноидную минерализацию. Именно в восстановительных условиях образования метасоматитов при достаточной насыщенности системы серой могли возникать крупные зоны накопления халькофильных и благородных элементов. Длительное развитие глубинных разломов с участием мантийных флюидов и определяло появление в них вертикальной рудно-метасоматической зональности.

3.3. Особенности геологического строения рудных полей

Региональные закономерности формирования и размещения рудных полей в палеозойских складчатых областях определялись поперечными сквозными разломами II порядка и участками их пересечения с продольными разломами I порядка, зонами трещиноватости II–III порядков, отражающими блоковое строение основания. Разломы фиксируются разрывами, гранитоидами повышенной основности, дайками диорит-лампрофирового, диабазового состава, площадными и локальными метасоматитами в бортах или на выклинивании глубинных разломов, палеотрогов, офиолитовых поясов среди палеозоид-рифид.

Рудные поля чаще располагаются в окраинных частях блоков сводовых поднятий и срединных массивов с двухъярусными вулканогенно-терригенными и карбонатно-сланцевыми разрезами верхней части земной коры умеренной мощности (35–47 км). В рудных районах и полях региональная металлогеническая зональность проявляется как смена различных формационных типов руд по простиранию структурно-формационных зон, осложненных дуговыми, очагово-кольцевыми, линейными структурами, фиксируемыми интрузивами, дайковыми поясами и разнообразными метасоматитами. Золотые и золото-платиноидные руды парагенетически связаны с I и II фазами сининверсионно-орогенных гранитоидных интрузий повышенной основности или с ранними габбро-плагиогранитными интрузиями, а с III фазой лейкогранитов и порфиров — медно-молибден-вольфрамовое или оловянное оруденение (например, калбинский интрузивный комплекс в Западной Калбе).

Рудные поля характеризуются мелкоблоковым внутренним строением и располагаются в узлах наиболее усложненных поперечных и продольных складчатых и разрывных структур в зонах активного развития палеодиапиризма. Самые крупные рудные поля локализованы в блоках с неоднократным проявлением магматизма и метасоматизма. Ряд из них расположен на выклинивании или в бортах офиолитовых, вулканогенных поясов на участках рифтогенеза и связан со становлением гипербазит-базит-плагиогранитных интрузивных серий в зонах глубинных разломов. Нередко в таких структурно-фациальных зонах наблюдается совмещение разноглубинных магморудно-метасоматических формаций с образованием рудно-метасоматической зональности регионального типа [Коробейников, 1983, 19956].

Рудные поля и месторождения размещаются на площадях, фиксируемых в геохимических и гравимагнитных полях первого порядка как переходные зоны между региональными отрицательными и положительными аномалиями [Коробейников, 1998в]. При этом наиболее крупные золоторудные (с платиноидами) узлы и поля тяготеют к поперечным (или диагональным) по отношению к глубинным разломам, офиолитовым поясам, прогибам поверхности Мохоровичича, установленным гравитационными ступенями по границам внутригеосинклинальных поднятий, горстов [Бекжанов и др., 1987; и др.]. Эти аномалии отмечают глубинные рудоконтролирующие структуры и прежде всего границы блоков разуплотнения вещества земной коры, т. е. палеодиапиры. На таких площадях обнаруживается сложное внутреннее строение гравимагнитных и геохимических полей. Рудные поля и месторождения чаще окружены отрицательными или пониженными значениями этих полей.

Проявление региональных геохимических аномалий обусловлено широким развитием эманационных ореолов гранитоидных интрузий и глубинных флюидов с образованием ранних площадных щелочных, контактово-метасоматических, авто-метасоматических и поздних локальных гидротермально-метасоматических березитовых, лиственитовых, аргиллизитовых метасоматитов. При этом магматиты, контактовые роговики и контактовые метасоматиты фиксируются положительными геохимическими и магнитными аномалиями. Ранние калишпат-альбитовые авто-метасоматиты имеют отрицательные и пониженные, а поздние околорудные грейзены, березиты-листвениты, аргиллизиты — положительные аномалии. Блоки пород гидротермальной проработки формировались с перераспределением, привносом и выносом химических элементов. При приближении к рудоносной площади концентрации железа, золота, халькофильных элементов снижаются на участках развития щелочных метасоматитов. Противоположные изменения геохимических и электрических полей наблюдаются непосредственно над рудоносной площадью [Коробейников и др., 1987а, 1988].

Глава 4

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Согласно принятой классификации нетрадиционных золото-платиноидных объектов, приведена краткая характеристика выделенных групп потенциальных комплексных месторождений для различных структур земной коры. Основное внимание уделено геолого-структурным, магматическим, рудно-метасоматическим факторам образования выделенных типов месторождений и их минералого-геохимическим признакам.

4.1. Потенциальные месторождения золото-платиноидно-сульфидно-скарновой формационной группы

Первые сведения о платиноносности золото-скарновых месторождений опубликованы ранее Т. С. Тимофеевой [1968, 1976] и В. В. Рябовым [1994; Рябов и др., 1996]. В месторождении Куру-Тегерек (Киргизия) Т. С. Тимофеевой установлены ассоциации минералов платиновой группы: высокотемпературные сперрилит, куперит, поликсен, нигглиит в ассоциации с троилитом и моихукитом; среднетемпературные порпечит, купроплатина, потарит, палладит и самородные Pt, Pd, Au, Ni. Главными рудообразующими минералами скарновых руд являются: халькопирит, пирротин, магнетит, пирит, арсенопирит, хлоантит, леллингит, молибденит, халькостибит, нагиагит, киноварь, тетрадимит, тиманнит. Платиновые минералы приурочены в основном к скоплениям халькопирита. Минералы Pt, Pd высокотемпературного комплекса чаще располагаются по микротрещинкам в пироксенах и гранатах, а кристаллики сперрилита и куперита цементируются халькопиритом и пирротинном. Эти же минералы, но более низкотемпературного комплекса, отлагались позже халькопирита и пирротина, а самый поздний преобразованный комплекс самородных Pt и Pd ассоциирует с Au и Cu во вторичных лепидокроките и гетите. Кроме того, в первичных рудах и в образованиях зоны окисления определены также порпечит (Au, Pd), потарит (PdHg₃) и аллопалладий.

В. В. Рябовым [1994; Рябов и др., 1996] выявлены платиноносные скарны во фронтальной части Талнахской трапповой интрузии (Сибирская платформа). Здесь эндоскарны, представленные гранатом (50–80 объем.%), шпинелью (5–10 %), сульфидами (5–10 %), графитом (1–5 %) с примесями кальцита, ангидрита, гипса, хло-

рита, несут 1,8 г/т Pt, 3,3 Pd и 1,3 Rh. В целом концентрация платиновых металлов в таких эндоскарнах в 3–4 раза выше, чем во вмещающих их габбро-долеритах.

Автором совместно с коллегами установлены промышленно важные концентрации Pt и Pd в Тарданском магнезиально-скарновом золоторудном, в Синюхинском золото-известково-скарновом и Ольховско-Чибихевском медно-золоторудном контактово-метасоматическом месторождениях Алтае-Саянской складчатой области.

4.1.1. Ольховско-Чибихевское скарново-золоторудное поле

Географические координаты рудного объекта: 92°40' в.д. и 54°30' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. В приконтактной зоне Шиндинского нижнепалеозойского гранитоидного интрузива Восточного Саяна развиты золото-сульфидные контактово-метасоматические залежи и магнезиально-известковые скарны, а также кварц-золото-сульфидные жилы и штокверки. Они образуют протяженное (30 км вдоль северного контакта плутона) Ольховско-Чибихевское рудное поле. Рассматриваемая рудно-метасоматическая зона (ширина 5 км) характеризуется сложноблоковым строением в связи с развитием разрывов северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений (рис. 3). Здесь обособлены три основных блока: Западный, Центральный и Восточный, благодаря неодинаковым перемещениям их по ограничивающим разрывам.

Рудное поле размещается в пределах салаирид северо-западной окраины Беллыкско-Базыбайского сводового поднятия Кембросаяна, входящего в состав Батеневско-Беллыкского антиклинория [Иванкин и др., 1971; Сурков и др., 1973, 1981]. Оно располагается в рифтогенной структуре. Исследуемый рудный район находится на восточной стороне Хакасского структурного блока, на сочленении его с глубинным Казырским разломом к юго-западу от структуры ранней консолидации Дербинского антиклинория байкалит. Для него типичен двухъярусный геологический разрез, а гранитоиды относятся к формации пестрых батолитов. Нижний ярус представлен нижнекембрийскими карбонатными (балахтисонская или чибихевская свиты) толщами. Главная структура района — Артемовская мегантиклиналь — соответствует внутригеосинклинальному устойчивому поднятию с существенно карбонатным типом разреза. К центральной части этой структуры приурочен Шиндинский гранитоидный плутон (C₃–O). Данное поле занимает западную часть Артемовской мегантиклинали и ее южное сочленение с Кизирской синклиналью, а на западе граничит с краевой зоной Минусинского межгорного прогиба. Основной рудоконтролирующей структурой является Ольховский разлом, проходящий вдоль северного замыкания Шиндинского плутона.

В строении Шиндинского интрузива участвуют габбро, диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты и граниты. Большинство исследователей формирования данного интрузива считают трехфазовым: 1) габбро, габбро-диориты, диориты; 2) кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты; 3) граниты, адамеллиты [Поляков и др., 1965]. На современном эрозионном срезе плутон картируется в виде отдельных массивов: Ольховского, Канзыбинского, Ничкинского, Подпорожного.

Дайковый комплекс представлен догранитными (диоритовые порфиры I, лампрофиры I, диабазы I) и послеплагиогранитными (аплиты, диабазы II, лампро-

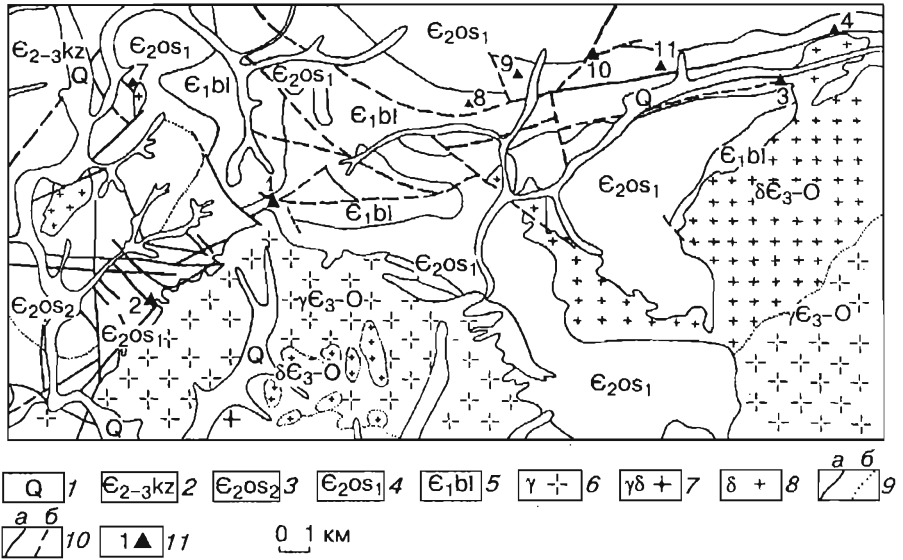


Рис. 3. Схема геологического строения Ольховско-Чибикевского рудного поля (по Н. Г. Дубинину и др.):

1 — аллювиальные четвертичные отложения; 2 — порфиры, туфы, туфоконгломаты кизирской свиты, E_{2kz}; 3 — кислые эффузивы, туфоконгломаты, прослои известняков верхней подсвиты осиновской свиты, E_{2os2}; 4 — глинистые сланцы, аргиллиты нижней подсвиты осиновской свиты, E_{2os1}; 5 — известняки, доломиты, сланцы, мраморы чибикевской свиты, E_{1bl}; 6–8 — гранитоиды Шиндинского плутона ольховского интрузивного комплекса, E_{3-O}: 6 — граниты, 7 — плагиограниты, 8 — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 9 — границы: а — интрузивных тел и стратиграфические контакты, б — разновидностей интрузивных пород и подсвит; 10 — дизъюнктивы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 11 — золоторудные месторождения: 1 — Ольховское, 2 — Медвежье, 3 — Константиновское, 4 — Тарчинское, 5 — Лысогорское, 6 — Кулемное, 7 — Чазанское, 8 — Неожиданное, 9 — Безводное, 10 — Снегиревское, 11 — Безымянное.

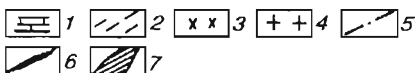
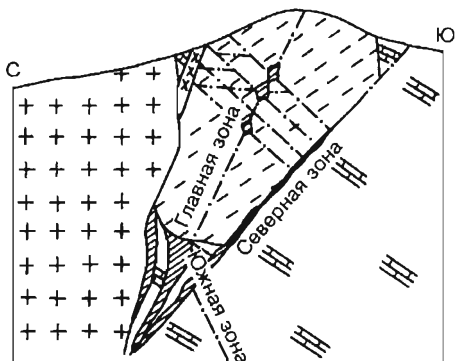
фиры II, диоритовые порфиры II) телами. Все они дорудные, а лампрофиры II внутрирудные, поскольку отсекают ранние убогозолотоносные пирит-пирротиновые метасоматические залежи от поздних секущих кварц-золото-медно-сульфидных жил.

В экзоконтактах гранитоидов с доломитами, осложненных разрывами, формировались магнезиально-известковые скарны с вкрапленными рудами и метасоматические золото-медно-сульфидные залежи, а в трещинах скола, отрыва среди гранитоидов и роговиков возникали кварц-золото-сульфидные жильно-прожилковые руды (рис. 4). Эти руды относятся к золото-сульфидно-скарновой и золото-кварцево-сульфидно-березитовой формациям.

Относительно контактов интрузива размещение метасоматитов и продуктивной минерализации зональное: выделяются руды и метасоматиты эндоконтакта (360–240 °C), ближайшего (320–180 °C) и удаленного (280–120 °C) экзоконтактов. Эндоконтактовая зона (до 0,5–1 км от непосредственного контакта) характеризуется жильно-прожилковыми кварц-золото-сульфидными ассоциациями, контакто-

Рис. 4. Размещение золото-сульфидных залежей Ольховского месторождения в контактах гранитоидного массива, ϵ_3 -О (разрез через участок Золотой Конек):

1 — мраморизованные известняки, доломиты чибижской свиты, ϵ_2 ; 2 — ороговикованные эффузивы, сланцы осинонской свиты, ϵ_2 ; 3 — диориты, габбро-диориты, ϵ_2 -О; 4 — гранодиориты; 5 — разрывы; 6 — кварц-золото-сульфидные жилы; 7 — золото-сульфидные метасоматические залежи в скарновых телах.



вая (0,05–0,2 км) — магнезиально-известковыми скарнами и метасоматическими золото-пирротин-медно-сульфидными телами, экзоконтактовая (0,3–2 км) — карбонатно-золото-гематитовыми комплексами (рис. 5). Пробы золота снижаются в этом же направлении: 958 ‰ в ранних сульфидах и 968–688 ‰ в поздних ассоциациях. Минеральный состав метасоматитов и руд приведен в табл. 2. Контактново-метасоматические золото-сульфидные тела приурочены к средним и верхним горизонтам карбонатной, частично к низам перекрывающей вулканогенно-сланцевой толщам кембрия. Жильно-штокверковые кварц-золото-сульфидные руды размещены в эндоконтакте интрузива и в аповулканических роговиках, т. е. занимают более высокие горизонты стратиграфического разреза нижнего кембрия. Максимальная концентрация

богатых руд совпадает с границей карбонатной и вулканогенно-сланцевой толщ на контакте с прорывающим интрузивом (см. рис. 4, 5). Общая глубина распространения оруденения составляет 2–3 км.

Контактово-метасоматические золото-медно-сульфидные

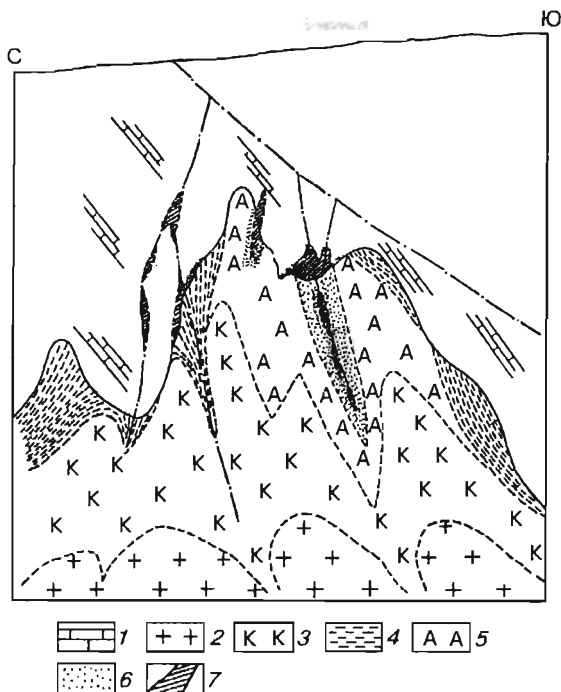


Рис. 5. Размещение различной золоторудной и золото-платиноидной минерализации в контактах Ольховского гранитоидного массива (схематический разрез):

1 — контактовые мраморы и кальцифиры, ϵ_2 ; 2 — гранодиориты, плагиограниты, ϵ_3 -О; 3–5 — зоны гранитоидов: 3 — калишпатизации, 4 — биотитизации, 5 — альбитизации; 6 — березитизированные гранитоиды; 7 — жилы кварц-золото-платиноидно-сульфидного состава и контактово-метасоматические золото-платиноидно-сульфидные залежи.

**Парагенетическая схема эндогенного минералообразования
Ольховско-Чибихевского золоторудного поля (Восточный Саян)**

Минерал	Этап минералообразования										
	контактово-метасоматический			гидротермально-рудный							
	Стадия										
	маг- нези- альных скарнов	из- вест- ковых скар- нов	после- скарновая	золото-сульфидная		кварц-золото-сульфидная					
				Ступень							
				маг- нети- товая	пирит- пирро- тино- вая	золото- сульфидная		золото- карбо- натно- гемати- товая	кварц- сфалерит- галенитовая		кварц- карбо- натно- анти- монитовая
околоруд- ной сери- цитиз.	рудная	берези- товая	рудная								
Форстерит	—										
Фассаит	—										
Шпинель	—										
Гумит	—										
Монтичеллит	—										
Плагиоклаз	—										
Периклаз	—										
Диопсид-салит		—									
Гроссуляр-андрадит		—									
Везувиан		—									
Флогопит		—									
Волластонит		—									
Скаполит		—									
Сфен		—									
Апатит	—	—									
Циркон	—	—									
Рутил		—									
Ортит		—									
Магнетит			—								
Эпидот			—								
Тремолит-актинолит			—								
Хлорит			—					—			
Кварц					—	—	—	—	—	—	
Кальцит	—	—			—	—	—	—	—	—	
Анкерит					—	—	—	—	—	—	
Сидерит					—	—	—	—	—	—	
Гематит				—	—	—	—	—	—	—	
Серпентин				—	—	—	—	—	—	—	
Брусит				—	—	—	—	—	—	—	
Тальк				—	—	—	—	—	—	—	
Альбит				—	—	—	—	—	—	—	
Пренит				—	—	—	—	—	—	—	
Мусковит-серицит				—	—	—	—	—	—	—	
Барит				—	—	—	—	—	—	—	
Пирит				—	—	—	—	—	—	—	
Пирротин				—	—	—	—	—	—	—	
Арсенопирит				—	—	—	—	—	—	—	
Халькопирит				—	—	—	—	—	—	—	
Борнит				—	—	—	—	—	—	—	
Блеклая руда				—	—	—	—	—	—	—	
Сфалерит				—	—	—	—	—	—	—	
Галенит				—	—	—	—	—	—	—	
Висмутин				—	—	—	—	—	—	—	
Тетрадимит				—	—	—	—	—	—	—	
Сильванит				—	—	—	—	—	—	—	
Кренерит				—	—	—	—	—	—	—	
Калаверит				—	—	—	—	—	—	—	
Бенжаминит				—	—	—	—	—	—	—	
Гессит				—	—	—	—	—	—	—	
Алтаит				—	—	—	—	—	—	—	
Виттихенит				—	—	—	—	—	—	—	
Висмут самородный				—	—	—	—	—	—	—	
Молибденит				—	—	—	—	—	—	—	
Халькопирротин				—	—	—	—	—	—	—	
Буланжерит				—	—	—	—	—	—	—	
Аргентит				—	—	—	—	—	—	—	
Арсеноаргентит				—	—	—	—	—	—	—	
Петцит				—	—	—	—	—	—	—	
Марказит				—	—	—	—	—	—	—	
Золото				—	—	—	—	—	—	—	
Серебро				—	—	—	—	—	—	—	
Графит				—	—	—	—	—	—	—	
Антимонит				—	—	—	—	—	—	—	
Киноварь				—	—	—	—	—	—	—	

Примечание. Здесь и далее длина и толщина линии означают время отложения минерала и его количество соответственно.

(с теллуридами) залежи сопровождаются зонами магнезиально-известковых скарнов, хлоритизированных и графитизированных мраморов. Скарны слагают внутреннюю зону, хлоритовые метасоматиты — среднюю, а графитовые мраморы — внешнюю зону метасоматической колонны. Внутри контактово-метасоматических тел ассоциация ранних сульфидов и карбонатов развита в основном на нижних горизонтах. Кверху она сменяется кварц-золото-сульфидной и сульфосолю-теллуридной ассоциациями (табл. 5). У поверхности крутого контакта интрузива с мраморами метасоматические золото-сульфидные залежи при переходе контролирующих разрывных структур в интрузивные породы сменяются существенно кварц-золото-сульфидными жилами (см. рис. 5). От глубоких горизонтов к поверхности выявлена смена ассоциаций: карбонатно-пирротиновая → кварц-пирит-пирротиновая с арсенопиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом → кварцевая → кварц-карбонатная с сульфосолями и теллуридами — буланжеритом, аргентитом, арсеноаргентитом, петцитом, висмутином, тетрадимитом, силванитом, креннеритом, калаверитом, гесситом, алтаитом, виттихенитом, халькопирротином, молибденитом, бенжаминитом, марказитом, золотом, серебром, антимонитом, кинварью (см. табл. 5). Вертикальное размещение богатого оруденения в зоне имеет прерывисто-волновой характер с величиной концентрационной волны накопления руд в 200–240 м для контактово-метасоматических золото-медно-сульфидных и 360–400 м для жильных кварц-золото-сульфидных типов руд.

Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность рудного поля. Закономерное размещение по вертикали в единой колонне снизу вверх ранних площадных (ортоклазовых, кварц-альбитовых, биотитовых, графитовых), поздних локальных (мусковитовых, березитовых, хлоритовых) послескарновых метасоматитов и сопутствующих прожилково-вкрапленных сульфидных, жильных кварцево-сульфидных, золото-кварцевых руд и обеспечило проявление рудно-метасоматической зональности в объеме рудного поля. При этом рудные тела прожилково-вкрапленного, жильного типов залегают на участках смены ранних площадных щелочных метасоматитов на локальные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания. Щелочные метасоматиты закартированы в апикальных и приконтактовых частях плутона, осложненных разрывами и зонами трещиноватости (рис. 5–7). Эти площадные метасоматиты образуют крупные зоны шириной 0,5–3 км и протяженностью свыше 8 км в интрузиве. В ходе щелочного метасоматоза гранитоиды, сопровождающие их скарны подверглись калишпатизации, альбитизации, биотитизации, а затем березитизации. Калиевые метасоматиты (состав, %: ортоклаз 25–50, кварц 30–40, мусковит 1–10) занимают основание гидротермальной колонны. В краевых участках ортоклазовых тел нередко картируются биотитовые метасоматиты. Размеры ореолов биотитизации колеблются от нескольких до десятков метров в поперечнике. С глубиной наблюдается слияние отдельных «струй» биотитовых пород с образованием общего метасоматического ореола. На отдельных участках в верхних частях «струй» биотитизации появляется мусковитизация и грейзенизация гранитоидов с кварц-золото-молибденитовой штокверковой минерализацией.

Кварц-альбитовые метасоматиты слагают внешние оторочки калишпатовых тел или образуют самостоятельные тела 1,5–8 км в длину и 0,2–1,2 км в ширину. Зоны щелочного автометасоматоза нередко контролируют золото-пирротин-халь-

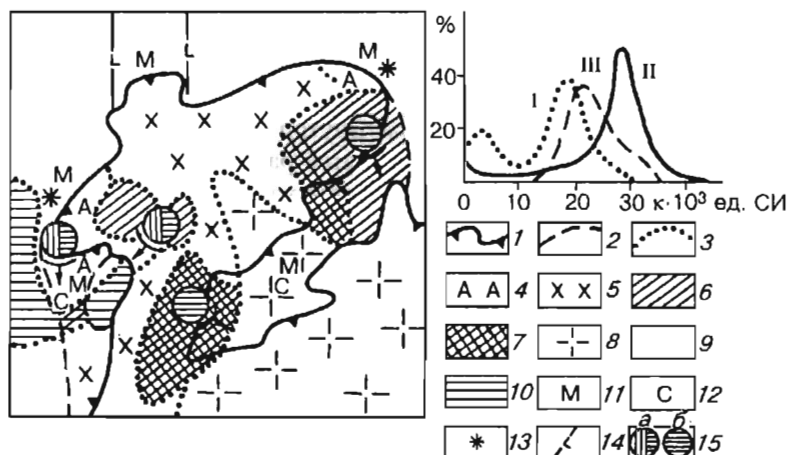


Рис. 6. Петрофизическая и рудная зональность интрузивного выступа в центральной части Ольховско-Чибижевского рудного поля:

1 — контакт гранитоидного выступа на поверхности (стрелка в сторону падения контакта); 2 — то же, под вмещающими породами; 3 — границы петрофизических зон; 4–8 — гранитоиды различной магнитности: пониженно-магнитные (4), умеренно- (5), повышено- (6), аномально-магнитные (7), пониженно-магнитные, преимущественно окварцованные (8); 9 — известняки, вулканогенно-осадочные породы; 10–13 — преобразования пород: 10 — графитизация, 11 — мраморизация, 12 — скарнирование, 13 — гематитизация; 14 — границы дайкового пояса по геофизическим данным; 15 — месторождения золота: а — контактово-метасоматического, б — кварцево-жильного типов (стрелка в сторону склонения оруденения); I–III — вариационные кривые магнитной восприимчивости гранитоидов: I — подрудных, преимущественно биотитизированных и окварцованных, II — рудовмещающих, III — надрудных слабоальбитизированных.

копирит-кварцевые жильно-прожилковые рудные тела. На площадях проявления оруденения развито интенсивное окварцевание щелочных метасоматитов.

Температуры минералообразования по гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений ранних площадных метасоматитов — ортоклазовых, кварц-альбитовых, биотитовых, графитовых составляют 480–300 °С, а поздних локальных — грейзеновых березитовых, хлорит-карбонатных и сопутствующих прожилково-вкрапленных золото-сульфидных, жильных кварц-золото-сульфидных руд — 380–110 °С [Коробейников и др., 1987а]. В нижних частях палеотермогидроколонн преобладал вынос Si, Fe, Au из замещаемых интрузивных пород. Рудное вещество зафиксировано в средних и верхних частях колонны, размеры которой по вертикали могли превышать 3 км. Здесь щелочные метасоматиты развивались в апикальных и приконтактных частях плутона, осложненных разрывами и зонами трещиноватости. При аутометасоматозе гранитоиды и скарны подвергались калишпатизации, альбитизации, биотитизации, затем грейзенизации и березитизации. Кварц-альбитовые метасоматиты слагают внешние оторочки калишпатовых тел или образуют секущие жильно-линзовидные тела. Замещение пород щелочными метасоматитами сопровождалось выносом Au до 20–50 мас.% от исходного его содержания в гранитоидах (при выносе металла до 8–12 мг/м³ из исходной породы) [Коробейников и др., 1976]. Зоны щелочного аутометасоматоза контролируют золото-пирротин-халь-

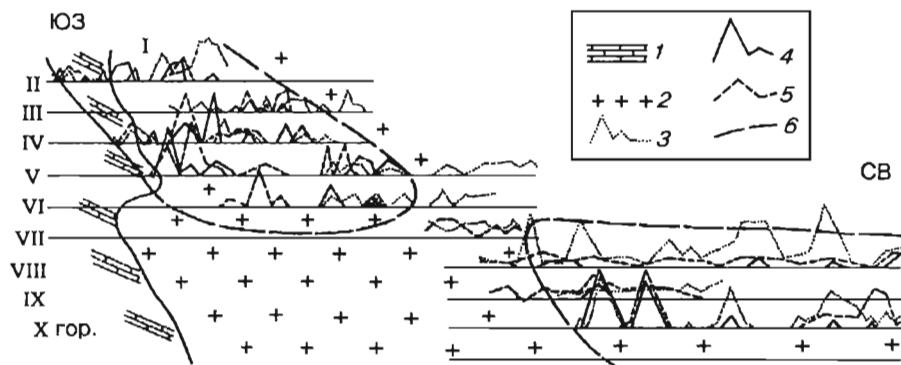


Рис. 7. Аддитивные геохимические ореолы Медвежьего контактного месторождения (проекция в плоскости рудной зоны):

1 — мраморы; 2 — плагнограниты калишпатизированные, альбитизированные; 3–5 — ореолы: 3 — надрудные Ba+Hg+Sb, 4 — околорудные Cu+Pb+Zn+Ag+Au+Bi+As, 5 — подрудные V+Cr+Ni+Co+Mo+Be+As₂; 6 — контуры рудных кулис I и II.

копирит-кварцево-жильное, прожилково-вкрапленное оруденение. На отдельных участках устанавливается прямая связь между интенсивностью послемагматической биотитизации с таким оруденением ($r_{\text{Bi-Au}} = +0,5 \dots +0,69$). На площадях проявления оруденения развито интенсивное окварцевание щелочных метасоматитов.

Контактово-метасоматические золото-сульфидные залежи, развитые на контактах гранитоидов с мраморами, сопровождаются магнезиально-известковыми скарнами, хлоритовыми и графит-карбонатными метасоматитами. Здесь скарны слагают внутренние зоны, хлоритовые метасоматиты — средние, а графитовые породы — внешние зоны общей контактово-метасоматической колонны. Березиты сопровождают жильно-штокерковые золото-кварцевые тела, секущие калишпатизированные, альбитизированные, биотитизированные гранитоиды. Рудно-метасоматическая зональность подчеркивается зональностью первичных ореолов элементов.

Эндогенные геохимические ореолы представлены положительными и отрицательными аномалиями, размещенными над- и подрудными телами и разными метасоматитами. Отрицательные ореолы находятся в зоне щелочных метасоматитов палеогидротермальной колонны, а положительные — на участках развития локальных грейзеновых и березитовых пород. Для метасоматических золото-медно-сульфидных залежей и кварцево-сульфидных жил установлены положительные ореолы: надрудные *a* (Ba, Sb, Hg), околорудные *b* (Cu, Bi, Au, Ag, Pb, Zn, Te, As₁), подрудные *c* (Cr, Ni, Co, V, Ti, W, Mo, Be, As₂).

Эти ореолы размещаются зонально и образуют внешний чехол вокруг рудо-локализирующих структур (см. рис. 7). В объеме эндогенные ореолы чаще представляют собой уплощенные факелы шириной, превышающей размеры рудных тел в 10–30 раз и в 2–7 раз — размеры тел околорудных метасоматитов (см. рис. 5). Надрудные ореолы обычно на десятки-сотни метров опережают по вертикали рудные тела. Верхние части их обогащены элементами-примесями и характеризуются отношениями $b : c = 1$, $\text{Cu} : \text{Zn} = 1$. Нижней их половине свойственно преобладание $c : b > 1$, $\text{Cu} : \text{Ni} > 1$. Здесь дополнительно появляются Mo, Be, иногда W, а содержание As достигает максимума.

Внешнюю зону околорудного ореола формируют Ba, Hg < Sb, $\pm$ As₁ (до 7 м от рудного тела), где концентрация Ba достигает 0,1 % (в 30 раз выше фонового), а Hg — 0,05 % (2 м от рудного тела). Средняя и внутренняя зоны ореола представлены Zn, Pb, Cu, Bi, Ag, Au. Ширина этой части ореола составляет 3 м. При этом внешняя часть его сложена Zn, а ближе к рудному телу располагается ореол Pb. Наиболее узкую зону ореола создает Cu (0,5 %, т. е. в 25 раз выше фонового). Снизу внутреннюю зону, непосредственно примыкающую к рудному телу, образуют подрудные элементы, из которых преобладают Ni и Co. Они фиксируются на расстоянии 1 м от рудного тела.

Распределение элементов-примесей в пиритах II и III генераций метасоматитов и рудных тел подтверждает зональное размещение различной минерализации в рудно-метасоматической колонне. Например, на Медвежем месторождении элементы-спутники в пиритах II и III по вертикали распределяются прерывисто-волнообразно с амплитудой волны концентраций элементов в 200–240 м. Максимумы содержаний Zn, Pb, Sb, Bi, Co, Au, Ag определены на горизонтах развития рудных столбов, а минимумы — на их выклинивании. Для кварцево-сульфидных жил и сопровождающих березитов зафиксировано также волнообразное увеличение концентрации этих элементов на интервале 360–400 м.

Установлено волнообразное изменение отношений $K^+ : Na^+, SO_4^{2-} : HCO_3^-$, $NK_4^+ : K^+$, pH водных вытяжек газовой-жидких включений в кварцах и карбонатах при величине ритмов концентрации компонентов в 160–200 м для контактово-метасоматических и 360–400 м для жильных месторождений. Эти значения отношений максимальны ($\bar{X} = 1$) для рудных столбов и минимальны ($\bar{X} = 0,16$) для участков их выклинивания [Коробейников и др., 1987а].

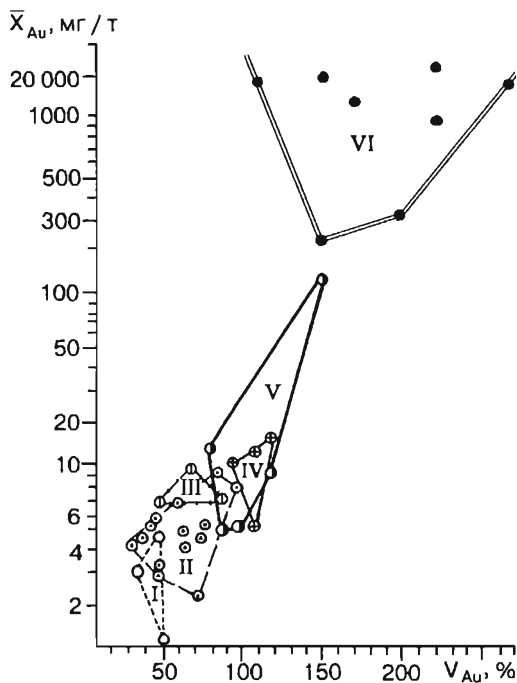
Выявленные закономерности рудно-метасоматической и геохимической зональности используются как показатели глубины распространения того или иного типа оруденения и уровней их эрозионного среза в отдельных структурных блоках.

Золото в метасоматитах рудного поля. В контактовых метасоматитах по сравнению с окружающими породами содержится Au в 1,2–3 раза больше: 6,3–156 мг/т вместо 2,9–6,5 (рис. 8). В минералах магнезиальных скарнов, возникавших при магматическом замещении доломитов, выявлено 1,2–2-кратное возрастание концентраций Au по сравнению с гранитоидами: 7,1 мг/т вместо 2,9–5,9. Известковые скарны и послескарновые метасоматиты, образованные в послемагматический этап контактового метасоматоза, отличаются более высокими концентрациями металла: среднее содержание $\bar{X}_{Au} = 18,9$ –156 мг/т, коэффициент накопления $K_n^{Au} = 3$ –23 (см. рис. 8). В околорудных березитах отмечается еще более высокое содержание Au: 328 мг/т вместо 3,5–4,8 в исходных гранитоидах. Основным минералом-носителем и концентратором этого металла в березитах являются пириты II и III, несущие в среднем 2,5 г/т Au (пирит II метасоматический) и даже 49 г/т Au (пирит III рудогенный).

Самые высокие концентрации Au (8–49 г/т) установлены только в минералах контактово-метасоматических сульфидных залежей и кварцевых жил. При этом жильный кварц и карбонаты характеризуются крайне неравномерным распределением металла — $V_{Au} \geq 150$ % [Коробейников и др., 1976б]. Золото в сульфидах в основном тонкодисперсное и распределено крайне неравномерно.

Рис. 8. Соотношение средних содержаний $\bar{X}_{Au}$ и показателя вариации V_{Au} распределения золота в горных породах, минералах контактово-метасоматических золоторудных тел Ольховско-Чибихевского рудного поля.

Поля распространности пород: I — рудовмещающих карбонатных, алюмосиликатных; II — диоритов, гранодиоритов, плагิโอгранитов Ольховской интрузии; III — магнезиальных скарнов и их минералов (шпинели, фасынты); IV — известковых скарнов и их минералов (гранаты, пироксены, волластониты, везувианы); V — послескарновых метасоматитов (магнетиты, эпидоты, тремолиты, актинолиты, серпентины, цеолиты, хлориты, карбонаты, кварцы); VI — жильные кварцы, сульфиды вкрапленные, прожилковые, жильные.



Распределение золота в различных типах горных пород, минералов Ольховско-Чибихевского контактово-метасоматического рудного поля приведено на рис. 8. Геохимические показатели на основе соотношений среднего содержания Au и его вариации (см. рис. 8) свидетельствуют о накоплении металла в контактовых метасоматитах (поля III–V) и особенно в их сульфидизированных разностях (поле VI). Промышленно интересные содержания Au в контактовых метасоматитах возникают лишь в тех скарновых телах, которые оказывались насыщенными сульфидами и теллуридами Cu, Ag, Au. Подтверждено постепенное накопление металла в магнезиальных ($K_n = 1,2-3$), известковых ($K_n = 1,5-5$) скарнах, послескарновых метасоматитах ($K_n = 3-23$) и прежде всего в кварц-карбонатно-сульфидно-теллуридных агрегатах ($K_n \geq 300$).

Платина и палладий в рудах и метасоматитах. Статистические параметры распределения Pt и Pd в горных породах, рудах и минералах Медвежьего, Константиновского, Ольховского, Дистлеровского, Тарчинского, Лысогорского месторождений Ольховско-Чибихевского рудного поля приведены в табл. 6 и на рис. 9.

Анализ геохимических материалов показал следующее. Для всех типов золотых руд установлены промышленно интересные концентрации Pt и менее Pd. Содержания Pt достигают нередко 1,2–87,0 г/т, а Pd — 0,01–9,37. Однако концентрации Pd в валовых пробах сульфидных и кварц-золото-сульфидных руд всех месторождений не имеют промышленного значения. Лишь в халькопирите и пирите этих руд отмечаются высокие значения средних содержаний этого элемента в 5,5 и 1–1,9 г/т. Напротив, средние содержания Pt в данных рудах составляют не менее 0,24 г/т, а обычно 1,3–55 г/т. При этом максимальные значения среднего содержания Pt являются для жильных кварц-золото-медно-сульфидных и кварц-пирротин-пиритовых рудных тел — 55 и 17 г/т. Минимальные концентрации этого металла зафиксированы для окварцованных убогосульфидных блоков мраморов, гематит-пирит-пирротиновых руд и лимонитизированных сульфидных залежей — 1,6–0,24 г/т.

**Распределение платины и палладия* в рудных телах
Ольховско-Чибихевского золоторудного поля**

Порода, тип руды, минерал, месторождение	Кол- во проб	Содержание, г/т			S	V, %	A/S _A	E/S _F	K _п
		от	до	$\bar{X}$					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Платина									
Кварц-лимонитовый агрегат (до 30 % лимонита), Ольховское	1	—	—	1,6	—	—	—	—	320
Пирит-пирротиновая руда, там же	1	—	—	9,7	—	—	—	—	1940
Лимонит апосульфидный, там же	1	—	—	2,5	—	—	—	—	500
Кварц-пирротин-кальцитовая жила, Медвежье	1	—	—	17,0	—	—	—	—	3400
Пирротин сливной, там же	1	—	—	1,47	—	—	—	—	294
Окварцованный известняк с пирротинном, халькопиритом, там же	1	—	—	0,24	—	—	—	—	48
Гематит-пиритовая руда, Константиновское	1	—	—	1,32	—	—	—	—	264
Сливная пирит-халькопиритовая руда, там же	1	—	—	55,0	—	—	—	—	11000
Жильный кварц с пиритом, арсенопиритом, галенитом, там же	1	—	—	19,0	—	—	—	—	3800
Пирит из кварцево-сульфидных жил, штокверков, Медвежье	27	0,7	84,8	15,2	24,0	160	4,1	-3,1	3000
Пирит III из скарнированных мраморов, там же	8	0,01	23,8	6,4	10,8	168,8	1,1	-1,7	1700
Пирротин из карбонатных пород, там же	7	0,1	27,0	6,2	9,8	62,8	1,4	-1,6	1230
Пирит III из кварцево-сульфидных жил, Константиновское	20	0,15	87,0	30,2	33,3	111	0,8	-2,7	6000
То же, из скарнированных мраморов, там же	10	0,15	40,6	1,9	2,3	121	0,8	-1,6	460
То же, из кварцево-сульфидных жил, Лысогорское	1	—	—	14,8	—	—	—	—	2900
То же, из кварцево-сульфидных штокверков, Дистлеровское	2	0,01	68,0	34,0	—	—	—	—	6800
Халькопирит из кварцево-сульфидных жил, Константиновское	2	9,0	28,3	18,7	—	—	—	—	3,94
Галенит из кварцево-сульфидных жил, там же	1	—	—	14,0	—	—	—	—	2900
Сфалерит из кварцевых жил, Лысогорское	1	—	—	0,01	—	—	—	—	2
Графит из контактов кварцево-сульфидных жил, Константиновское	1	—	—	1,9	—	—	—	—	380
Кварц-лимонитовая руда, Лысогорское	1	—	—	1,1	—	—	—	—	220

Окончание табл. 6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кварц-халькопиритовая руда, там же	1	—	—	1,35	—	—	—	—	270
Кварц-магнетитовая жила, там же	1	—	—	1,2	—	—	—	—	240
Палладий									
Кварц-лимонитовая руда, Ольховское	1	—	—	0,004	—	—	—	—	1
Лимонитовая руда, там же	1	—	—	0,050	—	—	—	—	10
Сливная пирит-пирротиновая руда, там же	1	—	—	0,078	—	—	—	—	15
Кварц-пирит-кальцитовая руда, Медвежье	1	—	—	0,008	—	—	—	—	1,5
Сливная пирротиновая руда, там же	1	—	—	0,005	—	—	—	—	1,0
Окварцованный мрамор, там же	1	—	—	0,008	—	—	—	—	1,6
Гематит-пиритовая руда, Константиновское	1	—	—	0,008	—	—	—	—	1,6
Сливная пирит-халькопиритовая руда, там же	1	—	—	0,005	—	—	—	—	1,0
Кварц-пирит-арсенопирит-галенитовая жила, там же	1	—	—	0,040	—	—	—	—	8,0
Пирит III из кварцево-сульфидных жил, штокерков, Медвежье	27	0,014	0,4	0,1	0,1	101	3,9	16,4	1,8
То же, из скарнированных мраморов, там же	8	0,02	5,4	0,12	0,1	100	0,8	2,1	24
Пирротин из карбонатных пород, там же	7	0,01	0,12	0,04	0,04	100	1,0	13,5	4
Пирит III из кварцево-сульфидных жил, Константиновское	16	0,01	4,1	1,0	1,4	140	2,2	-1,6	290
То же, из скарнированных мраморов, там же	8	0,01	5,4	1,9	2,3	116	0,7	-1,6	390
Пирит из кварцево-сульфидных жил, Лысогорское	1	—	—	0,1	—	—	—	—	20
Сфалерит из кварцево-сульфидных жил, там же	1	—	—	0,01	—	—	—	—	2
Халькопирит из жил, Константиновское	2	1,66	9,37	5,5	—	—	—	—	1100
Галенит из жил, там же	1	—	—	0,033	—	—	—	—	6
Графит, там же	1	—	—	0,045	—	—	—	—	9
Пирит III из штокерков, Дистлеровское	2	0,025	0,054	0,04	—	—	—	—	8
Кварц-лимонитовая руда, Лысогорское	1	—	—	0,84	—	—	—	—	168
Кварц-халькопиритовая руда, там же	1	—	—	0,0065	—	—	—	—	1,3
Кварц-магнетитовая жильная руда, там же	1	—	—	0,006	—	—	—	—	1,2

* Здесь и далее в таблицах анализов ЭПГ — по данным инверсионно-вольтамперометрического определения платиновых металлов в геохимических пробах. Аналитики О. В. Каминская, З. С. Михайлова, Е. В. Яговкина, С. В. Кропоткина (лаборатория ТПУ). Чувствительность анализов на ЭПГ составляла $1 \cdot 10^{-7} \dots 10^{-8}$ мас. %, воспроизводимость анализов 90 % при навесках 1–10 г.

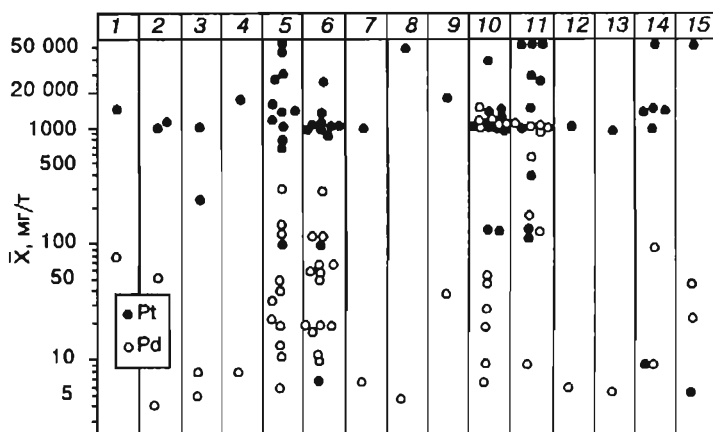


Рис. 9. Распределение Pt и Pd в рудах и минералах Ольховско-Чибжижского контактово-метасоматического рудного поля:

1, 2 — руды Ольховского месторождения: 1 — пирит-пирротиновые золотоносные, 2 — лимонитизированные золото-сульфидные (лимонита до 60–80 % от общего объема руды); 3–6 — руды Медвежьего месторождения: 3 — сливные пирит-пирротиновые, 4 — кварц-кальцит-пирротиновые жильные, 5 — кварц-пирит-медно-сульфидные жильные, 6 — пирит-пирротиновые агрегаты из мраморов; 7–9 — руды на контакте Константиновского выступа Ольховской гранитоидной интрузии, $\text{E}_3\text{--O}$: 7 — пирит-пирротиновые сливные, 8 — пирит-борнит-халькопиритовые сливные, 9 — кварц-пирит-арсенопирит-халькопирит-борнит-сфалерит-галенитовые жильные; 10 — пирит из сульфидных залежей в мраморах Константиновского месторождения; 11 — пирит и галенит из кварцево-сульфидных жил, месторождение то же; 12–14 — руды Лысогорского месторождения: 12 — кварц-халькопиритовые жильные, 13 — кварц-магнетит-пиритовые, 14 — пирит и сфалерит из кварцевых жил; 15 — пирит из кварцево-сульфидного штокверка Дистлеровского месторождения.

Сульфидные минералы, как контактовых рудных залежей, так и кварц-золото-сульфидных жил, характеризуются промышленными концентрациями Pt. Например, пириты контактово-метасоматических золото-сульфидных тел Медвежьего и Константиновского месторождений содержат в среднем 6,4 и 1,9 г/т Pt, а пириты кварц-золото-сульфидных жил тех же месторождений — 15,2 и 30,2 г/т. В пиритах кварцево-сульфидных жил и штокверков Лысогорского и Дистлеровского месторождений определено 14,8 и 34 г/т Pt. Халькопирит, галенит и сфалерит тех же кварцево-рудных тел несут 18,7, 14,0 и 0,01 г/т Pt соответственно. В графите из скарированных мраморов Константиновского месторождения установлено 1,9 г/т Pt.

Концентрации Pd в этих сульфидных минералах обычно не превышают 0,01–5,4 г/т. Например, пириты золото-сульфидных контактово-метасоматических залежей Медвежьего и Константиновского месторождений содержат в среднем 0,12 и 1,9 г/т. Пириты кварц-золото-сульфидных жил тех же месторождений несут всего 0,1 и 1,0 г/т Pd. Еще меньшее содержание этого элемента установлено в пирротине, галените и сфалерите золотоносных руд Лысогорского месторождения: 0,1, 0,03 и 0,01 г/т Pd.

Распределение Pt и Pd в различных рудах и минералах золоторудных месторождений Ольховско-Чибжижского рудного поля показано на рис. 9. Приведен-

ные графики также свидетельствуют о промышленно важном накоплении Pt во всех золото-сульфидных рудных телах изученных месторождений. Однако наибольшие концентрации данного элемента зафиксированы в сульфидных агрегатах контактово-метасоматических залежей, и особенно кварцево-сульфидных жил. Для палладия такой закономерности не установлено. В большинстве контактово-метасоматических залежей сульфидов и кварцево-сульфидных жил отмечается фоновое незначительно повышенное содержание данного элемента. Лишь в сульфидных агрегатах рудных тел Медвежьего и Константиновского месторождений определено содержание Pd до 1,9–5,4 г/т.

Следовательно, золото-медно-сульфидные контактово-метасоматические залежи и кварц-золото-полисульфидные жилы являются не монометалльно золоторудными, а комплексными золото-платиноидными объектами.

4.1.2. Тарданское скарново-золоторудное месторождение

Географические координаты рудного объекта: 95°20' в.д. и 51°45' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Месторождение находится в Восточной Туве и в геотектоническом отношении приурочено к сочленению Тувинского устойчивого срединного массива с зоной Каахемского глубинного разлома [Геология СССР. Т. 29. 1969]. Геотектоническая позиция данного региона определяется его принадлежностью к области развития салаирских складчатых структур, осложненных рифтогенезом с интенсивным проявлением габбро-плагиогранитного нижнепалеозойского магматизма.

Геологические особенности золото-скарнового поля обусловлены его приуроченностью к стыку срединного жесткого массива с Каахемской структурно-фациальной зоной [Там же]. Зона Каахемского разлома представлена офиолитовым поясом [Пинус, 1961]. Широко развитые здесь гранитоиды относятся к нижнепалеозойскому таннуольскому комплексу (Є₃–О). Промышленно важная золоторудная минерализация в рудном поле сложена золото-скарновыми, кварцево-жильными и кварцево-штокерковыми типами [Хазагаров и др., 1966; Коробейников и др., 1970; Коробейников, Мацюшевский, 1976; Коробейников, Черняев, 1980].

В рудном поле отмечаются эффузивные (тумматтайгинская свита) и карбонатные (тапсинская свита) кембрийские толщи, образующие антиклинальную складку субширотного простирания оси (рис. 10). Нижняя толща состоит преимущественно из кварцевых порфиров, альбитофиров, андезитовых, лабрадоровых, диабазовых порфиринов, туфов с прослоями известняков, алевролитов, песчаников, верхняя — из известняков с горизонтами доломитов и кислых эффузивов. В южной части рудного поля в опущенных тектонических блоках сохранились силурийские обломочные отложения чергакской свиты ордовика (конгломераты, гравелиты, песчаники). Они трансгрессивно налегают на гранитоиды таннуольского комплекса. Основная пликативная структура скарново-рудного поля осложнена дополнительными линейными и изоклинальными складками II порядка северо-западного направления. Складчатые сооружения разбиты разрывами, продольными и поперечными по отношению к осям этих складок. В результате возникла мелко-блоковая структура рудного поля (см. рис. 10). Заложение основных тектонических швов данного региона произошло в нижнекембрийское время [Пинус, 1961; Хазагаров и др., 1966; Геология СССР. Т. 29. 1969].

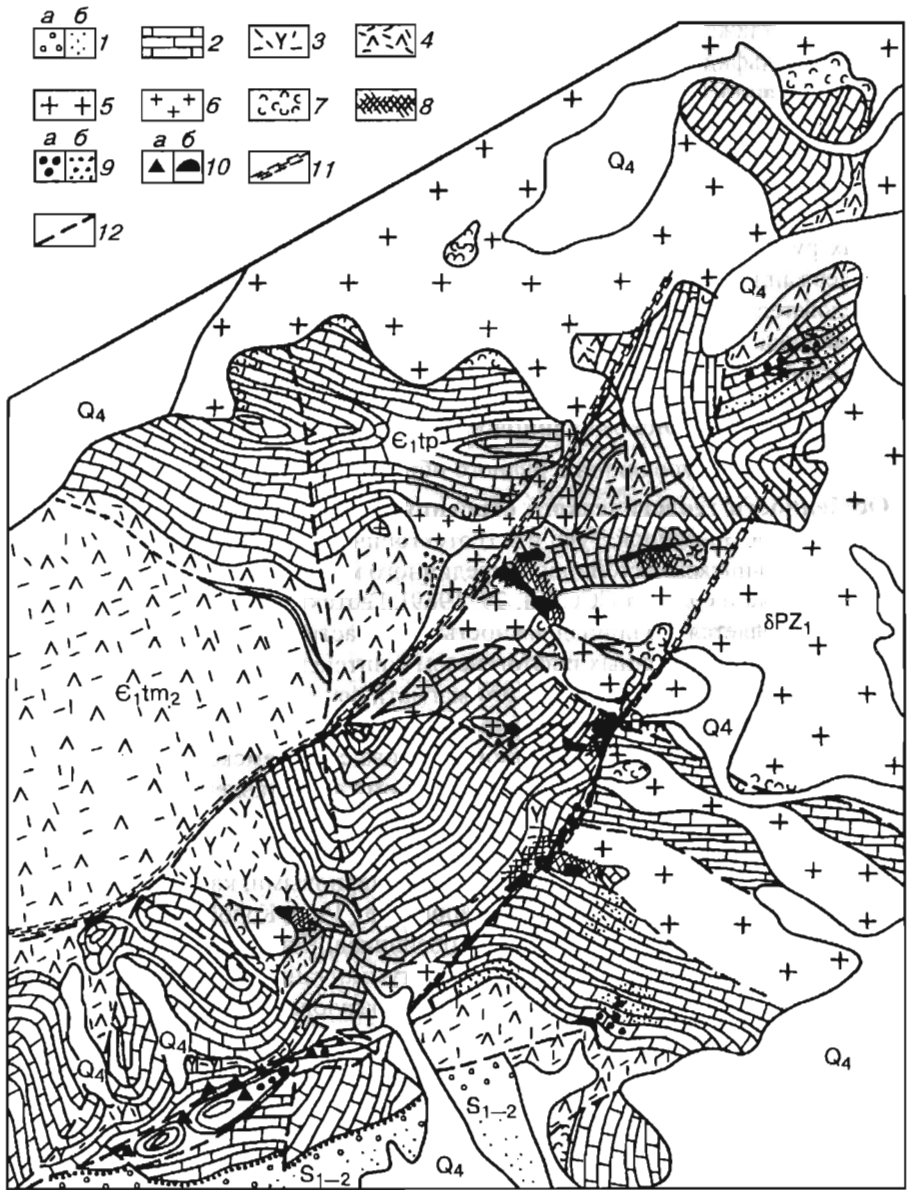


Рис. 10. Геологическая карта Тарданского скарнового рудного поля (по К. М. Кильчи-чакову):

1 — конгломераты (а), гравелиты, песчаники (б), S_1-2 ; 2 — известняки, доломиты мраморизованные тапсинской свиты, E_1tp ; 3 — кварцевые порфиры, их туфы, свита та же; 4 — диабазовые, андезитовые порфиры, туфы основного состава тумматтайгинской свиты, E_1tm_2 ; 5 — диориты, габбро-диориты, плагиограниты, гранодиориты Копто-Байсютского интрузива, E_3-O ; 6 — гранит-порфиры, E_3-O ; 7 — известково-магнезиальные скарны; 8 — зоны скарнирования с продуктивной минерализацией; 9 — зоны окварцевания (а), ороговикования (б) рудовмещающих пород; 10 — контактово-метасоматические гематитовые (а), магнетитовые (б) залежи с золото-платиноидно-сульфидной минерализацией; 11 — зоны дробления, расланцевания пород; 12 — разрывы.

Копто-Байсютский интрузив, выделяемый из таннуольского гранитоидного комплекса в пределах рудного поля, сложен плагиогранитами, гранодиоритами в центральной части и габбро, габбро-диоритами, диоритами, тоналитами в краевых частях массива (см. рис. 10). Жильная серия гранитоидов представлена дайками диоритовых порфиров, спессартитов, аплитов и пегматитов. На площади скарново-рудного поля дайки аплитов и пегматитов нередко пересекают гранат-пироксеновые скарны и сопровождаются оторочками волластонитовых скарнов. Интрузивные породы обогащены Cu, Bi, As, Sb, Ag, Ba, Ga на один-два порядка, а золотом в 1,2–1,7 раза по сравнению с кларковыми значениями для одноименных групп магматитов иных регионов.

В приконтактных зонах интрузива развиты золотоносные магнезиальные и известковые скарны, которые формировались на месте доломитов, известняков и реже эффузивов, диоритов (см. рис. 10). На размещение контактовых метасоматитов в пространстве основное влияние оказали активные контакты интрузива, осложненные зонами разрывов и трещиноватости в карбонатных породах на участках антиклинальных складок II порядка и флексур. Выделяется два типа контактово-метасоматических тел — контактовый и трещинный. Для контактовых тел свойственны оторочки, линзовидные, трубообразные и более сложные формы. Трещинный тип скарновых залежей чаще жильной и субпластовой формы. Этот морфологический тип скарновых тел является наиболее продуктивным в отношении золотого оруденения. Размеры скарново-рудных тел достигают десятков и первых сотен метров в длину при мощности от 2 до 70 м. По падению они прослежены на 120 м и более.

Основными структурными элементами Тарданского золото-скарнового месторождения оказались две сближенные субпараллельные разрывные зоны близмеридионального простирания (аз. 10–15°), контролирующие размещение продуктивной минерализации (см. рис. 10). Проявления золото-медно-сульфидной вкрапленно-прожилковой минерализации в магнезиально-известковых скарновых телах контролируются зонами разрывов и трещиноватости. Внутреннее строение скарново-рудных тел зональное: 1) приконтактные деформированные диориты, габбро-диориты, нередко амфиболизированные, хлоритизированные, карбонатизированные за счет пироксен-плагиоклазовых околоскарновых пород; 2) зона магнезиальных скарнов мощностью 1–5 м; 3) зона известковых скарнов с магнетитовыми рудами мощностью 3–70 м; 4) серпентинизированные форстеритовые кальцифилы и бруситовые (апопериклазовые) мраморы мощностью 100–200 м. Границы магнезиальных скарнов с диоритами резкие, а с вмещающими мраморизованными доломитами постепенные, переходящие в кальцифилы и бруситовые, кальцитовые мраморы. Ксенолиты шпинель-фассаитовых, форстеритовых скарнов нередко встречаются среди приконтактных диоритов, гранодиоритов. Известковые скарны пересекают магнезиальные, а сами в свою очередь замещаются послескарновыми метасоматитами. Ассоциации флогопит-ксантофиллит-паргасит-мелилит-геленит-серпентинитовых, магнетит-актинолит-хлорит-гематит-шабазитовых пород и бруситовых кальцифилов отвечают преобразованным магнезиальным и известковым скарнам.

Процессы контактового метасоматоза завершались формированием магнетитовых залежей и амфибол-хлорит-серпентинитовых апоскарновых пород. Исходные магнезиальные скарны магматического этапа сложены шпинелью, фассаитом, фас-

сайт-форстеритовыми, доломит-фассаитовыми, форстеритовыми ассоциациями с примесями гистерогенных паргасита, флогопита, геленита, ксантофиллита, мелилита, серпентина. Известковые послемагматические скарны состоят из диопсид-салита, гроссуляр-андрадата, скаполита, волластонита, везувияна с образованием пироксеновых, гранатовых, волластонитовых и пироксен-гранат-скаполитовых тел. Они содержат примеси наложенных послескарновых минералов — актинолита-тремолита, магнетита, гематита, эпидота, хлорита, альбита, калишпата, пренита, талька, ломонтита, кварца, кальцита, пирита, халькопирита (табл. 7).

Рудные тела в скарнах представлены зонами лиственитизации в магнезиальных и известковых скарнах с вкрапленно-прожилковыми кварц-карбонатно-золото-платино-сульфидными ассоциациями [Коробейников и др., 1970, 1997; Коробейников, Черняев, 1980]. Форма рудных тел контролируется тектонической трещиноватостью скарнов и отвечает линзовидной, гнездовой, столбовой. Наиболее обогащенными золото-сульфидной вкрапленной минерализацией оказались магнетитовые линзы и актинолит-хлоритовые апоскарновые метасоматиты, сформированные в зонах деформаций и замещения магнезиальных и известковых скарнов. Продуктивная минерализация в скарновых зонах распределена крайне неравномерно в виде рассеянной вкрапленности, гнезд, просечек и жилок сульфидного и карбонатно-кварцево-сульфидного состава. Количество сульфидов (пирит, пирротин, арсенопирит, молибденит, халькопирит, борнит, блеклая руда, сфалерит, висмутин, шалпахит, теллуrowисмутит) в скарново-рудных телах редко превышает 3–7 % (см. табл. 7). Золото в скарновых рудах мелкое (0,07–0,3 мм), пробы его 905–960 ‰, примеси в золотинах представлены Ag — 5–6 %, Cu — 0,07, Pb — 0,002 %. Показатели вариации распределения золота и элементов-спутников в скарнах составляют: $V_{Au} = 120\text{--}230$, $V_{Ag} = 130\text{--}170$, $V_{Zn} = 70\text{--}80$, $V_{Cu} = 106\text{--}112$ %. Между содержаниями Au и Cu, Au и Ag определены корреляционные связи $r_{Au-Cu} = +0,5 \dots +0,6$, $\delta_r = \pm 0,056$; $r_{Au-Ag} = +0,5 \dots +0,9$, $\delta_r = \pm 0,076$, что подчеркивает парагенезис между медными сульфидами и золотом. Минералов платиновой группы в рудах пока не установлено.

Околорудные процессы выразились в лиственитизации скарнов и березитизации гранитоидов. Скарновые минералы замещаются кварцем, кальцитом, доломитом, магнезитом, хлоритом, серпентином, тальком, пиритом, т. е. по составу возникавшие ассоциации напоминают листвениты. Зоны измененных пород в скарнах образуют линзовидные, линейные тела, подчиненные тектонической трещиноватости. Размеры ореолов гидротермального преобразования скарнов в несколько раз превышают размеры золоторудных столбов. Взаимоотношения между сульфидами, золотом и минералами гидротермально измененных скарнов указывают на близкое время их образования [Коробейников и др., 1970, 1976]. Минеральный состав скарнов и руд представлен в табл. 7.

Для Тарданского золото-скарнового месторождения определены эндогенные геохимические ореолы Ba, Sb, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, Bi, As, Au, Ni, Co, V, Ti, Be. Эти положительные ореолы захватывают не только тела магнезиально-известковых скарнов, но и преобразованных гранодиоритов-плагиогранитов таннуольского нижнепалеозойского комплекса. Такие элементы, как Ba, Ag, Zn, Cu, образуют ореолы, оконтуривающие в целом скарновые залежи и выходящие по зонам трещиноватости за их пределы в гранитоиды и мраморы (рис. 11). Внешнюю зону геохимического ореола овальной формы составили Cu и Zn. В нее входят ореолы по-

Таблица 7

Парагенетическая схема минералообразования Тарданского скарново-золоторудного месторождения (Центральная Тыва)

Минерал	Этап минералообразования						
	контактово-метасоматический				гидротермальный		
	Стадия						
	магнези- альных скарнов	известковых скарнов			золото-сульфидная		
		скарнов I	скарнов II	после- скарновая метасом.	листве- нитовая	карбонат- но-золото- сульфидная	карбонат- но-цеоли- товая
Периклаз	—						
Форстерит	—						
Фассаит	—						
Энстатит	—						
Шпинель	—						
Мелилит	—						
Паргасит	—						
Магнетит	—			—			
Сфен	—						
Циркон	—						
Апатит	—						
Ортит	—						
Кальцит	—						
Скаполит	—	—					
Диопсид-салиг	—	—					
Гроссуляр-андрадит	—	—					
Везувиан	—	—					
Волластонит	—	—	—				
Тремолит	—	—	—				
Актинолит	—		—	—			
Хлориты	—		—	—	—		
Флогопит	—		—	—	—		
Ксантофиллит	—		—	—			
Брусит	—		—	—			
Эпидот	—		—	—			
Гематит	—		—	—	—		
Кварц	—		—	—			
Серпентин	—		—	—	—		—
Серпופит	—		—	—			
Кольскит	—		—	—			
Девейлит	—		—	—			
Магнезит	—		—	—			
Анкерит	—		—	—	—		
Альбит	—		—	—	—	—	
Ортоклаз	—		—	—			
Пренит	—		—	—			
Ломонтит	—		—	—			—
Сколецит	—		—	—			—
Барит	—		—	—			—
Тальк	—		—	—			—
Мусковит-серицит	—		—	—	—	—	
Пирит	—		—	—	—		
Арсенопирит	—		—	—	—		
Молибденит	—		—	—	—	—	
Пирротин	—		—	—	—	—	
Сфалерит	—		—	—	—	—	
Халькопирит	—		—	—	—	—	
Борнит	—		—	—	—	—	
Галенит	—		—	—	—	—	
Блестящая руда	—		—	—	—	—	
Шапбахит	—		—	—	—	—	
Висмутин	—		—	—	—	—	
Теллуrowисмутит	—		—	—	—	—	
Висмут самородный	—		—	—	—	—	
Золото	—		—	—	—	—	

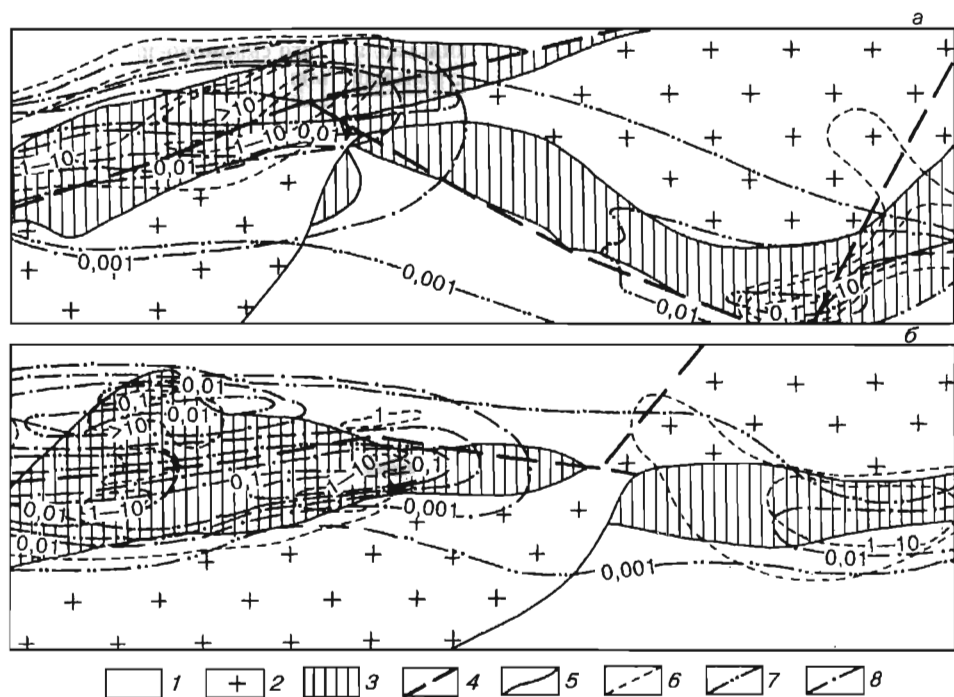


Рис. 11. Эндогенные геохимические ореолы Au, Ag, Cu, As в скарновых зонах Тарданского скарнового месторождения:

a — план поверхности, *б* — план горизонта штольни 1. 1 — мраморы; 2 — диориты интрузива; 3 — зоны скарнов магнезиальных и известковых; 4 — разрывы; 5 — контакты скарновых и диоритовых тел; 6–8 — ореолы Au и Ag (6), Cu (7), As (8). Изолинии элементов — %.

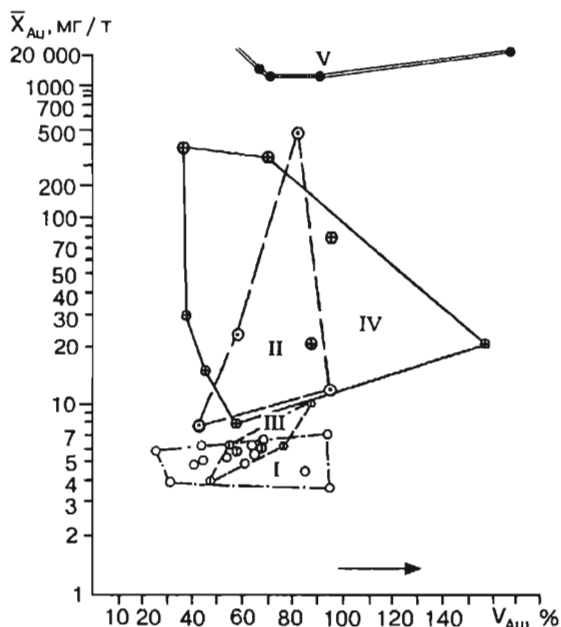
вышенной концентрации Au, Ag, As, Bi. Ореолы Au и Ag самые узкие и наименее протяженные и приурочены к участкам максимальной внутрирудной деформации (трещиноватости) скарновых тел.

С глубиной размеры геохимических ореолов увеличиваются при возрастании степени концентрации рудных элементов. Это свидетельствует о повышении перспектив глубинных частей данного месторождения.

Золото в контактовых метасоматитах. Рудовмещающие карбонатные и эффузивно-интрузивные породы характеризуются фоновыми содержаниями Au в пределах 3,6–7 мг/т. В минералах магнезиальных скарнов магматического этапа минералообразования установлено 1,3–115-кратное возрастание концентраций этого элемента (10–435 мг/т) [Коробейников и др., 1976]. Известковые скарны, возникшие в послемагматический этап контактового метасоматоза, несут фоновое содержание Au 3,7–5,7 мг/т. Более существенное накопление Au определено в минералах послескарновых метасоматитов (13,7–344 мг/т). При этом самые высокие содержания металла свойственны лиственитизированным скарнам, окварцованным магнетитам, березитизированным гранитоидам (300–5050 мг/т). В халькопиритах и пиритах рудных тел выявлено 9,1 и 0,3 г/т Au при средних содержаниях в скарново-рудных телах от 5 до 18 г/т.

Рис. 12. Соотношение средних содержаний $\bar{X}_{Au}$ и показателя вариации V_{Au} распределения золота в породах и минералах Тарданского скарнового месторождения.

Геохимические поля: I — распространение минералов Копто-Байсютского гранитоидного массива, $Ca-O$; II — магнезиальных скарнов (шпинель, фассаит, паргасит); III — известковых скарнов (диопсид-салит, гранат, волластонит, везувиан, скаполит); IV — послескарновых метасоматитов (геленит, серпентин, мелилит, ксантофиллит, тремолит, актинолит, эпидот, магнетит, гематит, хлорит, шабазит, кварц, карбонаты); V — вкрапленных руд карбонат-кварц-пирит-халькопирит-борнит-блеклорудного состава в скарновых зонах.



Соотношения средних содержаний золота $\bar{X}_{Au}$ и показателя вариации их распределения V_{Au} для пород, минералов гранитоидов, магнезиальных и известковых скарнов, послескарновых метасоматитов и руд приведены на рис. 12. Графиками подчеркивается волнообразный характер накопления золота в контактовых метасоматитах и тенденция концентрации его к концу метасоматического процесса. Геохимические данные позволили выделить три периода накопления металла: I — высокотемпературный (800–630 °C) в магнезиальных, известковых скарнах; II — среднетемпературный (480–430 °C) в послескарновых метасоматитах и III — средне-низкотемпературный (320–120 °C) кварц-карбонатно-сульфидный в процессе лиственитизации и сульфидизации скарнов [Коробейников, 1987].

Платина и палладий в золото-скарновых рудах. Результаты инверсионно-вольтамперометрических анализов контактовых метасоматитов, слагающих их минералов на Pt и Pd, приведены в табл. 8. Из нее видно, что магнезиальные и известковые скарны, не несущие магнетит-сульфидной минерализации, характеризуются обычно фоновым содержанием этих элементов (мг/т): 5–10 Pt и 4–15 Pd. Лиственитизированные скарны с пиритом, халькопиритом, борнитом, галенитом, теллуридами отличаются промышленно значимыми концентрациями Pt (0,15–33 г/т) и Pd (0,1–0,25). В шпинель-фассаитовом скарне, содержащем до 10 % магнетита, определено 0,64 г/т Pt. Минералы преобразованных магнезиальных и известковых скарнов имеют концентрации (г/т): 0,004–2,4 Pt и 0,003–5 Pd. В шпинель-магнетитовом агрегате с примесью пирита и халькопирита установлено 0,083 г/т Pt и 0,53 Pd. Магнетиты скарново-рудных тел несут 0,01–2,4 г/т Pt и 0,003–0,042 Pd, а пирит, халькопирит, галенит из тех же рудных зон — 0,004–0,046 г/т Pt и 0,002–5 Pd.

Отношения Pt к Pd в минералах разных ассоциаций показали такие цифровые выражения: 0,5–3,2 для магнетитовых руд и 39–943 для лиственитизированных и сульфидизированных скарнов. Это свидетельствует в пользу значительного

**Распределение платины и палладия (г/т) в контактовых метасоматитах
Тарданского золото-скарпового месторождения**

Горная порода, минерал	Pt	Pd	Pt/Pd
Шпинель-фассаитовый скарн с магнетитом (до 3–5 %)	0,007	0,015	0,5
То же (до 7–10 %)	0,64	0,010	64,0
Гранат-пироксеновый скарн с кальцитом, пиритом (до 7–8 %)	0,006	0,006	1,0
Гранат-пироксеновый скарн с пиритом (до 10–15 %)	0,013	0,004	3,2
Окварцованный пироксен-гранатовый скарн с сульфидами	0,010	0,042	0,24
Шпинель-пироксен-гранатовый скарн с сульфидами (до 15 %)	3,720	0,007	531
Окварцованный пироксеновый скарн с пиритом (5–7 %)	0,005	0,004	1,2
Пироксеновый скарн с пиритом (3–5 %) и золотом	2,000	0,005	400
Пироксен гранатовый лиственитизированный скарн с халькопиритом, малахитом и золотом	7,940	0,250	31,8
Окварцованный пироксеновый скарн с пиритом (до 7–8 %)	0,006	0,005	1,2
Лиственитизированный скарн с халькопиритом, галенитом (до 5–7 %)	0,008	0,100	0,1
Пироксен-гранатовый скарн с халькопиритом (до 3–4 %)	0,577	0,085	6,8
Пироксеновый скарн с пиритом, халькопиритом (до 8–10 %)	33,000	0,035	943
Фассаит-шпинель-гранатовый скарн лиственитизированный с сульфидами (до 10 %)	13,700	—	—
Пироксен-гранат-паргасит-серпентиновая порода с пиритом, халькопиритом, галенитом (до 8–10 %)	11,000	—	—
Кальцит-кварцевый прожилок с пиритом (3–5 % в скарнах)	0,008	0,098	0,1
Кварцевый прожилок в скарнах с пиритом, ковеллином	0,007	0,0092	0,8
Лиственитизированный скарн с галенитом (до 3 %)	0,860	0,033	26
Лиственитизированный пироксеновый скарн с сульфидами (до 5 %)	0,700	0,018	39
Пироксеновый скарн с сульфидами (до 5 %)	0,150	0,025	6,0
Пироксеновый скарн лиственитизированный с сульфидами (до 7 %)	0,710	0,017	41,8
Шпинель, магнетит с примесями пирита, халькопирита	0,083	0,530	0,16
Концентрат пирита и халькопирита (95 %) из лиственитизированных скарнов	1,50	0,200	7,5
Магнетит из рудного тела № 3	2,40	0,042	57
Магнетит мелкозернистый из рудного тела № 7–8	0,010	0,003	3,3
Пирит из скарновой зоны № 7	0,046	0,002	23
Халькопирит из скарновой зоны № 7	0,007	5,00	0,001
Галенит из скарновой зоны № 7	0,004	0,510	0,008
Пирит из скарновой зоны № 7	0,006	0,1	0,06
Пирит из скарнов	8,8	0,8	11,0
То же	167,0	0,08	2088

накопления Pt в минеральных ассоциациях поздне- и послескарновых тел по сравнению с Pd.

Распределение Au, Pt, Pd в магнетитах и сопровождающих контактовых метасоматитах Тарданского месторождения приведено на рис. 13. Как видно из графиков, промышленно интересные концентрации этих элементов характерны для лиственитизированных и сульфидизированных скарнов: они несут 8–22 г/т Au, 1–33 Pt и 0,25 Pd. Напротив, незначительно повышенные фоновые количества Pt и Pd за-

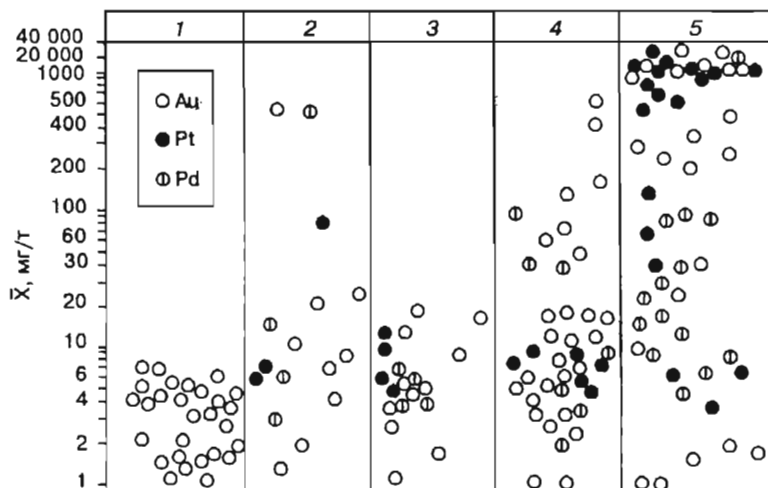


Рис. 13. Распределение содержаний Au, Pt, Pd в горных породах и минералах контактовых метасоматитов Тарданского скарнового месторождения:

1 — диориты, гранодиориты, плагиограниты Копто-Байсютского массива; 2 — магнезиальные скарны (фассаит, шпинель, паргасит); 3 — известковые скарны (диопсид-салит, гранат, волластонит, скаполит, везувин); 4 — послескарновые метасоматиты (ксантофиллит, геленит, серпентин, тальк, мелилит, актинолит, тремолит, эпидот, магнетит, гематит, хлорит, шабазит, кальцит, доломит, магнезит, кварц); 5 — руды, вкрапленные в скарнах карбонат-кварц-пирит-пирротин-халькопирит-борнит-блеклорудного состава.

фиксированы в магнезиальных, известковых скарнах, в послескарновых метасоматитах, не содержащих вкрапленной медно-сульфидной минерализации.

Приведенные геохимические материалы показали, что лиственитизированные сульфидоносные магнезиальные, известковые скарны и послескарновые метасоматиты имеют промышленно важные концентрации Au, Pt и менее Pd. При этом максимальные содержания Pt (0,577–33 г/т) свойственны преобразованным магнезиальным и известковым скарнам, а для Pd характерны незначительно повышенные концентрации в сульфидизированных скарнах (0,1–0,25 г/т) и в халькопиритах (0,53–5 г/т). Основные концентраторы Pt и Pd в скарновых рудах — сульфиды: пирит содержит до 8,8–167 г/т Pt, а галенит и халькопирит — до 0,5–5 г/т Pd (см. табл. 8).

4.1.3. Синюхинское золото-скарновое месторождение

Географические координаты рудного объекта: 86°45' в.д. и 52° с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Скарново-рудное поле и месторождение располагаются на стыке разновозрастных орогенных структур Горного Алтая: Катунского антиклинорного выступа салаирского заложения и Уймено-Лебедского синклинория герцинского тектогенеза. Поэтому в регионе проявились складчато-разрывные структуры северо-северо-западного (алтайского) и северо-восточного (горношорского) направлений. Рудовмещающие структуры были окончательно сформированы в период рифтогенеза герцинского цикла.

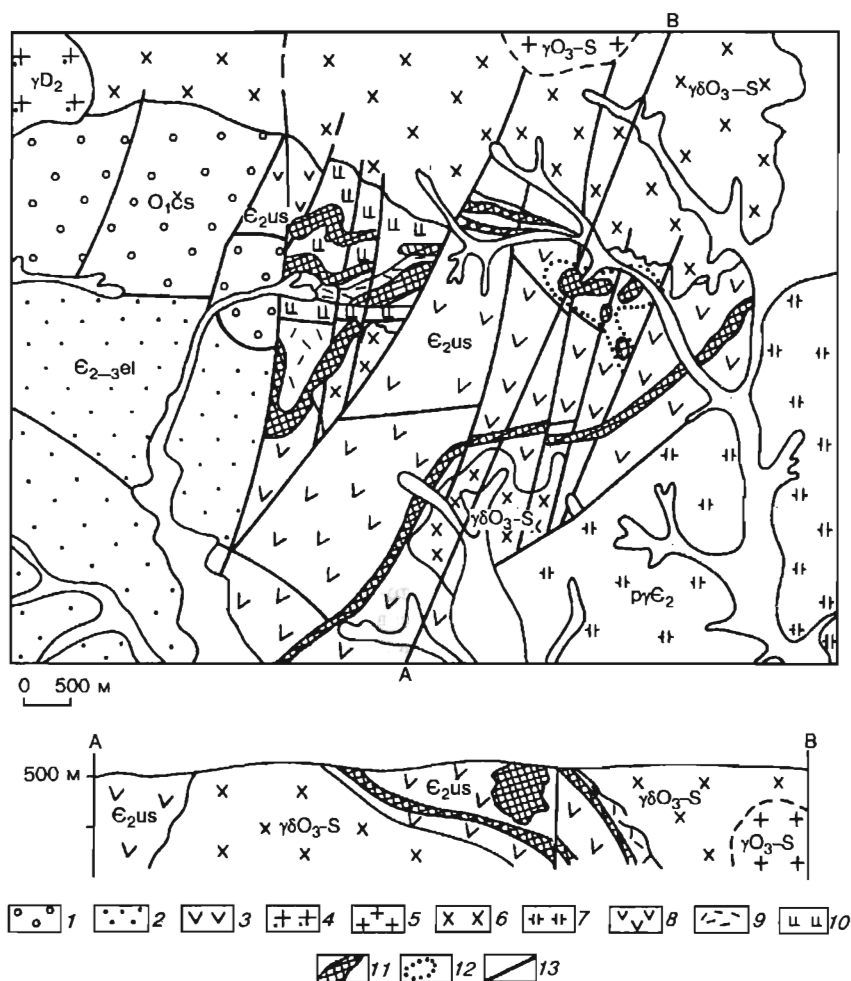


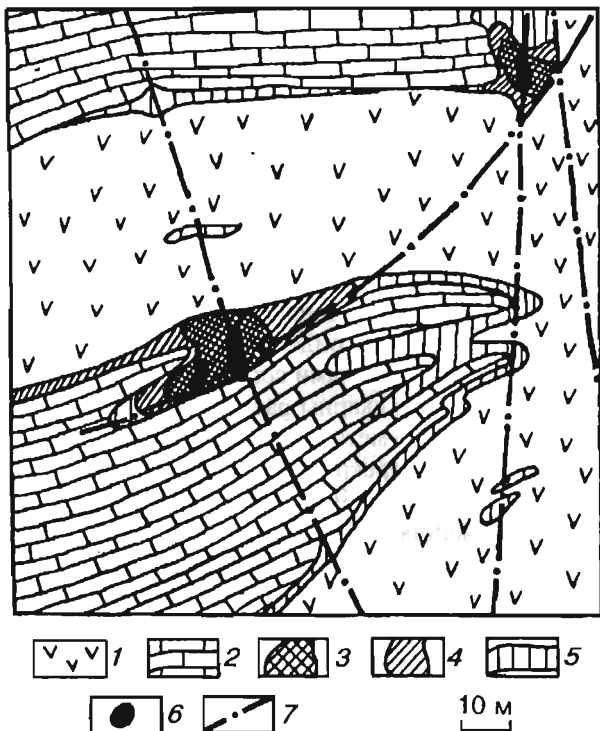
Рис. 14. Геологическая карта Синюхинского скарново-рудного поля (по А. В. Данилову, А. И. Гусеву с изменениями):

1 — алевролиты, песчаники, конгломераты, линзы известняков, O_1cs ; 2 — алевролиты, песчаники, гравелиты, E_{2-3el} ; 3 — лавы и туфы основного состава, E_2 ; 4 — субщелочные граниты, D_2 ; 5 — биотитовые граниты, лейкограниты, O_3-S ; 6 — гранодиориты, диориты, O_3-S ; 7 — плагиограниты, E_3 ; 8, 9 — туфы: 8 — андезитов, 9 — риолитов; 10 — базальты; 11 — скарново-рудные тела; 12 — контур тела рифогенных известняков; 13 — разрывы.

В рудном поле обнажаются вулканогенно-осадочные породы верхнекембрийской свиты среднего кембрия (рис. 14). Вулканиды представлены андезитобазальтами, лабрадорowymi порфиридами, туфами с прослоями мраморизованных известняков. В восточной части рудного поля закартирована рифовая постройка размером $1,5 \times 0,8$ км и мощностью 0,5 км, которая контролирует основное скарновое оруденение. Вулканогенно-карбонатная толща прорвана плагиогранитами салаирского цикла тектоногенеза (E_3-O) в юго-восточной части рудного поля; гранодиорита-

Рис. 15. Зональность скарново-рудных тел Первого рудного участка (горизонт +505 м) Синохинского месторождения (по В. Г. Ворошилову):

1 — туфы андезитов; 2 — мраморизованные известняки; 3–5 — скарны: 3 — волластонитовые, 4 — гранатовые, 5 — диопсид-салитовые; 6 — рудные тела; 7 — разрывы.



ми, кварцевыми диоритами, гранитами ордовикско-силурийского возраста, окаймляющими рудное поле с севера и юга; субщелочными гранитами верхнего девона, слагающими массив горы Цыган в северо-восточной части рудного поля [Жабин, 1963; Щербakov, 1965; Лузгин, 1970]. Кроме того, в рудном поле широко проявлены дайки диабазов, аплитов, пегматитов, спессартитов раннего заложения и поздних диоритовых порфиров, фельзитов [Лузгин, 1970, 1987, 1994; Кривчиков, 1987; Гусев, 1994]. Первые рассекают скарновые зоны и сами скарнируются, а вторые — нет, но несут золото-сульфидную минерализацию.

На контактах тел вулканитов, даек с карбонатными породами, осложненных разрывами, зонами трещиноватости, формировались волластонитовые, пироксеновые, гранатовые скарны. Волластонитовые скарны возникали на месте карбонатных пород; гранат-пироксеновые — на месте порфиров, диабазов, туфов, мраморов, а гранатовые — по всем типам пород. Во внешних зонах скарновых тел распространены эпидотовые, амфибол-хлоритовые, цоизит-мусковит-кальцитовые послескарновые метасоматиты. Они нередко содержат прожилки магнетита и вкрапленность гематита и пирита.

Типовой разрез скарновой зоны представлен такими ассоциациями: мрамор → волластонитовый скарн → гранатовый скарн → пироксеновый скарн → вулканит или дайковое тело. На участках трещиноватости, дробления мраморизованных известняков располагаются наиболее крупные тела волластонитовых скарнов.

Перекристаллизованные, окварцованные скарновые тела обогащены вкрапленной борнит-халькопиритовой, борнит-халькозиновой с теллуридами, золотом, платиноидами минерализацией. Для рудного поля А. М. Козловым отмечены шесть зон: 1) слабо оруденелых кварцевых жил в эндоконтакте Саракокшинского гранитоидного интрузива; 2) медно-сульфидных золотоносных скарнов ближайшего интрузивного контакта; 3) золото-медно-сульфидных скарнов; 4) золото-медно-сульфид-

но-мышьяковых руд в скарнах; 5) медно-свинцово-цинково-сульфидных руд в скарнах; 6) кварц-карбонатных золотоносных штокверков. Вектор минералого-геохимической зональности рудного поля направлен с запада на юго-восток (рис. 14, 15). Возможно это свидетельствует о том, что комплексная золото-платиноидная продуктивная минерализация возникала в период становления рифтогенных субщелочных гранитоидов девонского возраста.

Золото в рудовмещающих контактовых метасоматитах. Рудовмещающие андезитобазальты, лабрадоровые порфиристы, туфы андезитов имеют низкие фоновые содержания этого элемента, как и мраморизованные известняки, от 1,2 до 3,3 мг/т. Лишь в приконтактных мраморах на отдельных участках содержится 5,3 мг/т Au, в гранитоидах — 1,2–3,9. Дайковые породы также характеризуются пониженными фоновыми содержаниями Au от 1,9 до 3,3 мг/т.

Известковые скарны разного минерального состава также несут пониженное количество этого металла (2,5–7,7 мг/т). Напротив, высокими средними значениями отличаются перекристаллизованные, окварцованные, сульфидизированные скарны: $\bar{X}_{Au}$ от 298 до 466 мг/т и более.

Содержания и статистические параметры золота в различных типах горных пород Синюхинского рудного поля показаны на рис. 16. Поле VII сложено сульфидизированными золотоносными скарнами. В то же время гранатовые, пироксеновые, волластонитовые бессульфидные и неокварцованные скарны образовали поле золотоносности пород VI (см. рис. 16, нижняя часть диаграммы) и перекрываются частично полями золотоносности рудовмещающих пород III и IV. Это свидетельствует о незначительном привносе металла в контактовые зоны из интрузий и о промышленном накоплении Au в зонах гидротермального преобразования скарнов. Именно процессы послескарнового метасоматоза и сульфидизации скарновых тел и обеспечили богатую концентрацию Au в рудном поле.

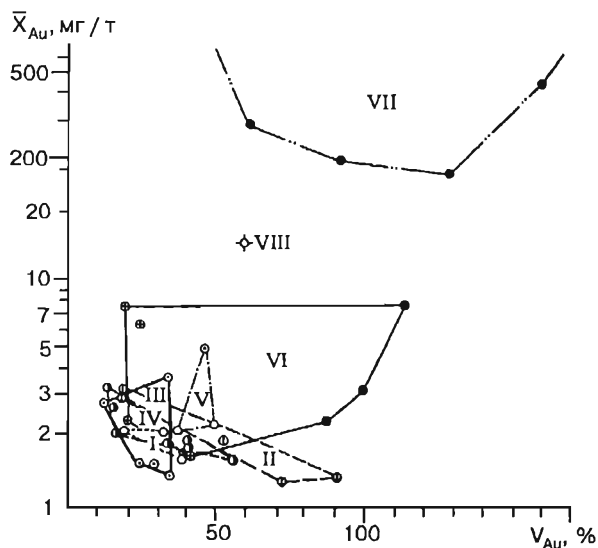


Рис. 16. Соотношение средних содержаний $\bar{X}_{Au}$ и показателя вариации V_{Au} распределения золота в горных породах и минералах Синюхинского скарново-рудного поля.

Поля золотоносности типов пород, руд, минералов: I — мраморизованных известняков, ϵ_1 ; II — андезитов и их туфов, ϵ_1 ; III — габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов Саракошинского габбро-плагиогранитного интрузива, ϵ_3 ; IV — дайковых диоритов, диоритовых порфиров, спессартитов того же интрузива; V — роговиков контактовых; VI — скарнов пироксен-гранат-волластонитовых (с магнетитом);

VII — скарнов сульфидизированных (с пиритом, пирротинном, халькопиритом, борнитом, теллуридами Cu, Ag); VIII — пиритизированных туфов андезитового состава.

Платина, палладий, осмий в золото-скарновых телах. Инверсионно-вольтамперометрические определения Pt, Pd, Os в скарнах, метасоматических магнетитах, сульфидно-теллуридных рудах показали следующие результаты (табл. 9). Метасоматические магнетитовые тела несут всего 0,008 г/т Pt и 0,023 Pd. Пириты скарновых тел также характеризуются пониженными содержаниями Pt (0,006) и Pd (0,03 г/т). Напротив, халькопирит- и борнит-халькозинсодержащие скарновые руды отличаются промышленно интересными концентрациями ЭПГ: 0,18–7,2 Pt и 0,15–44 г/т Pd.

В гравиконcentратах золото-скарновых руд также установлены повышенные содержания этих элементов: 1,5–10 г/т Pt, 0,02–2 Pd, 0,03–0,17 Os. Флотоконцентраты тех же руд содержат еще более значимые количества Pt (4,6–54 г/т), Pd (5,5–40) и Os (0,004–0,026) [Коробейников и др., 1997].

В хвостах обогащения золото-медно-скарновых руд выявлено 0,06–0,69 г/т Pt, 0,016–4,5 Pd, а в сливах — 0,31–1,2 г/т Pt и 0,003–0,04 Pd.

Отношения Pt к Pd в скарновых рудах разного состава составили 0,2–278, а в гравиконцентратах — 8,2. Во флотоконцентратах это отношение сокращается до 1,5. Следовательно, во флотоконцентратах происходит накопление палладиевых минералов по сравнению с платиновыми в гравиконцентратах и отдельных типах скарновых руд.

Таблица 9

**Распределение Os, Pt, Pd (г/т) в рудах Синюхинского месторождения
и промпродуктах золото-извлекательной фабрики**

Порода, промпродукт	Кол-во проб	Os	Pt	Pd	Pt/Pd
Магнетитовая руда	1	—	0,007	0,023	0,3
Халькопирит-магнетитовая руда	1	—	0,008	0,009	0,9
Халькопиритовая руда	1	—	0,18	0,15	1,2
Пиритовая сыпучка	1	—	0,006	0,030	0,2
Борнит-халькозиновая руда	2	—	<u>1,3–7,2</u> 4,25	<u>5,0–44,0</u> 24,5	0,2
Пироксен-гранатовый скарн с борнитом (до 20 %)	2	—	<u>3,7–3,8</u> 3,75	<u>0,013–0,014</u> 0,0135	277,8
Волластонит-гранатовый скарн с борнитом (до 30 %)	1	—	3,2	0,03	106,7
Гравиконцентрат	4	<u>0,015–0,170</u> 0,075	<u>1,5–10,0</u> 4,25	<u>0,025–2,0</u> 0,52	8,2
Флотоконцентрат	5	<u>0,004–0,026</u> 0,011	<u>4,4–54,0</u> 26,4	<u>5,5–40,0</u> 19,2	1,5
Золотосодержащий концентрат	24	—	<u>0,01–50,0</u> 13,09	<u>0,009–5,0</u> 0,65	20,1
Хвосты обогащения	4	—	<u>0,059–0,69</u> 0,27	<u>0,016–4,5</u> 1,30	0,2
Сливы хвостов обогащения	4	—	<u>0,31–1,20</u> 0,67	<u>0,004–0,040</u> 0,013	23,1

Примечание. Над чертой — разброс значений частных содержаний элементов; под чертой — среднее арифметическое значение содержаний.

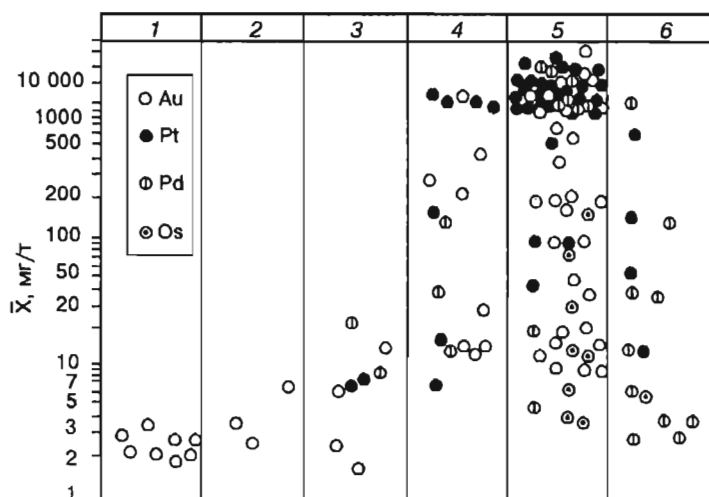


Рис. 17. Распределение содержаний платиновых металлов и Au в горных породах, минералах контактовых метасоматитов Синюхинского скарново-рудного поля:

1 — гранитоиды Саракокшинского интрузива, ϵ_3 ; 2 — известковые скарны пироксен-гранат-воластонит-везувианового состава; 3 — послескарновые метасоматиты эпидот-калишпат-магнетит-кварц-борнит-халькопиритового состава; 4 — скарнированные туфы, андезиты, скарны с сульфидами Fe и Cu; 5 — золотые руды в скарнах, грави- и флотоконцентраты золотых руд в скарнах; 6 — хвосты обогащения золото-скарново-медно-сульфидных руд.

Распределение содержаний Au, Pt, Pd, Os в скарново-рудных образованиях Синюхинского месторождения показано на рис. 17. Из графиков видно, что промышленно интересные концентрации Pt и Pd наблюдаются в золото-медно-теллуридно-сульфидных вкрапленных рудах в скарнах (поле 4), и особенно в продуктах их обогащения (поле 5).

Геохимические исследования позволяют сделать общие выводы о том, что данное месторождение следует рассматривать как комплексное золото-платиноидное. Платиновые металлы, как и Au, ассоциируют с сульфидами и теллуридами Cu. Самые высокие концентрации Pt и Pd находятся в рудах, содержащих обильную вкрапленность мелонита $NiTe_2$, который может образовывать твердый раствор с меренским (Ni, Pt, Pd)(Bi,Te)₂.

4.2. Потенциальные месторождения кварц-золото-платиноидно-сульфидно-березитовой формационной группы

4.2.1. Саралинское кварц-золото-сульфидное месторождение

Географические координаты рудного объекта: 88°35'45" в.д. и 54°35'10" с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Жильные золоторудные месторождения рассматриваемого объекта являются типичными представителями кварц-золото-сульфидно-лиственитовой формации в черносланцевой толще палеозойской рифтогенной структуры офиолитового пояса Кузнецкого Алатау [Коробейников и др., 1986, 1989, 1993а].

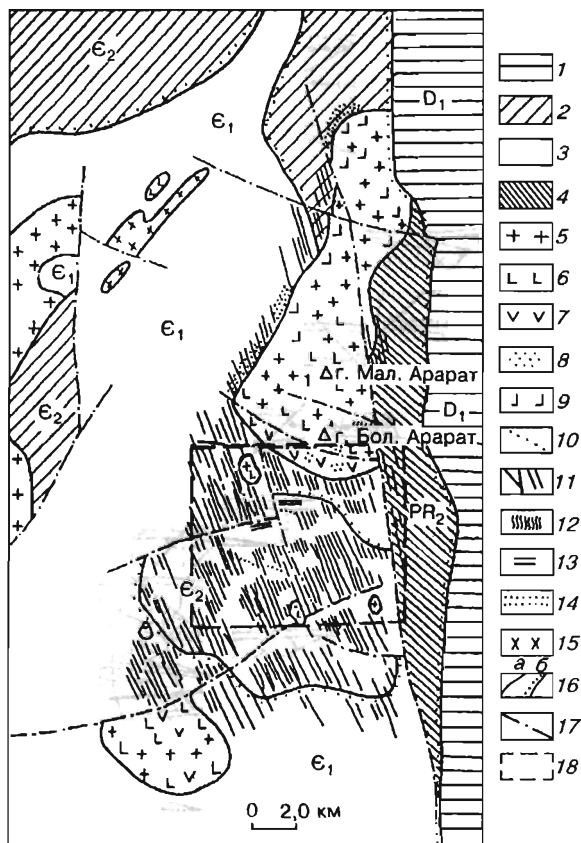
Вопросы геологического строения рудного поля и месторождения, минералогической и геохимической зональности неоднократно обсуждались в работах В. И. Баженова, П. С. Берштейна, А. Я. Булынникова, Г. М. Еханина, Т. М. Кайковой, А. Ф. Коробейникова, А. Е. Мирошникова и В. Г. Прохорова, А. С. Монакова, А. М. Новоселова, А. Н. Охотникова, А. М. Сазонова, В. Г. Звягина, С. И. Леонтьева, С. А. Ананьева, Р. А. Цыкина, А. М. Хазагарова, С. П. Шимченка, Е. В. Черняева, Е. И. Черняевой, А. С. Васькова, И. Н. Широких, Н. А. Рослякова, В. И. Сотникова.

По инициативе автора в 1990 г. на месторождении выполнены поисково-ревизионные геохимические исследования на Pt, Pd, Ir, Os. Первые результаты выявленной платиноносности данного объекта опубликованы ранее [Коробейников и др., 1993а]. К настоящему времени получены новые данные по распределению ЭПГ в различных кварцево-жильных телах и околорудных лиственитах-березитах, метасоматических альбититах. Эти сведения по платиноносности пород и руд месторождения и рудного поля и излагаются в данном разделе монографии.

Геологическое строение рудного поля и месторождения. Геотектонические и металлогенические особенности рудного поля определяются его размещением в рифтогенной структуре палеозоя на южном выклинивании Мартайгинского офиолитового пояса среди рифейских-кембрийских вулканогенно-осадочных толщ, насыщенных черносланцевым об-разованиями (рис. 18). Рассматриваемый регион находится в ан-

Рис. 18. Схема геологического строения Саралинского золотоносного района в Кузнецком Алатау (по Г. М. Ляхнищкому, Г. А. Пономареву):

1—4 — отложения нижнедевонские (1), среднекембрийские (2), нижнекембрийские (3), средне-верхнепротерозойские (4); 5 — габбро-диориты, диориты, гранодиориты, плагииграниты, ϵ_3 -Q; 6 — габбро-диабазы, габбро-диориты, ϵ_3 ; 7 — метасоматические «плагииграниты», 8 — метасоматические «горнблендиты», альбититы; 9 — эндоконтактные гибридные габбро, габбро-диориты, диориты; 10 — дайки кварцевых порфиров, ортофиоров, D; 11 — габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, лампрофиры, порфириды, долериты дайковые, ϵ_3 -D; 12, 13 — жилы: 12 — пегматитов, аплитов, 13 — кварц-золото-сульфидные (с платиноидами); 14 — скарны известковые; 15 — гипербазиты; 16 — геологические границы (a) и стратиграфические несогласия (б); 17 — разрывы; 18 — границы рудного поля.



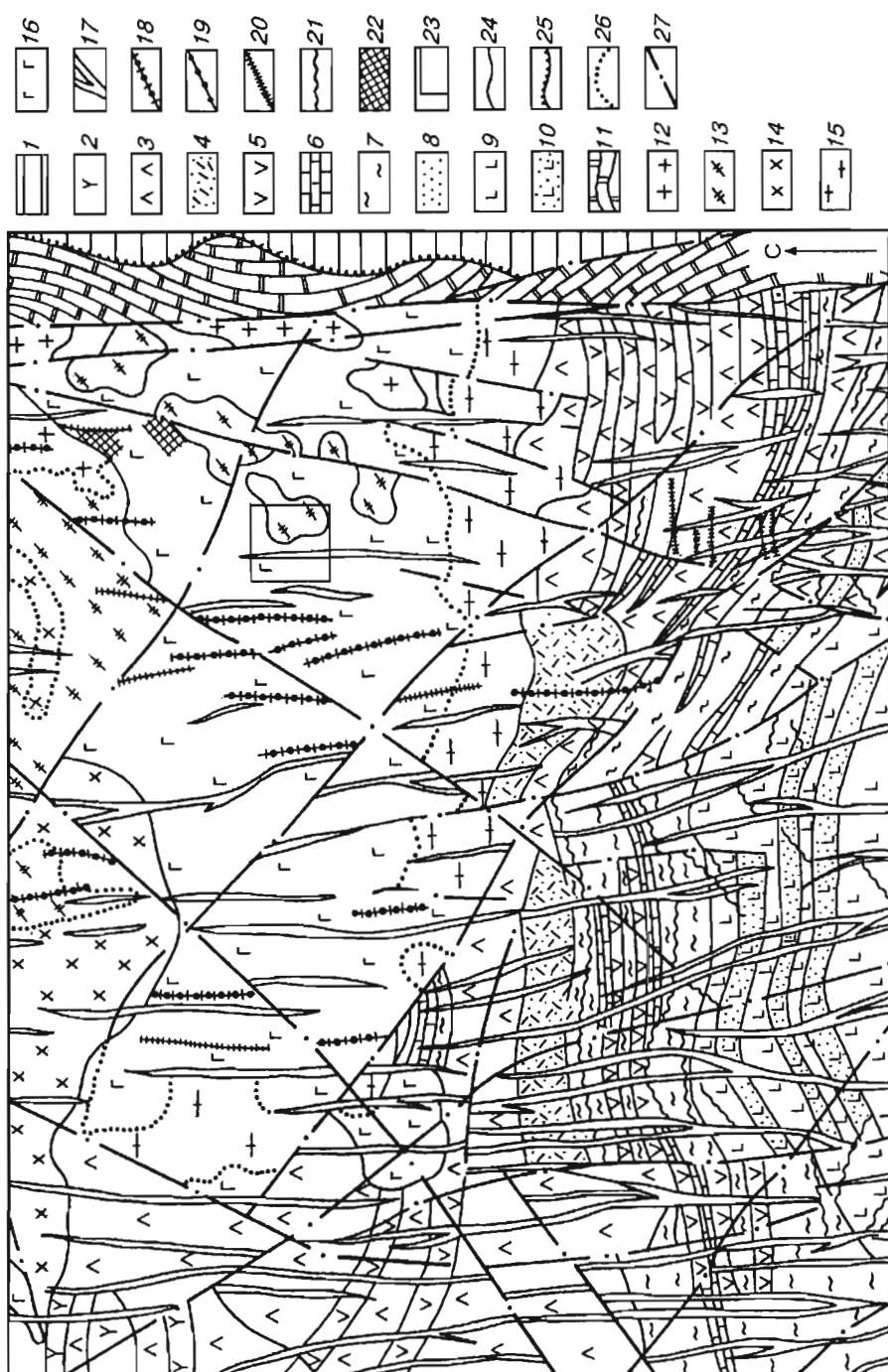


Рис. 19. Схема геологического строения Саралинского рудного поля (составители: А. М. Сазонов, Е. А. Звягина с использованием материалов А. С. Монакова, В. Г. Гашина [Геология..., 1997]):

1 — девонские отложения маматской и матаракской свит; 2–10 — кембрийские отложения андреевской и саралинских свит; 2 — суббелочные метариолиты, трахириодациты, трахириолиты, 3 — метадацииты, 4 — псефитовые туфы риолита и дацита, 5 — метаандезиты, 6 — известняки, 7 — углеродистые тектоносланцы вулканитов кислого и среднего состава, 8 — известковые полимиктовые песчаники, 9 — метабазальты с пониженными пластами метаандезитов и подущенных лав среднего состава, 10 — туфы основного и среднего состава; 11 — известняки Главстановской свиты; 12–14 — диорит-гранодиорит-гранитная интрузия; 12 — граниты и гранодиориты, 13 — лейкократовые тоналиты, 14 — лейкократовые диориты; 15, 16 — габбро-плагиогранитная интрузия; 15 — плагиограниты, 16 — уралитовые габбро; 17–20 — дайки: 17 — габбро-долериты, долериты, 18 — калишпатизированные габбро-долериты, 19 — микродиориты, микротоналиты, спессартиты, 20 — гранит-порфиры, микрограниты, аплиты, пегматиты; 21 — золотоносные кварцевые жилы; 22 — известковые скарны; 23 — участок развития золото-серебряного штокеркового оруденения; 24–26 — границы: 24 — литолого-стратиграфических подразделений и магматических комплексов, 25 — крупных несогласий, 26 — интрузивных фаз; 27 — дизъюнктивы.

тиклинойной зоне салаирид. Эта структурно-формационная зона, включающая в себя кварцево-жильное рудное поле, выполнена рифейскими, ниже-среднекембрийскими карбонатно-терригенно-вулканогенными толщами суммарной мощностью 8–10 км. Пликативные структуры представлены узкими линейными складками субмеридионального простирания с погружающимися на север осями. Центральная и западная части региона сложены породами раннего и среднего кембрия, которые на востоке отделены дизъюнктивом от отложений верхнего протерозоя. Восточнее те и другие толщи перекрыты эффузивно-осадочными образованиями нижнего девона поздней рифтогенной впадины Кузнецкого Алатау.

Рудовмещающие породы мраморизованы в условиях зеленосланцевой фации и прорваны штоками, дайками габбро-диабазов, образующих субмеридиональный дайковый пояс протяженностью свыше 20 км (см. рис. 18). Характерна мелкоблоковая структура рудного поля, образованная разнонаправленными разрывами (рис. 19). Западные блоки пород оказались более эродированными по сравнению с восточными [Коробейников и др., 1986].

Рудное поле сложено вулканогенно-осадочной толщей кембрия мощностью 5–6 км. Широко представлены углеродисто-кремнистые, углеродисто-туфогенно-глинистые сланцы, образующие продуктивные черносланцевые горизонты. Породы слагают антиклинальную структуру с осью, погружающейся на север под углом 30°. Эта брахиантиклиналь разбита сетью разрывов северо-северо-западного, северо-восточного и широтного направлений (см. рис. 19). Разрывы субмеридионального простирания контролировали размещение дайковых поясов и рудных участков. К зонам северо-восточного простирания приурочены штоки габбро-диабазов, плагиогранитов, тела серпентинизированных гипербазитов и щелочных метасоматитов. Рудоконтролирующими структурами явились: субширотные структуры отслоения; разрывы северо-западного простирания, оперяющие субмеридиональные разломы II порядка; диагональные дизъюнктивы

[Мирошников и др., 1969; Прохоров, Мирошников, 1974; Геология..., 1997]. Дайки габбро-диабазов образуют субмеридиональный дайковый пояс. В дайковом поясе падение отдельных даек западное (под углом 70–80°) при мощности дайковых тел от первых метров до 170 м и протяженности в несколько километров. Количество дайковых тел составляет до 40 % от общего объема пород рудного поля. Типичны дайки симметрично-зонального сложения, образованные 4–6-кратным внедрением базальтового расплава в общую трещину, с раздвигом ее по середине дайкового тела ранней генерации [Коробейников и др., 1981; Коробейников, Черняева, 1987].

Кварц-золото-сульфидные жилы тяготеют к участкам максимальной плотности дайковых тел в поясе и залегают в субширотных, реже диагональных структурах скола и отслоения среди углеродистых сланцев и порфириров. Жилы ориентированы поперек простирания дайковых пучков. Большинство даек является дорудными образованиями, а «пересечения» кварцевых жил дайковыми телами называются кажущимися.

Интрузивные образования, представленные габбро-диабазами, порфиритами, лампрофирами, диоритами, плагиогранитами, относятся к нижнепалеозойской габбро-плагиогранитной формации. Особенность интрузивных пород — пестрота состава и интенсивное проявление ранней альбитизации, калишпатизации, амфибололизации и поздней лиственитизации-березитизации.

Околожилые березиты-листвениты формируют превосходящие в 3–17 раз кварцево-сульфидные жилы плоские факелообразные тела, в поперечнике составляющие 3–30 м при длине 1–3 км. Наиболее полные колонки метасоматитов развиты на участках богатого оруденения (рудных столбов) и представлены кварц-серицит(фуксит)-карбонат-пиритовой ассоциацией. В нижней части рудной зоны наблюдается окварцевание рудовмещающих пород и импрегнация их пирротином, арсенопиритом. В верхней части зоны породы карбонатизированы и местами обогащены пиритом, реже халькопиритом, сфалеритом, галенитом, золотом. В нижней части рудно-метасоматической колонны развиты кварц-альбитовые с шеелитом жилы с околожилыми тремолит-хлорит-кальцитовыми метасоматитами, которые по восстанию зоны сменяются жилами раннего темно-серого кварца с околожилыми гидробиотитовыми метасоматитами [Коробейников и др., 1986, 1993а]. Продуктивные кварцевые жилы с околорудными березитами-лиственитами размещаются на выклинивании тремолит-гидробиотитовых, калишпатовых, кварц-альбитовых метасоматитов. В такой рудно-метасоматической колонне вертикальной протяженностью 1,2–2,8 км по составу жил и метасоматитов обособляются корневая, рудная и надрудная зоны [Коробейников и др., 1986].

Рудные жилы сложены кварц-золото-пирит-пирротиновой и кварц-золото-полиметаллическо-сульфидной ассоциациями: пирит, арсенопирит, пирротин, блеклая руда, халькопирит, сфалерит, галенит, редко бурнонит, шапбахит, буланжерит, бенжаминит, виттихенит, висмутин, тетрадимит, шеелит, золото. Количество сульфидов не превышает 3–9 % от общего объема рудных тел. Золото свободное, мелкое, размер золотинок 0,01–2 мм, пробы от 680 до 860 ‰. Эти жилы формировались в три стадии: 1) кварц-золото-пирит-арсенопирит-пирротиновую, 2) кварц-золото-полиметаллическо-сульфидную, 3) кварц-анкерит-кальцитовую (табл. 10).

Формирование гидротермальных комплексов связывается со становлением интрузий габбро-плагиогранитной формации верхнекембрийского возраста.

Таблица 10

**Схема продуктивного минералообразования Саралинского рудного поля
(по В. И. Баженову, А. Ф. Коробейникову, И. И. Орлову)**

Минерал	Стадия			
	околорудных березитов- лиственитов	кварц-пирит- арсенопирит- пирротиновая	кварц-золото- полисульфидная	кварц-анкерит- кальцитовая
Тремолит	—			
Гидробиотит	—			
Кварц	—	—	—	—
Серицит	—			
Фуксит	—			
Кальцит	—	—	—	—
Манганокальцит	—			—
Анкерит	—			—
Доломит	—			—
Хлорит	—			—
Пирит	—	—	—	—
Арсенопирит		—	—	
Пирротин		—		
Леллингит		—		
Халькопирит		—	—	
Сфалерит			—	
Галенит			—	
Блеклая руда			—	
Висмутин			—	
Буланжерит			—	
Бенжаминит			—	
Тетрадимит			—	
Теллуrowисмутит			—	
Виттихенит			—	
Фаматинит			—	
Пираргирит			—	
Штернбергит			—	
Золото		—	—	
Серебро			—	—
Сурьма			—	—

Рудно-метасоматическая зональность. Кварц-золото-сульфидные жилы структурно обособились в рудные участки — узлы и зоны. Эти участки представлены системой даек, метасоматитов и кварцевых жил, ограниченных дизъюнктивами. Кварцево-жильные узлы приурочены к дайковым пучкам и размещаются на пересечении продольных даек с поперечными разрывами и зонами трещиноватости. В результате возникла рудно-метасоматическая зональность жильных узлов, обусловленная совокупной зональностью отдельных кварцевых жил с околорудными метасоматитами [Коробейников и др., 1986]. В морфологическом отношении эта зональность представляет собой «многокорневую» объемную фигуру, количество «корней» которой определяется числом дайковых пучков на участке. Все «корни» с глубины направлены из общего фокуса, совпадающего с осью погружения дайкового пояса на запад под углом 50–57° [Черняев, Черняева, 1983; Коробейников и др., 1986].

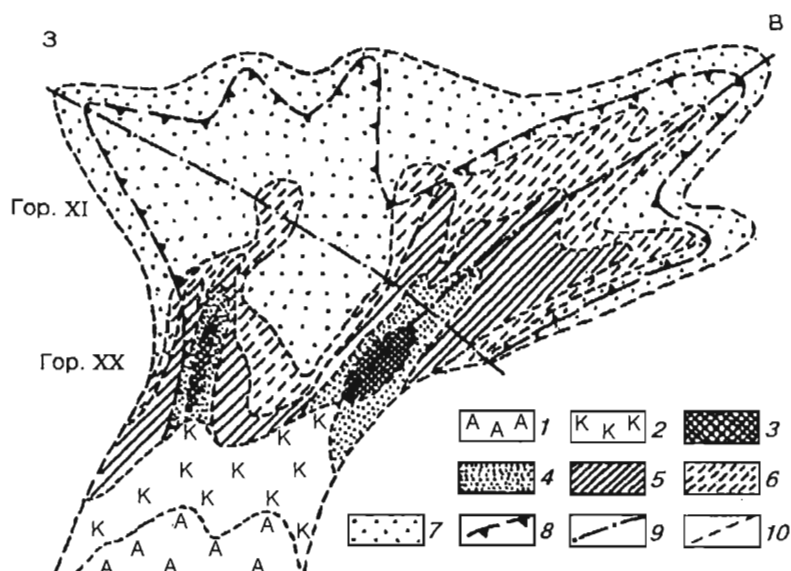


Рис. 20. Модель рудно-метасоматической зональности Каскадной жилы Саралинского рудного поля (проекция на вертикальную плоскость, по А. Ф. Коробейникову):

1–7 — метасоматиты: 1 — кварц-альбитовые площадные (480–300 °С), 2 — калишпатовые площадные (460–300 °С), 3 — тремолитовые околотрещинные (390–260 °С), 4 — гидробиотитовые околотрещинные (380–240 °С), 5 — хлоритовые (360–180 °С), 6 — кварц-серицитовые (320–200 °С), 7 — кальцит-доломитовые (260–180 °С); 8 — контур кварц-золото-сульфидных жильных тел; 9 — разрывные контролирующие нарушения; 10 — границы между фациями метасоматитов.

Метасоматическая зональность участков выразилась в смене по вертикали разноминеральных типов метасоматитов. В корневых частях дайковых пучков и рудно-метасоматических колонн располагается зона альбитизации пород. Кверху (300–800 м выше) она сменяется калишпатизацией, затем (300–600 м выше) — гидробиотитизацией, тремолитизацией и лиственитизацией-березитизацией с кварц-альбит-шеелитовыми жилами внизу и кварц-золото-сульфидными жилами вверху палеогидротермальной колонны (рис. 20). По восстанию дайковых пучков интенсивность альбитизации, калишпатизации пород постепенно затухает и сменяется ассоциацией метасоматитов эпидот-тремолит-гидробиотит-хлоритового, затем кварц-серицит(фуксит)-карбонат-пиритового состава с золотоносными кварцевыми, кварцево-сульфидными жилами. Главные рудные жилы сложены кварцем, карбонатами с умеренным содержанием сульфидов (9–3 %) на верхних и средних горизонтах колонны и бедным (менее 3 %) — на нижних.

Зональность околосильных метасоматитов выразилась в развитии на нижних горизонтах пород тремолит-гидробиотитового, затем хлоритового; на средних — кварц-пирит-серицитового, на верхних — карбонатного состава на интервалах 800–1200 м по падению рудной зоны. В центральных частях рудно-метасоматических зон формирование жил первоначально происходило метасоматическим путем с возникновением полосчатых и книжных текстур в лежащем боку кварцевых жил за счет обособления реликтовых графита и других минералов вмещающих пород [Баженов, 1964]. Кверху эти метасоматические кварцевые жилы сменяются кварцевыми телами

выполнения трещинных полостей. Кварц-золото-сульфидные жилы с околорудными лиственитами-березитами размещаются на выклинивании по восстанию кварц-альбитовых, кварц-микроклиновых, тремолит-гидробиотитовых ранних метасоматитов. Объемы подстилающих натриево-калиевых метасоматитов более масштабны среди дайковых тел, их пучков по сравнению с черносланцевыми горизонтами.

По простиранию и падению рудных зон колонки метасоматитов развиты неравномерно. Наиболее полно рассмотренные колонки метасоматитов распространены на участках кварцевых жил с богатым оруденением (рудные столбы). Здесь метасоматиты представлены кварц-серицит(фуксит)-пирит-анкерит(доломит)-кальцитовыми ассоциациями, а в нижних частях палеогидротермальных колонн развиты кварцевые, кварц-тремолит-гидробиотит-хлоритовые субфации.

В пределах рудного поля минералы-индикаторы разных ассоциаций кварцевых жил распределены закономерно. В западном и юго-западном структурных блоках, где эрозионный срез рудоносных зон максимален, распространены существенно пирротин-пиритовые с железистым сфалеритом ассоциации. В центральном и северо-восточном структурных блоках проявился минеральный парагенезис с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, а также кварц-карбонатные ассоциации. Сфалерит этого минерального комплекса маложелезистый.

Рудная зональность кварцевых жил выразилась в закономерной смене (снизу вверх): кварц-пирит-пирротиновой, кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциаций на кварц-золото-сфалерит-галенит-халькопиритовую и кварц-анкерит-кальцитовую [Коробейников и др., 1993а]. Окраска жильного кварца по падению жил изменяется от молочно-белого сверху до черного внизу. Темный кварц развит в основном ниже XI горизонта в самых крупных Андреевской и Каскадной жилах и слагают линейно-вытянутые ленты, склоняющиеся под углом 30–50° в западном направлении по простиранию кварцевых жил. Светлый кварц чаще наращивает жилы темного кварца по мощности, а также по простиранию и падению рудных зон. Границы темных и светлых полос кварца размытые или четкие, с замещением ранних метасоматических темноокрашенных разностей поздними светлыми с возникновением пятнистой, кокардовой и брекчиевидной текстур жильных тел. Цветовой индекс кварца (ЦИ), представляющий собой отношение темноокрашенного к белому, с глубиной кварцевых жил изменяется от 1 до 8 на 800 м по падению рудной зоны Каскадного месторождения.

С глубиной рудно-метасоматических колонн коэффициент рудной зональности K_{pz} , равный отношению произведений содержаний в жилах халькопирита, сфалерита, галенита на произведение содержаний в рудах пирротина, пирита на арсенопирит и цветовой индекс жильного кварца, сокращается от 57 до 0,02 на интервале 800 м [Коробейников и др., 1986].

В крупных жильных зонах обособились пережимы рудных тел. Обогащенные сульфидами и золотом участки, заключенные между пережимами, представлены рудными столбами, склоняющимися на запад под углом 30–50° к горизонту вдоль плоскости субширотной Каскадной жилы. Они располагаются кулисообразно относительно друг друга в зонах сколовых разрывов среди углеродистых сланцев. Содержания сульфидов и золота сокращаются от центра к периферии рудных столбов. На Каскадном месторождении максимальное количество пирита находится между VII и XIV горизонтами. С глубиной возрастает значение отношений арсенопирита к сфалериту, пирротина к халькопириту. Максимальные концентрации халь-

копирита приурочены к VII горизонту. На Андреевском месторождении максимальные количества пирита присутствуют на XVI горизонте и сокращаются по падению и восстанию жилы. Максимальные количества пирротина выявлены на XII горизонте, а халькопирита — на XIV. Относительные содержания сфалерита резко возрастают от XVI горизонта вниз, а галенита — сокращаются. Для всех кварцевых жил рудного поля на глубину увеличиваются значения отношений содержаний пирротина к халькопириту, арсенопирита к сфалериту, пирротина к сфалериту.

Золото в рудах находится в кварце, пирите, сфалерите, арсенопирите, халькопирите, галените, тетрадимите в трещинках или в межзерновом пространстве. В минералах ранней ассоциации золотины имеют пробы более 860 ‰, а в минералах поздней ассоциации — 560–580 ‰.

Выделяются три генерации пирита: I — диагенетический, развитый в углеродистых сланцах, II — метасоматический в лиственитах-березитах и III — рудогенный жильный. Пирит III кварцевых жил характеризуется преобладающим (до 80 %) кубическим и пентагон-додекаэдрическим габитусами кристаллов. По падению рудных зон установлена волнообразная смена максимальных скоплений пентагон-додекаэдрических кристаллов на кубические с амплитудами волн в 400–600 м. Вкрест простиранья кварцевых жил во вмещающих лиственитах отмечается сокращение количества кристаллов пирита II пентагон-додекаэдрического облика. На удалении 1–5 м от жил встречаются только кубические индивиды пирита II и I. Установлена связь между морфологией кристаллов пирита III с составом руд: пирит III в ассоциации с арсенопиритом сложен кристаллами комбинации (100) со слабо развитыми гранями (210); пирит III в сростании со сфалеритом, галенитом характеризуется кристаллами с дополнительными гранями (111); пирит III в ассоциации с пирротин-ом представлен кубами и редко октаэдрами. В богатых золотом рудных столбах развит пирит III пентагон-додекаэдрического габитуса, резко обогащенный Au, Ag, Zn, Pb, Cu, Bi, As. В рудных столбах наблюдается максимальное разнообразие морфологических типов кристаллов пирита за счет слабо развитых граней (111), (321), (211) или (100), (210). Пирит III кварцевых жил, пирит II околорудных лиственитов-березитов характеризуются преобладающим электронно-дырочным типом проводимости, а верхних горизонтов месторождений — в основном дырочным. С глубиной и по простиранью жил в стороны их выклинивания постепенно возрастает доля пирита с электронным типом проводимости [Коробейников и др., 1986, 1993а].

Геохимическая зональность рудного поля и месторождения. Геохимические ореолы размещаются в пространстве Саралинского рудного поля зонально и образуют «внешние чехлы» вокруг рудолокализирующих структур. Выделяются блоки пород с положительными и отрицательными (и пониженными) ореолами Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Co, V, Ni, Ti, Cr, Mn, W, Be, Mo. Например, в Западном и Южном структурных блоках, где обнажаются альбитизированные габбро-диабазы, порфириты, габбро-диориты, сланцы, выявлены отрицательные и пониженные ореолы этих элементов. Среди них выделяются неширокие и непотяженные линейные ореолы Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, V, фиксирующие небольшие кварцево-жильные зоны. Эти жильные тела располагаются на участках переходов отрицательных геохимических аномалий к положительным.

Раздельное геохимическое изучение разных частей метасоматических тел в пространстве показало, что во внутренней зоне с глубиной по падению рудно-метасоматической колонны сокращаются содержания Pb, Ag, Mn, Ni, V, Be и возраст-

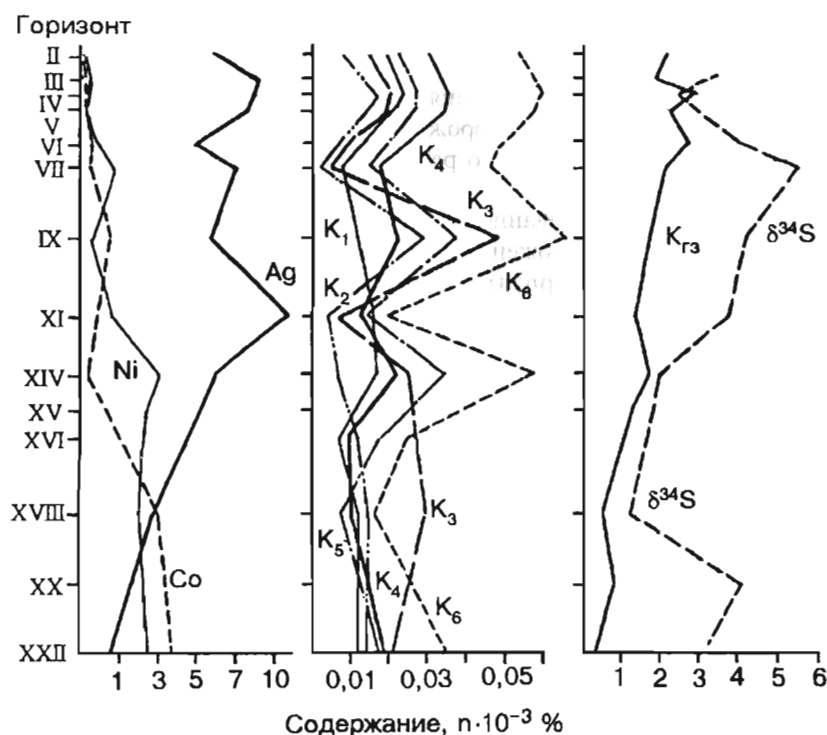


Рис. 21. Изменение в пирите III генерации с глубиной кварц-золото-сульфидной жилы Каскадной содержания элементов-примесей, аддитивного геохимического показателя (K_T), мультипликативных геохимических показателей из метасоматических колонок (K_1 – K_3 — внутренняя, K_4 – K_6 — внешняя зоны) и изотопного показателя состава серы ($\delta^{34}\text{S}$):

$$K_4 = \frac{\text{Pb} + \text{Zn} + \text{Ag} + \text{Bi}}{\text{As} + \text{Sn} + \text{Co} + \text{Ni}}; \quad K_1, K_4 = \frac{\text{Ba} \cdot \text{Ag}}{\text{V} \cdot \text{Cr}};$$

$$K_3, K_5 = \frac{\text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Ag}}{\text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Be}}; \quad K_2, K_6 = \frac{\text{Pb} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Cu}}{\text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cr}}.$$

тают количества Cr, Mo. Во внешней зоне метасоматической колонны с глубиной убывает содержание Ag, Ba, Pb, Be и возрастает количество Cr. Для внешних зон метасоматической колонны ряд зональности элементов состоит из Ba–Ag–Sb–Be–Pb–Cu–Zn–Bi–Ni–Co–Mo–W–V–Cr. Для околожильных лиственитов-березитов наиболее показательными для выявления геохимической зональности оказались мультипликативные коэффициенты: $K_1 = (\text{Ba} \cdot \text{Ag}) : (\text{V} \cdot \text{Cr})$, $K_2 = (\text{Pb} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Cu}) : (\text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cr})$, $K_3 = (\text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Ag}) : (\text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Be})$, значение которых изменяется от 1 до 0,007 на 800 м по падению Каскадной рудной зоны (рис. 21). Тренды концентрации групп элементов-примесей, определенные с помощью их мультипликативных показателей, также отражают двухволновое распределение этих коэффициентов в плоскости рудно-метасоматической колонны Каскадного месторождения с максимальными значениями на IX, XIV и XXII горизонтах, т. е. через 200–360 м по вертикали при постепенном сокращении концентрации групп элементов к низу колонны (см. рис. 21).

С глубиной рудной зоны наиболее монотонно изменяется такой коэффициент геохимической зональности для рудогенного пирита III: $K_4 = (Pb+Zn+Ag+Bi):(As+Sn+Co+Ni)$. Этот коэффициент изменяется от 4 на четвертом до 0,3 на двадцать втором горизонте Каскадного месторождения.

Выявленная зональность — это результат неодинакового протекания рудно-метасоматических процессов в пространственно разобщенных тектонических зонах, обусловивших формирование отдельных рудных участков с законченным циклом выщелачивания и отложения вещества.

Распределение Au в породах и метасоматитах рудного поля. Результаты нейтронно-активационных и полярографических анализов и статистические параметры распределения ($\bar{X}_{Au}$, V_{Au}) золота приведены на рис. 22. На данной диаграмме углеродистые сланцы по средним содержаниям металла и показателю вариации их распределения совмещаются с полем развития околорудных березитов-лиственитов (поля VI и I). Возможно, это свидетельствует о широком участии метасоматических процессов при формировании рудовмещающих углеродистых кварцитосланцев, и особенно метасоматического окварцевания. На графике габбро-диориты, габбро-диабазы, диоритовые порфиристы штоков, даек и гранодиориты, плагиограниты, граниты штоков образуют два сближенных узких поля III и IV. Здесь же располагается поле II рудовмещающих вулканогенных пород. Все эти геохимические поля отстоят от полей I и VI.

На графике обособились два типа геохимических полей: поле V, включающее в себя ранние щелочные метасоматиты с пониженными содержаниями Au, и поле VI, содержащее поздние обогащенные золотом околотрещинные метасоматиты (березиты-листвениты). Ранняя альбитизация и калишпатизация пород сопровождалась 1,1–1,4-кратным выносом металла, а околожильная лиственнитизация-березитизация — 3,5–5-кратным привносом его в зоны метасоматоза. Лишь интенсивно

сульфидизированные листвениты несут более высокую концентрацию золота (до 0,1–1,2 г/т) [Коробейников и др., 1986, 1993а].

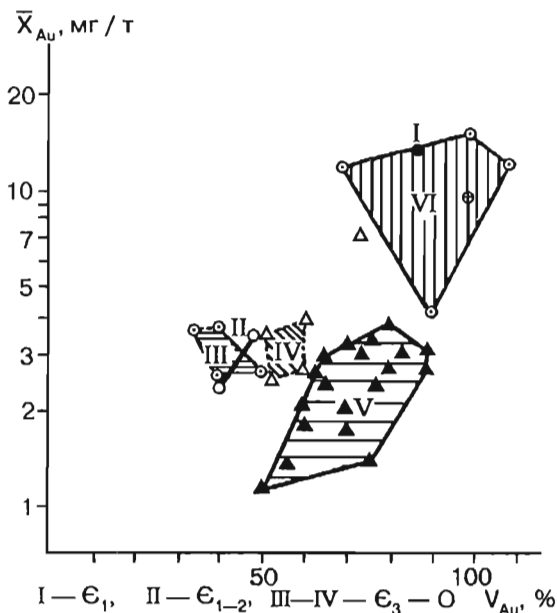


Рис. 22. Соотношение средних содержаний $\bar{X}_{Au}$ и показателя вариации V_{Au} распределения золота в породах кварцево-жильного поля (черносланцевая толща) Саралинского рудного поля.

Поля развития: I — углеродистых сланцев; II — диабазов, диабазовых и андезитовых порфиритов; III — габбро-диабазов, габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и гранитов; IV — дайковых габбро-диабазов, порфиритов; V — альбитовых, калишпатовых, амфиболовых, эпидот-амфиболовых апо-диабазовых метасоматитов и составляющих их минералов; VI — лиственитов-березитов, пиритизированных габбро-диабазов.

Таблица 11

**Распределение Pt, Pd, Rh, Ir, Os в углеродистых сланцах, метасоматитах
и кварцевых жилах Саралинского золоторудного поля**

Порода, метасоматит, тип руды	Кол-во проб	Содержание, г/т			S	V, %	A/S _A	E/S _E	K _{II}
		от	до	X					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Платина									
Углеродистые сланцы, Є ₁₋₂	14	0,003	0,014	0,0054	0,36	66,7	1,9	-2,0	1,0
Кварц-альбитовые метасоматиты	4	0,005	0,02	0,015	—	—	—	—	3,0
Листвениты-березиты сульфидизированные	2	0,5	4,5	2,5	—	—	—	—	510
Листвениты апослан- цевые	5	0,004	0,03	0,010	—	—	—	—	2,0
Прожилково-вкраплен- ные сульфидные ско- пления в лиственитах	7	0,05	3,2	1,60	—	—	—	—	260
Кварц-золото-сульфид- ные жилы	6	0,05	16,0	2,87	6,4	224	1,4	-1,5	531
Гравиконцентрат жиль- ных руд	2	0,38	0,68	0,56	—	—	—	—	107
Флотоконцентрат этих же руд	2	0,6	1,4	1,0	—	—	—	—	185
Хвосты обогащения руд	2	0,06	0,2	0,13	—	—	—	—	24
Пирит III из жил Кас- кадной, Андреевской	7	0,005	63,7	5,65	16,8	33,6	4,5	-2,17	1050
Пирротин из этих же жил	5	0,74	47,4	9,64	18,6	51,8	1,3	-1,5	2100
Арсенопирит жилы Каскадной, гор. XI, XVIII	2	5,0	270,0	200,0	—	—	—	—	4000
Галенит жилы Каскад- ной, гор. XVI	1	—	—	0,82	—	—	—	—	16
Сфалерит жил Каскад- ной, Андреевской	9	0,87	23,0	4,91	6,9	71,2	2,3	-1,8	1000
Пирит III из черных сланцев	1	—	—	2,5	—	—	—	—	500
Палладий									
Углеродистые сланцы, Є ₁₋₂	10	0,005	0,015	0,008	0,4	47,5	1,1	-1,8	1,0
Кварц-альбитовые метасоматиты	4	0,005	0,025	0,015	—	—	—	—	2,0
Листвениты-березиты сульфидизированные	2	0,01	0,3	0,16	—	—	—	—	20
Листвениты апослан- цевые	2	0,005	0,02	0,015	—	—	—	—	1,9
Прожилково-вкраплен- ные пирит-арсенопи- ритовые скопления в лиственитах	7	0,006	0,07	0,042	—	—	—	—	5,2
Кварц-золото-сульфид- ные жилы	8	0,015	0,22	0,074	0,8	104	1,0	-1,6	9,2
Гравиконцентрат жиль- ных руд	2	0,1	0,34	0,22	—	—	—	—	251
Флотоконцентрат этих же руд	2	0,10	0,19	0,150	—	—	—	—	110

Окончание табл. 11

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Хвосты обогащения этих же руд	2	0,06	0,11	0,085	—	—	—	—	11
Пирит III из жил Каскадной, Андреевской	7	0,04	1,7	0,4	0,6	66,7	1,8	-0,6	20
Пирротин из этих же жил	5	0,011	60,0	10,3	24,4	42,2	1,4	1,5	2000
Арсенопирит жилы Каскадной, гор. XIV, XVIII	2	0,03	0,13	0,080	—	—	—	—	17
Галенит жилы Каскадной, гор. XVI	1	—	—	0,078	—	—	—	—	16
Сфалерит жил Каскадной, Андреевской	9	0,08	0,90	0,27	0,27	100	1,6	1,3	50
Пирит III из черных сланцев	1	—	—	0,75	—	—	—	—	15
Родий									
Кварц-золото-сульфидные руды	2	0,003	0,01	0,007	—	—	—	—	1,0
Флотоконцентрат этих же руд	2	0,01	0,12	0,065	—	—	—	—	9
Иридий									
Углеродистые сланцы, ϵ_{1-2}	4	0,001	0,008	0,0066	—	—	—	—	1,0
Кварц-альбитовые метасоматиты	4	0,004	0,015	0,010	—	—	—	—	1,5
Листвениты сульфидизированные	2	0,01	0,045	0,028	—	—	—	—	8,0
Листвениты апосланцевые	5	0,003	0,025	0,010	—	—	—	—	2,5
Прожилково-вкрапленные агрегаты в лиственитах	7	0,028	4,9	2,9	—	—	—	—	520
Кварц-золото-сульфидные руды	4	0,01	0,05	0,03	—	—	—	—	8,0
Осмий									
Углеродистые сланцы, ϵ_{1-2}	4	0,002	0,005	0,0004	—	—	—	—	1,0
Кварц-альбитовые метасоматиты	4	0,0006	0,002	0,001	—	—	—	—	1,0
Листвениты сульфидизированные	2	0,001	0,001	0,001	—	—	—	—	1,0
Листвениты апосланцевые	5	0,001	0,005	0,003	—	—	—	—	3,0
Прожилково-вкрапленные агрегаты в лиственитах	7	0,001	0,002	0,001	—	—	—	—	1,0
Кварц-золото-сульфидные руды	4	0,001	0,06	0,03	—	—	—	—	3,0

Платиновые металлы в метасоматитах и рудах рудного поля. В рудовмещающих углеродистых сланцах установлено фоновое содержание (г/т): 0,0054 Pt, 0,008 Pd, 0,0015 Rh, 0,0066 Ir, 0,0004 Os (табл. 11, рис. 23). В кварцевых золотоносных жилах обнаружены повышенные концентрации Pt до 0,05–16 г/т, Pd до 0,015–22, Os и Rh — 0,003–0,12, Ir — 0,03–0,49 г/т. В грави- и флотоконcentратах

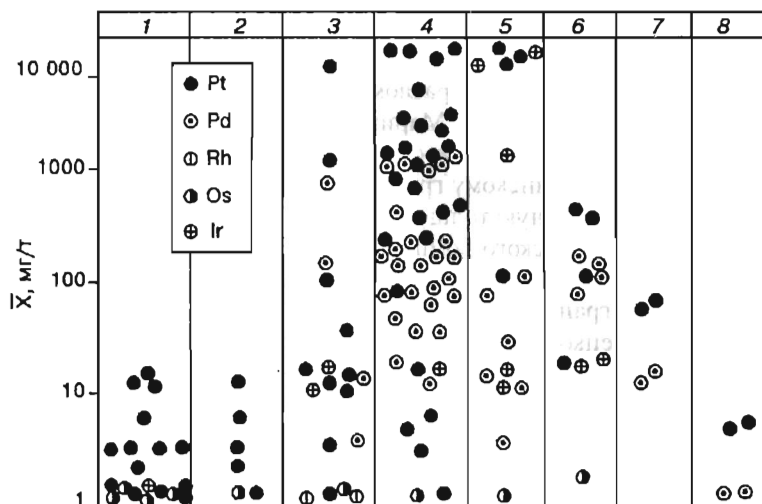


Рис. 23. Распределение Pt, Pd, Rh, Os, Ir в горных породах, метасоматитах и рудах Саралинского золото-кварцевого рудного поля.

Поля развития: 1 — углеродистых сланцев кембрия; 2 — габбро-диабазов, габбро-диоритов штоков и даек; 3 — березитов-лиственитов бессульфидных, сульфидоносных; 4 — кварц-золото-сульфидных жил: пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит из кварцево-рудных жил Каскадной, Андреевской, Туманно-Веркинской; 5 — вкрапленных пирит-арсенопиритовых агрегатов в лиственитах; 6 — гравиконцентратов жильных руд; 7 — флотоконцентратов этих же руд; 8 — хвостов обогащения этих же руд.

этих руд выявлено (г/т): 0,38–1,4 Pt, 0,1–0,19 Pd, а в хвостах обогащения — всего 0,06–0,2 Pt и 0,06–0,11 Pd. Максимальные концентрации Pt до 16 г/т и Ir до 4,9 г/т обнаружены в сульфидизированных лиственитах нижних горизонтов Каскадного и Андреевского месторождений (горизонты XX и XXII).

Изучение особенностей распределения Pt и Pd в основных сульфидных минералах кварцевых жил Саралинского рудного поля показало следующее. В пиритах кварцевых жил Андреевской и Каскадной выявлено (г/т): 9,78 Pt и 0,736 Pd; в пирротинах этих же жил — 11,69 Pt и 12,297 Pd, а в сфалеритах — 4,92 Pt и 0,266 Pd. Максимальные концентрации Pt установлены в арсенопиритах кварцевой жилы Каскадной: 5 г/т на XI горизонте и 270–319 г/т — на XVIII. Содержания Pd в этих арсенопиритах не превышают 30–130 мг/т. В галените кварцевой жилы Каскадной содержится всего 0,82 г/т Pt и 0,078 Pd.

Следовательно, основными концентраторами платиновых металлов в кварц-золоторудных жилах Саралинского рудного поля являются сульфиды и прежде всего арсенопирит и пирит. Отмечается тенденция увеличения содержаний Pt в сульфидных нижних горизонтов обрабатываемых месторождений — с XI к XXII.

4.2.2. Центральное кварц-золото-сульфидное месторождение

Географические координаты рудного объекта: 88°95' в.д. и 55°30' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Центральное золоторудное поле является типичным кварцево-жильным объектом в одноименном гранитоидном интрузиве нижнепалеозойского возраста (C_3 –O). Оно распола-

гается в западной части Кийской структурно-фациальной зоны Салаирско-Кузнецкой геосинклинальной системы в правом борту Кузнецко-Алтайского глубинного разлома [Сурков и др., 1973]. Этот разлом разделяет Кийскую и Тайдоно-Золотокитатскую рифтогенные структуры Мариинской тайги.

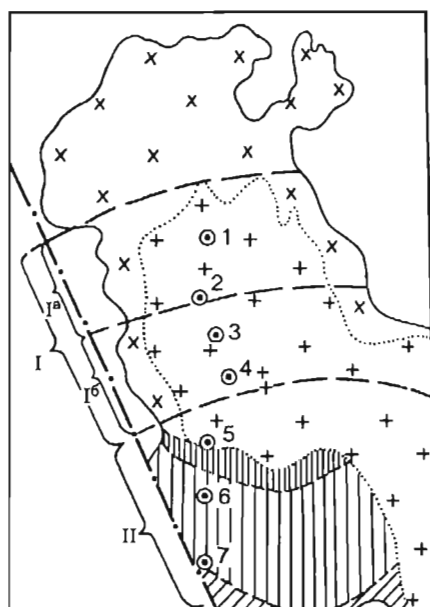
Особенности геологического строения рудного поля определяются его приуроченностью к Центральнинскому гранитоидному массиву, прорывающему нижнепалеозойскую вулканогенную толщу Алатагского синклинория [Кортусов, 1967]. Кроме кембрийско-ордовикского комплекса в регионе проявились тела кембрийского габбро-перидотитового и девонского габбро-сиенитового комплексов.

Рудовмещающий гранитоидный массив вытянут в северо-северо-западном направлении вдоль Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Интрузив сложен гранодиоритами в ядерной части и тоналитами, кварцевыми диоритами, сиенит-диоритами, монцонитами в краевых зонах [Кортусов, 1967; Алабин, 1971; и др.].

Вмещающие Центральнинский массив толщи представлены карбонатными породами енисейской серии (PR₃en), вулканогенно-осадочными образованиями берикунской (C₂br), красногорской (D₁kr) и палатнинской (D₁₋₂pl) свит. На контакте с интрузивом развиты зоны роговиков мощностью 1–3 км.

Основной пликативной структурой рудного поля является Алатагская синклиналь, крылья которой сложены вулканогенными образованиями берикунской свиты с падением под углом 40–60°. Для рудного поля характерно блоковое строение, которое обусловлено разрывами северо-восточного и северо-западного направлений. Северо-западные разрывы, субпараллельные Кузнецко-Алтайскому глубинному разлому I порядка, контролируют размещение дайковых пучков и кварцевых жил (в Южном блоке). Дизъюнктивы северо-восточного простирания делят рудное поле на три блока с неодинаковыми типами золотого оруденения. К этим разрывам приурочены главные золото-кварцевые жилы (рис. 24). Субширотные трещины,

развитые внутри этих блоков, вмещают кварцевые жилы или дайковые тела лампрофиров. Субмеридиональные разрывы чаще представлены зо-



- ++ 1
- xx 2
- Г Г 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

Рис. 24. Схема размещения гидротермальных образований по площади Центрального рудного поля:

1 — гранодиориты; 2 — диориты, кварцевые диориты Центральнинского интрузива, $\text{C}_3\text{—O}$; 3 — габбро, габбро-диориты; 4, 5 — метасоматиты стадии гранитизации: 4 — плагиоклаз-актинолитовые, 5 — плагиоклаз-роговообманковые; 6 — горнблендиты; 7 — глубинный разлом; 8 — кварцевожильные месторождения (1–7 — кварцевые жилы промышленного типа); 9 — контур интрузива. I, II — зоны развития метасоматитов: I — калиевых (а — калишпатовых, б — биотитовых), II — калиево-натриевых (кварц-микроклин-альбитовых).

Таблица 12

**Классификация гидротермальных образований Центрального золоторудного поля
[по В. Г. Ворошилову, 1985]**

Этап	Формация	Фация по минеральному составу	Минеральный состав новообразований, %	Температура декрепитации газово-жидких включений, °С	Сопряженные с метасоматитами жилы
Магматического замещения	Альбит-амфиболовые метасоматиты (метадiorиты)	Альбит-актинолитовая	Актинолит (40–60), альбит (20–25), серицит (10–15), цоизит (0–5)	450–500	—
		Альбит-роговообманковая	Роговая обманка (40–80), альбит (20–60)	550–650	—
Послемагматический	Кварц-полевошпатовые метасоматиты	Кварц-калишпатовая	Кварц (50–60), ортоклаз, микроклин (30–40), альбит (2–5), биотит (5–10)	600–700	—
		Кварц-микроклин-альбитовая	Кварц (50–70), альбит (20–40), микроклин (5–10), актинолит (0–5)	450–550	—
		Полевошпат-эпидот-хлоритовая	Хлорит (45–55), эпидот (35–40), микроклин (10–15), актинолит (0–5)	450–550	Хлорит-кварцевые, кварцевые
	Березиты	Кварц-мусковитовая	Кварц (20–60), мусковит (40–80), пирит (3–12)	160–450	Кварц-золото-сульфидные
		Кварц-мусковит-анкеритовая	Кварц (20–40), мусковит (10–40), анкерит (30–40), хлорит (5–7)		
		Анкеритовая	Анкерит (70–80), серицит (5–20), хлорит (5–15)		

нами милонитизации и рассланцевания, иногда вмещают непромышленную кварцево-жильную минерализацию.

Дайковые образования в массиве представлены аплитами, пегматитами, гранитами, спессартитами, микродиоритами, диоритовыми порфиритами, диабазами. Дайки немногочисленны, маломощные (0,5–4 м) протяженностью 0,5–2,5 км. Выделяются дайки I этапа (аплиты, пегматиты, граниты), секущиеся дайками II этапа (спессартиты, микродиориты, диоритовые порфириты, диабазы). Все они пересекаются золотоносными жилами.

В рудном поле распространены альбит-амфиболовые метасоматиты магматического этапа становления гранитоидной интрузии и послемагматические кварц-полевошпатовые, березитовые метасоматиты с сопряженными кварц-золото-сульфидными жилами (табл. 12). Среди ранних послемагматических метасоматитов выделяются кварц-калишпатовые, кварц-микроклин-альбитовые, полевошпат-эпидот-хлоритовые разности. Эти метасоматиты развивались по гранитоидам, метадiorитам, дайкам кислого и среднего состава.

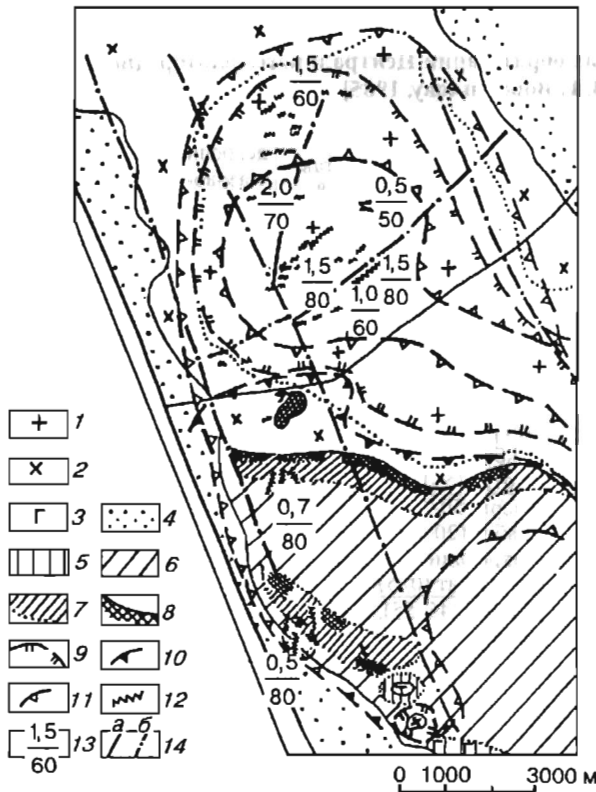


Рис. 25. Метасоматическая зональность Центрального рудного поля (по В. Г. Ворошилову):

1 — гранодиориты, ϵ_3 -O; 2 — кварцевые диориты, ϵ_3 -O; 3 — габбро, габбро-диориты, ϵ_3 ; 4 — ороговикованные андезитовые порфиры; 5–7 — метадiorиты: 5 — альбит-актинолитового, 6 — альбит-роговообманкового, 7 — альбитового состава; 8 — горнблендиты; 9–11 — метасоматиты: 9 — кварц-кальцикатовые, 10 — кварц-микроклин-альбитовые, 11 — полевошпат-эпидот-хлоритовые; 12 — кварц-золото-сульфидные жилы; 13 — строение колонки березитов: над чертой — мощность колонки, м, под чертой — относительная мощность внутренней зоны ($M_{\text{отн}}$); 14 — разрывы: а — установленные, б — предполагаемые.

Березиты с сопряженными кварц-золото-сульфидными жилами пространственно тяготеют к телам кварц-полевошпатовых метасоматитов и локализуются чаще на участках их

выклинивания. Наиболее полные и мощные колонки березитов отмечаются в Северном блоке рудного поля (рис. 25). Максимальное число метасоматических зон в колонке достигает восьми, которые объединяются в четыре группы [Ворошилов, 1985]: хлоритовую, серицит-анкеритовую, кварц-пирит-мусковитовую, монокварцевую. Мощность колонки березитов составляет 0,5–5 м: в Северном структурном блоке — 2–5 м, а в Южном — 0,5–1 м.

Кварц-золото-сульфидные жилы рассекают внутренние зоны березитов и представлены кварц-золото-арсенопирит-пиритовой, кварц-золото-полисульфидной, кварц-кальцитовой ассоциациями. На контактах жил в березитах появляется вкрапленность сульфидов.

В рудном поле проявилась рудно-метасоматическая зональность. Обособляется зональность рудных столбов, золотоносных жил, рудных участков и рудного поля (рис. 26). Минеральная зональность рудных столбов является концентрической, с последовательным сокращением объема продуктов рудообразования (березитов-руд) от ранних ступеней минералообразования к поздним. Концентрически-зональное строение рудных столбов подчеркивается типоморфными особенностями жильного кварца и эндогенного пирита II и III генераций из жил и березитов. Коэффициент зональности

$$M_{\text{отн}} = \frac{M_{\text{вн}}}{M_{\text{полн}}} \cdot 100 \%$$

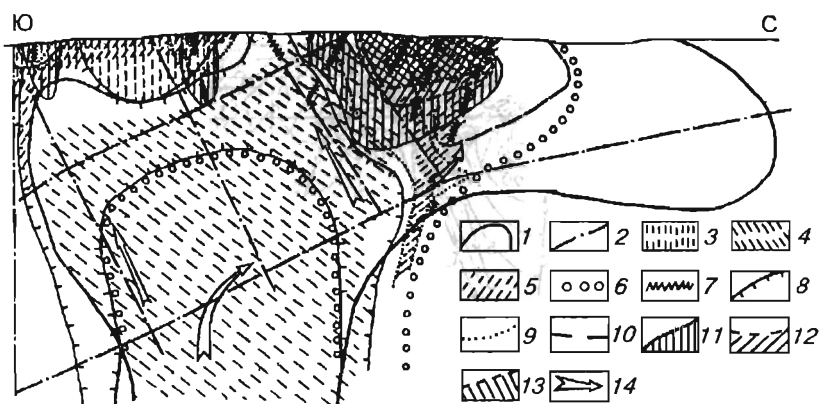


Рис. 26. Рудно-метасоматическая зональность Центрального золоторудного поля, разрез (по В. Г. Ворошилову):

1 — контур Центральниного гранитоидного массива; 2 — региональные разрывы; 3–5 — метасоматиты: 3 — амфиболовые, 4 — кварц-калциспатовые, 5 — полевошпат-эпидот-хлоритовые; 6 — березиты; 7 — кварц-золото-сульфидные жилы; 8–13 — зоны развития: 8 — шеелита, 9 — молибденита, 10 — арсенопирита, 11 — халькопирита, 12 — сфалерита, 13 — галенита; 14 — потоки рудообразующих палеогидротерм.

(где $M_{\text{вн}}$ — суммарная мощность кварц-пирит-мусковитовой и монокварцевой зон, $M_{\text{полн}}$ — полная мощность колонки березитов) для отдельных кварцевых жил составляет 0,01–1.

Для отдельных месторождений рудно-метасоматическая зональность проявляется в смене минеральных комплексов метасоматитов и руд в плоскости рудовмещающих структур [Ворошилов, 1985]. Вертикальная рудная зональность слабоконтрастная и является концентрической с элементами ярусной. Рудно-метасоматическая зональность выразилась в смене рудных жил мощными телами березитов по падению жильной зоны и в приуроченности рудных тел и березитов к зонам развития дорудных щелочных метасоматитов (см. рис. 25–28).

Рудные участки находятся на пересечении крупных зон трещиноватости с дайковыми пучками. В пределах таких участков золотоносные жилы с березитами приурочены к зонам площадных кварц-полевошпатовых метасоматитов и располагаются по периферии зон щелочного метасоматоза. Векторы рудно-метасоматической зональности направлены снизу вверх, а в плане — на северо-запад и северо-восток.

Эндогенная зональность рудного поля определяется сочетанием площадных метасоматитов с рудно-метасоматической зональностью рудных участков (см. рис. 26 [Коробейников и др., 1988]). Вектор зональности рудного поля направлен снизу вверх и с юга на север. В этих направлениях резко изменяются состав площадных метасоматитов, состав и строение рудных жил и околожильных метасоматитов (березитов), типоморфные особенности жильного кварца, пирита березитов и жил. По этим показателям рудное поле разделяется на три блока: Центральный, Промежуточный и Фронтальный (см. рис. 24, 26). В пределах каждого выделенного блока рудно-метасоматическая колонна характеризуется своими особенностями строения и вертикальной зональностью.

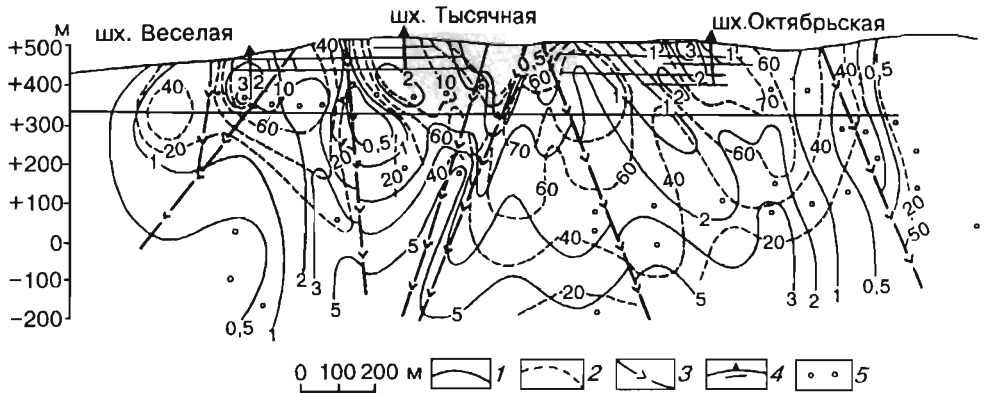


Рис. 27. Внутреннее строение березитов Октябрьского золото-кварцево-жильного месторождения Центрального золоторудного поля (по В. Г. Ворошилову):

1 — мощность метасоматической колонки березитов; 2 — относительная мощность внутренней зоны березитов ($M_{\text{отн}} = (M_{\text{вн}} / M_{\text{полн}}) \cdot 100 \%$); 3 — линии сопряжения кварцевых жил с дайками лампрофиров; 4 — горизонты горных выработок; 5 — точки наблюдения в скважинах колонкового бурения.

Рудно-метасоматическая зональность подтверждается эндогенной геохимической. Для отдельных жильных месторождений коэффициенты геохимической зональности $K_{\text{гз}}$ сокращаются по мере выклинивания золотоносных жил с 25–15 до 8–5 на 900 м по вертикали (Октябрьское месторождение, рис. 29). В масштабе рудного поля геохимическая зональность изменяется от блока к блоку (рис. 30). С юга на север рудного поля концентрации элементов-примесей в березитах и кварцевых жилах возрастают скачкообразно. Это отражает смену минерального состава

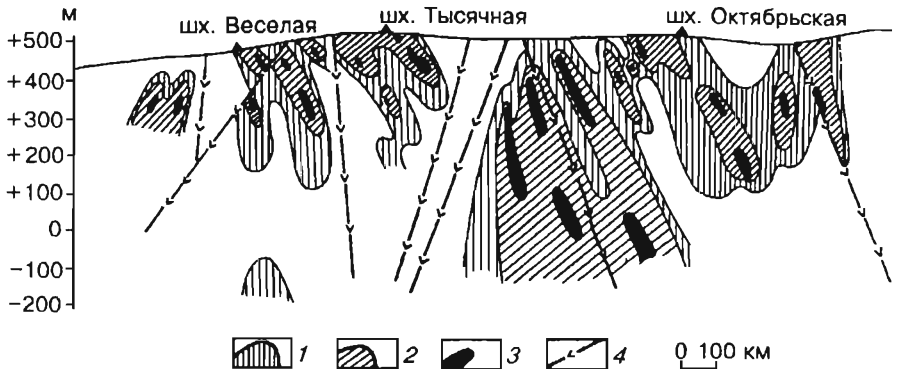


Рис. 28. Распределение минеральных ассоциаций Октябрьского золото-кварцево-жильного месторождения Центрального золоторудного поля (проекция на вертикальную плоскость, по В. Г. Ворошилову):

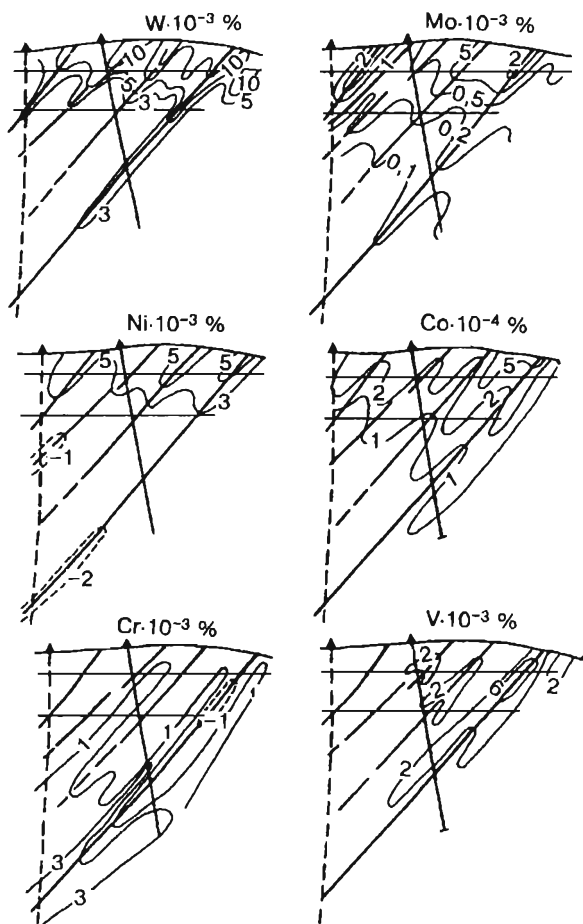
1, 2 — кварц-арсенопирит-пиритовая ассоциация (1 — арсенопирита менее 10 %, 2 — то же, более 10 % от общего количества сульфидов в жиле); 3 — кварц-золото-полиметаллическо-сульфидная ассоциация (галенит, сфалерит, халькопирит, теннантит, пирротин до 10 %); 4 — линии сопряжения жилы с дайками лампрофиров.

Рис. 29. Поведение изоконцентрат элементов в ореолах кварцево-жильного месторождения Центрального рудного поля.

рудно-метасоматических тел; $K_{гз}$ сокращаются от 25–15 в ядерной части рудного поля (Центральный структурный блок) к периферии (Южный блок) до 5–7 и 2–5. В вертикальном разрезе рудного поля выделяются нижне-, средне- и верхнерудная зоны общей рудно-метасоматической колонны с вертикальными интервалами в 300–400 м.

Геохимическая зональность рудного поля обусловлена сочетанием площадных калишпат-альбитовых автометасоматитов, локальных околожильных березитов и кварц-золото-сульфидных жил [Коробейников и др., 1988]. Для площадных метасоматитов свойственно пониженное содержание золота и халькофильных элементов с незначительным возрастанием концентрации Cu, Pb, Ag от кварц-калишпатовых фаций метасоматитов к калишпат-эпидот-хлоритовым. В пределах отдельных фаций ранних щелочных метасоматитов содержание этих элементов возрастает от ядерного к фронтальному блоку рудного поля (см. рис. 24, 30). При этом коэффициенты контрастности данных элементов сокращаются в том же направлении: с 2,5 во фронтальном до 0,5 в ядерном блоке.

Региональная геохимическая зональность проявляется и в геохимических полях I порядка (т. е. рудного поля) среди ранних альбит-калишпат-биотитовых метасоматитов и поздних околожильных березитов. При этом W и Mo формируют широкие, выклинивающиеся с глубиной, ореолы в березитах и слабоизмененных гранодиоритах Северного структурного блока (см. рис. 30). На юг от этого блока зафиксировано погружение ореолов W и Mo до глубин более 800 м от поверхности. В этой зоне установлена вкрапленность шеелита и молибденита в кварцевых жилах и окружающих березитах. В Южном блоке геохимические ореолы приурочены к экзоконтакту гранодиоритового плутона и к выходу штока кварцевых диоритов (см. рис. 24, 30). Напротив, в березитах Северного блока распространены ореолы Cu, Pb, Zn, Ag, As, Sb. В южном направлении продуктивность этих ореолов и ко-



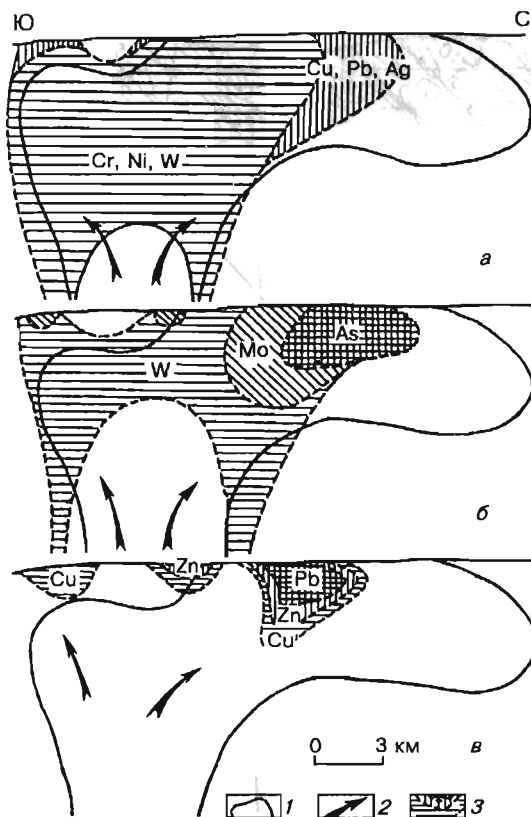


Рис. 30. Модели геохимической зональности Центрального золоторудного поля, вертикальные разрезы (по В. Г. Ворошилову):

1 — контур Центрального гранитоидного массива; 2 — направления движения палеогидротермальных потоков; 3 — контур эндогенных геохимических ореолов: а — в кварц-полевошпатовых автометасоматитах; б — в березитах с кварц-арсенопирит-молибденит-шеелитовыми ранними жилами; в — в березитах с кварц-золото-полисульфидными жилами.

Эффективности контрастности элементов убывают. В этом направлении с глубиной интрузивного тела преобладает золото-вольфрамовое оруденение над золото-полиметаллическо-мышьяковым. Тем самым выявляется ярусное строение геохимических ореолов разных ассоциаций по склонению общей рудно-метасоматической колонны в интрузиве. Для Восточного блока установлены повышенные концентрации рудогенных элементов среди березитов

и преобладание в аномалиях Ва и Pb над Cu и Ag, что свидетельствует о верхнерудном эрозионном срезе данного структурного блока.

Для Северного структурного блока свойственно зональное распределение Cu, Zn, Pb, Ag, Sb в геохимическом ореоле. Здесь с севера на юг максимумы концентрации элементов в ореолах сменяются в такой последовательности: Sb—Zn—Pb—Cu, а в южной части рудного поля развиты повышенные концентрации As, Cu, Pb, Zn. При этом в пиритах кварцевых жил и березитов с севера на юг рудного поля сокращаются концентрации As, Sb, Bi, Pb и возрастают содержания Co, Ni, W.

Следовательно, региональная геохимическая зональность рудного поля I порядка — это отражение рудно-метасоматической зональности с разным проявлением продуктивных минеральных ассоциаций в его структурных блоках. Подрудные группы элементов W, Ni, Co, Ti тяготеют к ядерному блоку, околорудные Pb, Zn, Cu, Ag, Mo, W — к промежуточному, а во фронтальном блоке господствуют As, Sb, менее — Ag, Zn, Cu, Pb. Такая ступенчатая геохимическая зональность является прямой относительно ядерной части рудного поля (и гранитоидного интрузива). Внутри отдельных ступеней минералообразования геохимическая зональность отвечает «сходящейся на глубину». Это привело к сокращению площадей ореолов в горизонтальных срезах от ранних геохимических парагенезисов к поздним (см. рис. 30). В результате возникла прямая геохимическая зональность рудного поля I порядка с элементами концентрической.

Распределение Au в метасоматитах и рудах. Фоновая золотоносность определена для вмещающих сланцев, мраморов, диабазовых и андезитовых порфиров, гранитоидов, их калишпатизированных, биотитизированных, альбитизированных, березитизированных разностей (рис. 31).

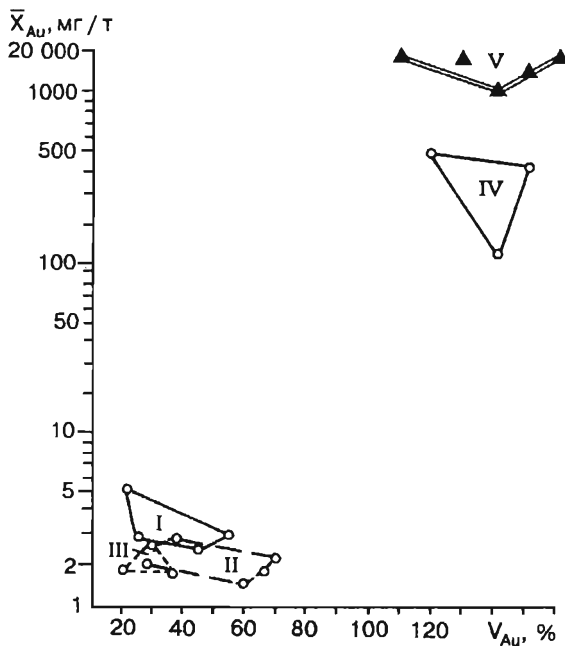
Осадочные породы характеризуются невысокими значениями фоновых содержаний: мраморы — 2,8, сланцы — 2,9 мг/т Au. Среди андезитовых порфиров выделяются разности с повышенными (5,2 мг/т) и пониженными (2,3 мг/т) средними значениями Au. Диабазовые, андезитовые порфиры занимают промежуточное положение по этому геохимическому показателю $\bar{X}_{Au} = 3,8-4,3$ мг/т. На геохимическом графике эти породы образуют совмещенное поле I (см. рис. 31).

Средние содержания золота в гранитоидах Центральнинского массива составили 1,5–3 мг/т. На геохимической диаграмме все гранитоиды образовали довольно широкое поле II ниже поля I по показателю вариации ($V_{Au} = 29,5-70\%$) при незначительных колебаниях среднего содержания элемента (см. поле II на рис. 31). Щелочные автометасоматиты и березиты отличаются неодинаковым распределением золота: при формировании площадных автометасоматитов установлено перераспределение и незначительный вынос металла до 10–30 %. Лишь эпидотизированные, биотитизированные, хлоритизированные разности гранитоидов сопровождалась несущественным привнесом золота ($K_n^{Au} = 1,2-2,7$). Поэтому на геохимическом графике все эти автометасоматические образования по соотношениям $\bar{X}_{Au} - V_{Au}$ образовали поле III, не выходящее значительно за пределы поля II, образованного исходными гранитоидами.

Максимальное накопление золота происходило в березитах, возникавших в стадии кислотного выщелачивания общего послемагматического процесса ($K_n^{Au} = 62-260$). Богатые золотом разности метасоматитов несут повышенные количества пирита II и жильного кварца. Этот общий вы-

Рис. 31. Соотношение средних содержаний $\bar{X}_{Au}$ и показателя вариации V_{Au} распределения золота в горных породах и жильных кварц-золото-сульфидных рудах Центрального рудного поля.

Поля распространённости пород: I — вмещающих мраморов, сланцев, андезитовых порфиров, ϵ_{1-2} ; II — меладiorитов, габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов Центральнинского массива нижнепалеозойской гранитоидной интрузии, ϵ_3-O ; III — калишпатизированных, альбитизированных, биотитизированных гранитоидов; IV — березитов апогранодиоритовых; V — кварц-золото-сульфидных жильных руд.



вод хорошо иллюстрируется диаграммой, на которой околожилные метасоматиты по соотношениям средних содержаний и показателя вариации золота образуют обособленное поле IV (см. рис. 31).

В период жильобразования произошло окончательное оформление кварцево-рудных тел во вторую стадию эндогенного рудообразования: $K_n^{Au} \geq 300-1000$. На геохимическом графике рудные тела занимают самое верхнее поле V и отчетливо отделяется от рудовмещающих пород и околожилных березитов.

Распределение Pt и Pd в жильных рудах золоторудного поля. Результаты инверсионно-вольтамперометрических определений Pt и Pd в жильных кварц-золото-сульфидных рудах и слагающих их сульфидах основных золоторудных месторождений данного рудного поля приведены в табл. 13 и на рис. 32. Анализ геохимических данных показал следующее.

В шести проанализированных штучных пробах жильных руд установлено промышленно важное содержание Pt от 0,48 до 26 г/т и лишь в одной пробе выявлено повышенное количество Pd в пределах 3,5–10 г/т. Самое высокое содержание Pt (26 г/т) определено в кварц-пиритовом агрегате с примесью халькопирита и сфалерита кварц-золоторудной жилы. Повышенная концентрация Pd (3,5–10 г/т) установлена в кварц-халькопиритовом агрегате кварц-золоторудной жилы с

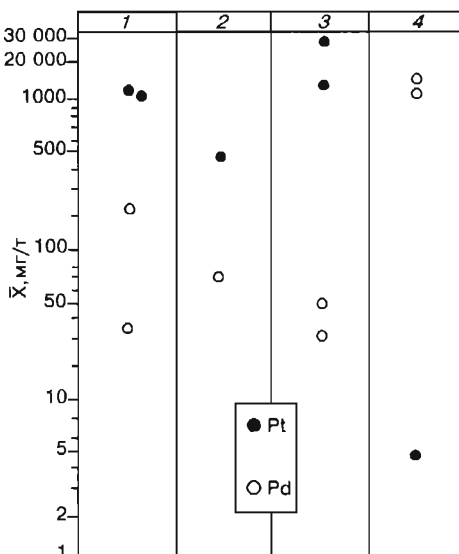
Таблица 13

**Распределение Pt и Pd в кварц-золото-сульфидных жильных рудах
Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау)**

Характеристика рудного материала	Кол- во проб	Содержание, г/т			S	V, %	A/S _A	E/S _E	K _n
		от	до	$\bar{X}$					
Платина									
Кварц-халькопиритовый агрегат с теллуридами жилы	1	—	—	0,005	—	—	—	—	1,0
Пирит-галенитовый агрегат с примесями халькопирита, сфалерита жилы	1	—	—	26,0	—	—	—	—	5020
Арсенопирит-пиритовый агрегат жилы	1	—	—	0,48	—	—	—	—	96
Пирит-галенитовый агрегат жилы	1	—	—	4,7	—	—	—	—	940
Пиритовый агрегат жилы	2	2,1	2,6	2,35	—	—	—	—	470
Кварц-золото-сульфидные руды в целом	6	0,48	26	7,18	10,6	—	0,93	-1,3	1410
Палладий									
Кварц-халькопиритовый агрегат с теллуридами жилы	2	3,5	10,0	6,8	—	—	—	—	1560
Пирит-галенитовый агрегат с примесями халькопирита, сфалерита жилы	1	—	—	0,05	—	—	—	—	10
Арсенопирит-пиритовый агрегат жилы	1	—	—	0,072	—	—	—	—	14
Пирит-галенитовый агрегат жилы	1	—	—	0,032	—	—	—	—	6
Пирротиновый агрегат жилы	2	0,036	0,23	0,13	—	—	—	—	26
Кварц-золото-сульфидные руды в целом	7	0,032	10,0	0,08	0,08	—	0,90	5,4	18

Рис. 32. Распределение Pt и Pd в рудах кварц-золото-сульфидных жил Центрального золоторудного поля:

1 — пиритовый агрегат из кварц-пиритовых золотоносных жил; 2 — пирит-арсенопиритовый агрегат из кварц-пирит-арсенопиритовых жил; 3 — пирит-галенитовый агрегат с примесью халькопирита, сфалерита из кварц-золото-полиметаллическо-сульфидных жил; 4 — кварц-халькопиритовый агрегат с теллуридами кварц-золото-сульфидных жил.



примесями теллуридов Cu, Ag и Au. Пиритовые, пирит-галенитовые агрегаты кварцево-жильных руд обнаружили содержание Pt в пределах 2,1–4,7 г/т, а Pd — всего 0,032–0,27 г/т. В то же время арсенопирит-пиритовый жильный агрегат показал пониженные количества этих элементов: 0,48 и 0,072 г/т соответственно. Коэффициенты накопления Pt и Pd в рудах достигают значений 96–5020 и 6–1560.

Следовательно, золото-кварцево-сульфидные жильные руды Центрального рудного поля, кроме золота, несут промышленно интересные концентрации Pt и Pd, что значительно увеличивает промышленную ценность данного золоторудного объекта.

4.2.3. Коммунарское золоторудное поле

Географические координаты рудного объекта: 89°10'50" в.д. и 54°15'50" с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. В одноименную рудно-магматическую зону субмеридионального направления в Кузнецком Алатау входят Знаменитинское, Коммунарское, Кузнецовско-Спасское, Балахинское, Мало-Благодатное золоторудные поля. Эта рудная зона располагается между двумя гранитоидными батолитами: Солгонским на юго-западе и Улень-Туймским на востоке (рис. 33).

Общая геотектоническая позиция региона определяется его положением на восточном склоне Кузнецкого Алатау в пределах сложнорасположенных эффузивно-осадочных толщ верхнего протерозоя и кембрия, на стыке с Чебаковской депрессией Минусинской впадины на севере, с Батеневским поднятием на юго-востоке. Для него характерно сложное складчато-блоковое строение с обилием разломов северо-северо-западного и востоко-северо-восточных направлений. Геологические особенности региона обусловлены расположением его в пределах Июско-Сыйской структурно-фациальной зоны, которая характеризуется большой мощностью (16–18 км) верхнепротерозойских, ниже-среднекембрийских геосинклинальных отложений [Геология СССР. Т. XV, ч. I, 1961; Моссаковский, 1963]. Геологическую основу его составляют диабазово-порфировая и вулканогенно-осадочная толщи рифея. Они собраны в крупные линейные складки северо-вос-

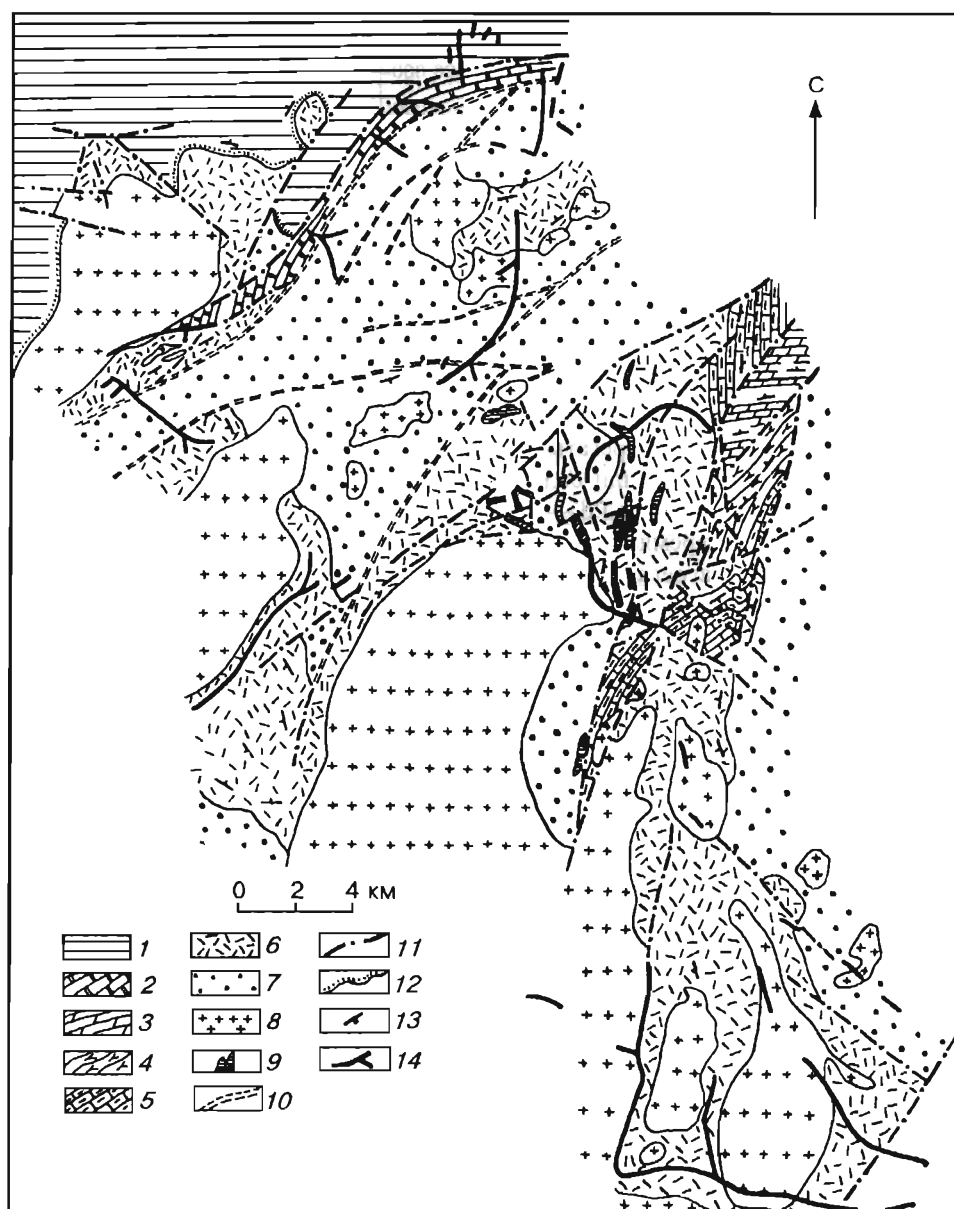


Рис. 33. Схема геологического строения Коммунарковского района (по Л. Г. Осипову, А. Ф. Коробейникову, В. Е. Номоконову):

1 — верхний структурный ярус — ниже-, средне- и верхнедевонские отложения: конгломераты, песчаники, известняки, базальты, порфириды, туфы; нижний структурный ярус, PR₃; 2 — усинская свита: мраморы, мраморизованные известняки с фауной археоциат, прослои доломитов, гравелитов, песчаников, сланцев; 3 — таржувская свита: строматолитовые доломиты, доломитизированные известняки; 4 — кульбюрстюгская свита: туфоконгломераты, диабазовые порфириды, линзы известняков и сланцев; 5 — тюримская свита: мраморизованные известняки с остатками

Newlandia Walc., *Saralinskia*, прослои туфов и туфопесчаников; 6 — полуденная свита: ритмичное переслаивание мраморизованных известняков, сланцев, туфопесчаников, туфов, туфоконгломератов, в известняках остатки *Newlandia* Walc., *Saralinskia*; 7 — белоиюсская свита: диабазовые порфириды, спилиты, туфы, амфиболиты, туфобрекчии и лавобрекчии; 8 — гранитоидный интрузивный комплекс: граниты, гранодиориты, кварцевые монзониты и сиениты, диориты, габбро-диориты; 9 — габбро-диоритовый субинтрузивный комплекс: зеленокаменные амфиболитизированные габбро-диориты; 10 — зоны рассланцевания; 11 — тектонические разрывы; 12 — границы стратиграфического и углового несогласия; 13 — наклонное залегание; 14 — отработанные и частично отработанные россыпи золота.

точного и субмеридионального простирания, осложненные складками II порядка северо-восточного и субширотного направлений. В геотектоническом плане золотоносный регион располагается в палеотроговой структуре рифея — кембрия, подновляемой рифтогенезом в девоне.

Коммунаровское рудное поле располагается на восточном крыле крупной одноименной антиклинали, к ядру которой приурочен Солгонский диорит-гранодиоритовый массив (C_3-O) (рис. 34). Рудовмещающие породы диабазово-порфировой и вулканогенно-осадочной толщ прорваны субпослойными линейными и дайкообразными телами амфиболитизированных габбро-диабазов, габбро-диоритов, порфиритов, гранитоидами Солгонского массива, штоками и дайками оливиновых габбро, габбро-порфиритов, субщелочных диабазовых порфиритов девонской габбро-сиенитовой интрузии.

Габбро-диабазово-диоритовый субинтрузивный комплекс (PR_3) включает в себя габбро-диориты, диориты, диабазы, диабазовые и диоритовые порфириды зеленокаменного облика. Породы имеют мелкозернистое и порфировидное строение. Субинтрузивные тела участвовали в салаирской складчатости. Одинаковая степень регионального метаморфизма (зеленосланцевая фация) рифейских эффузивов и габбро-диабазов, габбро-диоритов и сходные петрохимические, геохимические параметры позволяют их рассматривать как комагматы. К телам габбро-диоритов приурочено штокверковое оруденение, которое парагенетически связано со становлением гранитоидной интрузии (C_3-O) [Коробейников, Осипов, 1965; Коробейников и др., 1969; Коробейников, Щербань, 1970].

Гранитоидные массивы сложены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монзонитами, сиенит-диоритами, граносиенитами. Широко проявились признаки аутометасоматоза: возникали метасоматические «граниты», альбититы, грейзены. Жильная серия пород гранитоидного комплекса представлена: I — диоритовыми порфиритами I, мелкозернистыми диоритами I; II — диоритовыми и лабрадоровыми порфиритами II, вогезитами, спессартитами, кersантитами, малхитами, одинитами, сиенит-диоритами, монзонитами, кварцевыми порфирами, сиенит-порфирами, монзонит-порфирами; III — гранит-аплитами, сиенит-аплитами, пегматитами. Установлена приуроченность дайковых и гидротермально-рудных образований к одним системам трещин, что свидетельствует об общности структурного плана деформаций в период дайкообразования и последующего золотооруденения [Коробейников, Осипов, 1965; Коробейников и др., 1969; Охупкин, Бозин, 1969; Коробейников, Щербань, 1970]. Абсолютный возраст диоритов, гранодиоритов, гранитов этих интрузий, определенный калий-аргоновым

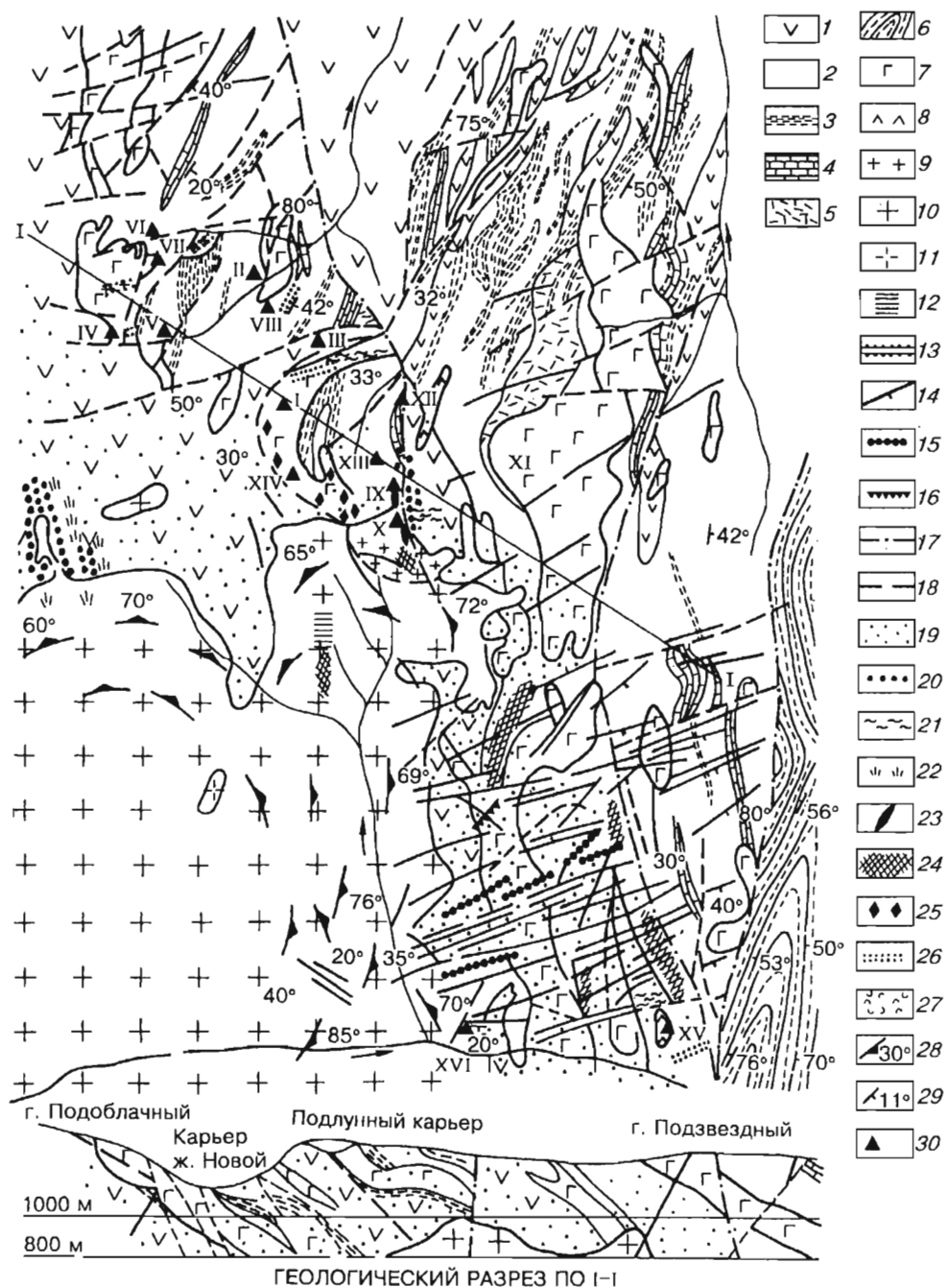


Рис. 34. Геолого-структурная схема Коммунарковского рудного поля (составлена А. Ф. Коробейниковым и Л. Г. Осиповым):

1 — диабазово-порфировая толща (нижний структурный ярус, PR_3 ?): диабазовые порфиры, спилиты, их лавобрекчии с редкими прослоями кремнистых сланцев и туфов; 2 — вулканогенно-осадочная толща (верхний структурный ярус, PR_3 ?): кератофиры, фельзиты, туфы и туфобрекчии кислого, среднего и смешанного состава, туфопесчаники, туфовые и кремнистые сланцы (3), линзы темно-серых битуминозных известняков (4), горизонты кварцевых и плагиоклазовых порфиров (5); 6 — песчано-сланцевая сероцветная толща: алевролитовые сланцы, аркозовые песчаники, прослои и линзы кварцевых кератофиров и кремово-серых известняков; 7, 8 — габбро-диоритовый субинтрузивный комплекс (PR_3 — C_3 ?): уралитизированные диорит-диабазы — жерловая фация(?) основных эффузивов, порфировидные (7) и мелкозернистые габбро-диориты (8); 9–12 — гранодиоритовый интрузивный комплекс (C_3 —O): двупироксеновые, авгитовые диориты I фазы внедрения (9), гранодиориты, кварцевые диориты II фазы внедрения (10) с метасоматическими пироксен-роговообманковыми породами (12); мелкозернистые граниты и граносиениты III фазы внедрения (11); жильная фация гранодиоритового комплекса: дайки диоритовых порфиров I (13) — первая возрастная группа даек, диоритовых и лабрадоровых порфиров II, мелкозернистых диоритов, микродиоритов, спессартитов, вогезитов, керсантитов, сиенитодиоритов, кварцевых монзонитов, кварцевых порфиров, аплитов и пегматитов (14) — вторая возрастная группа даек; 15, 16 — габбро-сиенитовый комплекс: дайки оливинных габбро-порфиров (15) и субщелочных диабазовых порфиров (16); 17 — крупные сколовые поперечные и продольные разрывы сбросо-сдвигового типа; 18 — разрывы третьего порядка; 19, 20 — контактово-метаморфические, метасоматические и гидротермальные образования: 19 — контактовые роговики (плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-биотитовые и амфибол-хлоритовые), 20 — скарны (пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранатовые и волластонитовые); 21, 22 — линейные зоны альбитизации и скаполитизации; 23 — магнетитовые линзы; 24 — актинолит-тремолитовые метасоматиты; 25 — амфибол-магнетитовая и актинолитовая прожилковая амфиболитизация в габбро-диоритах и порфиритах; 26 — околорудная березитизация; 27 — околорудная карбонатизация; 28 — полосчатость и трахитоидность интрузивных пород (элементы залегания); 29 — элементы залегания пород; 30 — золоторудные месторождения и рудопроявления: I — Подлунное штокверковое месторождение, II — Масловское жильно-штокверковое месторождение (комбинированный тип), III — штокверковое месторождение «Северная Зона», IV — штокверк Федоровская зона, V — штокверк жилы Новой, VI — штокверк жилы Штурмовой, VII — штокверковое месторождение Октябрьское, VIII — Январское кварцево-сульфидное месторождение, IX, X — штокверки Северной и Южной скарново-магнетитовых линз Калиостровского месторождения, XI — штокверк «Подзвездная зона», XII — штокверк «Сентябрьская зона», XIII — зона Декабрьского месторождения (карбонатно-кварцево-хлоритового состава с золотом), XIV — амфибол-магнетитовая и кварцево-золоторудная прожилковая минерализация Седьмой аномалии, XV — Солгонский штокверк, XVI — жила Усть-Сактичульская.

методом по биотиту и свинцовым методом, составил 476–511 млн лет [Иванова и др., 1961; Коробейников и др., 1969; и др.].

Внедрение гранитоидного комплекса (C_3 —O) сопровождалось широким проявлением роговиков, магнезиальных — известковых скарнов, щелочных автосоматитов, березитов с золото-кварцевым оруденением. Наиболее интересными в отношении золотоносности оказались скарново-магнетитовые залежи (Калиостровское месторождение и др.), зоны прожилкового магнетит-амфиболового, кварц-альбитового состава в зонах рудоконтролирующих разрывов [Коробейников, 1964]. Процессы контактового метасоматоза и последующего гидротермального оруденения связаны скорее всего с единым магматическим очагом (границы

тоидной интрузией, $\text{Є}_3\text{—O}$). На это указывают общие геолого-структурные условия локализации гранитоидов и послемагматических образований, близкий состав элементов-примесей в минералах магматитов, скарнов, щелочных метасоматитов и разных типов гидротермалитов [Коробейников, 1968, 1970; Охалкин, Бозин, 1972; и др.].

Различный характер проявления трещинной тектоники в пределах рудного поля обусловил формирование определенного типа оруденения. Вдоль линейных габбро-диоритовых массивов возникали продольные разрывы, нередко с системами оперяющих трещин III порядка, доступные для золотоносных растворов. Повышенная магнезиальная железистость этих пород, вероятно, ускоряла процессы осаждения золота [Коробейников, 1964]. В таких трещинах формировались как одиночные кварц-золоторудные жилы, так и штокверки с бедной сульфидной минерализацией (табл. 14–19). Послойные сколовые трещины в вулканогенно-осадочной толще с углеродисто-кремнистыми прослоями сланцев обеспечили образование кварц-золото-сульфидных жил, штокверков с медно-висмут-теллуридной продуктивной минерализацией (жила Январская, см. табл. 18).

В скарново-магнетитовых линзах золотое оруденение локализовалось в том случае, если в них развивалась внутриминерализационная трещиноватость, контролировавшая проникновение металлоносных растворов и приведшая к телескопированию разновозрастных гидротермальных комплексов (Калиостровское месторождение). Поэтому в пространстве рудного поля находятся как золотоносные скарновые тела, так и безрудные скарновые зоны, не подверженные деформациям и гидротермальному преобразованию (см. табл. 14) [Коробейников, 1987]. Своеобразное прожилково-вкрапленное магнетит-актинолитовое оруденение, несущее нередко золото-кварцевую минерализацию, формировалось на месте порфиритов, габбро-диоритов приконтактных ореолов прорывающей их гранитоидной интрузии (см. табл. 14–16).

Парагенетически золотое оруденение связано с формированием дайковой серии диорит-лампрофирового ряда, относящейся к дайкам второго этапа гранитоидной интрузии. Возраст оруденения определяется периодом после внедрения мелкозернистых диоритов и лампрофиров и до образования оливиновых габбро-порфиритов, субщелочных диабазовых порфиритов девонского возраста. В рудном поле выявлены участки, где субщелочные диабазовые порфириты (тешениты) рассекают зоны кварц-золоторудной прожилковой минерализации [Коробейников, 1970].

Гидротермальная жильная минерализация включает в себя восемь последовательных устойчивых ассоциаций: 1) кварц-пирротиновую, 2) кварц-золотую, 3) кварц-халькопирит-теллуrowисмутитовую, 4) кварц-сфалерит-галенитовую, 5) кальцит-кварц-золото-хлоритовую, 6) кварц-карбонатную, 7) кварц-пренитовую, 8) кварц-баритовую. Первая, вторая, третья и пятая минерализации несут промышленное золотое оруденение (см. табл. 14–19, рис. 35). Кварц-карбонатная и кварц-пренитовая послерудные ассоциации сопровождают все типы месторождений: жильные и штокверковые. Резко обособленное положение занимает кварц-сфалерит-галенитовая убогопродуктивная минерализация, сопровождающаяся зонами березитизации (см. табл. 17).

Таблица 14

**Парагенетическая схема эндогенного минералообразования
Калиостровского золото-скарново-магнетитового месторождения**

Минерал	Этап минералообразования				
	контактово-метасоматический		гидротермальный		
	Стадия				
	скарновая		кварц-золоторудная		
	Степень				
	скарновая	магнети- товых руд	актино- литовая (околорудная)	золото- кварцевая	кварц- карбонатная
Скаполит	—				
Клиноцоизит	—				
Сфен	—				
Апатит	—				
Ортит	—				
Циркон	—				
Диопсид-авгит	—				
Салит-геденбергит	—				
Гроссуляр-андрадит	—				
Везувиан	—				
Волластонит	—				
Аксинит	—				
Андезин № 37-43	—				
Турмалин		—			
Магнетит		—			
Эпидот	—	—			
Тремолит-актинолит		—	—		
Спадаит		—			
Ильваит		—			
Хлориты		—			
Альбит			—		
Кварц			—		
Кальцит		—		—	—
Анкерит				—	—
Серпентин		—			—
Тальк		—			—
Серицит		—			—
Хризотил-асбест		—			—
Пренит		—			—
Шабазит		—			—
Пирит				—	—
Пирротин				—	
Халькопирит				—	
Молибденит				—	
Золото				—	

Околорудный метасоматоз выразился в образовании актинолитизированных, альбитизированных, окварцованных, березитизированных, карбонатизированных и пренитизированных пород. Наибольшему изменению подвержены породы габ-

Таблица 15

Парагенетическая схема эндогенного минералообразования штокверковых золоторудных месторождений Коммунарковского рудного поля

Минерал	Кварц-золоторудная стадия (II)		
	Степень		
	актинолитовая (околорудных метасоматитов)	золото-кварцевая	кварц-карбонатно- пренитовая послерудная
Актинолит	_____	_____	_____
Альбит	_____	_____	_____
Кварц	_____	_____	_____
Кальцит	_____	_____	_____
Анкерит	_____	_____	_____
Эпидот	_____	_____	_____
Хлорит	_____	_____	_____
Серицит	_____	_____	_____
Пренит	_____	_____	_____
Пирит	_____	_____	_____
Пирротин	_____	_____	_____
Халькопирит	_____	_____	_____
Магнетит	_____	_____	_____
Золото	_____	_____	_____

Таблица 16

Парагенетическая схема эндогенного минералообразования штокверкового Кузнецовского золоторудного месторождения (Коммунарковский район)

Минерал	Кварц-золото-сульфидная стадия (III)		
	Степень		
	околорудная березитовая- лиственитовая	кварц-золото- пирротин- халькопирит- тетрадимитовая	кварц-карбонатная послерудная
Кварц	_____	_____	_____
Кальцит	_____	_____	_____
Анкерит	_____	_____	_____
Серицит	_____	_____	_____
Хлорит	_____	_____	_____
Альбит	_____	_____	_____
Пирит	_____	_____	_____
Пирротин	_____	_____	_____
Халькопирит	_____	_____	_____
Магнетит	_____	_____	_____
Висмутин	_____	_____	_____
Тетрадимит	_____	_____	_____
Золото	_____	_____	_____

бро-диоритового комплекса, порфириты и дайки диорит-лампрофирового ряда на участках проявления штокверковой золото-кварцевой минерализации. Кварц-пирротиновый и кварц-золотой типы руд сопровождаются околорудной актинолитизацией, золото-кварц-халькопирит-теллурувисмутитовый и кварц-сфалерит-га-

Таблица 17

Парагенетическая схема эндогенного минералообразования кварцевой слабозолотоносной Мало-Березовской жилы (Коммунарковский район)

Минерал	Кварц-сфалерит-галенитовая стадия (V)		
	Степень		
	околорудная березитовая	кварцево- сульфидная	кварц-карбонатная
Кварц			
Кальцит			
Анкерит		—	—
Доломит			
Серицит			
Хлорит			—
Альбит	—		
Эпидот	—		—
Пирит			—
Арсенопирит		—	
Халькопирит		—	
Блеклая руда		—	
Сфалерит		—	
Галенит		—	
Золото			—

ленитовый (с убогим содержанием золота) — березитизацией, а кальцит-кварц-золото-хлоритовый — карбонатизацией. Обычно околорудное преобразование рудовмещающих пород предшествует периоду жильного выполнения, а карбонатизация и пренитизация его завершают.

Почти все известные месторождения Коммунарковского поля размещаются в приконтактной полосе гранитоидного массива и пространственно приурочены к мелким линейным телам амфиболизированных габбро-диоритов. Эти субинтрузивные тела среди относительно однородных вулканогенно-осадочных пород обусловили анизотропность среды, а последнее сказалось на проявлении трещинной тектоники и определило форму и характер размещения рудных тел в рудном поле.

По структурно-морфологическому признаку выделяются такие группы: 1) рудные тела, сформированные в единичных тектонических трещинах (жильный тип); 2) рудные тела, образованные в системах сближенных трещин (штокверковый тип); 3) рудные тела комбинированного типа, включающие в себя кварцевые жилы и сопровождающие их штокверки; 4) линейные зоны золотоносной карбонатизации в габбро-диоритах. Максимальная продуктивная минерализация контролируется наиболее выраженными системами трещин в зеленокаменных габбро-диоритах на участках проявления продольных разрывов II порядка (скола и отрыва северо-восточного простирания с крутым падением (60–80°) на северо-запад и юго-восток [Коробейников, 1964].

Сочетание складчатых и трещинных структур создало благоприятные условия для рудоотложения. Месторождения контролировались вулканогенно-осадочной толщей с мелкими субпослойными телами зеленокаменных габбро-диоритов. Они сформировали «верхний продуктивный структурный ярус». Тектоническое

**Парагенетическая схема эндогенного минералообразования
кварц-золото-сульфидной Январской жилы**

Минерал	Кварц-золото-сульфидная стадия (IV)		
	Степень		
	околорудной березитизации	кварц-халькопирит- золото-теллури- висмутитовая	кварц-сфалерит- галенитовая
Кварц			
Кальцит			
Анкерит			
Доломит			
Серицит			
Хлорит			
Альбит			
Эпидот			
Серпентин			
Тальк			
Пирит			
Арсенопирит			
Пирротин			
Молибденит			
Теллуровисмутит			
Висмутин			
Тетрадимит			
Эмплектит			
Бурнонит			
Сфалерит			
Галенит			
Блеклая руда			
Гессит			
Алтаит			
Калаверит			
Золото			

развитие рудного поля привело к образованию мелкоглыбовой структуры с вертикальным перемещением отдельных блоков пород до 2–3 км.

Формированию золоторудных месторождений благоприятствовали такие структурные условия:

- 1) наличие протяженных трещинных полостей;
- 2) формирование продольных сколовых трещин на контактах углисто-кремнистых сланцев с горизонтами эффузивных и туфогенных пород;
- 3) наличие систем трещин, примыкающих к крупным рудоконтролирующим разрывам вдоль габбро-диоритовых тел, которые способствовали формированию штокерковых руд;
- 4) проявление тектонической трещиноватости линейного типа в скарново-магнетитовых залежах рудного поля.

На отложение золота в рудных зонах оказывали влияние как структурные, так и физико-химические факторы среды и металлоносных растворов. При формиро-

Таблица 19

**Парагенетическая схема эндогенного минералообразования
Спасского золото-шеелитового месторождения (Кузнецкий Алатау)**

Минерал	Этап минералообразования					
	контактово-метасоматический		гидротермальный			
	Стадия					
	скарновая		кварц-золото-шеелитовая		кварц-сфалерит-галенитовая	кварц-карбонатная послерудная
			Степень			
пироксен-гранатовая	магнети- товая	березито- листве- нитовая	рудная			
Диопсид-салит	=====					
Гроссуляр-андрадит	=====					
Волластонит	=====					
Аксинит	=====					
Эпидот		=====				
Сфен	=====	=====				
Апатит	=====	=====				
Магнетит		=====				
Актинолит		=====				
Хлорит		=====	=====			=====
Кварц			=====	=====	=====	=====
Кальцит			=====		=====	=====
Анкерит			=====			=====
Брейнерит			=====			
Доломит			=====			
Тальк			=====			
Серицит			=====			
Шеелит			=====	=====		
Пирит				=====	=====	=====
Пирротин					=====	
Халькопирит					=====	
Фрейбергит					=====	
Сфалерит					=====	
Галенит					=====	
Золото				=====		

вании штокверков в амфиболизированных габбро-диоритах роль осадителей золота из растворов сыграли амфиболы, широко представленные в зальбандах кварцевых жил и прожилков. Здесь на осаждение металла главное влияние, скорее всего, оказывали процессы взаимодействия ионов двухвалентного Fe, Mg, поступавших в раствор при разложении амфиболов, с комплексами золота. В кварцево-сульфидных жилах, формировавшихся в субпослойных сколовых трещинах на контактах с углисто-кремнистыми сланцами, золото осаждалось за счет величин разности электрических потенциалов углистого вещества и кварца. В скарново-магнетитовых залежах отложение металла происходило под действием влияния электролиза и гидролиза ионов золота в растворах в условиях естественных электрических полей и при взаимодействии ионов двухвалентного железа с комплексами золота [Коробейников, 1964].

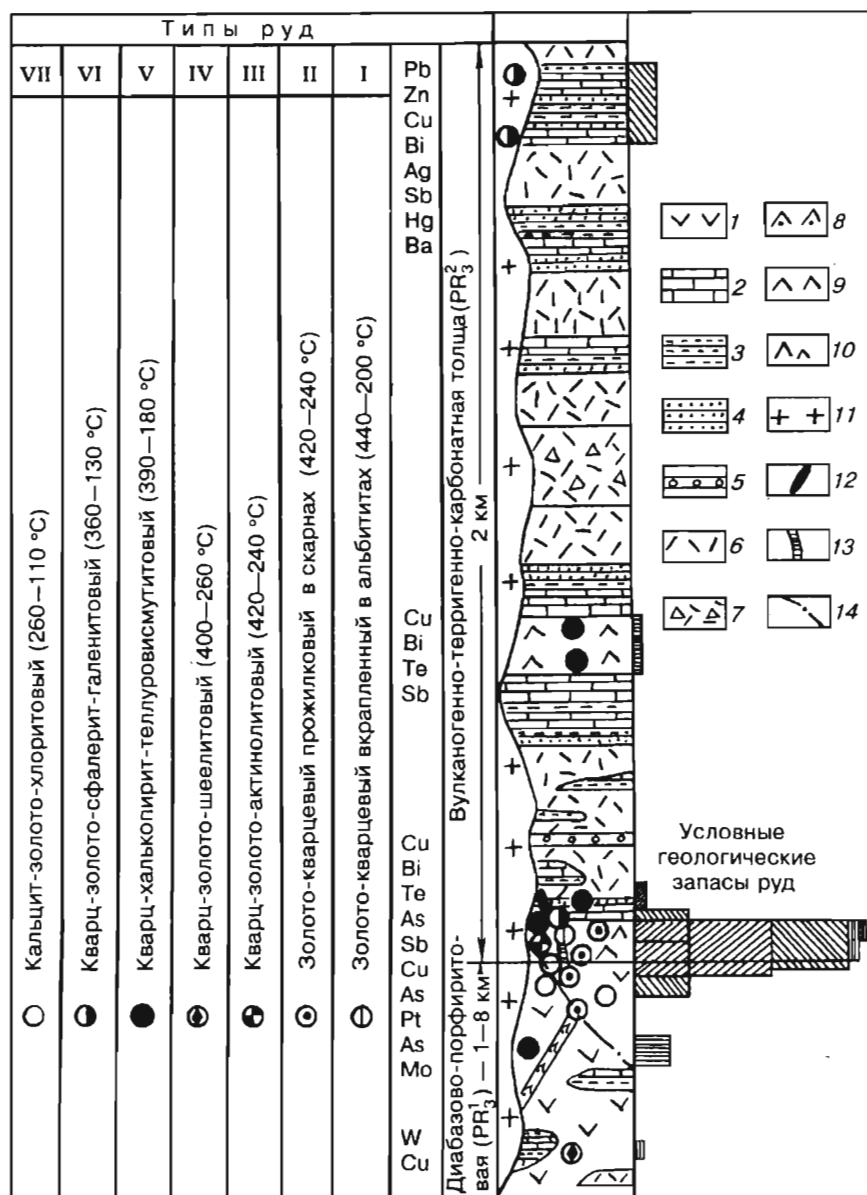


Рис. 35. Схема размещения различных типов руд в стратиграфическом разрезе Коммунарского рудного поля (по А. Ф. Коробейникову, Л. Г. Осипову):

1—10 — породы протерозоя: 1 — диабазы, диабазовые порфиры, туфы, 2 — известняки, мраморы, 3 — сланцы углеродисто-кремнистые, 4 — туфопесчаники, 5 — туфоконгломераты, 6 — эффузивы кислого состава — кератофиты, 7 — туфобрекчии, 8 — габбро-диориты мелкозернистые дайковые, 9 — габбро-диориты порфировидные субпластовые, 10 — диоритовые порфиры зеленокаменные; 11 — габбро-диориты, диориты, монзониты, гранодиориты Солгонской интрузии, С₃-О; 12 — скарново-магнетитовые линзы — Калиостровское месторождение, Девятая и Борисовская линзы; 13 — золотоносные метасоматические альбититы; 14 — разрывы.

Золото в метасоматитах и рудах. Фоновые средние содержания Au определены (мг/т): в диабазах — 4,8, известняках — 2,2, углеродистых сланцах — 9,3, габбро-диоритах зеленокаменных — 4,9, диоритах — 5,0, гранодиоритах — 6,0, лампрофирах — 14,8, диоритовых порфиритах — 28,3, сиенит-диоритах — 39,3, гранитах — 1,7, тешенитах — 1,3, оливиновых габбро-порфиритах — 2,8.

Контактово-метасоматические образования нижнепалеозойской гранитоидной интрузии несут невысокие средние содержания золота — 2,7–11,3 мг/т. И только в минералах околорудно-измененных скарнов концентрация его резко возрастает и особенно в магнетитах — до 70–630 мг/т. Соотношение параметров распределения золота ($\bar{X}_{Au}$ и V_{Au}) в минералах контактовых (поле I и II) и околосильных (поле III) метасоматитов приведено на рис. 36. Из графика видно, что наименьшими геохимическими показателями обладают скарновые минералы (поле I), а магнетитовые послескарновые руды (поле II) и околосильные метасоматиты (поле III) характеризуются максимальными значениями параметров: $\bar{X}_{Au}$ от 200 до 300 мг/т, V_{Au} от 240 до 260 %.

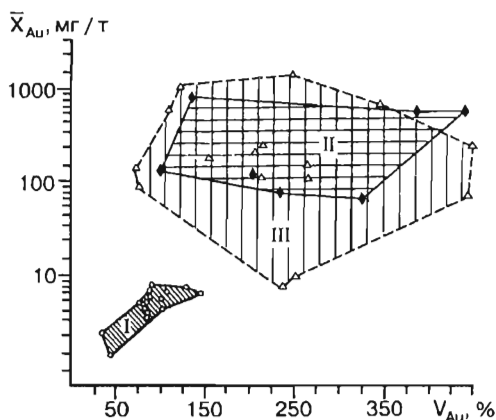
Повышенная промышленно важная концентрация золота до 5–20 г/т наблюдалась лишь в окварцованных, лиственитизированных, сульфидизированных скарнах, кварцевых штокверках, жилах.

Геохимическими исследованиями установлено волнообразное распределение содержаний металла в продуктах послемагматических процессов гранитоидной интрузии. На диаграмме проявляется два максимума концентрации Au: 1) в метасоматических магнетитах, образованных при температурах 500–450 °С (I этап накопления металла), и 2) в кварц-карбонатно-сульфидных ассоциациях, возникших в условиях температур ниже 420–130 °С (по газовой-жидким включениям в минералах). Максимальное количество металла зафиксировано в кварцевых жилах, штокверках и околосильных метасоматитах.

При высокотемпературной альбитизации диоритов, лампрофиров, порфиров (480–260 °С) установлен вынос металла из преобразуемых пород до 40–50 % от его количества в исходных породах [Коробейников, 1977, 1980]. Лишь в оквар-

Рис. 36. Соотношение средних содержаний $\bar{X}_{Au}$ и показателя V_{Au} распределения золота в горных породах и минералах контактовых и околосильных метасоматитов Коммунарского золоторудного поля.

Поля распространности пород: I — минералов известковых скарнов нижнепалеозойской гранитоидной интрузии, Ca_3O (диопсид-салит, гранаты, волластонит, скаполит, везувиан, андезин, аксинит); II — минералов скарново-магнетитовых линз Калиостровского штокверкового золото-кварцевого месторождения, Девятой и Борисовской линз (магнетит, эпидот, актинолит, хлорит, кварц, пирит, серпентин, тальк); III — околорудных метасоматитов-грейзенов, березитов-лиственитов, актинолитизированных, окварцованных габбро-диоритов, лампрофиров, диабазов, сиенит-диоритов.



цованных метасоматических альбититах количество золота резко возрастает. Значительный привнос золота зафиксирован при образовании грейзенов по диоритам и гранитам ($K_n^{Au} = 42-132$). Процесс грейзенизации завершает аутометасоматическую калишпатизацию и альбитизацию в гранитоидах. При актинолитизации, березитизации-лиственитизации пород отмечается концентрация металла до $K_n^{Au} = 2-260$. Распределение Au в гидротермалитах отвечает крайне неравномерному $V = 160-280\%$. Это обусловлено наличием самородных (до 70 %), тонкодисперсных (до 4-70 %) выделений золота в минералах наряду с атомарно- и молекулярно-рассеянным.

Платиновые металлы в горных породах и рудах. Контрольные определения Pt и Pd в углеродисто-кремнистых рудовмещающих сланцах, в жильном кварце и штоковке показали такие результаты (табл. 20, рис. 37).

В окварцованных углеродисто-кремнистых сланцах выявлено близкое содержание Pt до 20 мг/т и Pd 5. Жильный кварц жилы Штурмовой золото-кварцевой ассоциации содержит 0,62 и 18 Pt и 0,1 г/т Pd, а кварцевый штокверк такой же рудной ассоциации — 0,02-5,6 Pt и 0,005-0,1 г/т Pd (см. табл. 15, 20). В магнетите метасоматическом Калиостровского штоковкового месторождения золота установлено 0,85 Pt и 0,060 г/т Pd. Пирит III рудогенный из скарново-магнетитовых залежей, несущих штоковковую золото-кварцевую минерализацию, содержит 0,91 Pt и 0,35 г/т Pd (Северная линза). В то же время в убогозолотоносной Борисовской скарново-магнетитовой линзе установлено всего 0,008 Pt и 0,75 г/т Pd. В пиритах III кварц-золоторудных жил и штоковков находится самое высокое содержание Pt (56 г/т) и низкое Pd (0,299 г/т). Однако в пиритах кварцевого штоковка дайки

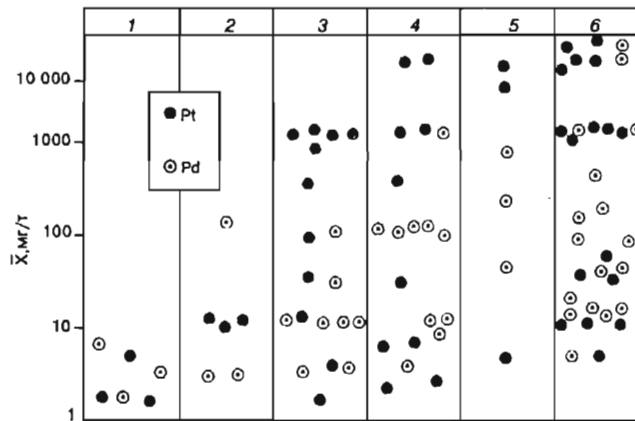


Рис. 37. Распределение Pt и Pd в горных породах, рудах и сульфидных минералах Коммунарского золоторудного поля:

1 — углеродисто-кремнистые сланцы рифея; 2 — окварцованные кремнисто-углеродистые сланцы, пирит из сланцев; 3 — золото-кварцевые штоковки месторождений Подлунного, «Северной Зоны»; 4 — золото-кварцевые жилы месторождений Подоблачного, Подлунного; 5 — магнетит, пирит, пирротин Северной, Борисовской скарново-магнетитовых линз с золото-кварцевыми прожилками; 6 — пирит, пирротин, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит, арсенопирит, антимонит из кварц-золото-сульфидных и золото-кварцевых жил Подлунного, Подоблачного, Январского месторождений.

Таблица 20

Распределение платины и палладия (г/т) в кварцевых, кварц-золото-сульфидных рудах Коммунарковского золоторудного поля (Кузнецкий Алатау)

Горная порода, тип руды, минерал	Кол-во проб	Pt	Pd	Pt/Pd
Антимонит из рудной зоны	2	0,005	24,9	0,001
Арсенопирит из сланцев на контакте с жилой Январской	1	25,0	0,006	4167
Блеклая руда из той же жилы, штольня № 6	1	0,01	1,13	0,009
Галенит из той же жилы, штольня № 6	1	0,01	0,12	0,08
Жильный кварц с золотом	2	<u>0,62–18</u>	<u>0,1</u>	93
		9,3	0,1	
Кварцевый штокверк	6	<u>0,020–5,6</u>	<u>0,005–0,1</u>	62,5
		2,5	0,040	
Магнетит метасоматический Калиостровского месторождения	1	0,85	0,060	14
Окварцованный углеродисто-кремнистый сланец	1	0,020	0,005	4
Пирит из жилы Январской, штольня № 12	1	1,70	0,025	68
Пирит из золото-кварцевого прожилка с пиротином, дайка Центральная, горизонт 845 м	1	1,60	0,060	26,7
Пирит из кварцевого прожилка с золотом, Подлунный штокверк	1	0,64	0,018	35,6
Пирит из руд Северной скарново-магнетитовой линзы	1	1,91	0,35	5,5
Пирит из углеродистых сланцев полуденной свиты, R ₃	1	0,01	0,12	0,09
Пирит кварцевых жил и штокверков	12	3,61	0,18	20
Пирротин из сланцев углисто-кремнистых	2	0,04	0,150	0,27
Пирротин из того же прожилка	1	1,30	0,015	86,7
Пирротин кварцевых жил и штокверков	5	0,29	0,007	4,1
Сфалерит из кварц-сфалерит-галенитовой жилы, штольня № 6	1	0,01	0,008	1,3
То же, из Борисовской скарново-магнетитовой линзы	1	0,008	0,75	0,01
То же, из жилы Январской (кварц-сульфидно-теллуридной ассоциации с золотом), скв. 11	1	0,051	0,014	3,6
То же, из жилы Январской с теллуrowисмутитом	1	4,19	0,093	45
То же, из золото-кварцевых жил и штокверков	3	56,0	0,292	191,8
То же, Апрельская дайка	1	0,97	0,066	15
Халькопирит жилы Январской, штольня № 12	1	0,01	1,70	0,006

Примечание. Над чертой — минимальные и максимальные содержания, под чертой — среднее.

Апрельской, Подлунного штокверка концентрация Pt не превышает 0,64–0,97 г/т, а Pd — 0,066–0,018 г/т. Арсенопирит жилы Январской с теллуrowисмутитовой минерализацией содержит 1,7–25 Pt и 0,006–0,025 г/т Pd. Сфалерит, галенит, блеклая руда, халькопирит из кварц-золоторудных жильных и штокверковых тел характеризуются очень низкими концентрациями Pt до 0,01 г/т и умеренными Pd — 0,12–1,7 г/т.

В антимоните поздних прожилков карбонатного состава обнаружено повышенное содержание Pd до 25 г/т.

Таким образом, ревизионные геохимические исследования золото-кварцевых руд Коммунарковского рудного поля на ЭПГ показали, что в рудах содержится значительное количество Pt, Pd, нередко достигающее промышленного значения — 4–25 Pt и 1,1–1,7 г/т Pd.

4.2.4. Балахчинское золоторудное месторождение

Особенности геологического строения и платиноносность. Данное месторождение находится в 30 км к югу от Коммунарковского рудного поля. Здесь также прослеживается двухъярусное строение сложнодислоцированных и метаморфизованных толщ верхнего протерозоя–нижнего кембрия (см. рис. 33, 38). Нижний структурный комплекс представлен двумя толщами рифея: диабазово-порфиритовой (каратегская свита) и вулканогенно-осадочной (унгурская свита). Этот комплекс отличается наибольшей степенью метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация) и более напряженной складчатостью. Выделяемая Балахчинская антиклиналь простирается по оси на северо-северо-восток. В ядре этой антиклинали обнажается Андатский диоритовый массив. Верхний структурный ярус сложен карбонатно-терригенными отложениями рифея–нижнего кембрия (полуденная, тюримская, амарская, таржунская, визимская свиты), имеющими меньшую степень метаморфизма (зеленосланцевая фация) и дислоцированности. Наиболее крупной пликтивной структурой верхнего яруса является Амарская синклиналь. Она имеет субмеридиональное простирание и юго-восточное погружение оси. Эта главная структура осложнена дополнительными складками III порядка и разрывами II порядка.

Среди разрывов, осложняющих складчатые структуры, выделяются: 1) разрывы, субсогласные с простиранием осевых линий складок и имеющие близмеридиональное и северо-восточное простирание; они характеризуются в основном взбросово-сдвиговыми перемещениями и являются рудоконтролирующими; 2) разрывы, поперечные главным складчатым структурам и секущие продольные дизъюнктивные нарушения; перемещения по ним чаще сбросового типа; системы продольных и поперечных разрывов и обусловили заложение блоковой структуры региона; 3) разрывы диагонального (по отношению к складчатости) направления; характеризуются незначительными сдвиговыми перемещениями, рассекают разрывы первых двух групп и нередко смешают кварцево-рудные жилы; амплитуда перемещений по ним составляет десятки-сотни метров, тогда как по продольным и поперечным дизъюнктивам вертикальная амплитуда смещений достигает 1–3 км.

В рудном поле Андатский и Беренджакский региональные разломы сформировали грабеновую структуру с вертикальным перемещением блоков пород в 1–1,5 км. Широко распространены зоны трещиноватости пород протяженностью до десятков километров и мощностью в сотни метров. К ядрам горст-антиклиналей (Андатская и др.), стыкам складчатых блоков, продольным разрывам и крупным зонам расчленения пород приурочены гранитоидные интрузивы — Андатский, Случайнинский и др. Эти интрузивные тела сложены породами диорит-монцит-плагиогранитной ранней фазы нижнепалеозойской гранитоидной интрузии (C_3-O) и со-

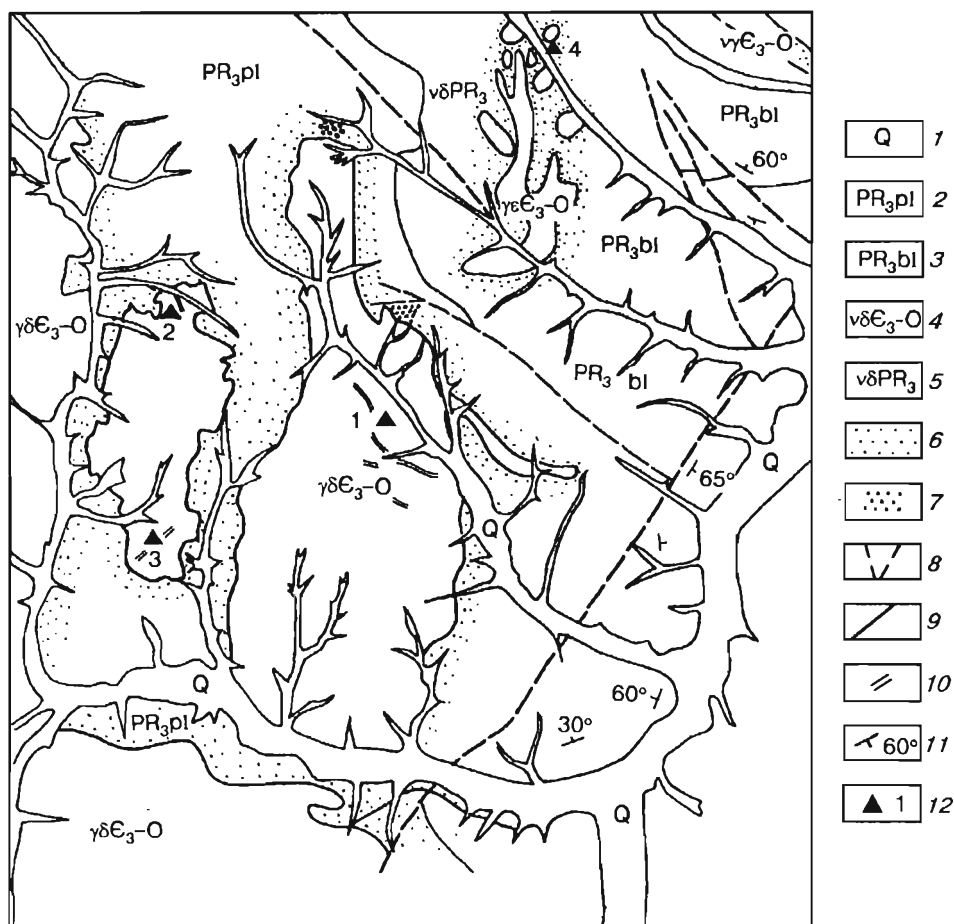


Рис. 38. Схема геологического строения Балахчинского рудного поля (по материалам Солгонской ПРП):

1 — четвертичные современные отложения пойм и надпойменных террас: галечники, гравий, валуны, песок, глина; 2 — мраморизованные известняки, сланцы, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы основных и кислых эффузивов, фельзитов полуденной (унгурской) свиты, Rpl; 3 — зеленокаменные основные эффузивы, их туфы, редко кератофиры, линзы и пакки известняков, доломитов, сланцев, песчаников каратегской (белоюсской) свиты, Rbl; 4 — габбро (v), габбро-диориты (vδ), диориты (δ), кварцевые диориты (δ), гранодиориты (γδ), монцититы (vε), сиенит-диориты (δε), сиениты (ε), плагиограниты нижнепалеозойской гранитоидной интрузии, C₃-O; 5 — габбро-диабазы, габбро-диориты амфиболизированные, альбитизированные габбро-диорит-диабазового рифейского комплекса, PR₃; 6 — контактовые роговики и мраморы; 7 — магнезиальные и известковые скарны; 8 — разрывные нарушения; 9 — геологические границы (стратиграфических, интрузивных контактов); 10 — кварц-золоторудные жилы; 11 — элементы залегания слоев пород; 12 — месторождения: 1 — Балахчинское жильно-золоторудное, 2 — Случайнинское жильно-золоторудное, 3 — Мало-Благодатное жильно-штокверково-золоторудное, 4 — Ипчульское молибденовое.

**Парагенетическая схема эндогенного минералообразования
Балахчинского золоторудного поля (Кузнецкий Алатау)**

Минерал	Этап минералообразования						
	контактово-метасоматический			гидротермальный			
	Стадия						
	магнези- альных скарнов	известковых скарнов		кварц-золото-сульфидная			
		собств. скарнов	послескар- новых метасом.	берези- товая	кварц- пиритовая	кварц- золото- сульфидная	кварц-кар- бонатная
Форстерит	—						
Фассаит	—						
Шпинель	—						
Флогопит	—						
Виолан	—						
Диопсид-салит		—					
Гранат № 40-80		—					
Волластонит		—					
Везувиан		—					
Магнетит			—				
Тремолит			—				
Актинолит			—				
Эпидот			—				
Хлориты			—				—
Турмалин			—				
Серпентины			—				
Тальк			—	—			
Альбит			—	—			
Серицит-мусковит				—			
Кварц				—			
Кальцит				—		—	—
Анкерит				—			—
Пренит							—
Шеелит			—		—		
Пирит				—	—	—	
Арсенопирит					—	—	
Халькопирит					—	—	
Висмутин						—	
Теллуrowисмутит						—	
Блеклая руда						—	
Бурнонит						—	
Шапбахит						—	
Сфалерит						—	
Галенит						—	
Золото					—	—	

проводящими золоторудными месторождениями (см. рис. 38). Внедрение гранитоидов происходило в период заложения рифтогенных глыбовых структур региона, что подчеркивается тектоническим контролем размещения интрузивных тел.

Кроме нижнепалеозойских гранитоидов в пределах рудного поля распространены древние субпослойные тела амфиболизированных габбро-диоритов (PR₃), дайки поздних габбро-порфиров, мелкие штоки оливинового габбро, нордмаркитов, граносиенитов предположительно девонского возраста.

В контактах Андатского интрузива проявились процессы ороговикования, мраморизации вмещающих пород, а также процессы магнезиально-известкового скарнирования. Кварц-золото-сульфидные жилы залегают в зонах березитизации среди эндоконтактов интрузива, тяготея к куполам, выступам в антиклинальных структурах, осложненных разрывами и зонами трещиноватости.

Балахчинский массив сложен биотит-двупироксеновыми диоритами, сиенит-диоритами, монцонитами и реже габбро-диоритами. Его внутренняя структура концентрически-зональная [Бозин и др., 1967; Балыкин, 1977а,б]. Породы массива пересекаются дайками диоритовых порфиров, диабазов, сиенит-порфиров, лампрофиров, аляскитов, аплитов, мелкозернистых гранитов. Этот массив «вложен» в синклиналию складку карбонатно-вулканогенных пород рифея. Крылья этой складки как бы «облекают» интрузив. При приближении к контактам массива слои карбонатно-сланцевых пород «выкручиваются» до вертикального и даже до обратного залегания слоев. На контактах интрузива развиты безрудные магнезиальные и известковые скарны фassaит-шпинелевого и гранат-пироксенового составов с везувианом, виоланом (табл. 21). Породы массива несут следы активного щелочного метасоматоза — калишпатизации, которая развивается в виде вкрапленности, струй, прожилков, линз калишпатового состава.

Биотит-двупироксеновые диориты занимают ядерную часть массива, а сиенит-диориты (или монцонит-диориты) опоясывают диориты и реже образуют линзы среди диоритов. В зонах катаклаза породы микроклинизированы, окварцованы, эпидотизированы.

В массиве широко представлены золото-кварцевые жилы с околожильными березитами.

Платиноносность кварцево-рудных тел и березитов. Платина и палладий определялись в сульфидах кварц-золото-сульфидных жил и околорудных березитов (табл. 22). Анализ геохимических данных показал следующее.

Рудогенный пирит III из пяти золото-сульфидно-кварцевых жил характеризуется промышленно интересными концентрациями платины — от 0,32 до 12,7 г/т.

Таблица 22

**Распределение Pt и Pd (г/т) в минералах березитов и кварцевых жилах
Балахчинского рудного поля**

Минерал, горная порода	Кол-во проб	Pt	Pd	Pt/Pd	K _n ^{Pt}
Арсенопирит из кварцевой жилы	1	3,4	0,3	11,3	690
Пирит II из березитов жилы Октябрьской	1	2,4	0,04	60	480
Пирит III из жилы Нижне-Скарновой	2	0,45	0,2	2,2	90
То же, из кварцевой жилы Изотовской	1	2,6	0,4	6,5	510
То же, Майской	2	1,40	0,2	7,0	280
То же, Октябрьской	3	12,70	0,61	2,1	2550
То же, Чапаевской	2	0,525	0,55	0,95	100
Халькопирит из кварцевой жилы	1	0,32	2,3	0,14	62

Пирит II генерации из околожильных березитов несет (г/т): 2,4 Pt и 0,04 Pd. В рудогенных пиритах III генерации всех изученных кварц-золоторудных жил содержится значительно меньшее количество Pd — до 0,2–0,61 г/т. Лишь в халькопирите определено 2,3 г/т этого элемента. В монографии А. М. Сазонова с соавторами [Нетрадиционная... минерализация..., 1997] также отмечается промышленно важная платиноносность золото-кварцево-сульфидных жил этого месторождения.

Следовательно, золото-кварцево-сульфидные жилы Балахчинского рудного поля также несут промышленно интересные содержания Pt и незначительные концентрации Pd.

4.2.5. Октябрьское золоторудное месторождение

Географические координаты рудного объекта: 94°35'30" в.д. и 53°05' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Месторождение приурочено к участку сочленения салаирид Восточного Саяна с каледонидами Западного Саяна, в пределах восточного замыкания Западно-Саянского офиолитового пояса. В структурном отношении район относится к области сопряжения разновозрастных складчатых структур и проявления процессов рифтообразования. Западная часть региона охватывает площадь сочленения Западно-Саянского геосинклинального прогиба со структурами Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба. Она относится к Куртушибинской структурно-формационной зоне и характеризуется интенсивным проявлением гипербазит-базитового магматизма. Систигхемской структурно-фациальной зоне свойственно развитие унаследованных и наложенных прогибов, впадин и слабое проявление интрузивного магматизма. Сочленение этих разновозрастных структур произошло по группе Саяно-Тувинских глубинных разломов I порядка. По опережающим разрывам II порядка обнаружены габброиды, гранитоиды и сопровождающие титаномagneтитовые, ртутные, шеелитовые, золотые проявления [Коробейников и др., 1987б].

Регион складывается вулканогенно-осадочными толщами нижнего кембрия, красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами ордовика, красноцветными терригенными отложениями силура, аллювиально-делювиальными четвертичными образованиями. Они включают в себя интрузивные тела гипербазитового, базитового и гранитоидного комплексов [Геология СССР. Т. 29, ч. I. 1969; Чучко и др., 1969].

Эндогенное золотое оруденение представлено кварц-золото-березитовой среднеглубинной формацией. Обособляются два структурно-морфологических типа руд: жильный и прожилково-вкрапленный в зонах березитов-лиственитов. Золото-кварцевые жилы залегают среди вулканогенно-черносланцевых толщ нижнего кембрия и обнаруживают тесную пространственную связь с малыми телами изинзюльско-го габбро-диабазово-диоритового комплекса. Вероятно эти интрузивные образования являются комаматами диабазово-порфиритовой формации кембрия.

В формационном отношении рудовмещающая толща соответствует начальным периодам геосинклинального развития региона и характеризуется составом, переходным от диабазово-спилит-кератофировой к диабазово-порфиритовой формации. Породы отвечают зеленокаменно измененным диабазам, диабазовым и андезитовым порфирирам, реже кератофирам. Осадочно-метаморфические образования

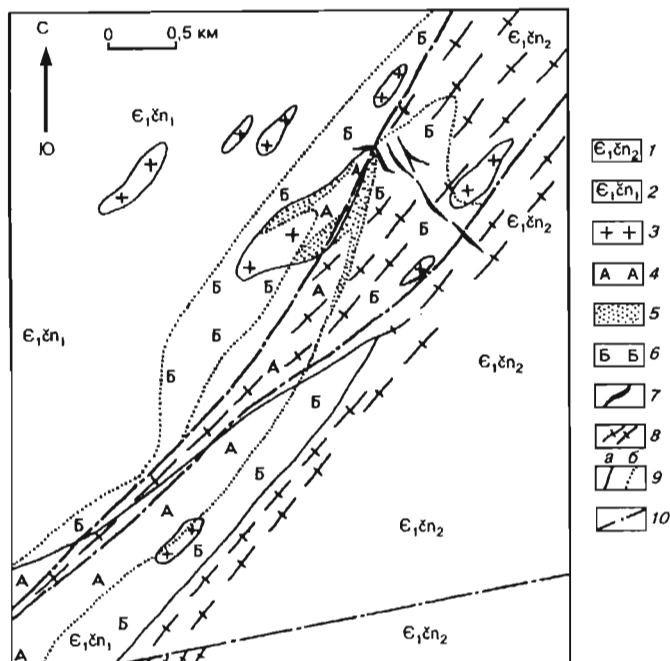


Рис. 39. Схема геологического строения Октябрьского рудного поля в Восточном Саяне — Тыве (по К. М. Кильчицакову и др.):

1 — глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы с прослоями песчаников и известняков верхней подсвиты чингинской свиты; 2 — диабазы, диабазовые порфиры с прослоями углеродистых и слюдяных сланцев нижней подсвиты чингинской свиты нижнего кембрия; 3 — диориты, габбро-диориты мелко- и среднезернистые габбро-плагногранитной формации, E_3 ; 4 — зоны альбитизации габбро-диоритов, порфиритов; 5 — кварц-кальцик-плаггиоклаз-хлоритовые метасоматиты; 6 — зоны лиственитизации-березитизации пород; 7 — кварц-золоторудные жилы; 8 — зоны рассланцевания; 9 — геологические границы: а — стратиграфические и интрузивные, б — фаций метасоматитов; 10 — разрывы.

представлены зелеными, зеленовато-черными филлитами, хлоритовыми сланцами, песчаниками с прослоями темных углеродистых сланцев, местами пиритизированных. Зеленокаменные эффузивы содержат мелкие штоки, линзы, силлы, дайки габбро, габбро-диабазов, габбро-диоритов, диоритов субинтрузивного облика. Породы этих субинтрузивных тел также подвержены зеленокаменным изменениям. Все это свидетельствует о их комагматичности. Региональный метаморфизм проявился в фации зеленых сланцев, а степень преобразования пород в регионе повышается в направлении с запада на восток, до эпидот-амфиболитовой фации.

Месторождение приурочено к крылу крупной антиклинали юго-западного простирания с падением крыльев на северо-запад под углом $60-70^\circ$. На участке проявлено два типа рассланцевания пород: I направление представлено секущими зонами складчатых структур с простиранием $140-150^\circ$ и падением на юго-запад под углом $75-80^\circ$; II направление — субсогласные с простиранием пород 230° и падением на северо-запад под углом $20-75^\circ$. Реже проявляются зоны рассланцевания с азимутом простирания 310° и падением на юго-запад под углом $20-30^\circ$ (рис. 39).

Кварц-золоторудные жилы и штокверки приурочены в основном к разрывам, зонам трещиноватости II типа: аз. пад. 40–50°, угол падения 70–75°. Жилы представляют собой линзовидные тела кварца с многочисленными мелкими апофизмами. Мощность их изменчива как по простиранию, так и по падению, и колеблется в пределах 0,2–5 м. Контакты жил четкие и подчеркиваются сыпью тонкозернистого пирита во вмещающих березитизированных породах.

В юго-западном блоке пород участка установлены три зоны брекчирования северо-западного направления мощностью до 17 м, в которых проявлена ртутная минерализация.

На месторождении выявлено жильное, штокверковое и прожилково-вкрапленное золото-кварцевое, золото-сульфидное оруденение. Минеральный состав продуктивных жил представлен кварцем (70–90 объем.%), анкеритом, сидеритом, кальцитом (5–10 %), альбитом, калишпатом, мусковитом, актинолитом, эпидотом, клиноцоизитом, хлоритом, тальком (1–5 %), магнетитом, гематитом, пирротинном, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, борнитом, блеклой рудой, галенином, сфалеритом, халькозином, турмалином, баритом, рутилом, шеелитом, золотом (1–2 %). С глубиной жильные тела нередко разветвляются и переходят в штокверки, а затем в прожилково-вкрапленную золото-сульфидную минерализацию.

Штокверковые и вкрапленные золото-кварцевые руды найдены в кварц-альбитовых метасоматитах. Штокверки представлены густой сетью разнонаправленных прожилков кварца с вкрапленностью пирита, арсенопирита и золота. К верху разреза эти штокверки на расстоянии 200–500 м нередко переходят в кварцевые жилы. Рудовмещающие диабазы, габбро-диориты, метасоматические альбититы лиственитизированы-березитизированы, окварцованы, анкеритизированы.

Распределение золота в жильном кварце гнездовое. Золотины чаще размером 0,05–1 мм, при среднем значении 0,4 мм. Они размещаются по зонкам дробления и перекристаллизации в кварце совместно или раздельно с сульфидами. В кварце золотины нередко вытягиваются в цепочки и гнезда. На контактах кварца с пиритом, арсенопиритом, в ксенолитах метасоматитов среди кварца, в альбите, анкерите нередко обнаруживаются золотины. Золото губчатой, крючковатой, пластинчатой, каплевидной, зерноподобной, жилковидной, чешуйчатой форм и редко в виде сростков кристаллов (100), (111), (110). Кристаллы золота чаще уплощенной формы и скелетные. Грани их развиты неравномерно, с послойными наростами и отпечатками соседних кристаллов. Внутренняя структура золотин равномерно-зернистая. Пробы золота изменяются от 800 до 880 ‰. Примеси представлены Cu, Ag, Fe, Ti, Cr, Mn, Ni, As, Sb, Hg.

Другой тип золотин — это более крупные (0,1–1,8 мм) дендриты, зерноподобные выделения и кристаллы в форме (100), (110), (111) со ступенчатой треугольной скульптурой граней. Внутреннее строение золотин мелкозернистое с редкими простыми двойниками. Пробы золота составляют от 940 до 960 ‰. Элементы-примеси представлены (%): Cu (0,1–0,7), Sb (0,003–0,0007), Pb (0,002), Mn (0,0001).

Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность. В вертикальном разрезе месторождения отмечается такая зональность: в нижней части рудно-метасоматической колонны распространены кварц-альбитовые, кварц-микроклиновые метасоматиты с прожилково-вкрапленными золото-кварцево-сульфидными рудами; в средней части колонны находятся серицит-карбонатные листвениты с штокверковыми, жильными кварцевыми рудами и в верхней — карбонатные ли-

Рис. 40. Модель рудно-метасоматической колонны Октябрьского месторождения:

1 — исходные габбро, габбро-диориты; 2 — кварц-альбитовые; 3 — кварц-калишпатовые метасоматиты; 4–7 — зоны лиственитов-бerezитов: 4 — кварц-серицитовые, 5 — эпидот-актинолит-хлоритовые, 6 — кварц-карбонатно-пиритовые, 7 — карбонатные; 8 — вкрапленно-прожилковые золото-сульфидные руды в щелочных метасоматитах; 9 — жильные и штокерковые кварц-золото-сульфидные руды. Заштрихованы оруденелые участки.

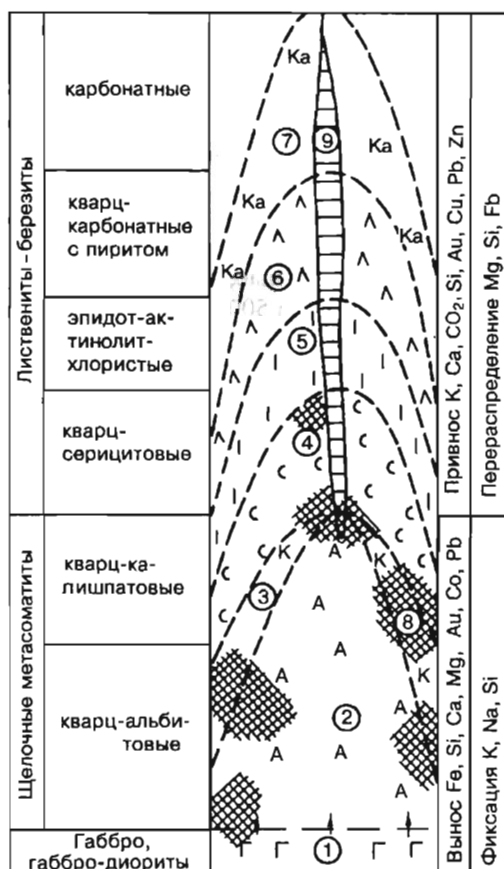
ствениты с кварцевыми жилами и прожилками. Суммарная протяженность палеогидротермальной колонны превышает 1 км (рис. 40).

Альбитовые метасоматиты, формировавшиеся по диабазам, сложены (%): альбитом № 10–7 (40), кварцем (10–40), серицитом (5–25), хлоритом (1–10), брейнеритом, доломитом, кальцитом (1–3). Состав аподиоритовых альбититов (%): олигоклаз (30–40), альбит (20), микроклин (12), кварц (20), серицит (10), хлорит (3), анкерит, кальцит (10–20), пирит (1–10).

Околожилные березиты-листвениты слагают тела мощностью до 30 м, протяженностью первые сотни метров. Около кварц-золоторудных жил, штокерков развиты фации карбонатных (анкерит-сидеритовых) лиственитов. К флангам рудных тел они сменяются кварц-серицит(фуксит)-пиритовыми и хлоритовыми ассоциациями. Процесс окварцевания боковых пород проявился особенно интенсивно в центральных частях рудных зон. Мощность окварцованных тел достигает 8–10 м, и по облику они представляют собой «сливные кварциты». Участки прожилкового окварцевания пород по мощности достигают 30 м и более.

На месторождении тела габбро-диоритов существенно альбитизированы. Полевые шпаты замещены альбитом, авгит-зеленой роговой обманкой, актинолитом, хлоритом с эпидотом, магнетитом, апатитом. Местами вместо хлорита появляется гидробиотит. Метасоматическое замещение следовало по схеме: андезин → олигоклаз → альбит; авгит, зеленая роговая обманка → биотит, хлорит → эпидот, апатит → гидробиотит, магнетит; титаномagnetит → магнетит → лейкоксен. Конечным продуктом альбитизации явились кварц-эпидот-альбитовые метасоматиты (%): альбит (60–65), кварц (15), эпидот (10), биотит с реликтами амфибола (6), хлорит (4), микроклин, магнетит, апатит, титанит (1).

Калишпатовые метасоматиты сложены (%): микроклином (18–50), биотитом (1–2), эпидотом (1–3), хлоритом (1–3), альбитом (10–15), кварцем (10–25), олиго-



клазом (30). Микроклин представлен тонкими вростками в плагиоклазе, или обростаает альбит. Агрегат антипертита с краев разрезается кварцем с образованием микропертитовой структуры замещения.

Щелочные метасоматиты размещаются зонально. Во внешней зоне развиты амфиболизация и хлоритизация габбро-диоритов. Во внутренней зоне формировались кварц-микроклин-альбитовые и кварц-плагиоклазовые породы. Возникали пятнистые разности, сложенные полевошпатовыми и амфиболовыми ассоциациями. Метасоматические альбититы (альбит — 70–80, кварц — 7–10, микроклин — 3–10 %) образуют линзовидные, жилообразные, субпластовые тела мощностью 20–65 м и протяженностью до 500–1000 м. Они формируют линейные зоны, равные 2–3 км.

При щелочном метасоматозе происходил привнос рудных элементов Cu, Pb, Zn, W, Mo. Из внутренней зоны метасоматической колонны выносились Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, а во внешней зоне отмечался привнос Cu, Zn и вынос Cr, V. В результате во внутренней зоне возникали отрицательные ореолы этих элементов, а во внешней — убогоположительные. Золото выносилось из внутренней зоны во внешнюю; коэффициент накопления K_n^{Au} изменялся от 0,5–0,6 до 1,2–1,5. Максимальные концентрации Au зафиксированы в зоне окварцевания, а минимальные — в метасоматических бессульфидных альбититах. Более поздние околорудные березиты-листвениты сопровождался более значительным накоплением золота ($K_n^{Au} \geq 1,7$ –130).

Геохимические исследования околорудного пространства позволили выявить зональность элементов (сверху вниз колонны): Hg–Sb–Ba–Pb–Zn–Cu–As–Au–Ni–Cr–V–Co. Надрудные элементы Hg, Sb, Ba проявляются не на всех участках рудного поля [Коробейников и др., 1987б]. В рудном поле отмечены положительные и отрицательные аномалии Cr, Ni, Co, V, As, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, W. В центральной его части наблюдаются серии узких зон северо-западного направления, представ-

ленные сочетанием положительных и отрицательных ореолов (рис. 41). Отрицательные аномалии Cu, Zn, Ni, Co, V, Cr фиксируют метасоматические альбититы. Размеры их зон 120–500 м в длину и 13–60 м в ширину. Положительные аномалии Cu, Pb, Zn, As, Au сопутствуют жильным зонам и сопровождающим околорудным березитам-лиственитам. На флангах этих рудных зон развиты отрицательные ореолы Co, Ni, V, Cr, Ti и местами локальные положительные аномалии Pb, As, Zn, Co, V, Ni, Cr. Протяженность их достигает 600 м при ширине 10–30 м.

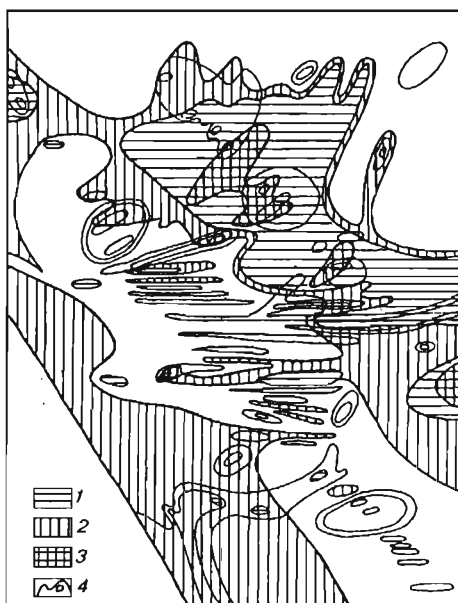


Рис. 41. Геохимическая зональность Октябрьского рудного месторождения.

Зоны привноса: 1–3 — халькофильных элементов (Cu, Pb, Zn) I, II и III порядков; 4 — сидерофильных элементов (Co, Ni, Cr, V, Ti).

Отмечается вертикальная геохимическая зональность в распределении элементов-примесей в жильном кварце месторождения. В нижнерудных участках рудно-метасоматической колонны в кварце преобладают Cr, V, Co, Ni над Pb, Zn, Cu, As, Au, а верхнерудные участки несут повышенные концентрации халькофильных элементов и, в особенности, Sb, Hg, As в кварце и не содержат элементы группы железа. Отрицательные геохимические аномалии Zn, Cu, As, Au характеризуют корневые участки рудно-метасоматических колонн. Кроме того, для разноглубинных частей рудных зон свойственны неодинаковые температуры декрепитации жильного кварца. Наиболее сложные кривые декрепитации (трехвершинные — 200–280, 320–380, 410–440 °C) отмечены в центральных частях рудно-метасоматических колонн. С глубиной появляются кварцы с более высокотемпературными газово-жидкими включениями, а вверх по восстанию рудных зон в кварцах начинают преобладать низкотемпературные максимумы декрепитации включений.

Распределение Au в метасоматитах и рудах. Рудовмещающие терригенно-вулканогенные породы характеризуются околочларковым содержанием этого элемента — 1,7–3,6 мг/т, а зеленокаменные габбро-диориты несут 4,6 мг/т, гранитоиды — 3–4,5 мг/т (рис. 42).

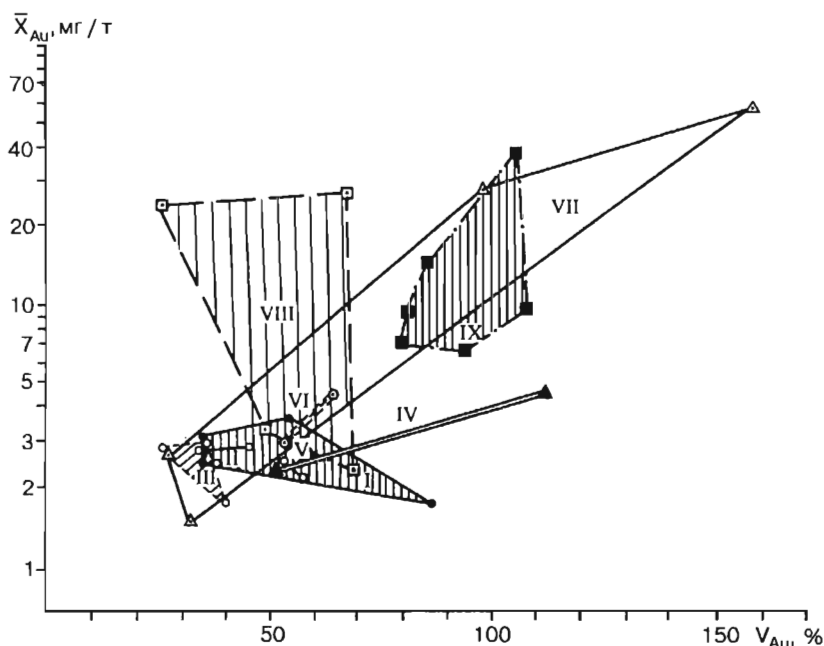


Рис. 42. Соотношение средних содержаний $\bar{X}_{Au}$ и показателя вариации V_{Au} распределения золота в горных породах Октябрьского рудного поля (Восточный Саян — Тыва). Нижнекембрийские образования: I — углеродистые сланцы, II — мраморы и песчаники, III — диабазовые порфириды; IV — нижнекембрийско-ордовикские зеленокаменные габбро-диориты, габбро-нориты, нориты; V — ниже-среднекембрийские гипербазиты (пироксениты, горнблендиты, серпентиниты, дуниты, гарцбургиты); VI — ниже-среднедевонские диориты и граниты; VII — альбитовые, калишпатовые, хлорит-карбонатные, кварц-серицитовые, кварц-карбонатные метасоматиты (ранние альбититы и поздние листовениты); VIII — жильный кварц, пирит II рудоносных зон; IX — углеродистые алевролиты, сланцы палеозойских складчатых структур в Сибири и Средней Азии.

Бессульфидные кварц-альбитовые, кварц-серицитовые, кварц-карбонатные метасоматиты, а также листвениты-березиты отличаются близким распределением золота: они либо равны, либо незначительно превышают таковые в исходных вулканогенных и терригенных породах ($K_n^{Au} = 0,6-1,6$). Они занимают на геохимическом графике (см. рис. 42) вытянутое центральное поле VII. Лишь в окварцованных углеродистых сланцах, альбитизированных габбро-диоритах, превращенных местами в метасоматические кварциты, концентрации золота повышены — $K_n^{Au} = 4-20$. Для жильного кварца свойственно как пониженное, так и высокое содержание этого элемента: K_n^{Au} от 1 до 390 и более. Поэтому на графике он создает обширное поле VIII в центральной части диаграммы.

Следовательно, из метасоматических образований минимальным количеством металла отличаются ранние щелочные метасоматиты, а максимальным — поздние окварцованные, лиственитизированные и сульфидизированные породы. Процессы предрудного околотрещинного метасоматоза обусловили формирование первых ореольных концентраций Au в структурах; K_n^{Au} до 390 — I ступень концентрирования Au. Последующему жильно-прожилковому и вкрапленному кварцево-сульфидному оруденению сопутствовало дальнейшее обогащение структур золотом, $K_n^{Au} \geq 400$ — II ступень. Лишь дорудный щелочной метасоматоз (альбитизация и калишпатизация) сопровождался мобилизацией золота из боковых пород — 30–40 % от его содержания в исходных породах. Однако из-за ограниченного масштаба щелочного метасоматоза мобилизованный металл мог обеспечить лишь 20–25 % от общих запасов его в рудных телах. Для формирования руд необходим был принос металла глубинными гидротермальными растворами.

Элементы платиновой группы в рудно-метасоматических комплексах. Фоновые содержания Pt, Pd, Os, Ir в углеродистых рудовмещающих сланцах составили 10, 8, 0,4, 3 мг/т. Рудовмещающие габбро, габбро-диориты несут соответственно 10, 13 и 10 мг/т Pt, Pd и Ir (табл. 23). Серпентинизированные гипербазиты и серпентиниты содержат 25 мг/т Pt, 8 Pd, 15 Os, 10 мг/т Ir.

Метасоматические альбититы, возникшие при щелочном автометасоматозе габброидных интрузий, характеризуются повышенными (от 25 до 1270 мг/т) концентрациями Pt, Pd, Os, Ir. При этом промышленно интересные содержания ЭПГ выявлены в интенсивно сульфидизированных метасоматических альбититах — до 1,27–16 г/т (табл. 23, рис. 43). В то же время обнаружено обычное фоновое содержание платины 10 мг/т в метасоматических альбититах, образованных за счет углеродистых сланцев.

Изучение характера распределения Pt и Pd в пиритах различных типов горных пород и метасоматических руд Октябрьского рудного поля показало следующее. Пириты из альбитизированных габбро-диоритовых тел, относящиеся к ранним автометаморфическим образованиям, содержат всего 104 Pt и 95 мг/т Pd. Напротив, для рудогенных пиритов III генерации из зон метасоматических альбититов типичны более высокие концентрации Pt и Pd — 0,34 и 0,117 г/т соответственно. Однако самыми значительными концентрациями этих элементов отличаются рудогенные пириты III генерации из золото-кварцевых жил и околорудных березитов. В них установлено до 1–33 Pt и 3–6,5 г/т Pd (см. табл. 23, рис. 43).

Таблица 23

**Распределение Pt, Pd, Os, Ir в горных породах, метасоматитах и кварцевых рудах
Октябрьского рудного поля (Восточный Саян — Тыва)**

Горная порода, руда, минерал	Кол- во проб	Содержание, г/т			S	V, %	A/S _A	E/S _E	K _и
		от	до	$\bar{X}$					
Платина									
Углеродистые сланцы кембрия	1	—	—	0,01	—	—	—	—	1,0
Серпентинит апогипербазитовый	5	0,01	0,04	0,025	11,2	44	-0,04	-1,4	2,5
Габбро-диорит	5	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	1,0
Альбитит метасоматический с сульфидами	9	0,01	11,0	1,27	3,6	22,5	4,2	-2,2	127
То же, апосланцевый	4	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	1,1
Пирит альбититов	8	0,005	1,6	0,36	0,5	72	1,6	-0,1	34
То же, из габбро-диоритов	3	0,005	0,3	0,104	—	—	—	—	10,4
То же, из кварц-золоторудных жил	2	1,1	33	17,05	—	—	—	—	1705
То же, из рудных тел в целом	11	0,007	33	3,39	9,8	34,8	3,3	-1,9	340
Палладий									
Углеродистые сланцы кембрия	1	—	—	0,008	—	—	—	—	1,0
Серпентинит апогипербазитовый	5	0,006	0,011	0,008	0,25	31,9	0,01	-3,0	1,0
Габбро-диорит	4	0,005	0,036	0,013	—	—	—	—	1,3
Альбитит апогаббро-диоритовый	15	0,005	0,33	0,11	3,1	132	1,9	-2,1	112
Пирит альбититов	8	0,01	0,30	0,120	0,13	92,3	0,50	0,4	15
То же, из габбро-диоритов	3	0,015	0,26	0,095	—	—	—	—	12
То же, из кварц-золоторудных жил	3	3,0	6,5	4,193	—	—	—	—	524
То же, из рудных тел в целом	11	0,01	6,5	1,13	2,0	56,0	2,2	-1,5	135
Осмий									
Углеродистые сланцы кембрия	1	—	—	0,0004	—	—	—	—	1,0
Серпентинит апогипербазитовый	5	0,0001	0,004	0,0015	0,16	107,4	0,5	-1,2	1,1
Альбитит апогаббро-диоритовый	5	0,0001	0,006	0,0025	—	—	—	—	2,0
Иридий									
Углеродистые сланцы кембрия	1	—	—	0,003	—	—	—	—	1,0
Серпентинит апогипербазитовый	5	0,001	0,034	0,010	1,4	142,2	0,8	-1,3	2,0
Альбитит апогаббро-диоритовый	13	0,001	16,2	1,26	4,5	122	4,2	-2,2	126,0
Габбро-диорит	5	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	1,0

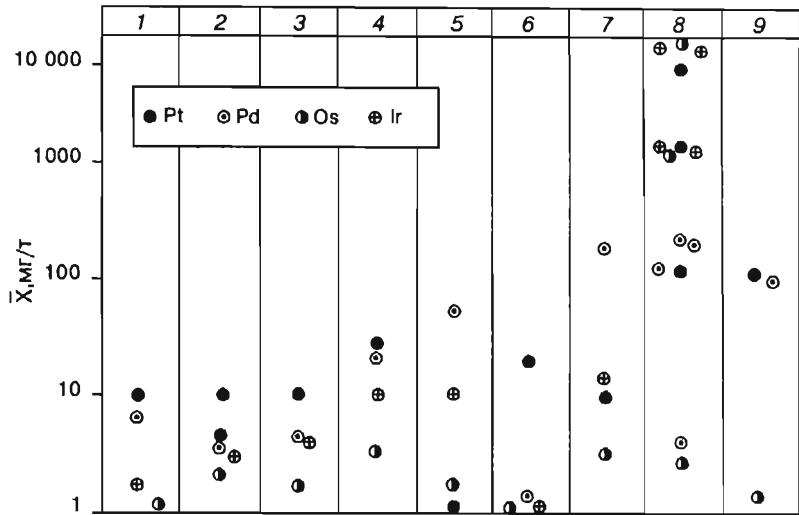


Рис. 43. Распределение Pt, Pd, Os, Ir в горных породах, рудах, минералах Октябрьского золоторудного поля:

1 — углеродистые сланцы, ϵ_1 ; 2 — серпентинизированные дуниты, серпентиниты; 3 — габбро-диориты, габбро-диабазы габбро-диорит-диабазового комплекса, ϵ_{1-2} ; 4 — габбро-анортозиты расслоенного массива «Булка»; 5 — плагиограниты нижнепалеозойской интрузии; 6 — кварц-альбитовые, кварц-калишпатовые метасоматиты; 7 — березиты аподиоритовые, апопорфиритовые; 8 — вкрапленно-прожилковые кварц-золото-сульфидные, 9 — кварц-золото-сульфидные жильные руды.

Следовательно, промышленно важные содержания Pt, Pd, Os, Ir выявляются в гидротермальных метасоматитах, насыщенных сульфидами, и в кварц-золоторудных комплексах Октябрьского рудного поля.

4.2.6. Зун-Холбинское золоторудное месторождение

Географические координаты рудного объекта: $100^{\circ}55'$ в.д. и $52^{\circ}25'$ с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Месторождение располагается в каледонидах Восточного Саяна на северо-восточной окраине Гарганской архейской глыбы в пределах типичной рифтогенной структуры крупного офиолитового пояса. Оно приурочено к Самарта-Холбинской межкупальной синклинальной зоне на пересечении ее Холбинской зоной глубинных разломов. Месторождение входит в состав Холбинского рудного поля Урик-Китойской золоторудной зоны Гарганского золотоносного района [Феофилакт, 1970, 1992; Геология и рудоносность..., 1989; Добрецов и др., 1989; Миронов и др., 1995; Гребенщикова, Шмотов, 1997].

В геологическом строении Зун-Холбинского рудного поля принимают участие архей-протерозойские гнейсогранитные комплексы Гарганской глыбы, сланцево-карбонатный комплекс рифея-венда чехла глыбы, верхнепротерозойская офиолитовая ассоциация тектонического покрова, палеовулканические нижнепалеозойские структуры вулканоплутонического комплекса, нижнепалеозойские плагиограниты холбинского комплекса, Холбинская зона глубинных разломов [Геология и метаморфизм..., 1988; Геология и рудоносность..., 1989].

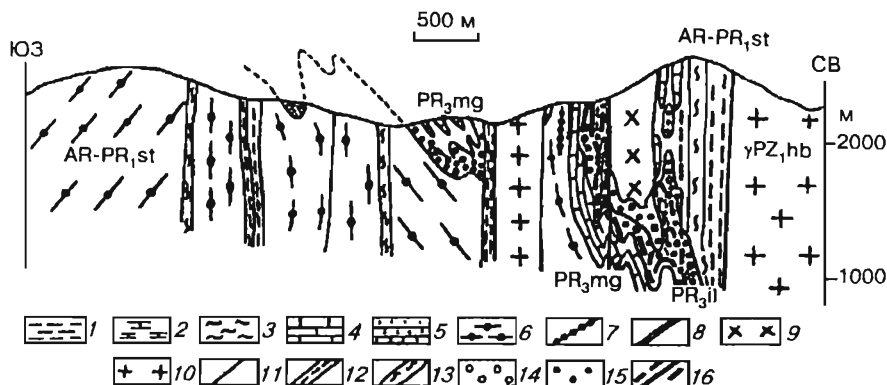


Рис. 44. Геологический разрез через Зун-Холбинское золоторудное поле (по Ю. И. Смолинову и др. [1990]).

Ильчирская свита, PR_{3il} : 1 — черные углисто-кремнисто-карбонатно-глинистые сланцы, 2 — серые, черные мраморизованные известняки с прослоями кварцитосланцев, 3 — зеленовато-серые сланцеватые метазфусивы среднего состава; монгошинская свита, PR_{3mg} : 4 — известняки мраморизованные светло-серые, белые мелкозернистые полосчатые; 5 — песчаники; слюдянская серия, $AR-PR_{1st}$: 6 — хлоритизированные биотитовые гнейсограниты, гнейсо-гранодиориты, blastokataklazиты; зун-холбинский габбро-плагиогранитный комплекс, PZ_{1hb} : 7 — дайки микродiorитов, диабазовых порфиров, 8 — дайки мелкозернистых аплитовидных гранитов, 9 — диориты, гранодиориты биотит-роговообманковые мелкозернистые, 10 — плагиограниты, гранодиориты среднезернистые биотитовые, биотит-роговообманковые; разрывные нарушения: 11 — разрывы установленные, 12 — зоны рассланцевания и катаклаза, 13 — зоны дробления и милонитизации; гидротермально-метасаматические преобразования пород: 14 — окварцевание, 15 — березитизация-лиственитизация, 16 — сульфидные, кварцево-сульфидные вкрапленные и жильные руды с золотом и платиноидами.

В пределах рудного района массивы офиолитов образуют Ильчирскую и Холбин-Хайерканскую ветви офиолитового пояса вокруг Гарганской глыбы. Южная граница распространения северной ветви гипербазитов этого пояса является северной границей рудного поля. В офиолитах выделяется комплекс интрузивных гипербазитов, вулканоплутонический комплекс габброидов, которые залегают в вулканогенно-осадочной толще с подушечными лавами, кремнисто-углеродистыми сланцами. Холбинский габбро-плагиогранитный комплекс образует Амбартагольский и Урикский массивы. Они сложены плагиогранитами, а по периферии — габбро, габбро-диоритами, диоритами. Возраст гранитоидов определяется в 400–420 млн лет. С этим комплексом связывается формирование золотого оруденения. Рудовмещающие сланцево-карбонатные толщи верхнего протерозоя выполняют Самарта-Холбинскую межкуповую зону. В осевой ее части породы смяты в узкие крутопадающие дисгармоничные складки, часто с пережатыми крыльями и смещенными замковыми частями по разрывам II и III порядков. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и интенсивно катаклазированы и раздроблены. Эта межкуповая рифтогенно-синклиальная зона и определила локализацию золотого и золото-платиноидного оруденения (рис. 44) [Коробейников, Митрофанов, 19986].

Рудовмещающие сланцево-карбонатные толщи представлены монгошинской карбонатной и ильчирской вулканогенно-терригенной (с черносланцевыми горизонтами) свитами верхнего протерозоя. Они выполняют межкуповую синклиальную зону и подстилают офиолитовый покров.

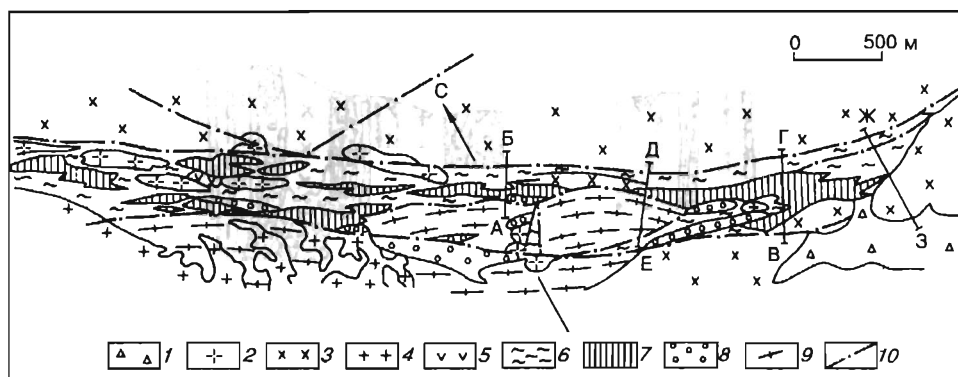


Рис. 45. Схема геологического строения Зун-Холбинского золоторудного месторождения (по А. И. Моторному):

1 — пролювиально-делювиальные, ледниковые и флювиогляциальные четвертичные отложения (пески, супеси, суглинки, морены); 2–4 — холбинский комплекс, PZ_1 : 2 — плагиограниты; 3 — диориты, гранодиориты, 4 — биотитовые, биотит-роговообманковые граниты; 5 — метадиабазы жохойского вулканоплутонического комплекса, V ; 6 — метапесчаники, сланцы, черные сланцы, туфоалевролиты, туфы, туффиты, прослои известняков ильчирской свиты, V ; 7 — мраморизованные известняки, доломиты, карбонатные, полимиктовые песчаники с линзами и прослоями углисто-кремнистых сланцев, алевролитов монгошинской свиты, PR_2 ; 8 — гнейсограниты, гнейсогранодиориты, плагиограниты, $AR-PR_3$; 9 — аркозовые песчаники монгошинской свиты, PR_3 ; 10 — разрывные нарушения.

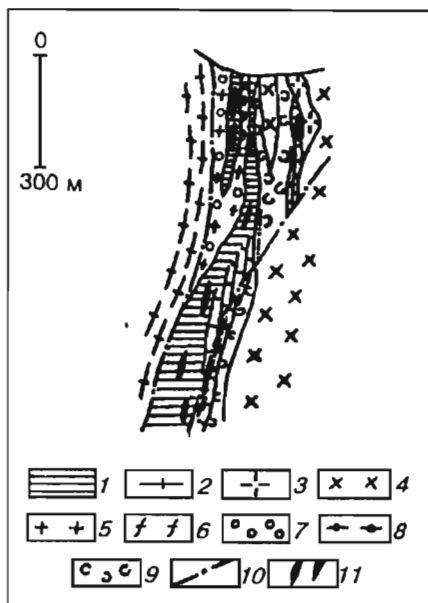
Морфология рудных тел определялась особенностями строения крутопадающей сложнислоцированной пачки вулканогенно-осадочных пород и зоной рассланцевания, милонитизации, брекчирования, гидротермально-метасоматических изменений с золото-сульфидным оруденением. На месторождении выделяются (рис. 45, 46) кварц-золото-платиноидно-сульфидный и золото-кварцевый типы руд в форме минерализованных зон, штокверков, жилообразных тел среди листвентилизированных-брезитизированных, окварцованных углеродисто-кремнистых сланцев, эффузивов, туфов, мраморов.

Руды сложены кварцем, доломитом, анкеритом, кальцитом, серицитом, фукситом, хлоритом, альбитом, тальком, эпидотом, шунгитом (30–70 %), пиритом (10–60 %), халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, галенитом, арсенопиритом, герсдорфитом, молибденитом, пентландитом, борнитом, алтаитом, висмутином, гесситом, петцитом, кубанитом, кюстелитом, леллингитом, кобальтином, бравоитом, козалитом, шеелитом, золотом, серебром, платиной самородной, сперрилитом (0,01–3 %).

Высокие концентрации золота установлены не только в кварцево-сульфидных жилах, штокверках, вкрапленных телах, но и в пиритизированных углеродисто-кремнистых сланцах. В сульфидизированных углеродистых сланцах концентрация золота достигает 1–5,7 г/т. В пиритах руд определено содержание золота — 47–340 г/т, в халькопирите — до 413, в сфалерите — до 457, в галените — 320–525 г/т [Миронов и др., 1995]. Различается раннее высокопробное золото I и позднее золото II. Первое золото более высокопробное (пробы 850–900 ‰), имеет размеры золотин до 1–30 мкм и содержит примеси Ni, Co, Cr, Pd до 0,0001–0,003 %, а второе —

Рис. 46. Разрез через Зун-Холбинскую рудную зону:

1 — черные углисто-кремнистые сланцы, мраморы, туфопесчаники; туфы среднего и кислого состава будинированные, дробленные, PR₃; 2 — гнейсограниты, плагиограниты, AR-PR₁; 3 — плагиограниты, PZ₁; 4 — диориты, гранодиориты, граниты холбинского комплекса, PZ; 5 — мелкозернистые граниты; 6–8 — зоны пород: 6 — расщелачивания, 7 — гранитизации, 8 — катаклаза; 9 — ороговикованные, аркозовые песчаники; 10 — разрывы; 11 — кварцево-сульфидные, сульфидные жилные, массивные, вкрапленные рудные тела в зонах березитов-лиственитов.



золото с размером выделений 50–170 мкм, пробой 400–600 ‰, с примесями Cu, Pb, Zn, Ag, Hg до 0,0001–0,3 ‰ [Там же].

Изотопный состав серы пирита разных типов руд отвечает +0,71...+5,5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$, что подтверждает смешение глубинного гидротермального флюида с небольшим количеством водородных сульфидов, восстановленных из сульфатов морской воды. Изотопные соотношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, изменяющиеся в отдельных пробах руд в пределах 35,5–36/15,4–16,2 и 15,0–15,2/15,5–16,0, свидетельствуют о мантийном источнике рудного вещества [Миронов и др., 1995].

Распределение Pt, Pd, Rh в метасоматитах и рудах. Результаты инверсионно-вольтамперометрических определений Pt, Pd, Rh и их статистических характеристик в штуфных пробах из углеродистых сланцев, березитов-лиственитов, жильного кварца, сульфидов, грави-, флотоконцентрата и хвостов обогащения вкрапленных, штокверковых руд этого месторождения приведены в табл. 24 и на рис. 47. Анализ данных показал следующее.

Из 97-ми проанализированных проб в 73-х содержания Pt составили от 0,1 до 29,4 г/т, Pd — от 0,1 до 4, Rh — от 0,01 до 0,03 г/т. Рудовмещающие слабо пиритизированные углеродистые сланцы несут обычное фоновое содержание этих элементов от 0,002 до 0,006 г/т. Напротив, интенсивно пиритизированные углеродистые сланцы содержат повышенное количество Pt до 0,22–0,69 и Pd до 0,02 г/т.

В различных метасоматитах и кварцево-сульфидных, сульфидных рудных ассоциациях всех опробованных штольневых горизонтов (V, VII, VIII, XII) выявлены промышленно интересные концентрации Pt, Pd, Rh от 0,1 до 29,4 г/т. Из них апосланцевые березиты-листвениты несут 0,1–0,28 Pt и 0,003–0,006 г/т Pd. Кварц-золото-сульфидные штокверковые и жильные руды имеют содержания Pt в пределах 0,01–29,4, Pd — 0,007–4 г/т. Кварц-карбонатно-сульфидные руды характеризуются более низкими концентрациями этих элементов: 0,19–4,26 Pt и 0,0025–0,1 г/т Pd при средних значениях 1,25 Pt и 0,04 г/т Pd. Кварцево-жильные образования в углеродистых сланцах несут 0,04–8,7 г/т Pt (среднее значение 2,17 г/т) и 0,002–0,017 г/т Pd (среднее значение 0,009), а в мраморах — 0,01–0,34 Pt и 0,0025–0,02 г/т Pd. Максимальные концентрации этих металлов уста-

Таблица 24

**Распределение платины и палладия (г/т) в горных породах, рудах, минералах
Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Прибайкалье)**

Горная порода, минерал, тип руды	Кол-во проб	Pt	Pd	Pt/Pd
Углеродистые сланцы, R ₃	14	<u>0,004–0,01</u> 0,006	<u>0,002–0,012</u> 0,0056	1,0
Березиты апосланцевые	6	<u>0,1–0,28</u> 0,156	<u>0,003–0,006</u> 0,0044	35
Вкрапленные сульфидные руды с золотом	14	<u>0,1–2,2</u> 1,0	0,02–0,5 0,2	5
Кварц-золото-сульфидные руды	7	<u>0,1–2,21</u> 1,3	<u>0,18–0,68</u> 0,56	2,3
Пирит из кварц-пирит-сфалерит-галенитовой жилы	1	0,46	0,12	3,8
Галенит из той же жилы	1	0,36	0,08	4,0
Пирит из кварцевой жилы с галенитом, сфалеритом	1	7,2	0,01	720
Галенит из той же жилы	1	0,36	0,012	30
Флотоконцентрат золото-сульфидных руд	2	<u>0,98–1</u> 1,0	<u>0,08–0,2</u> 0,12	8,3
Хвосты обогащения этих руд	2	<u>0,033–0,2</u> 0,166	<u>0,08–0,18</u> 0,068	2,4
Исходная золото-сульфидная руда	1	0,72	0,025	29
Сульфидная фракция руды	1	27,3	0,65	42
Хвосты обогащения сульфидных руд	1	0,37	0,0077	48
Промышленный продукт обогащения руд	1	10,4	0,0034	3058
То же, II стадии	1	8,6	0,17	50
Флотоконцентрат	1	3,87	0,017	228
Хвосты флотации	1	0,18	0,004	45
Отвальные хвосты хранилища	6	<u>0,005–0,6</u> 0,21	<u>0,003–0,03</u> 0,011	20
Кварц-сульфидно-теллуридные руды	6	<u>0,01–29,4</u> 13,4	<u>0,007–4,0</u> 1,5	8,9
Кварц-карбонатно-сульфидные руды	5	<u>0,19–4,26</u> 1,25	<u>0,0025–0,1</u> 0,04	31
Кварцевые руды в углеродистых сланцах	5	<u>0,04–8,7</u> 2,17	<u>0,002–0,017</u> 0,009	241
То же, в мраморах и сланцах	6	<u>0,01–0,34</u> 0,22	<u>0,0025–0,02</u> 0,007	31,4
Кварцевые руды	3	<u>0,01–0,5</u> 0,32	<u>0,003–0,004</u> 0,004	80

Примечание. Над чертой — минимальные и максимальные содержания, под чертой — среднее.

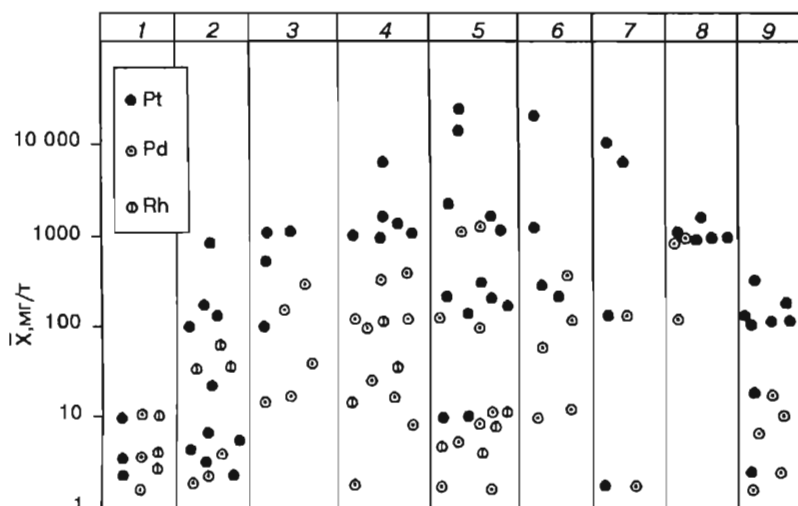


Рис. 47. Распределение Pt, Pd, Rh в горных породах, рудах, минералах Зун-Холбинского золоторудного месторождения:

1 — углеродистые сланцы, PZ; 2 — березиты; 3–5 — руды: 3 — вкрапленные золото-сульфидные, 4 — кварц-золото-сульфидно-теллуридные жильные, 5 — кварцевые, кварц-карбонатные жильные; 6 — пирит, халькопирит, борнит, галенит, сфалерит и их агрегаты в кварцевых жилах, штокверках и вкрапленных рудах; 7 — гравиконцентрат, 8 — флотоконцентрат этих же руд; 9 — хвосты обогащения руд.

новлены в кварц-сульфидно-теллуридных рудах, содержащих до 13–29,4 Pt и 1,5–4 г/т Pd.

Сульфидные минералы изучаемых руд несут от 0,01 до 27,3 г/т Pt и Pd. Из них коллективная сульфидная фракция содержит 27,3 Pt и 0,65 г/т Pd; пириты из кварц-пирит-сфалерит-галенитовых жил — 0,46–7,2 Pt и 0,01–0,12 г/т Pd; галениты тех же жил — 0,36 Pt и 0,012–0,08 г/т Pd. Промышленные продукты обогащения руд несут 8,6–10,4 Pt и 0,003–0,17 г/т Pd. Из них флотоконцентраты этих руд имеют концентрации платины в пределах от 0,98 до 3,87 г/т, а палладия от 0,017 до 0,2 г/т. Исходная сульфидная вкрапленная руда несет 0,72 Pt и 0,025 г/т Pd. Хвосты обогащения руд отличаются пониженными концентрациями этих элементов — 0,005–0,6 Pt и 0,003–0,03 г/т Pd.

Следовательно, промышленно важные концентрации ЭПГ установлены в кварцево-сульфидных и сульфидно-теллуридных ассоциациях этого месторождения. Реже промышленные содержания Pt и Pd выявляются в сульфидизированных березитах-лиственитах, окварцованных углеродистых сланцах, мраморах. Максимальные концентрации платины обнаружены в сульфидных фракциях различных типов руд, особенно обогащенных теллуридами, а также в гравитационных концентратах продуктов обогащения их. В рудах выявлены тонкие включения самородной платины и сперрилита (0,1–10 мкм) в ассоциации с пиритом.

Н. Л. Добрецов, С. М. Жмодик, А. Г. Миронов, П. А. Рошкетев рассматривают Зун-Холбинское золоторудное месторождение как полигенное, образованное в два этапа. В первый, вулканогенно-осадочный этап происходило образование рудовмещающих пород и первичных убогих кварц-пиритовых руд, обогащенных золо-

том до 1–3 г/т. Во второй этап внедрения габбро-плагиигранитной интрузии холбинского комплекса осуществилось преобразование и ремобилизация ранних руд с образованием богатых золотом полисульфидных комплексов. По данным автора, в этот же этап были сформированы комплексные золото-платиноидно-сульфидные руды. По мнению Э. Г. Конникова и др. [1995], платиновые металлы заимствовались из офиолитов.

4.2.7. Ирокиндинское золоторудное месторождение

Географические координаты рудного объекта: 114°55' в.д. и 53°50' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Ирокиндинское кварцево-жильное месторождение золота входит в состав Кияно-Ирокиндинской золоторудной зоны Северо-Забайкальского золотоносного района. Оно располагается на участке замыкания рифейско-каледонского Байкало-Муйского офиолитового пояса, в зоне ТМА древних структур.

Кияно-Ирокиндинская золоторудная зона контролируется Киянской зоной глубинных разломов I порядка северо-северо-западного простирания. Эти разломы отделяют на западе Муйский выступ архейского фундамента Сибирской платформы от протерозойского складчатого обрамления (рис. 48). Грабеновая структура обрамления выполнена покровными вулканитами киянской свиты в низах стратиграфического разреза и терригенными образованиями мухтинской свиты рифея. В основании терригенных толщ располагаются базальные конгломераты и пачки углеродистых песчано-алевросланцев.

Перечисленные отложения смяты в напряженные, вплоть до изоклинальных, линейно вытянутые складки, ориентированные согласно северо-северо-западному простиранию грабена, и содержат многочисленные субсогласные напластованию дайки фельзит-порфиров, диабазов и диабазовых порфиритов [Кучеренко, 1989, 1990].

Месторождение занимает юго-западную часть Муйского выступа в лежащем боку Ирокиндинского глубинного разлома (см. рис. 48). Этот разлом рассматривается в качестве восточной ветви Киянской зоны глубинных разломов. Территория месторождения сложена киндиканской толщей позднего архея в составе чередующихся пластовых тел и пачек альмандин-диопсид-двуполевошпатовых, альмандин-двуслюдяных гнейсов с подчиненным участием кальцифиров, амфиболовых и биотит-амфиболовых разновидностей гнейсов и амфиболитов. Эти породы осложнены дополнительной микроскладчатостью, вплоть до пloyчатости, в разной степени мигматизированы с преобладанием послойных и линзовидно-жильных форм.

Складчатый мигматит-гнейсовый субстрат насыщен многочисленными разрывами, ранние из которых формировались по типу трещин отрыва. Они выполнены дайками пироксенитов, фельзит-порфиров, микродиоритов и диоритовых порфиритов. Рудовмещающие и сопровождающие их нарушения сколового типа образованы, как структуры оперения II порядка Ирокиндинского разлома. Они ориентированы на запад-северо-запад (Тулуинская жила), север (Хребтовая жила) и северо-восток (Жила № 30) (см. рис. 48). Кварц-золото-сульфидные жилы протяженные, до многих сотен метров по простиранию и падению. Имеются, кроме того,

карбонатно-кварцево-сульфидные уплощенные линзы с пережимами и раздувами мощностью до 9 м. Поздние разрывные нарушения местами выполнены дайками диабазов, диабазовых порфиров.

Продуктивные кварцевые жилы сложены минералами пяти стадий рудообразующего процесса. Три допродуктивные стадии включают в себя черный кварц I генерации и черный кальцит, затем темно-серый кварц II генерации, иногда в ассоциации с турмалином. Затем отлагались молочно-белый кварц III генерации с примесью серицита, шеелита, пирита, арсенопирита I генерации, кальцит II генерации. Из рудных в минеральном комплексе продуктивной стадии распространены пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, кубанит, халькопирит, блеклая руда, золото. Завершился рудообразующий процесс отложением анкерита, сидерита, кальцита, друзовидного кварца. Суммарное содержание сульфидов в кварцевых жилах не превышает 1–3 объем.%, карбонатов — 3–5 %. Главная масса кварца отлагалась в предпродуктивные стадии и составляет основу жильного выполнения.

Согласно Ю. В. Ляхову, И. В. Попивняк [1977], формирование жильных и рудных минералов осуществлялось при температурах от 500 до 45 °С. Выявлены межстадийные перепады температур при спаде давления с 1100 атм в начале гидротермального процесса до 500–400 атм в его конце. Золото отлагалось при температурах 270–210 °С. Тем самым этими авторами подтвержден стадийный характер поступления гидротерм.

Околорудные преобразования мигматит-гнейсовых пород выразились в пропилитизации и березитизации. Пропилитоподобные породы в приконтактовых частях кварцево-рудных жил сменяются березитами в экзоконтактах жил. Оторочки березитов и лиственитов мощностью до 1 м вблизи Ирокиндинского разлома обогащены фосфором, магнием, титаном, контрастные аномалии которых постепенно на расстоянии 1–1,5 км от разлома исчезают.

Содержание Au и Ag в березитах-лиственитах достигает иногда первых десятков граммов на тонну и сокращается в мигматитах и гнейсах внешних зон геохимического ореола до фонового уровня в пределах 0,5–1,5 мг/т для Au и 30–50 мг/т для Ag.

И. В. Кучеренко [1989, 1990] полагает, что Ирокиндинское месторождение было сформировано в течение одноактного рудообразующего процесса в ходе позднепалеозойской ТМА древних складчатых структур.

По совокупности геолого-геохимических данных доказывается участие в формировании рудообразующих растворов мантийных флюидов, насыщенных серой, углеродом, магнием, калием, фосфором, титаном, благородными металлами.

Отмечается приуроченность золоторудного поля и жильных месторождений к выступам архейского фундамента среди более молодых складчатых сооружений, т. е. к структурам длительного воздымания в условиях палеодиапиризма. Рудоносные участки контролируются глубинными разломами, которые активизировались в периоды ТМА. Функционирование палеогидротермальных систем обеспечивалось активным базитовым магматизмом. Формировавшиеся штоки, дайки основного состава, возможно, играли роль тепловых флюидопроводников. Глубинный магматизм и мантийно-коровый метасоматизм на площадях активного проявления палеодиапиризма обеспечивали концентрацию золота и платиновых металлов в благоприятных структурах.

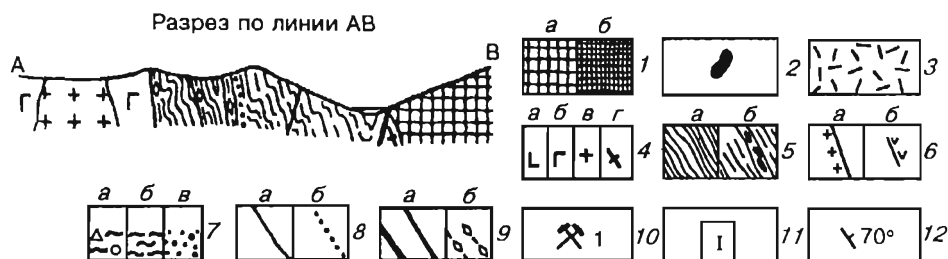
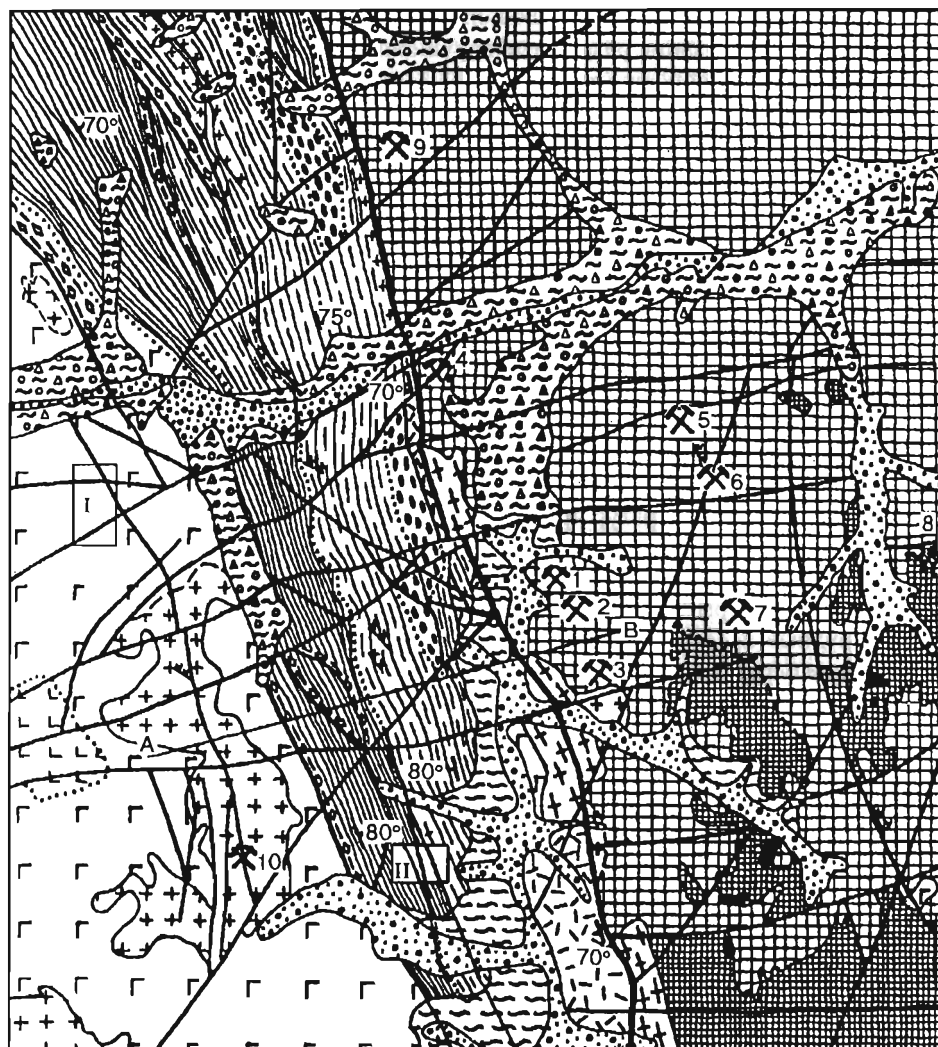


Рис. 48. Схема геологического строения Ирокиндинского золоторудного поля (по И. В. Кучеренко, Н. П. Андрееву).

Архейский структурный этаж: 1 — гнейсы, мигматиты, гнейсограниты, пегматоидные граниты (а), ортоамфиболиты (б); 2 — серпентиниты, серпентинизированные пироксениты. *Нижнепротерозойский структурный этаж:* 3 — осадочно-вулканогенная толща (нижнегорбылокская свита): кварцевые порфиры, их туфы, кератофиры, диабазы, туфопесчаники, туфоконгломераты, кристаллические известняки, доломиты; 4 — муйский интрузивный комплекс: габбро, габбро-диориты, диориты, диабазы первой стадии II фазы (а), габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, габбро-нориты, анортозиты основной фации второй стадии II фазы (б), роговообманковые и биотитовые граниты III фазы (в), калишпатизированные очковые граниты (г). *Верхнепротерозойский структурный этаж:* 5 — терригенная толща (мухтунская свита): песчанистые сланцы с прослоями известняков нижнемухтунской подсвиты (а), алевролиты, песчаники с пачками внутриформационных мелкогалечных и валунных конгломератов в верхах верхнемухтунской подсвиты (б). *Триас-нижнеюрский гуджирский интрузивный комплекс:* 6 — дайки габбро-порфиров, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, сиенит-порфиров I фазы (а), диоритов, микродиоритов, диоритовых порфиритов, спессартитов, керсантитов, одинитов, диабазов II фазы (б). *Четвертичные отложения:* 7 — ледниковые, речные и озерно-речные среднего и верхнего отдела (а), озерно-речные, озерно-болотные, пролювиальные верхнего и современного отделов (б), аллювиальные, пролювиально-делювиальные, водно-ледниковые современного отделов (в); 8 — линии нормальных стратиграфических и интрузивных контактов достоверные (а) и условные, фациальные (б); 9 — тектонические нарушения (а), зоны лиственитизации пород (б); 10 — кварцевые жилы и серии кварцевых жил: 1 — Юрасовские, 2 — Жилы № 12, 13, 3 — Жила № 30, 4 — Тулуинские, 5, 6 — Петровские, 7 — Хребтовая, 8 — Серебряковская, 9 — Верхняя, 10 — гранитные; 11 — участки: Петелинский (I), Водораздельный (II); 12 — направление и угол падения поверхностей напластования и тектонических нарушений.

Платина и палладий в метасоматитах и рудах. Для Ирокиндинского золоторудного месторождения выполнены инверсионно-вольтамперометрические анализы на Pt и Pd девяти штуфных проб, отобранных из золотоносных кварцевых жил и сопровождающих березитов (табл. 25).

Повышенные содержания Pt (0,13–0,15 г/т) установлены в околожильных березитах жил Тулуинской и № 30. В этих березитах количество пирита достигает

Таблица 25

**Распределение платиновых металлов жильных кварц-золото-сульфидных руд
в архейской толще Ирокиндинского месторождения**

Горная порода, тип руды	Кол-во проб	Содержание, г/т			S	V, %	A/S _A	E/S _E	K _n
		от	до	$\bar{X}$					
Золото									
Березиты с убогой вкрапленностью пирита	12	0,01	5,0	0,08	—	—	—	—	80
Жильный кварц с сульфидами (30 %)	15	0,01	100	12,0	—	—	—	—	1200
Платина									
Березиты с убогой вкрапленностью пирита	2	0,013	0,150	0,082	—	—	—	—	10
Жильный кварц с сульфидами (до 30–50 %)	7	0,004	7300	2,83	2,89	101	1,1	–1,6	300,0
Палладий									
Березиты с убогой вкрапленностью пирита	2	0,030	0,042	0,036	—	—	—	—	6
Жильный кварц с сульфидами (до 30–50 %)	7	0,025	0,130	0,043	0,39	93	1,5	–1,6	7

ло 3–5 %. Однако промышленно интересные концентрации Pt были выявлены только в агрегатах жильного кварца с незначительным (2–3 %) или существенным (до 50 %) содержанием пирита, галенита, сфалерита, блеклой руды в анализируемых пробах: 2,5–7,3 г/т Pt.

Кроме того, в двух пробах золотоносного кварца с сульфидами Жилы № 30 и в одной пробе околожильного березита определены повышенные содержания Pd (от 0,01 до 0,13 г/т).

Геохимические данные свидетельствуют о том, что и Ирокиндинское месторождение является не однометалльным золоторудным, а комплексным золото-платиноидным.

4.2.8. Кварц-золоторудные месторождения Советское и Эльдorado

Географические координаты Советского месторождения: 92°20' в.д. и 60°45' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. *Советское золоторудное месторождение* локализовано в верхнепротерозойских углеродистотерригенных толщах миогеосинклинального типа Енисейского кряжа в зоне гранитоидного батолита пестрого состава [Дембо, 1948; Бернштейн, 1962; Богданович, 1974; Ли, 1997; Симкин, 1997; и др.]. Оно располагается в рифтогенной структуре, ограниченной Восточно-Ишимбинским и Татарским глубинными разломами I порядка на стыке между структурами Приенисейской шовной зоны и Сибирской платформы.

Золоторудный район находится в структурном рифтогенном блоке на стыке приподнятого Уволжского и опущенного Тейско-Чапского блоков. Этот клиновидный блок ограничен сходящимися на глубине 3,5–5 км Западно- и Восточно-Ишимбинским надвигами встречного падения. Данные разрывы представляют собой в верхнем терригенном этаже часть глубинного разлома, выделяющегося гравитационными ступенями. К разлому приурочены интрузивы основного и ультраосновного состава (рис. 49) [Симкин, 1997]. В регионе проявились грабены, ограниченные разрывами и выполненные терригенно-карбонатными и красноцветными карбонатными образованиями. Для блок-пластин Советского рудного поля характерны признаки пликтивных деформаций бокового сжатия, осложненные складками высокого порядка, а также блокированием рудовмещающих пластичных пород, проявлением пучков разрывов сдвига-надвигового типа.

Золото-сульфидно-кварцевые жильно-штокверковые месторождения располагаются в Советской блок-пластине. Золото-кварцевые жильно-прожилковые зоны сконцентрированы в продольных соскладчатых разрывах в центральной части блока в оперяющих трещинах. Они локализованы в околоинтрузивной зоне Каламинского гранитоидного массива.

Блок-пластина (как следствие надвигания блока северо-восточной окраины передового выступа и возникновения сопряженного подстилающего Восточно-Ишимбинского надвига) включает в себя фрагмент Советской интенсивно деформированной антиклинали с относительно пологим юго-западным и более крупным срезанным северо-восточным крыльями. Эта блок-пластина располагается висячем боку надвига. Складку слагают верхнепротерозойские углеродистотерригенные филлиты, филлитизированные сланцы удерейской свиты, метаалевро-

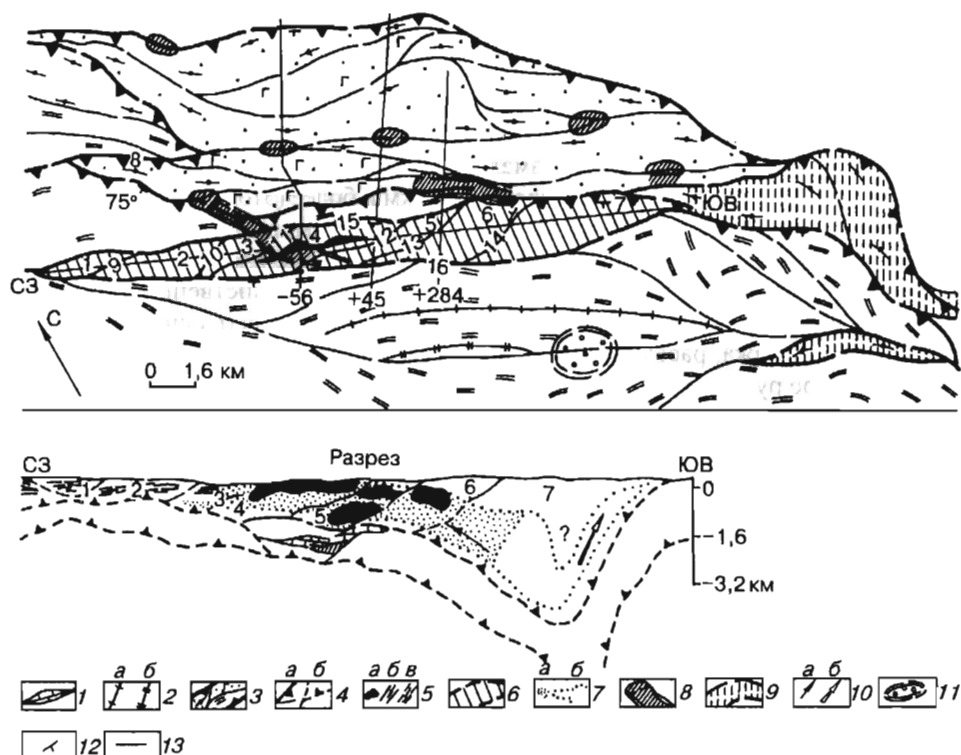


Рис. 49. Геологическая модель Советского рудного поля (по Г. С. Симкину и др.):

1 — доломитизированные известняки древнего основания (см. разрез); 2 — линейные складки: а — синклинального, б — антиклинального типа; 3 — выполнение пластины Григорьевского надвига: глыбы и обломки габбро-диабазов и диабазов, доломитизированных известняков, углеродистых алевроитоглинистых филлитов и кварц-серпичит-хлоритовых сланцев; 4 — швы надвига и оперяющие трещины: а — установленные, б — предполагаемые; 5 — проявления золото-сульфидно-кварцевого оруденения: а — продуктивные кварцево-жильные зоны в блоках центрального типа, б — золотоносные линейные жильно-прожилковые зоны периферических блоков, в — слабо-золотоносные штокверки фронтального факела во внешних блоках структурного чехла; 6 — Советская блок-пластина, состоящая из семи тектонических линз (см. план); 7 — деформационная система рудовмещающих дислокаций: а — в установленных контурах, б — в предполагаемых; 8 — проекция предполагаемых струй золотосодержащего сульфидно-полиметаллического оруденения на дневную поверхность в верхнем шве пластины надвига; 9 — фрагменты Огне-Потеряевской блок-пластины; 10 — векторы эндогенной рудной зональности: а — установленной ветви рудовмещающей структуры, б — предполагаемой; 11 — вероятное положение корневой зоны рудоконтролирующих структур; 12 — элементы залегания поверхности сместителя; 13 — линии разведочных профилей и продольной проекции Советской блок-пластины. Тектонические линзы, слагающие Советскую блок-пластину — арабские цифры с 1 по 7. Разрывные нарушения: 8 — швы Григорьевского надвига, 9 — Олоноконское, 10 — Каскадное, 11 — Северо-Западное, 12 — Первое Широтное, 13 — Второе Широтное, 14 — Третье Широтное, 15 — Сухого Лога-2, 16 — зона Главного разлома.

литы, алевролитоглинистые сланцы горбилонской свиты. Шарнир складки ундулирует и погружается к юго-востоку (см. рис. 49). Конформная региональным структурам Советская блок-пластина приурочена к сочленению надвига с оперяющими

разрывами. Юго-западной границей служит крутопадающий (60–70°) Главный разлом, а северо-восточной — разрыв Сухого Лога-2 с падением сместителя от 3–5° на северо-запад до 60–75° на юго-восток. Снизу блок-пластина ограничена поверхностью надвига. В поперечном сечении она представляет собой обращенный вниз усеченный клин. Вертикальный размах блок-пластины, определяемый глубиной залегания надвига, на юго-востоке достигает 5 км и более (это «корни» структуры), уменьшаясь к северо-западу и юго-востоку площади (см. рис. 49) [Симкин, 1997]. В раздувах блок-пластины могло происходить нагнетание пластичного материала углеродисто-терригенных пород между линзами хрупких лиственитизированных габбро-диабазов, диабазов, окварцованных известняков древнего основания. Возникли зоны будинажа, расланцевания с поверхностями скольжения, сдавливания.

Советское рудное поле представлено двумя ярусами оруденения: в блок-пластине и в подстилающем надвиге. В верхнем ярусе рудная залежь золото-сульфидно-кварцевых руд контролируется линзовидной зоной тектонитов осевой части блок-пластины. В нижнем ярусе находится веерная система золотоносных вкрапленно-массивных сульфидно-полиметаллических линз в трубчатых зонах тектонических брекчий и милонитов. Блок-пластина рассечена на всю мощность лестничной системой сходящихся на глубине продольных северо-западных разломов юго-западного падения и сопряженных пологих широтных трещин северного падения [Симкин, 1997].

Продуктивные кварцево-жильные тела сконцентрированы в основном в толще углеродисто-терригенных пород удерейской свиты (см. рис. 49). Углеродистые сланцы (0,2–7 % УВ) метаморфизованы до кварц-мусковит-биотитовых филлитизированных сланцев и филлитов, содержащих вкрапленность пирита. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ в породах удерейской свиты колеблется от 1:2,5 до 1:6, а горбилокской свиты — от 4,5:1 до 1:2.

В пределах Советского месторождения известно семь кварцево-жильных эшелонированных зон, образующих единую трубообразную залежь. Вокруг рудной залежи располагается чехол метасоматитов и геохимических ореолов. В совокупности возникло концентрически-зональное тело, прослеженное на 4 км, склоняющееся к юго-востоку. Жильные тела (90–98 % кварца) будинированы, брекчированы, содержат серицит, хлорит, карбонаты, УВ, обломки вмещающих пород. Жилы группируются в серии кулис, слагающих единую кварцево-жильную зону. Размеры кулис протяженностью 20–30 м по падению, 30–50 м по простиранию при мощности 5–25 м. Максимальная золотоносность характерна для интенсивно деформированных участков кварца. Золото свободное (98 %) в кварце, реже в пирите, пирротине, арсенопирите, галените, сфалерите, халькопирите, висмутине, фрейбергите. Отмечается в рудах самородное серебро. Распределение сульфидов и золота в жилах столбовое: рудные столбы и гнезда составляют до 15 % от объема жильных зон. С глубиной возрастают содержания арсенопирита, пирротина и сокращаются — галенита, сфалерита, халькопирита. Выделяется ранняя пирит-арсенопиритовая и поздняя продуктивная золото-пирротин-полисульфидная минеральные ассоциации [Ли, 1997; Симкин, 1997].

Месторождение Советское представлено сложным сочетанием разрывных и складчатых структур, которые образовали концентрически-зональную деформационную матрицу, определяющую в пространстве рудно-метасоматические и геохи-

мические ореолы. От краевых зон этой матрицы к центру нарастает концентрация разрывных и складчатых деформаций, участков пластического течения (см. рис. 49). Пограничные и внутренние разрывы делят каждую тектоническую линзу на концентрически-зональную систему блоков высокого порядка. По периферии располагаются блоки в виде структурно-ореольного чехла [Симкин, 1997].

В целом узор деформаций определял положение участков оруденения: типов руд, рудных столбов, гнезд. На ранние мусковит-серицитовые метасоматиты накладываются кварц-альбитовые, калишпатовые, турмалин-гематит(магнетит)-карбонат-хлоритовые метасоматиты и сульфидизация пирит-пирротинового состава. Рудный столб обычно включает в себя серии сближенных кварцевых жил и прожилков, мусковит-серицитовых метасоматитов, графитизированного УВ в зеркалах скольжения. Жильно-прожилковые зоны по падению и простиранию достигают 300–500 м при мощности 80–150 м. Ореольный чехол по вертикали составляет 500–600 м. Продуктивные кварцево-жильные зоны проявляются в виде серий маломощных (5–15 м) продольных и диагональных зон рассланцевания, секущих широтные дизъюнктивы, ограничивающие структурные блоки.

Итак, оруденение Советского месторождения представлено убогой сульфидной вкрапленностью пирита, пирротина, арсенопирита, золота в серии эшелонированных кварцево-жильных зон сложной морфологии. Жильные зоны контролируются системой продольных трубообразных складчато-дизъюнктивно-блоковых деформаций, осложняющих юго-западное крыло Советской антиклинальной складки.

Кроме золото-кварцевых руд месторождения Советского, на Pt и Pd опробованы жильно-прожилковые золото-кварцевые образования *месторождения Эльдorado*. Этот объект располагается в клиновидном структурном блоке метаморфитов докембрия северо-западной ориентировки, ограниченном с северо-востока Ишимбинским разломом, а с юго-запада — Ольгинским разрывом [Ли, 1997]. На участке северо-западного периклинального замыкания рудовмещающей антиклинали и находится это месторождение. Рудовмещающими породами являются кварц-слюдистые метаморфиты с гранатом, хлоритом горбилокской свиты и углеродистые филлитовидные сланцы удерейской свиты. Антиклинальная структура разбита на блоки продольными, поперечными и диагональными разрывами. Рудовмещающими структурами служат крутопадающие зоны повышенного рассланцевания (60–75°) [Там же]. В этих зонах жильно-прожилковые золотоносные зоны состоят из кварцевыми жилами, линзами, прожилками, образующими полосы сгущения — пачки. Количество жил в отдельной пачке может достигать 12. Расстояние между пачками обычно составляет 60 м при длине их до 800 м [Там же].

Морфология кварцевых жил линзовидно-пластовая с длиной жил до первых сотен метров при мощности 0,2–2 м; отмечаются четковидные жильные зоны с длиной отдельных кварцевых «четок» до 10 м и мощностью до 2 м. Боковые породы около жил окварцованы, биотитизированы, сульфидизированы. Рудные тела располагаются в хлоритизированных и серицитизированных метаморфитах. Руды кварцевые малосульфидные, количество сульфидов обычно не превышает 1–3 %. Сульфидные минералы представлены арсенопиритом, пиритом, пирротинном с примесями халькопирита, сфалерита, галенита, реже — теннантита, висмутина, самородного висмута, касситерита, золота [Ли, 1997]. Золото пылевидное и мелкозернистое, проявляется в виде прожилков, пленок на плоскостях сланцеватости в кон-

тактах жил. Размер золотинок не превышает 3 мм. В арсенопирите тонкодисперсное золото составляет 47 г/т. Пробы золотинок колеблются от 720 до 928 ‰. Распределение золота крайне неравномерное, коэффициент вариации изменяется от 148 до 309 % [Ли, 1997].

Платина и палладий в золоторудных телах месторождений Советского и Эльдorado. Результаты инверсионно-вольтамперометрических определений Pt, Pd и статистические параметры их распределения в рудных телах этих месторождений приведены в табл. 26. Анализ данных показал следующее.

На Советском золоторудном месторождении в березитизированных углеродистых сланцах рифея обнаружено содержание Pt от 0,005 до 0,2 г/т (при среднем значении 0,1 г/т). Жильные кварцы без сульфидов несут фоновое количество платины в пределах 0,004–0,007 г/т. Кварцево-сульфидный агрегат, включающий в себя пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит до 10–70 объем.%, содержит промышленно интересные количества Pt от 0,25 до 6,2 г/т при среднем значении из 13-ти проб 2,7 г/т.

Содержания палладия в жильных агрегатах золото-кварцевых жил в отличие от платины не достигают промышленных значений и не превышают 0,025–0,05 г/т.

Таблица 26

Распределение платины и палладия в рудных телах золоторудных месторождений Советского и Эльдorado (Енисейский край)

Горная порода, жильный агрегат, минерал	Кол-во проб	Содержание, г/т			S	V, %	A/S _A	E/S _E	K _н
		от	до	$\bar{X}$					
Советское месторождение									
Платина									
Березитизированные сланцы, R	2	0,005	0,2	0,102	—	—	—	—	40
Кварц жильный без сульфидов	5	0,004	0,007	0,0058	1,1	21,1	0,2	-1,3	1,0
Кварц с сульфидами (до 5-60 %)	13	0,25	6,2	2,7	19,9	73,6	0,4	-2,2	540
Палладий									
Березитизированные сланцы, R	4	0,006	0,08	0,025	3,7	151	0,6	-1,2	5,0
Кварц жильный без сульфидов	11	0,004	0,007	0,0058	1,2	18,9	-0,5	-2,3	1,0
Кварц с сульфидами (до 5-60 %)	9	0,012	0,05	0,027	1,3	48,1	0,6	-1,8	5,4
Месторождение Эльдorado									
Платина									
Кварц жильный с сульфидами	5	0,06	3,5	1,37	1,31	80,5	0,56	-1,1	300
Кристаллосланцы с сульфидными прожилками	1	—	—	0,585	—	—	—	—	115
Кварц жильный с пиритом	1	—	—	0,059	—	—	—	—	11
То же, с арсенопиритом	2	1,3	1,4	1,35	—	—	—	—	290
Кварц жильный Вершинки	1	—	—	1,4	—	—	—	—	310
Палладий									
Кварц жильный с сульфидами	5	0,06	0,49	0,35	0,3	35	-0,03	-1,4	70
Кристаллосланцы с сульфидными прожилками	1	—	—	0,008	—	—	—	—	1,6
Кварц жильный с пиритом	1	—	—	0,49	—	—	—	—	100
Кварц жильный с арсенопиритом	2	0,06	0,45	0,26	—	—	—	—	52
Кварц жильный Вершинки	1	—	—	0,45	—	—	—	—	90

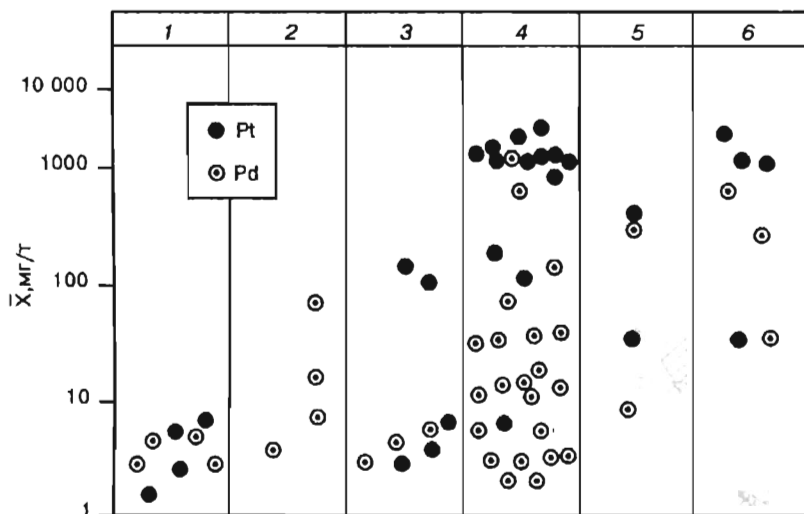


Рис. 50. Распределение Pt и Pd в горных породах, рудах, минералах золоторудных полей Советского и Эльдорадо.

Советское рудное поле: 1 — поле развития углеродистых сланцев, PR_2 ; 2 — березиты, березитизированные сланцы; 3 — кварц-золоторудные жилы; 4 — кварцево-сульфидные агрегаты; 5, 6 — породы и руды поля Эльдорадо: 5 — углеродистые сланцы с вкрапленностью пирита, 6 — кварц жильный с пиритом, арсенопиритом (до 3–60 %).

Распределение содержаний Pt и Pd в углеродистых сланцах, березитах, серицитовых метасоматитах, кварцевых, кварцево-сульфидных агрегатах жильных золоторудных тел месторождений Советского (поля 1–4) и Эльдорадо (поля 5, 6) показано на рис. 50. Судя по приведенным графикам, промышленно интересные концентрации устанавливаются лишь в кварцево-сульфидных агрегатах жильных золоторудных тел.

В золоторудных кварцевых телах месторождения Эльдорадо выявлены более низкие содержания Pt (до 1,3–3,5 г/т) и более высокие концентрации Pd (до 0,26–0,49 г/т вместо 0,01–0,05 г/т) в кварцево-сульфидных агрегатах, установленных на Советском месторождении.

Следовательно, первые ревизионные исследования платиноносности золото-кварцевых жильных руд месторождений Советского и Эльдорадо подтвердили их повышенную платиноносность, вплоть до промышленно значимой.

4.2.9. Васильевское кварц-золото-сульфидное месторождение

Географические координаты рудного объекта: 92°20' в.д. и 60°00' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Рудное поле и месторождение с кварц-золото-сульфидной и золото-сурьмяной минерализациями располагается в зоне брахиформной складчатости и рифтогенеза Енисейского края, занимает положение между куполовидным поднятием и зоной горстов, грабенов, осложняющих антиклинорную структуру региона [Сазонов и др., 1990]. Рудное поле, включающее в себя Васильевское кварц-золото-сульфидное место-

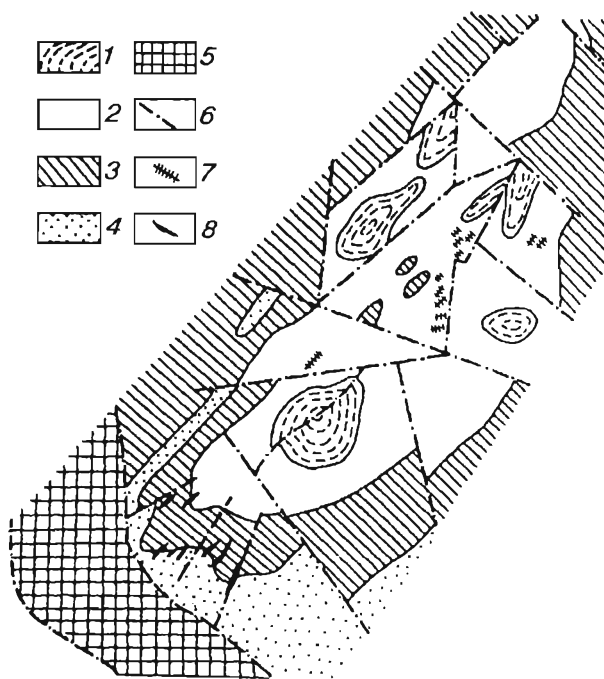


Рис. 51. Схема геологического строения Васильевского рудного поля (по А. М. Сазонову и др.):

1, 2 — удерейская свита (1 — среднеудерейская, 2 — нижеудерейская подсвиты); 3 — горбилокская и 4 — кординская свиты; 5 — грабен, заполненный отложениями горбилокской свиты; 6 — дизъюнктивы; 7 — золото-сурьмяные жилы, залежи; 8 — золоторудные жилы.

рождение на юге территории и Удерейское золото-сурьмяное на севере, находится в пределах восточного крыла куполовидного поднятия (рис. 51). На его территории обнажаются рифейские отложения пенчегинской, кординской, горбилокской и удерейской свит [Ананьев и др., 1983]. Эти сви-

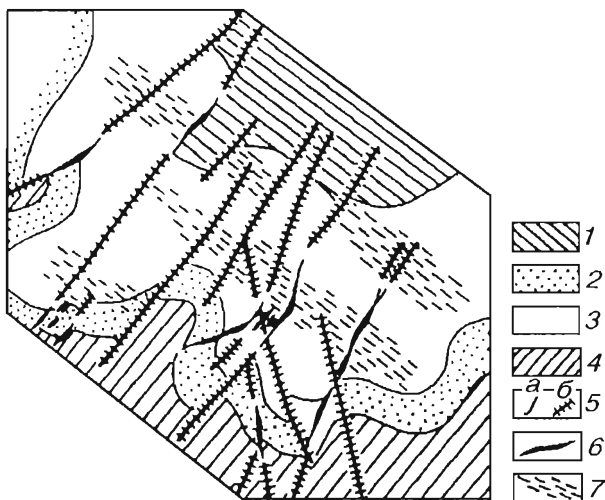
ты сложены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с горизонтами углеродистых алевритоглинистых сланцев, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Рудное поле приурочено к широкой синклинальной складке, осложненной дополнительной изометричной складчатостью. В связи с этим образовалась зона брахиформных складок. Крупные дизъюнктивные швы разбили на блоки эту синклиналь, в результате возникли грабен-синклинали, горст-антиклинали и переходные складчатые формы. Господствующее направление зоны брахиформных складок имеет северо-восточное простираие по аз. 40–50° (рис. 52). Концентрическое замыкание мульды ограничивается подошвой удерейской свиты. Внешняя зона складок на юго-западе представлена отложениями кординской, а на севере — горбилокской свит.

В юго-восточной части Удерейского золото-сурьмяного месторождения обнажаются две пачки нижеудерейской подсвиты. Пологая линейная складчатость подчеркивается выходами темно-серых углеродистых сланцев и темно-серых алевритоглинистых сланцев ниже-среднеудерейской подсвиты. Простираие осей складок северо-восточное по аз. 40–45°. Рудные тела трассируют зоны интенсивного рассланцевания близвертикального залегания. Направление сланцеватости обычно нормально к слоистости пород. Зоны рассланцевания представлены разрывами, трещинками с глиной трения, брекчированными породами, участками плейчатости. Зона смятия возникла в результате тектонических напряжений как диагональный срыв между куполовидной структурой и зоной горстов и грабенов в глубинном разломе промежуточной зоны мульдосинклиналей [Сазонов и др., 1990].

Рис. 52. Схема геологического строения Васильевского рудного поля [Бетхер и др., 1990]:

1 — отложения кординской свиты и 2 — ее песчано-алеврито-глинистого горизонта; 3 — отложения горбилоской и 4 — удерейской свит; 5 — геологические границы (а) и дизъюнктивы (б); 6 — кварцевые жилы; 7 — зоны повышенной трещиноватости.



Золоторудные кварцевые жилы Васильевского месторождения приурочены к юго-западному центриклинальному замыканию брахиформной синклинали в структуре II порядка по отношению к куполовидному поднятию. В разрезе синклиналь имеет асимметричное строение: более крутое падение слоев пород характерно для северо-западного крыла. Центриклинальная зона складки осложнена более мелкой складчатостью. Складки III порядка выполнены углистыми песчано-алеврито-глинистыми сланцами верхней пачки верхнекординской подсвиты. Размах крыльев таких складок не превышает 200–300 м. На участках субмеридиональных разрывов находятся флексурные перегибы и асимметричные складки с размахом крыльев в 10–20 м. Выделяются три типа разрывов: северо-восточные, субмеридиональные и согласные со слоистостью. Широко развита мелкая трещиноватость рудовмещающих пород. Зоны трещиноватости совпадают с направлением основных разрывов. С трещиноватостью северо-западного простирания совмещаются площадные геохимические ореолы Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами с убогим и бедным содержанием сульфидов и прожилково-вкрапленными золото-сульфидными ассоциациями. Жилы сопровождаются околорудными гидротермальными березитами. Среди жильных тел выделяются такие типы:

1) жилы, контролирующиеся разрывами осевой плоскости синклинали; они залегают на участках пересечения разрывами глинисто-алевритовой толщи горбилоской свиты; в зоне центриклинального замыкания разрывы осевой плоскости сопровождаются многочисленными более мелкими трещинами;

2) жилы, тяготеющие к участкам замыкания складок VI порядка, осложняющих центриклинальное замыкание синклинали; протяженность их первые десятки метров;

3) серии жил, развитые в периклинальном замыкании антиклинальных складок III порядка, осложняющих центриклинальную часть синклинали;

4) единичные жилы, приуроченные к разрывам на крыльях синклиналей и антиклиналей III и IV порядков.

Наиболее крупные жилы северо-восточного простирания прослежены на 500–800 м, мощность их от сантиметров до нескольких метров. По простиранию и па-

**Схема последовательности гипогенного минералообразования
Васильевского золоторудного месторождения (по М. Я. Бетхеру и др. [1990])**

Минерал	Этап			
	первый		второй	
	Стадия			
	альбит- кварцевая	арсенопирит- пирит-кварцевая	полисульфидно- анкеритовая	кальцит- гидрослюдистая
Кварц				
Анкерит				
Кальцит				
Альбит				
Хлорит				
Серицит				
Гидрослюда				
Апатит				
Рутил				
Арсенопирит				
Пирит				
Халькопирит				
Пирротин				
Сфалерит				
Блеклая руда				
Галенит				
Антимонит				
Пираргирит				
Самородное серебро				
Висмутин				
Самородное золото				
Температура декрепитации кварца, °С	480 – 420	360 – 300	280 – 240	180 – 140

дению они раздваиваются, расчленяются на многочисленные апофизы, имеют волнистое залегание с отклонением от общей линии простираия на 20 и даже 33°. При переходе в ритмично-слоистые песчано-алеврито-глинистые сланцы нередко изменяют углы падения жил и происходит разделение их на прожилки четковидной формы. Рудные столбы располагаются на перегибах жил, на участках пересечения горизонтов углистых сланцев.

Главными минералами жильных рудных тел являются: кварц, карбонаты; второстепенными — альбит, хлорит, мусковит, гидрослюды, апатит, рутил, арсенопирит, пирит, блеклая руда, сфалерит; редкими — халькопирит, пирротин, антимонит, висмутин, золото, серебро, пираргирит. Рудные тела сформировались в четыре стадии: альбит-кварцевую, арсенопирит-пирит-кварцевую, полисульфидно-анкеритовую и кальцит-гидрослюдистую (табл. 27).

В первый гидротермальный этап развивались гидротермальные метасоматиты и основные рудные тела, сложенные небогатыми рудами тонкодисперсного в пирите и арсенопирите золота. Во второй (послескладчатый тектонический) этап формировались локальные трещины, содержащие минеральные ассоциации поли-

сульфидной и кальцит-гидрослюдистой стадий. Наиболее богатые рудные тела возникли при наложении минералов полисульфидно-анкеритовой стадии минералообразования на пирит-арсенопиритовые руды первого этапа. А. М. Сазонов с соавторами полагают [1990], что гидротермальные растворы первого этапа поступали в подготовленную структуру на заключительных периодах складкообразования. Эпоха тектонического сжатия предшествовала началу гидротермального этапа. Формировавшиеся сколовые трещины вмещают минеральные ассоциации полисульфидно-анкеритовой стадии второго гидротермального этапа.

В рудном поле проявилась вертикальная и горизонтальная минералогическая зональность. Вертикальная зональность кварцевых жил выразилась в постепенном исчезновении (сверху вниз разреза) минералов поздних стадий рудообразования — блеклой руды, галенита, сфалерита, халькопирита; горизонтальная — в закономерном увеличении количества минеральных ассоциаций более поздних стадий рудообразования по мере продвижения с юго-запада рудного поля на северо-восток [Бетхер и др., 1990]. Рудные тела, залегающие в породах кординской свиты, представлены ассоциациями ранних стадий: альбит-кварцевой и арсенопирит-пирит-кварцевой. В отложениях горбилосской свиты локализованы руды, в составе которых преобладают минеральные ассоциации поздних стадий рудообразования — полисульфидно-анкеритовой и кальцит-гидрослюдистой.

Следовательно, в рудном поле выделяются кварцево-жильный убогосульфидный, прожилково-вкрапленный сульфидный типы золотоносных руд и жильный кварц-антимонитовый тип руд. Формирование кварц-антимонитовых руд происходило в зонах смятия, дробления пород, во внутренних зонах брахиформной складчатости. Совмещенное с сурьмяным прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение локализовалось в зонах разрывов осевой плоскости брахиформной синклинали, в зонах трещиноватости. Кварцево-жильный убогосульфидный тип золотых руд приурочен к зоне центриклинального замыкания синклинали и к отдельным разрывам осевой плоскости.

На Васильевском месторождении распространено видимое золото, размер золотин 0,1–0,5 мм. Золотины располагаются в жильном кварце, реже — в зальбандах кварцевых жил со сланцами. Часть золотин находится в сростании с блеклой рудой, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Преобладают комковидные (40 %), скелетно-губчатые (35 %), реже крючковатые (15 %) и проволоковидные (10 %) формы золотин. Частое сростание с хрусталевидным кварцем свидетельствует о формировании золотин в открытых полостях путем их выполнения. Пробы золота колеблются от 970 до 995 ‰. Более низкой пробой характеризуется золото в ассоциации с блеклой рудой и галенитом.

Платина и палладий в рудах и околорудных породах месторождения. Содержание Pt, Pd и статистические параметры их распределения в околосильных березитах и кварцево-сульфидных ассоциациях приведены в табл. 28 и на рис. 53. Анализ геохимических данных показал следующее.

Околосильные березиты с незначительными примесями сульфидов несут убогое содержание Pt и Pd — 0,93 и 0,12 г/т. Напротив, повышенные количества этих металлов обнаружены в кварц-золото-сульфидных агрегатах жильных тел: от 0,01 до 55,1 г/т Pt при среднем содержании из 26 проб 11,4 Pt и 0,24 г/т Pd. Жильный кварц со следовыми примесями сульфидов содержит от 0,44 до 4,4 г/т Pt (среднее

Таблица 28
Распределение Pt и Pd в породах и рудах Васильевского кварц-золото-сульфидного месторождения (Енисейский край)

Горная порода, тип руды	Кол-во проб	Содержание, г/т		S	V, %	A/S _A	E/S _E	K _N ^{Pt}	K _N ^{Pd}
		от	до						
Платина									
Кварц-золото-сульфидные руды	26	0,009	55,1	11,4	15,6	3,5	—3,0	2280	—
Кварц жильный с ед. зн. сульфидов	6	0,44	4,4	1,44	104,1	1,2	—1,0	288	—
Кварц с пиритом (до 30–50 %)	10	0,44	53,1	13,6	114,3	3,1	—2,9	2720	—
Кварц с арсенопиритом (до 10–30 %)	6	1,61	55,1	17,7	20,5	0,8	—1,5	3540	—
Кварц с блеклой рудой (до 10 %)	4	1,37	19,0	7,4	—	—	—	1480	—
Кварц с галенитом, сфалеритом (до 5,5 %)	4	1,9	55,1	20,1	—	—	—	4020	—
Березит с сульфидами (до 10 %)	1	—	—	0,93	—	—	—	186	—
Палладий									
Кварц-золото-сульфидные руды	26	0,006	1,5	0,24	0,3	5,0	5,1	—	48
Кварц жильный с ед. зн. сульфидов	6	0,01	0,4	0,12	1,4	1,1	3,1	—	24
Кварц с пиритом (до 30–50 %)	10	0,1	1,5	0,36	0,5	2,9	3,0	—	72
Кварц с арсенопиритом (до 10–30 %)	6	0,006	0,48	0,24	0,24	—3,0	—1,5	—	26
Кварц с блеклой рудой (до 10 %)	4	0,01	0,4	0,13	—	—	—	—	26
Кварц с галенитом, сфалеритом (до 5,5 %)	4	0,005	0,025	0,015	—	—	—	—	3
Березит с сульфидами (до 10 %)	1	—	—	0,12	—	—	—	—	24

значение 1,44 г/т) и от 0,01 до 0,4 г/т Pd (среднее содержание из шести проб 0,12 г/т). Кварц с вкраплениями пирита до 30–50 % (при незначительной примеси других сульфидов) несет более значительные количества Pt и Pd: от 0,44 до 53,1 г/т Pt и от 1 до 1,5 г/т Pd при средних значениях Pt 13,6 и 0,36 г/т Pd. Более значимые концентрации платиновых металлов установлены в кварц-галенит-сфалеритовом агрегате ($X_{Pt} = 20,1$ г/т и $X_{Pd} = 0,015$ г/т), а также в кварц-арсенопиритовом агрегате с примесями пирита, пирротина ($X_{Pt} = 17,7$ г/т и $X_{Pd} = 0,24$ г/т). Жильный кварц с блеклой рудой содержит в среднем 7,4 Pt и 0,13 г/т Pd.

Распределение Pt и Pd в проанализированных околожильных березитах и различных типах золото-сульфидных руд Васильевского месторождения показано на рис. 53. Как видно из геохимических графиков, околожильные березиты и все типы золото-сульфидной жильной минерализации характеризуются промышленно значимыми содержаниями платины. При этом наиболее богатыми концентрациями этого элемента отличаются кварц-пиритовые, кварц-арсенопиритовые, кварц-полисульфидные минеральные ассоциации.

Существенно различное распределение палладия отмечается во всех изученных минеральных комплексах: пониженные содержания этого металла установлены во всех кварцево-сульфидных агрегатах. Лишь в кварц-пиритовой ассоциации зафиксированы повышенные концентрации Pd (до 1,5 г/т).

Следовательно, геохимические данные свидетельствуют о

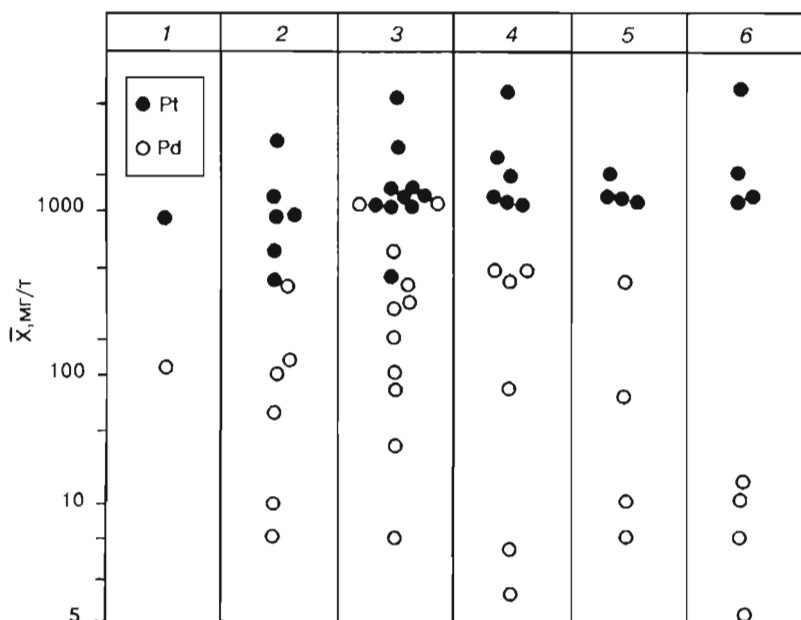


Рис. 53. Распределение Pt и Pd в околожильных породах и кварц-золото-сульфидных рудах Васильевского месторождения:

1 — околожильные березиты; 2 — агрегаты жильного кварца с убогой примесью сульфидов (до 1 %); 3 — кварц-пиритовый жильный агрегат с незначительными примесями других сульфидов (количество пирита до 30–50 % от общего объема пробы); 4 — кварц-арсенопиритовый агрегат (до 10–30 % арсенопирита); 5 — кварц с блеклой рудой (до 10 %); 6 — кварц-сфалерит-галениновый агрегат (до 55,5 % сульфидов). Каждая точка на графике отвечает одному инверсионно-вольтамперометрическому анализу на Pt или Pd.

том, что кварц-золото-сульфидные руды мышьякового типа Васильевского месторождения следует относить к комплексным золото-платиновым.

4.3. Потенциальные месторождения золото-платиноидно-сульфидно-лиственитовой формационной группы

4.3.1. Нежданинское золоторудное месторождение

Географические координаты рудного объекта: 139°05' в.д. и 62°35' с.ш.

Месторождение находится в Якутии и приурочено к своду асимметрично-коробчатой антиклинали на границе двух продольных структурных зон в крупном синклинии, сложенном терригенными породами пермо-триасового и юрского возраста [Силичев, 1970]. Рудовмещающие толщи относятся к типичной терригенной черносланцевой формации верхнепалеозойского возраста, образованной в условиях рифтогенеза. Ревизионными геохимическими исследованиями нами в последние годы установлена промышленно интересная платиноносность вкрапленных золото-сульфидных и жильных кварц-золото-сульфидных руд этого месторождения. Новые геолого-геохимические данные и приводятся в этом разделе монографии.

Геологическое строение. Нежданнинское месторождение расположено в меридиональном вытянутом горстообразном блоке, осложняющем свод крупной антиклинальной структуры (рис. 54). На восточном фланге данный блок ограничен Главным разломом, а на западе — Пограничным. Они являются ветвями Продольного глубинного разлома фундамента, проявленного в складчатых структурах верхнего терригенного комплекса перми [Силичев, 1970]. В структуре горста развита серия разрывов Нежданнинской системы (см. рис. 54). Одноименное рудное поле охватывает Западную и Восточную структурные зоны. Для Западной зоны характерны пологие, иногда коробчатые складки, осложненные продольными разрывами и единичными дайками диоритовых порфириров, лампрофиров. Восточная зона отличается более сложной складчатостью линейного типа и разрывами различной ориентировки, а также наличием массивов гранитоидов с дайками гранит-порфириров, аплитов, пегматитов. Дайки диоритовых порфириров, лампрофиров здесь создают пояса. Границей служит региональный разлом, по которому на 2 км приподнят Западный блок. Этот Продольный глубинный разлом субмеридионального направления прослежен на 500 км. Нежданнинская система разрывов включает в себя Поперечный (широтный) и Диагональный разломы и сопровождающие их разрывы. Рассматриваемые разрывные нарушения имеют субмеридиональное (аз. 350°) простирание и крутое (70–80°) западное падение. На юге площади месторождения они не выходят за пределы дуговой составляющей Диагонального разлома, концентрируясь на участке наиболее крутого изгиба. На северном фланге рудного поля наблюдается веерообразное ветвление и постепенное выклинивание разрывов Нежданнинской системы [Там же].

Региональные разломы осложняют свод коробчатой антиклинали меридионального простирания, ядро которой сложено алевролитами нижнепермского возраста, а крылья — алевролитито-песчаниковой толщей верхней перми. Южнее месторождения фиксируется периклинальное замыкание этой складки. Свод антиклинали сильно деформирован, а крылья флексурообразно изогнуты (см. рис. 54). Западное крыло полого наклонено под углом 5–12°, а восточное — более крутое (70–80°).

На южном фланге по мере приближения к диагональному разлому коробчатая складка переходит в сильно сжатую опрокинутую антиклиналь с углами падения крыльев 60–80°. На участке замыкания и разворота антиклинали наблюдается пересечение трех региональных разломов, где и локализовано месторождение. При этом разрывы Нежданнинской системы оказались основными рудовмещающими структурами. Морфологически они представлены полосами дробленых и перетертых до глиен пород, сильно окварцованных и сульфидизированных. Наиболее крупные кварцевые жилы перемяты столь же интенсивно, как и вмещающие породы, и часто превращены в кварцевую сыпучку.

Помимо разрывов Нежданнинской системы и Поперечных зон трещиноватости, на месторождении широко проявлены трещины отрыва северо-западного простирания субвертикального падения. Эти трещины группируются в непротяженные кулисы, зоны и несут жилы раннего безрудного кварца.

Рудовмещающими оказались пачки нижнепермских алевролитов, регионально метаморфизованных до начальных ступеней зеленосланцевой фации. Пачка I находится в основании разреза и имеет мощность 1500 м. Она сложена черными алевролитами с прослоями, линзами песчаников мощностью в первые сантимет-

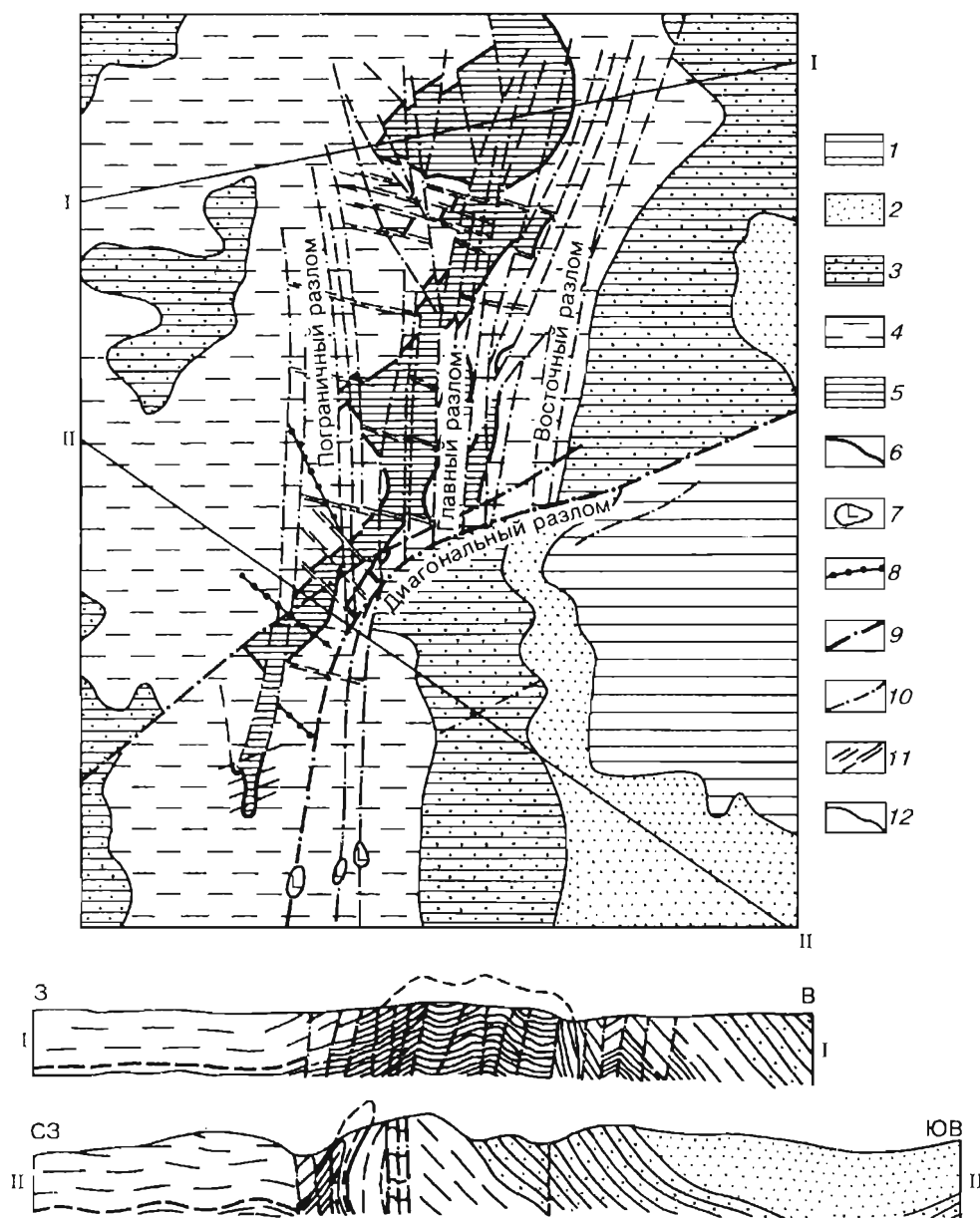


Рис. 54. Схема геологического строения участка Нежданнинского золоторудного месторождения (по М. К. Силичеву, Н. В. Белозерцевой, Ю. Г. Пономареву):

1 — алевролиты, песчаники, P_2 -T; 2 — песчаники, P_2 ; 3 — алевролиты, P_2 ; 4 — сланцы, P_1 ; 5 — алевролиты пачки, P_1 ; 6 — маркирующий пласт песчаника; 7 — штоки габбро-диоритов; 8 — дайки диоритовых порфиров, лампрофиров; 9 — Диагональный разлом; 10 — разрывы Нежданнинской системы; 11 — разрывы и зоны трещиноватости Поперечной системы; 12 — геологические границы, I-I и II-II — линии разрезов.

ры. Содержание углистого вещества в породах не превышает 6 %, а карбоната — 10 %. Количество рассеянного диагенетического пирита достигает 1–3 %. Пачка II мощностью 80 м представлена чередующимися слоями или линзами грубоплитчатых алевролитов и мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников с характерными текстурами взмучивания. Пачка III выполнена монотонной толщей углисто-глинистых сланцев и аргиллитов суммарной мощностью 800 м.

Осадочные породы прорваны Курумским штоком гранодиоритов и группой Гельдинских штоков диоритового состава. Курумский шток находится в 7 км от месторождения на северо-востоке и сложен биотитовыми гранодиоритами, реже гранитами. Абсолютный возраст пород штока определен в 118 млн лет [Силичев, 1970]. Гельдинская группа штоков включает в себя 13 интрузивных тел в 8 км южнее Нежданинского месторождения. Они представлены оливинсодержащими габбро, диоритами, габбро-диоритами, реже гранодиоритами. Преобладают авгитовые диориты. Абсолютный возраст диоритов штоков составляет от 52 до 75,5 млн лет. На площади месторождения установлено более 20 даек диоритовых порфириров, керсантит-спессартитов мощностью до 10 м и протяженностью до первых километров субвертикального падения западно-северо-западного (320°) простирания.

Главными рудными минералами жильных и вкрапленных руд являются пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, теннантит, буланжерит, джемсонит, фальшманит, реже бурнонит, халькопирит, пирротин, фрейбергит, арсеносульванит, зандбергит, германит, геокронит, плагионит, зелигманнит, штрмейерит, фаматинит, пираргирит, золото. Количество сульфидов обычно не превышает 5 % от общего объема руд. Они образуют полевошпатово-кварцевую, пирит-арсенопиритовую, сфалерит-тетраэдрит-галенитовую, сульфоантимонитовую ассоциации [Силичев, 1970].

Гидротермальные преобразования рудовмещающих пород на месторождении проявились в альбитизации и березитизации. Около жильных руд выделяются следующие зоны метасоматической колонки: I — серицит-карбонатная, II — кварц-карбонатно-серицитовая, III — кварц-гидрослюдистая, IV — монокварцевая. Из них наиболее интенсивно проявлена гидрослюдисто-карбонатная зона.

Процесс продуктивного минералообразования разделен внедрением даек диоритовых порфириров, спессартит-керсантитов. На месторождении достаточно отчетливо проявлена вертикальная геохимическая зональность (снизу вверх): Zn–Co–Ni–Cu–Cr–Pb–Ag–Bi–Te.

Распределение Pt и Pd в рудах месторождения. Результаты инверсионно-вольтамперометрического определения Pt и Pd во вкрапленных пирит-арсенопиритовых и жильных кварц-золото-сульфидных рудах Нежданинского месторождения приведены в табл. 29.

Анализ геохимических данных показал следующее.

1. Из тридцати проанализированных штучных проб в 24-х установлено повышенное содержание Pt (от 1 до 58 г/т). Это свидетельствует о том, что в данном золоторудном месторождении все типы руд несут значительные концентрации платины.

2. Содержания Pd в этих же рудах обычно не превышают фоновых значений (от 0,004 до 0,016 г/т).

3. Прожилково-вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды в углеродистых алевролитах характеризуются устойчиво умеренными концентрациями платины в

Таблица 29

**Распределение платины и палладия (г/т) в горных породах и рудах
Нежданнинского золоторудного месторождения**

Горная порода, тип руды	Pt	Pd	Pt/Pd
Сульфидизированные углеродистые алевролиты, Р	4,26	0,03	142
»	3,20	0,013	246
»	1,10	0,005	220
»	3,30	0,016	206
»	2,10	0,008	262
»	1,40	0,005	280
»	0,80	0,007	114
»	9,10	0,016	569
»	2,00	0,005	400
»	1,40	0,004	350
»	3,60	0,007	514
»	2,80	0,008	350
»	5,40	0,007	771
»	0,48	0,008	60
»	0,27	0,005	54
Сульфидизированные углеродистые песчаники, Р	0,035	0,005	70
Сульфидизированные диориты	3,40	0,008	425
Сульфидизированные алевролиты с кварцево-сульфидными прожилками	0,86	0,009	96
То же, с кварц-арсенопиритовыми прожилками	1,40	0,004	350
То же, с кварцево-сульфидными прожилками	3,60	0,003	1200
Среднее содержания Pt во вкрапленно-прожилковых рудах	6,15		
Кварцево-сульфидный агрегат	36,60	0,0075	4880
Жильный кварцево-сульфидный агрегат	1,80	0,005	360
»	4,40	0,015	293
»	0,01	0,005	2
»	16,0	0,004	4000
»	0,95	0,0035	271
»	3,36	0,004	840
»	58,0	0,005	11600
»	52,0	0,005	10400
»	5,2	0,003	1733
Среднее содержание Pt в кварц-золото-сульфидных рудах	27,2		
Гравиконцентрат сульфидных руд (~60 % FeAsS и 30 % FeS ₂): фракция (мм) >0,5	18,4	0,005	3680
0,5-0,25	13,0	0,016	813
0,25-0,1	3,77	0,043	88
0,1-0,071	6,7	0,021	319
<0,071	52,0	0,024	2167
Гравиконцентрат сульфидных руд (~20 % FeAsS и 80 % FeS ₂): фракция (мм) > 0,25	7,45	0,042	177
0,25-0,1	20,9	0,020	1045
0,1-0,071	14,8	0,055	269
<0,071	5,41	0,033	164
Пирит из сульфидизированных алевролитов	6,0	0,008	750
Пирит фракции >0,25 мм из сульфидизированных алевроли- тов с кварцево-сульфидными прожилками	1,41	0,014	101
То же, < 0,08 мм	2,45	0,010	245
Пирит из кварц-золото-сульфидной жилы	1,58	0,005	316
Арсенопирит	52,8	0,006	8800
Арсенопирит из сульфидизированных алевролитов	9,60	0,020	480
То же	2,44	0,018	136
Арсенопирит из кварц-золото-сульфидной жилы	3,64	0,033	110

Примечание. Геохимические пробы представлены Г. Н. Гамяниным (Институт геологических наук Якутского филиала СО РАН).

пределах 1,1–9,1 г/т. При этом минимальные содержания Pt в рассматриваемых рудах составляют 0,27–0,48 г/т, а максимальные — 5,4–9,1 г/т. Сульфидизированные углеродистые песчаники показали 0,035 г/т Pt, а сульфидизированные секущие диориты — 3,4 г/т. Лишь в сульфидизированных алевролитах, несущих кварц-золото-сульфидные прожилки, выявлены аномально повышенные концентрации Pt в 36,6 г/т.

Жильные кварц-золото-сульфидные руды месторождения характеризуются более значимыми концентрациями Pt — от 1,8 до 58 г/т. Однако и в этих типах руд имеются пробы с содержаниями всего 0,01–0,95 г/т Pt. Это свидетельствует о крайне неравномерном распределении платины в данных типах руд.

4. Оценка среднего содержания платины в прожилково-вкрапленных золото-пирит-арсенопиритовых рудах составила 6,15 г/т (среднее из 20 проб), а для кварц-золото-сульфидных жильно-штокерковых руд — 27,2 г/т Pt (среднее из 10 проб).

5. Гравиконцентраты кварц-золото-сульфидных руд с преобладающим арсенопиритом в сульфидной фракции (60 %) характеризуются незначительно повышенными концентрациями Pt и Pd по сравнению с исходными рудами: до 3,8–52 г/т Pt ($\bar{X}_{Pt} = 18,8$ г/т) и 0,016–0,043 г/т Pd ($\bar{X}_{Pd} = 0,022$ г/т). Гравиконцентраты с преобладанием пирита (80 %) в сульфидной фракции руд содержат всего 5,4–20,9 г/т Pt ($\bar{X}_{Pt} = 12,1$ г/т) и 0,02–0,055 г/т Pd ($\bar{X}_{Pd} = 0,038$ г/т).

6. Содержание платины в пиритах этих золото-кварцево-сульфидных руд составляет от 1,41 до 6 г/т, а в арсенопиритах — от 2,44 до 52,8 г/т при средних показателях 2,8 и 17,1 г/т соответственно. Это значительно ниже, чем в гравиконцентратах тех же руд. В арсенопиритах концентрации платины в 6 раз превышают таковые в пиритах тех же золото-кварцево-сульфидных руд. Содержание палладия в пиритах колеблется от 5 до 14 мг/т, а в арсенопиритах — от 6 до 33 мг/т при средних значениях 9,25 и 19,25 мг/т соответственно. Концентрации палладия в арсенопиритах в 2,1 раза превышают таковые в пиритах этих комплексных руд.

7. Отношение Pt к Pd в рассматриваемых типах руд Нежданнинского месторождения составляет от 2 до 11 600, причем вкрапленные, прожилково-вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые ассоциации имеют умеренные значения этого геохимического показателя (от 54 до 569) по сравнению с контрастно повышенными значениями для кварц-золото-сульфидных типов (от 2 до 11 600). В пиритах и арсенопиритах этих руд данные геохимические показатели варьируют от 101 до 750 для пиритов и от 110 до 8800 для арсенопиритов.

Таким образом, выполненные исследования платиноносности золотых руд Нежданнинского месторождения показали, что данный золоторудный объект следует рассматривать как комплексный золото-платиновый, что существенно увеличивает его промышленное значение.

Платиноносность золоторудного месторождения обусловлена проявлением мантийно-корового диапиризма и сопровождающих гидротермальных потоков в условиях зародившейся рифтогенной структуры в верхнем палеозое–мезозое. Этот глубинный диапиризм и определил становление гранитоидов повышенной основности и дайковых серий диорит-лампрофирового ряда, с которыми парагенетически связано комплексное золото-платиновое оруденение.

Комплексное оруденение благородных металлов нежданнинского типа сходно с оруденением суходожского и бакырчикского типов и характеризуется такими

показателями: рифтогенными региональными структурами рудоносных терригенных толщ углеродистого типа; дислоцированными флишеидными рудоносными образованиями, метаморфизованными в условиях дозеленосланцевой фации; приуроченностью толщ к горстовым антиклинальным структурам, осложненным пересекающимися системами разрывных нарушений; развитием гранитоидного магматизма повышенной основности с дайковыми сериями диорит-лампрофирового ряда с проявлением своеобразных кольцевых структур; длительностью развития и мобильностью рудоконтролирующих структур (горстов, впадин, разрывов, кольцевых структур); наличием в рудном поле проницаемых для глубинных флюидов разрывных структур; формированием зон гидротермального метасоматоза; наложением продуктивной золото-платино-сульфидной минерализации; наличием минералогических и геохимических ореолов.

4.3.2. Золоторудное месторождение Сухой Лог

Географические координаты рудного объекта: 114°45' в.д. и 58°30' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Месторождение располагается в пределах Байкало-Патомского нагорья и приурочено к внутренней части Бодайбинского синклиория, который сложен средне-верхнерифейским осадочным комплексом баллаганахской, дальнетайгинской, жуинской серий. В разрезе преобладают углеродистые терригенные и карбонатно-терригенные породы. Терригенные и карбонатные отложения этого синклиория формировались в окраинно-континентальном перикратонном морском бассейне, возникшем в результате заложения субмеридиональной внутриконтинентальной рифтовой системы. Этот рифт дал начало зарождению перикратонного бассейна, в котором неоднократно создавались обстановки, способствующие углеродистой седиментации и накоплению металлов [Митрофанов и др., 1994, 1995]. Формирование данного сегмента земной коры происходило на месте неразвившегося рифта без признаков «океанизации» коры. Зона палеорифта характеризуется пониженной (36 км против 45) мощностью земной коры, предполагаемым базитовым составом до-рифейского фундамента, широким развитием высокопроводящих внутрикоровых горизонтов, в контурах которых и расположены рудные объекты благородных металлов.

Судя по элементному составу рудовмещающих толщ (V, Ni, Co, Cu, Zn, Au, Ag, Pt, Pd), они формировались при разрушении пород Сибирской платформы и Байкало-Муйского офиолитового пояса под влиянием активной подводной гидротермальной деятельности [Немеров, 1989]. В палеозое углеродистые толщи синклиория претерпели существенные изменения, вызванные пликативными и дизъюнктивными дислокациями, наложением зонального прогрессивного метаморфизма [Буряк, 1982]. В результате возникла сложная структура синклиория — сочетание субширотных складок различной морфологии, контролируемых субширотными зонами разломов. Метаморфическая зональность выразилась в появлении зеленосланцевой фации пород в центральной части синклиория и эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой — на его периферии. В полях развития пород зеленосланцевой фации широко проявились метасоматические процессы, выразившиеся в лиственизации, окварцевании и карбонатизации.

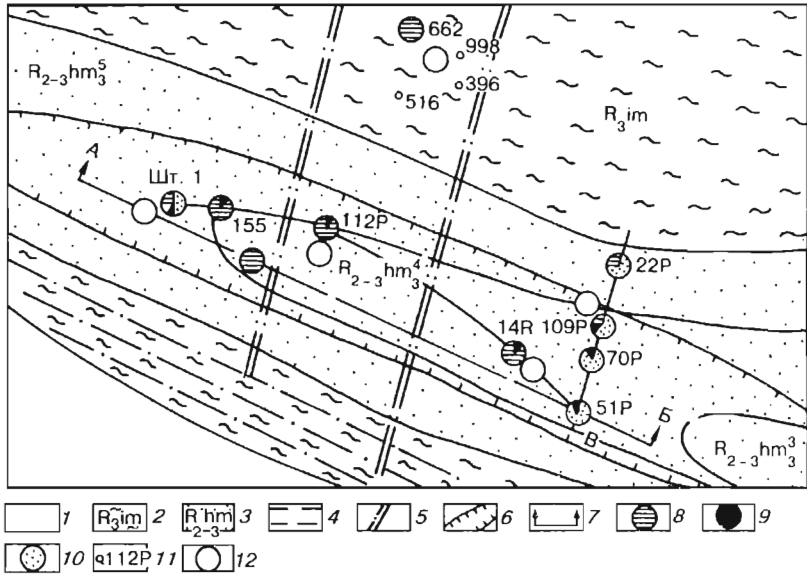


Рис. 55. Схематическая карта месторождения Сухой Лог (по Г. Л. Митрофанову и др. [1994, 1995]):

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — свиты: 2 — имняхская (R_3im), 3 — хомолхинская ($R_{2-3}hm_3^5$, hm_3^4 , hm_3^3 — третья, четвертая и пятая пачки); 4 — сдвиги; 5 — разрывные нарушения; 6 — золоторудное тело; 7 — направление падения золоторудного тела; 8–10 — платиноиды с содержаниями (г/т): Pt, Pd, Os 1,0 и 0,1–0,9 соответственно; 11 — скважина и ее номер; 12 — место обнаружения платиновых минералов.

Рудное поле Сухой Лог приурочено к северному крылу Марокано-Тунгусской сложной синклинали и сложено терригенными породами рифея (хомолхинской свиты) мощностью 750–850 м. В ее составе преобладают тонкозернистые породы в нижней и верхней подсвитях и более песчанистые в средней подсвите (рис. 55). Отложения свиты смяты в субширотную сильно запрокинутую на юг антиклинальную складку, в ядре которой располагаются породы верхней подсвиты. В ее разрезе мощностью 250 м выделяется пять пачек алевропелитового состава — пелиты, алевропелиты, редко тонкозернистые песчаники. Породы характеризуются существенно кварц-хлорит-серицитовым составом и повышенной до 1–3 % углеродистостью. В средней части разреза увеличивается содержание $C_{орг}$ до 5–7 % в породах, к которой и приурочена продуктивная минерализация. В ядре антиклинальной и в ее пологом северном крыле развиты кливаж, мелкая складчатость, трещины отрыва (рис. 56).

Рудная залежь локализована в приядерной части Сухоложской антиклинальной, где сосредоточены наиболее высокоуглеродистые образования верхней подсвиты хомолхинской свиты и сконцентрирована основная кварцево-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация в зонах метасоматической проработки пород.

Формирование руд происходило в два этапа: в подготовительный диффузионно-гидротермально-метаморфический и рудный гидротермально-метасоматический [Коткин, 1969; Буряк, 1982]. В первый этап образовались порфиробласты

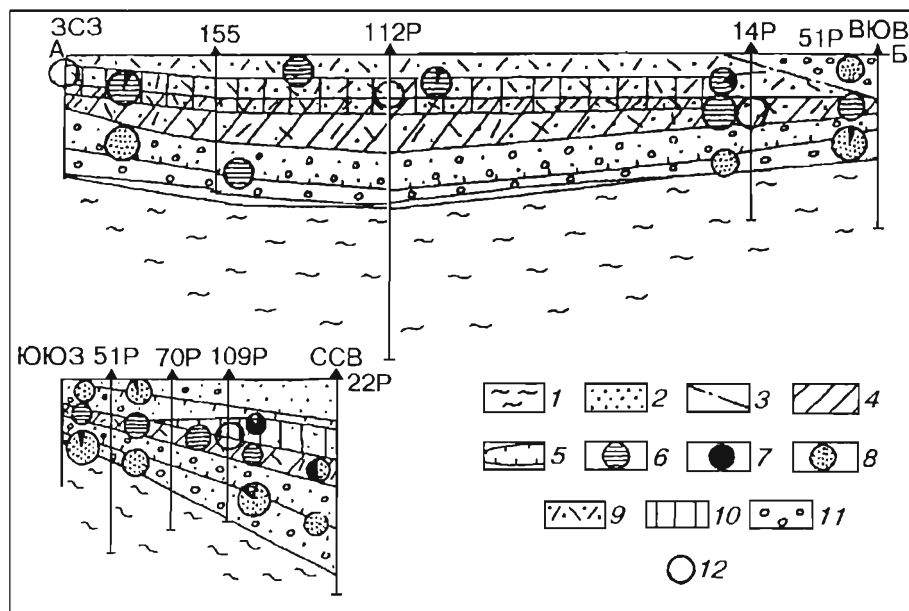


Рис. 56. Разрезы месторождения Сухой Лог:

1 — углеродистые сланцы имняхской свиты; 2 — углеродистые песчаники хомолхинской свиты; 3 — разрывы; 4 — платиноносный рудный горизонт; 5 — контур золоторудного тела; 6 — платиновая минерализация; 7–11 — платиноиды с содержаниями (г/т): 7 — Pt, Pd, Os 0,1–1,0, 8 — Os > 1–5, 9, 10 — Pt, Pd > 0,1, 11 — Os 0,1; 12 — места обнаружения платиновых минералов.

железо-магнезиальных карбонатов (3–8 %), пирит, пирротин (0,5 %). Во второй этап возникли кварцево-сульфидные вкрапленно-прожилковые руды золота и платиновых металлов [Коробейников и др., 1998б]. Рудовмещающие углеродистые породы подвержены интенсивной лиственитизации, окварцеванию и сульфидизации. Руды сложены пиритом (5 %), кварцем, железо-магнезиальными карбонатами, сульфидами трех ассоциаций: сингенетично-диагенетической, метаморфогенной и гидротермально-метасоматической. Они образуют надрудную, рудную и подрудную зоны. Первые две ассоциации представлены мелким метапиритом, сидеритом, хлоритом, анкеритом, эпидотом, кварцем, шунгитом-графитом ($C_{\text{орг}}$ до 1 %). Продуктивная ассоциация сложена минералами трех стадий минералообразования: I — пиритом I, пирротинном, сфалеритом I, халькопиритом I, кобальтином, никелином, герсдорфитом, виоларитом, миллеритом, саффоритом, смальтином, креннеритом, кварцем I, сидеритом I; II — пиритом II, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом II, халькопиритом II, скуттерудитом I, маухеритом, каринитом, умангитом, бурцежанитом I, берцелианитом, петцитом, гесситом, галеновисмутитом I, золотом I, кварцем II, сидеритом II, анкеритом I; III — пиритом III, жозеитом, скуттерудитом II, цилиндритом, дискрозитом, алтаитом, энаргитом, бурцежанитом II, галеновисмутитом II, золотом II, анкеритом II, кварцем III (табл. 30).

При изучении форм нахождения платиновых металлов в рудах месторождения В. В. Дистлером с соавторами [1996] рассматривались: 1) благородные металлы и органическое вещество, 2) платиновые металлы и сульфиды, 3) соединения

**Рудные минералы месторождения Сухой Лог
(по В. В. Дистлеру, Г. Л. Митрофанову и др. [1996])**

1. Самородные металлы		5. Арсениды, сульфоарсениды	
Золото	Au	Сперрилит	PtAs ₂
Платина	Pt	Никелин	NiAs
Серебро	Ag	Маухерит	Ni ₉ As ₁₁
Железо	Fe	Раммельсберит	NiAs ₂
Олово	Sn	Смальтин	CoAs _{3 2}
Свинец	Pb	Саффорит	CoAs ₂
Медь	Cu	Никель скуттерудит	(Co,Ni)As ₃
Титан	Ti	Герсдорфит	NiAsS
Вольфрам	W	Кобальтин	CoAsS
Хром	Cr	Арсенопирит	FeAsS
		Энардит	CuAsS ₄
2. Металлические твердые и интерметаллические соединения		6. Теллуриды и сульфотеллуриды	
Золото–серебро	(Au,Ag)	Алтаит	PbTe
Золото–серебро–медь–ртуть	(Au,Ag,Cu,Hg)	Калаверит	AuTe
Амальгама серебра	Hg ₃ Ag	Гессит	PbTe
Платина–медь (туламинит?)	Pt ₃ Cu	Петцит	Ag ₃ AuTe ₂
Изоферроплатина–тетра– ферроплатина	Pt ₃ Fe–PtFe	Кервеллит	Ag ₄ TeS
Никель–олово	(Ni,Sn)	Штунцит	Ag ₇ Te ₄
Свинец–олово	(Pb,Sn)	Креннерит	Au ₄ AgTe ₁₀
Сурьма–олово	(Sb,Sn)	Жозеит	BiTeS
Свинец–сурьма–олово	(Pb,Sb,Sn)		
Медь–цинк	(Cu,Zn)	7. Селениды	
Теллур–висмут	(Te,Bi)	Бурцежанит	CuSe
Теллуrowисмутит	(Ag,Pb) _n (TeBi) _m	Берцелианит	Cu ₂ Se
серебра и свинца		Умангит	Cu ₃ Se
Теллуrowисмутит палладия и серебра	(Pd,Ag) _n (TeBi) _m		
3. Галлоидные соединения		8. Висмутиды, антимониды и сульфосоли	
Иодирит	AgI	Дискрозит	Ag ₃ Sb
4. Сульфиды		Галеновисмутит	PbBi ₂ S ₄
Пирит	FeS ₂	Коринит	NiAsSbS
Никель–кобальт–пирит	(Fe,Ni,Co)S ₂	Тетраздрит	Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃
Пирротин	Fe _{1-x} S	Цилиндрит	Pb ₃ Sn ₄ Sb ₂ S ₁₄
Пентландит	(Fe,Ni) ₉ S ₈		
Халькопирит	CuFeS ₂	9. Оксиды, фосфаты, вольфраматы	
Кубанит	CuFe ₂ S ₃	Рутил	TiO ₂
Миллерит	NiS	Бадделейт	ZrO ₂
Хизлеудит	Ni ₃ S ₂	Магнетит	Fe ₃ O ₄
Виоларит	FeNi ₂ S ₄	Шеелит	CaWO ₄
Сфалерит	ZnS	Вольфрамит	(Fe,Mn)WO ₄
Галенит	PbS	Оксид редких земель	(Ce,La) ₂ O ₃
Молибденит	MoS ₂	Монацит	CePO ₄
Гринокит	CdS	Ксенотим	YPO ₄
Аргентит	Ag ₂ S	Фосфат Nd	NdPO ₄

платиновых металлов. Анализы сульфидов на платиновые металлы рентгеновскими микроанализаторами Камека MS-46, Камебакс-Джеол, сканирующими электронными микроскопами Хитачи и Камебакс-Микро с энергодисперсионными приставками Линк-10 000 и Линк-860/500 выявили локальные концентрации Pt, Pd, Rh, возможно, связанные с вростками куперита (PtS) в пирите. Исследования ультра-тяжелых концентратов фракций — +0,25...+0,009 тех же проб показали, что они, по существу, являются концентраторами платиновых металлов. Здесь преобладают платина самородная и твердые растворы Pt-Fe-Cu — туламинит (Pt_3Cu), изоферроплатина (Pt_3Fe), тетраферроплатина (Pt,Fe) и твердый раствор $Pt_3(Cu,Fe)$, теллуrowисмутит Pd и $Ag(Pd,Ag)_n(Te,Bi)_m$, $PtAs_2$ в сростаниях с пиритом, галени-том, сфалеритом. При исследовании рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии выявлено присутствие Au^0 в углеродистой массе, которое, вероятно, находится в тонкодисперсной форме благодаря сорбции на активной поверхности $C_{орг}$. Допускается присутствие в такой же форме и платины [Лаверов и др., 1997].

В ассоциации с минералами платиновых металлов и золота находятся самородные Ag, Pb, Zn, Sn, Ti, Cr, Fe, которые сформировались в условиях ранних этапов гидротермального метасоматоза с высоким восстановительным потенциалом среды.

Данными минералотермометрии по газowo-жидким включениям в кварце, карбонатах подтверждено, что основная масса кварц-пиритовых прожилков образована из гидротерм сравнительно невысокой концентрации (менее 26 % в экв. NaCl) с начальной температурой не ниже 390–280 °C [Дистлер и др., 1996]. Изотопные исследования серы пирита (+15,3...+3,6 ‰ $\delta^{34}S$) показали закономерное утяжеление состава серы от ранних пиритов к поздним. Эти результаты позволяют полагать, что в зону рудообразования поступало существенное количество мантийной серы. Вполне возможно, что с этой серой и привносились благородные металлы.

Платиновые металлы в горных породах и рудах. Параметры распределения Pt, Pd, Rh, Os в различных типах исходных пород, метасоматитов и руд приведены в табл. 31 и на рис. 57, 58. Кратко проанализируем геохимические данные.

В рудовмещающих породах фоновые содержания Pt составляют 4,2 мг/т в бессульфидных алевролитах, 4,9 мг/т в алевролитах с убогой вкрапленностью пирита I генерации (диагенетического) и 15,4 мг/т в углеродистых частично метасоматизированных алеврослалцах с вкрапленностью пирита II генерации (метасоматического). Фоновое содержание Pd в углеродистых алевролитах в среднем равно 5,9 мг/т, а во вкрапленных золото-сульфидных рудах не превышает 0,06–0,4 г/т, что значительно ниже концентрации Pt, определенных в тех же пробах — 0,06–11 г/т. Из таблицы видно, что содержания платины во вкрапленных рудах разных участков месторождения составляют 0,06–7 и 8–11 г/т при среднем значении 0,9–1,7 г/т. Платина и палладий образовали скопление в общей зоне продуктивной минерализации, нередко совмещаясь с ранее оконтуренными золоторудными телами (см. рис. 56). Промышленно важные концентрации Pt зафиксированы в основном в верхней и центральной частях зоны сульфидизации, окварцевания и лиственитизации. Палладий же сконцентрирован в меньшем количестве лишь в ее центральной части. В плане платинометалльное оруденение прослежено севернее ранее оконтуренного золоторудного тела. Суммарная мощность платинометалльного тела составила от 90 м на западном фланге до 190 м в центре и 130 м на восточном фланге рудной зоны.

**Распределение платиновых металлов вкрапленных золото-сульфидных руд
и вмещающих пород в черносланцевой толще верхнего протерозоя
месторождения Сухой Лог по данным инверсионной вольтамперометрии**

Горная порода, тип руды	Кол- во проб	Содержание, г/г			S	V, %	A/S _A	E/S _E	K _ц
		от	до	$\bar{X}$					
Платина									
Алевролиты углеродистые с вкрапленностью карбонатов	69	0,001	0,008	0,0042	2,1	50	0,7	-4,9	1,0
Алевролиты с редкой вкрапленностью пирита	15	0,001	0,008	0,0049	4,4	90	2,3	-2,1	1,1
Алевросланцы углеродистые, скв. 112Р	11	0,003	0,012	0,0154	15,9	105	1,4	-2,0	3,7
Вкрапленные золото-сульфидные руды, скв. 112Р, интервал 65 м	23	0,063	7,700	0,888	16,21	182	6,4	-2,9	211
Вкрапленные руды, скв. 112Р, интервал 140 м	41	0,13	11,00	1,675	21,61	129	6,1	-3,9	398
Вкрапленные золото-сульфидные руды из других скважин	133	0,078	8,00	1,283	16,4	133	10,6	-7,1	305
Гравиконцентрат вкрапленных руд	2	19,0	31,0	25,0	—	—	—	—	5952
Флотоконцентрат этих же руд	2	1,7	2,6	2,2	—	—	—	—	594
Хвосты обогащения этих же руд	9	0,005	0,85	0,2	—	—	—	—	48
Палладий									
Алевролиты углеродистые, скв. 112Р, интервал 145 м	12	0,004	0,012	0,0059	2,3	39	2,4	-2,3	1,0
Вкрапленные золото-сульфидные руды	62	0,01	0,4	0,0566	2,9	138	9,3	-4,8	9,6
Родий									
Алевросланцы углеродистые	13	0,001	0,006	0,003	1,7	57	0,5	-2,0	1,0
Вкрапленные золото-сульфидные руды	4	0,015	5,50	2,144	2,638	123	0,2	-1,2	715
Осмий									
Алевросланцы углеродистые	20	0,001	0,007	0,003	2,2	74	2,0	-2,3	1,0
Вкрапленные золото-сульфидные руды	26	0,01	1,00	0,146	2,73	187	5,0	-3,1	49
Вкрапленные руды	7	0,08	1,00	0,421	4,32	103	0,4	-1,6	140

В контуре общего промышленного ореола ЭПГ выделяется верхний, средний (главный) и нижний уровни, которые к западу от скв. 112Р сливаются в единое рудное тело (см. рис. 56). Нижний уровень мощностью 10–30 м располагается вблизи нижнего контура золоторудной зоны. Средние содержания Pt и Pd в нем равны 1 и 0,9 г/т. Мощность среднего уровня составляет 46–90 м. Это рудное тело прослежено по простиранию на 130 м и совмещается с верхней частью золоторудной зоны. Средние содержания Pt здесь от 1 до 4,8 г/т, а Pd — от 0,1 до 1,8 г/т. В верхней части зоны этот горизонт выходит за контур ранее установленного золоторудного тела в надрудную зону (см. рис. 56, 57).

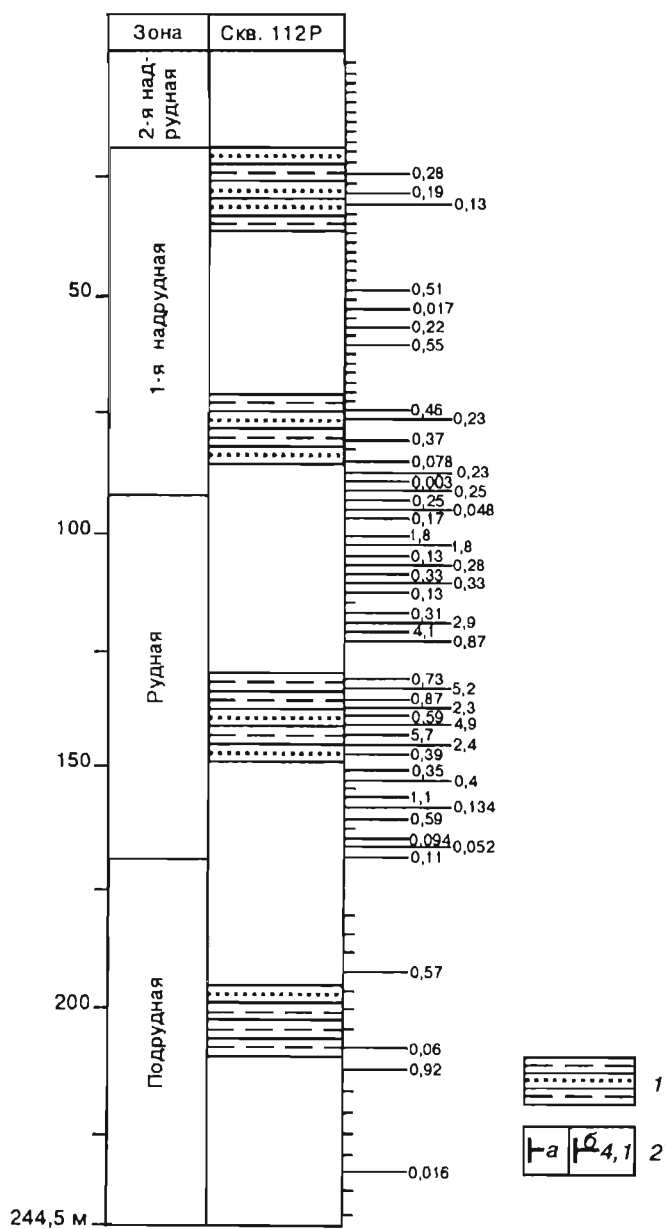


Рис. 57. Распределение Pt по скв. 112Р месторождения Сухой Лог:

1 — углеродисто-сланцево-песчаниковая толща хомолхинской свиты; 2 — содержание Pt (г/т): а — <0,01, б — >0,19.

В отдельных пробах золото-сульфидных вкрапленных руд выявлены повышенные концентрации Rh. Например, для четырех проб установлены содержания этого элемента от 0,015 до 5,5 г/т. Промышленно интересные концентрации во вкрап-

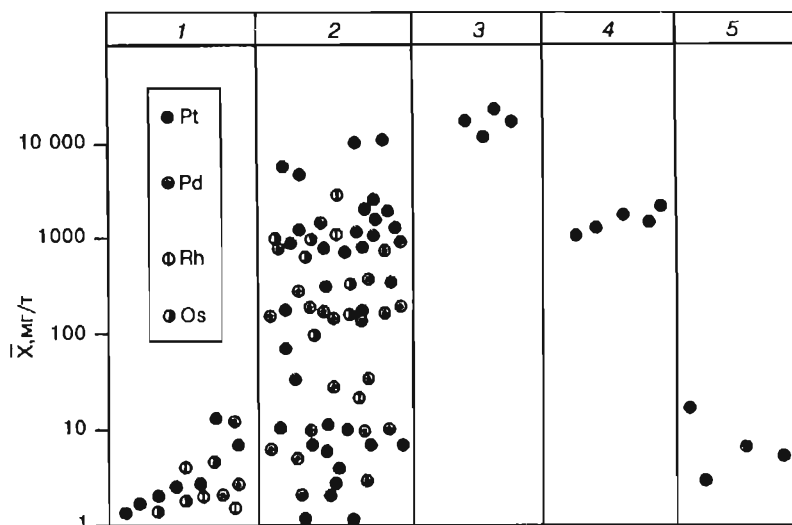


Рис. 58. Распределение Pt, Pd, Rh, Os в углеродистых алевролитах, аргиллитах, песчанниках, рудах, продуктах их обогащения золоторудного месторождения Сухой Лог:

1 — углеродистые алевролиты, аргиллиты, песчанники рифа; 2 — вкрапленные золото-сульфидные руды в углеродистых сланцах; 3–5 — вкрапленные руды: 3 — гравиконцентрат, 4 — флотоконцентрат, 5 — хвосты обогащения.

ленных золото-сульфидных рудах определены также и для Os от 0,1 до 1 г/т, при среднем значении из 33 керновых проб 0,146–0,42 г/т этого элемента.

Особенности распределения содержаний платины показаны в разрезе детально изученной скв. 112Р (см. рис. 57).

Содержания Pt, Pd, Rh, Os в углеродистых алевролитах (поле 1 на диаграмме), лиственитах (поле 2), рудах и гравиконcentратах (поле 3), флотоконcentратах (поле 4) и хвостах обогащения руд (поле 5) приведены на рис. 58. Из графиков следует, что промышленный интерес представляют вкрапленные руды, и особенно промпродукты их технологического обогащения. Например, в продуктах технологической переработки вкрапленных золотых руд платина концентрируется в гравиконцентрате до 25,0 г/т, а также незначительно во флотоконцентрате до 2,2 г/т. В легкой фракции, состоящей из серицит-углеродистой массы, выявлено до 3,6 г/т Pt, а в углеродистой — 18 г/т.

Итак, на месторождении Сухой Лог главными компонентами вкрапленных сульфидных руд в лиственитах являются Au (1–8 г/т) и Pt (0,1–4,8 г/т) и поэтому данное месторождение следует рассматривать комплексным золото-платиновым, а не однометалльно золотым. Основная платиновая минерализация сконцентрирована в зоне гидротермальной лиственитизации и сульфидизации, на 80 % совмещающаяся с ранее разведанным золоторудным телом (см. рис. 55, 56). Платинометалльное оруденение прослежено по простиранию золоторудной зоны на 2,1 км и выходит за ее пределы. В структуре комплексного золото-платиноидного рудного тела выделяются три рудоносных уровня, которые к западу соединяются в единое тело. Средние содержания платины составили 0,8–1,5 г/т для верхнего и 1,2–2,4 г/т для среднего (основного) рудных тел (см. рис. 56, 57).

4.3.3. Золоторудные месторождения Западной Калбы

Географические координаты рудных объектов: $81^{\circ}30' - 82^{\circ}05'$ в.д. и $49^{\circ}10' - 49^{\circ}41'$ с.ш.

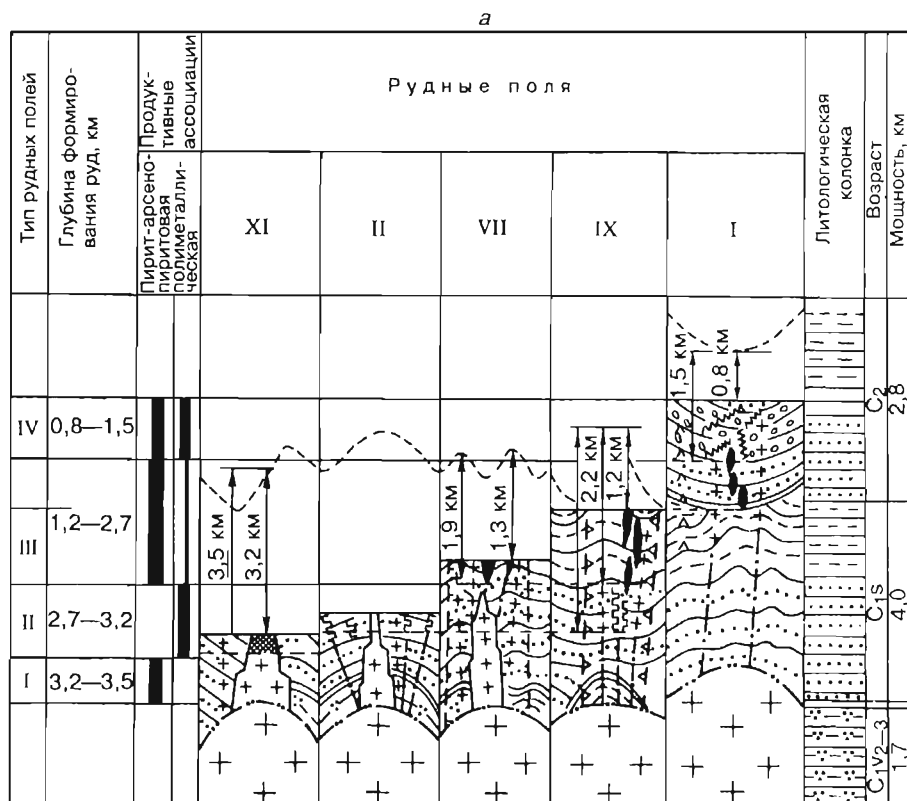
Особенности геологического строения и платиноносность. В черносланцевых формациях карбона Западной Калбы располагаются крупные месторождения золота прожилково-вкрапленного, штокверкового и жильного структурно-морфологических типов: Акжальское, Бакырчикское, Баладжальское, Боко-Васильевское, Джумбинское, Костобе-Эспинское, Миалинское, Октябрьское. В 1983–1989 гг. автором совместно с сотрудниками выявлены признаки промышленной платиноносности этих золоторудных объектов. В 1994 г. с В. В. Масленниковым опубликована монография, в которой детально рассмотрены условия формирования этих комплексных золото-платиноидных месторождений [Коробейников, Масленников, 1994]. Поэтому в данном разделе приводятся лишь краткие обобщающие сведения для обоснования нетрадиционных комплексных объектов в рассматриваемом регионе.

Геотектоническая позиция региона и рудных полей. Район исследований располагается в центральной части Зайсанской складчатой области между Теректинским глубинным разломом на северо-востоке и системой Сиректасского и Кокпектинского разломов на юго-западе. Основной структурой является Чарско-Горностаевское поднятие (Чарский офиолитовый пояс) с системами ограничивающих глубинных разломов I порядка и краевых наложенных прогибов рифтогенного типа [Коробейников, Масленников, 1994]. Глубинные разломы северо-западного простирания проникали в верхнюю мантию на 200–300 км. Глубина заложения разломов субширотного простирания, контролирующих размещение рудных полей, достигает 42–47 км, а субмеридиональных разломов — не более 22–26 км [Булин и др., 1969; Любецкий, 1985].

Инъективные дислокации, связанные с проникновением глубинного (мантийного) вещества в верхние этажи земной коры, отражаются кольцевыми структурами с системами линеаментов. Они относятся к малым кольцевым структурам размером 0,5–50 км в диаметре [Анищенко, Масленников, 1990]. При дешифрировании аэрокосмических снимков отчетливо проступают кольцевые, дуговые контуры палеогидротермального «промачивания» в различных рудовмещающих толщах (см. рис. 2).

Основные рудные поля и месторождения золото-платиновых металлов размещаются в наложенных компенсационных синклиналях восточного борта Чарского офиолитового пояса. Эти комплексные месторождения располагаются в крупных зонах гидротермального метасоматоза среди черносланцевых толщ карбона. Рудоносные черносланцевые толщи этих наложенных структур рифтогенного типа завершают офиолитовый разрез земной коры и, скорее всего, являются компенсационными структурами палеодиапир, проявившегося в Чарском офиолитовом поясе (горсте).

Выявленные месторождения возникали благодаря совмещению в отдельных структурах земной коры разновозрастных последовательных процессов седиментации, дислокаций, магматизма и метасоматизма на фоне длительно развивавшихся палеодиапиров в зонах глубинных расколов земной коры и верхней мантии [Коробейников, 1996]. В результате сформировались магмо-рудно-метасоматические палеоколонны вертикальной протяженности более 7–15 км. Эти палеоколонны проявились на участках активного разуплотнения мантийно-корового вещества.



Пространственное совмещение в единых складчато-разрывных структурах гипербазитовых и габбро-плагиигранитных интрузий единой магматической серии, наряду с активным проявлением глубинного метасоматизма, и обеспечило образование золото-платиноидных руд в черносланцевых горизонтах офиолитового разреза. Все эти интрузивы относятся к дунит-пироксенит-габбровой, габбро-диорит-диабазовой, габбро-плагиигранитной формациям и рассматриваются как продукты дифференциации и контаминации коровым материалом единой родоначальной базальтовой магмы. В позднеорогенный этап внедрились редкометалльные граниты (P_1) батолитового типа. Завершился магматизм внедрением монцонит-сиенитов и послескладчатых даек долеритов (T_1). Оформление комплексного оруденения связано со становлением габбро-плагиигранитной интрузии [Коробейников и др., 1990а; Коробейников, Масленников, 1994].

Рудовмещающие породы в разных рудных полях подвержены региональному метаморфизму цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой формаций. Для них свойственно низкое (1,5–3 мг/т Au) и умеренное (3,1–6 мг/т Au) среднее содержание золота и платиноидов (Os 0,2–0,8, Pt, Pd 5 мг/т) в терригенных углеродистых породах рудных полей, глубокая гидротермально-метасоматическая их проработка на участках рудных зон и пространственная ассоциация с офиолитами.

В Западной Калбе распространены три структурно-морфологические группы рудных полей: 1) рудные поля с кварцево-жильным и штокверковым типами ору-

Перечисленные типы рудных полей в вертикальном разрезе рудовмещающих терригенно-вулканогенных толщ карбона образуют три структурных яруса: нижний, представленный вкрапленно-сульфидными и кварцево- жильными рудными телами среди альбититов-березитов штоков габбро-диоритов (Акжальское, Баладжальское рудные поля); средний — вкрапленно-прожилковые рудные тела среди лиственитов в углеродистых алевролитах, аргиллитах, песчаниках (Бакырчикское, Васильевское, Джумбинское, Миалинское рудные поля) и верхний — штокерково- жильные кварцево-сульфидные рудные тела среди сланцев и андезит-базальтов перекрывающих толщ верхнего карбона (рудное поле Боко).

Рудно-метасоматическая зональность. Для рудных полей свойственно развитие площадных метасоматитов пропилитовой, альбитит-калишпатовой и березит-лиственитовой формаций умеренных глубин и сопряженных с ними продуктивных золото-платиноидно-сульфидных ассоциаций (рис. 60). В верхней части этой рудно-метасоматической колонны независимо от состава вмещающих пород формировались сложные ветвящиеся кварцевые жилы, жильные зоны во внешних фациях березитов-лиственитов. На глубине они переходят в штокверки в березитах-лиственитах и внизу — в зоны прожилково-вкрапленной, вкрапленной сульфидной минерализации среди окварцованных березитов-лиственитов, реже подстилающих пропилитов, серпентинитов. Эта рудно-метасоматическая зональность подтверждается зональным размещением минералов с разными свойствами и геохимической зональностью рудогенных элементов (рис. 61) [Коробейников и др., 1989, 1990а,б]. Рудоносные метасоматиты слагают крупные пластово-линзовидные тела протяженностью в плане 3–8 км и мощностью 0,3–1,8 км в средней и верхней частях разреза терригенного карбона. Суммарная протяженность конкретных рудно-метасоматических зон на глубину превышает 1,8–2,8 км. При этом выделенные группы метасоматитов и сопровождающих руд размещаются закономерно: в конкретных рудно-метасоматических колоннах золото-кварцево- жильные тела тяготеют к верхней, штокерковые золото-кварцево-сульфидные — к средней, а прожилково-вкрапленные золото-платиноидно-сульфидные — к корневым частям палеогидротермальной колонны (см. рис. 60, 61). Эта рудно-метасоматическая зональность подтверждается зональным размещением минералов с разными свойствами и геохимической и изотопно-геохимической зональностью рудогенных элементов (см. рис. 61) [Коробейников и др., 1989б, 1990б].

Все месторождения Западной Калбы включают в себя следующие типы продуктивных минеральных ассоциаций:

- 1) золото-платиноидно-пирит-арсенопиритовую вкрапленную в лиственитизированных углеродистых терригенных породах, в березитизированных плагиогранитах;
- 2) золото-платиноидно-кварц-полиметаллическо-сульфидную жильно-штокерковую в березитах-лиственитах,
- 3) карбонатно-кварц-антимонитовую в лиственитах.

Рудные тела, как правило, сложены кварцем, анкеритом, доломитом, кальцитом с вкраплениями пирита, арсенопирита, редких пирротина, сфалерита, галенита, герсдорфита, блеклой руды, борнита, бурнонита, халькопирита, шеелита, антимонита, золота.

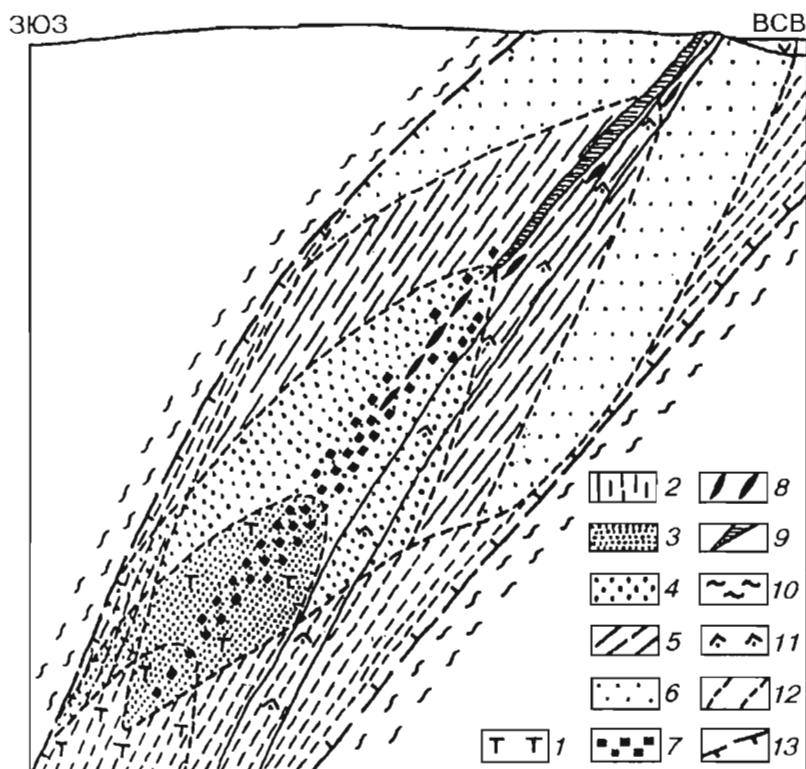


Рис. 60. Рудно-метасоматическая зональность вкрапленного, штокверкового, жильного золото-платинового оруденения в разрывной структуре Васильевского месторождения, Восточный Казахстан (разрез, по А. Ф. Коробейникову):

1 — апоперидотитовые серпентиниты; 2 — пропилиты апоандезитовые; 3 — апосерпентинитовые листвениты; 4–6 — березиты-листвениты: 4 — кварц-серицит-фуксит-карбонатные, 5 — хлорит-пирит-карбонатные, 6 — кальцит-доломитовые; 7, 8 — руды: 7 — вкрапленные золото-платиноидно-пирит-арсенопиритовые, 8 — штокверковые золото-платиноидно-кварцево-сульфидные; 9 — кварц-золото-сульфидные жилы; 10 — углеродистые сланцы карбона; 11 — границы рудно-метасоматической зоны в зоне смятия и разрывов; 12 — границы зон метасоматитов; 13 — контуры рудно-метасоматической колонны.

Минералогическая зональность месторождений выразилась в увеличении соотношения пирита и арсенопирита с глубиной от 2:1 до 7:1 и в смене пентагон-додекаэдрического габитуса кристаллов пирита на кубический. При этом в рудных зонах выделяются три типа пиритов: I — осадочно-диагенетический в исходных углеродистых терригенных породах; II — метасоматический в березитах-лиственитах и III — гидротермальный рудогенный в различных типах руд. Пириты вкрапленных руд нижних горизонтов рудно-метасоматических колонн характеризуются дырочным типом термоЭДС с высокими значениями (68–72 мВ), а в штокверковых и жильных рудах средней и верхней частей колонны появляются пириты с электронным типом проводимости до 8–12 и 65–86 % соответственно. Это

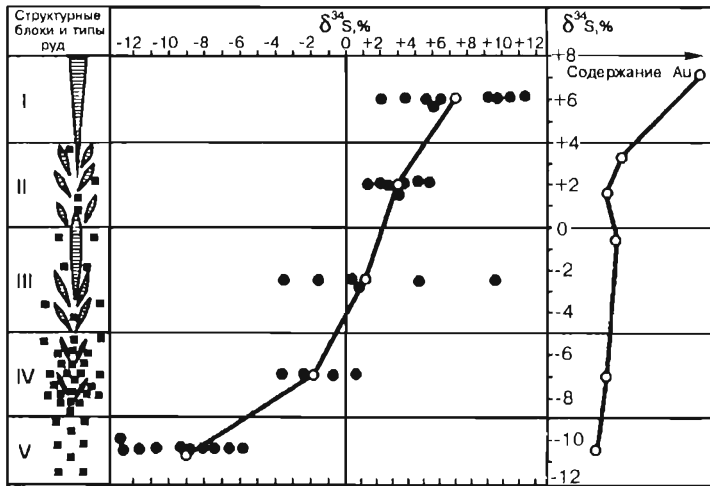


Рис. 61. Изотопно-геохимическая зональность $\delta^{34}\text{S}$ в Бoko-Васильевской рудно-метасоматической зоне:

I–V — блоки: I — с золото-платиноидно-кварц-пирит-галенитовыми жилами в лиственитизированных черных сланцах карбона, II — с жильно-штокверковыми рудами, III — с прожилково-вкрапленными золото-платиноидно-сульфидными рудами, IV — с вкрапленно-прожилковыми золото-платиноидно-пирит-арсенопиритовыми рудами, V — с вкрапленной золото-платиноидно-пирит-арсенопиритовой минерализацией.

связано с зональным распределением в колонне различных типов руд: внизу вкрапленных сульфидных, а сверху кварцево-жильных.

С глубиной рудно-метасоматических зон концентрации As и Au в пиритах от кварцево-жильного типа руд через штокверковый к вкрапленному типу сокращаются. Содержания Sb, As, Pb, Zn в пиритах с глубиной и к внешним зонам метасоматической колонны также уменьшаются, а Co, Ni, V, Ti, Cr увеличиваются [Коробейников и др., 1989; Коробейников, Масленников, 1994]. Количества железистого доломита и кварца возрастают к внутренним частям метасоматической колонны, а безжелезистых карбонатов — к внешним. Температуры декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в кварце и их интенсивность возрастают с глубиной рудных зон с 90–140 до 400 °C.

Выявлена общая тенденция сокращения средних содержаний золота в различных типах руд с глубиной рудно-метасоматических колонн в связи с сокращением численных значений изотопного показателя $\delta^{34}\text{S}$ в рудогенных пиритах III генерации (см. рис. 61). Максимум концентрации золота в рудах связан с резким возрастанием доли свободного золота в жильном кварце по сравнению с тонкодисперсным в рудогенных пиритах III генерации. Валовые содержания его в различных рудах увеличиваются (снизу вверх колонны) при смене вкрапленного золото-платиноидно-пирит-арсенопиритового оруденения на прожилково-вкрапленное, штокверковое и кварцево-жильное.

Распределение золота в рудных телах весьма и крайне неравномерное (V=110–410 %), чаще столбовое, реже кустовое, гнездовое. Золото в рудах тонкодисперс-

ное (0,1–29 мкм, проба 900–997 ‰, 40–80 %) и свободное (0,05–2 мм, проба 669–880 ‰, 10–30 %). В зонах вкрапленной минерализации соотношения тонкодисперсного и видимого золота составляют от 7:1 до 50:1 для различных месторождений региона. Скопления тонкодисперсного золота распределены по всей массе сульфидов или локализованы по краям кристаллов пирита и арсенопирита. В общем случае арсенопирит в 3–5 раз более обогащен золотом по сравнению с пиритом: средние содержания золота в пирите III достигают значений 50–100 г/т, а в арсенопирите — 100–250 г/т. Коэффициент корреляции между золотом и мышьяком в рудах изменяется для разных месторождений от +0,6 до +0,86. В сульфидном концентрате прожилково-вкрапленных руд отношение количества пирита к арсенопириту составляет 2:1 и 7:1 при содержаниях сульфидов в рудах от 0,2 до 8 %. В золоте обнаружены примеси (%): Hg (0,6–7), Ag (7–15,8), Cu, Pb (0,01–0,05), Fe, As (0,006), Se, Te (0,001). Постоянное присутствие в составе золотин ртути до 1–7 % свидетельствует в пользу участия глубинных гидротерм в формировании комплексных золото-платиноидных месторождений жильно-штокверкового и вкрапленного типов [Коробейников, Масленников, 1994].

В. А. Нарсеевым с соавторами [1992] в пирит-арсенопиритовых вкрапленных рудах Бакырчикского месторождения выявлены ассоциации тонкодисперсных интерметаллидов Pt–Au–Ni с никелистым золотом, буденитом, сульфоарсенидами никеля, пирита и углеродистого вещества.

Изотопные данные серы пирита III золоторудных месторождений Васильевского и Бакырчикского подтвердили зональное размещение различных структурно-морфологических типов руд в рудно-метасоматических колоннах. Для Боко-Васильевского рудного поля установлено изменение $\delta^{34}\text{S}$ от положительных значений (+2...+11,59 ‰) на верхних горизонтах жильных руд к близнулевым (+1,96...–1,3 ‰) в средних горизонтах штокверковых руд и до отрицательных значений (–6,04...–13,04 ‰) в нижних горизонтах с вкрапленными золото-платиноидно-сульфидными рудами. Для Бакырчикского месторождения характерна смена с глубиной $\delta^{34}\text{S}$ от значений –5,3 и –4,1 ‰ на верхнем горизонте до +0,1...+1 ‰ — на нижнем. Кроме того, изотопные соотношения серы пиритов позволили уточнить уровни эрозионных срезов отдельных блоков рудных полей и глубину распространения того или иного типа оруденения [Коробейников и др., 1990б].

Во всех изученных рудных полях выделяются надрудные (Sb, Hg, Ba), околорудные (Cu, Pb, Zn, Bi, Te, As, Ag, Au), подрудные (V, Ni, Co, Cr, Ti, Mo, W, Be) геохимические ореолы. Из них наиболее важными элементами-индикаторами для комплексных руд являются As, Ni, Cu, Cr, Ti, V. Ореолы этих элементов становятся более контрастными на нижних горизонтах рудно-метасоматических колонн, где распространены золото-платиноидно-сульфидные вкрапленно-прожилковые руды (рис. 62).

На месторождениях Западной Калбы платиновые металлы размещаются зонально по отношению к Чарскому офиолитовому поясу [Коробейников, Колпакова, 1992; Коробейников, Масленников, 1994]. В Боко-Васильевском, Акжальском рудных полях, расположенных в одной из ветвей этого офиолитового пояса, наиболее распространенными из платиноидов оказались Ir и Os. Наиболее богатые концентрации Os и Pt выявлены во вкрапленных золото-платиноидно-пирит-арсе-

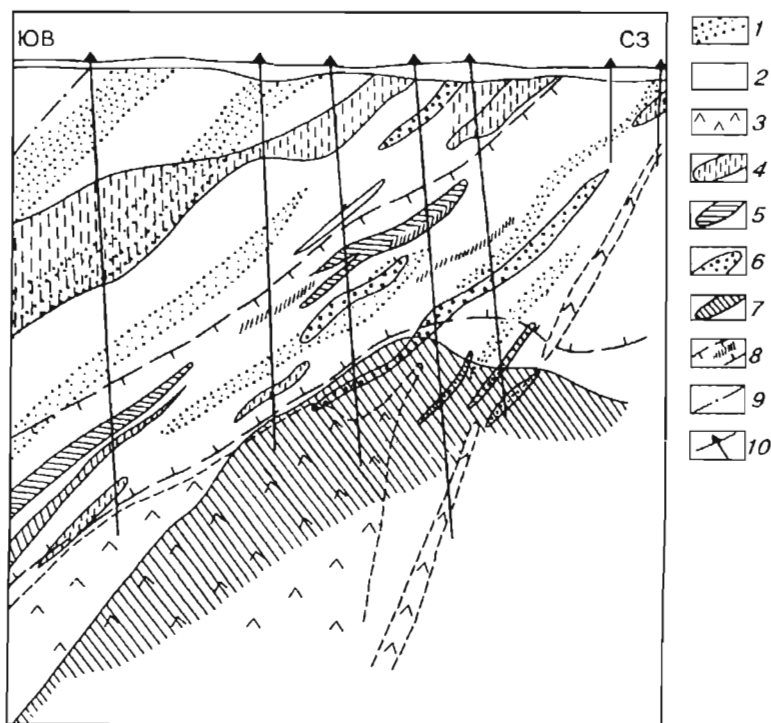


Рис. 62. Эндогенные геохимические ореолы в разрезе черсланцевой толщи карбона Боко-Васильевского рудного поля, Западная Калба:

1 — горизонты песчаников; 2 — углеродистая алевролит-песчаниковая рудоносная толща; 3 — пропилитизированные андезиты; 4–7 — контрастные ореолы: 4 — Ba, 5 — As, 6 — Pb, 7 — Ni, Co, Ti; 8 — рудная зона в лиственитах-березитах; 9 — разрывы; 10 — скважины колонкового бурения.

нопиритовых парагенезисах черсланцевых горизонтов верхней части офиолитового разреза: Os = 1,2–3,4 г/т, Pt = 4,4–47,6 г/т [Коробейников, Масленников, 1994; Коробейников, 1995б]. Палладий в повышенных количествах (0,3–6 г/т) установлен лишь в лиственитизированных углеродистых алевролитах, аргиллитах, песчаниках самого удаленного на 26 км от офиолитового пояса Костобе-Эспинского структурного блока. Наиболее тугоплавкие Ir, Os более всего проявляются непосредственно в зонах метасоматоза и сульфидизации среди пород внутренней полосы, непосредственно примыкающей к офиолитовому поясу — Чарско-Горностаевскому поднятию (Акжальское, Боко-Васильевское рудные поля). Более легкоплавкие Pt, Pd, Rh чаще приурочены к внешней полосе, представленной наложенными синклиналями восточного борта внутригеосинклинального поднятия (Миалинское, Костобе-Эспинское, Бакырчикское рудные поля). При этом от внутренней полосы Чарского офиолитового пояса к его внешней полосе намечается сокращение уровня концентрации платиновых металлов в рудах с коэффициентами концентрации $K_{\text{н}}^{\text{ЭПГ}}$ от 12 500–2 900 во внутренней зоне до 860–260 и даже 3 в метасоматитах и рудах внешнего структурного блока (Костобе-Эспинского и Миалинского).



Рис. 63. Эндогенные геохимические аномалии Au и As в черносланцевых толщах карбона Боко-Васильевского рудного поля (месторождения Боко, Васильевское, Токум), Западная Калба (продольный разрез через рудную зону, упрощенный вариант):

1 — углеродистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, C_2 ; 2 — основные эффузивы, андезиты, C_3 ; 3 — диориты, плагиограниты альбитизированные, березитизированные, C_3-P_1 ; 4 — дайки диоритов, плагиогранитов, альбитофиров, C_3-P ; 5 — тела серпентинизированных дунитов, перидотитов; 6 — дизъюнктивы II–III порядка; 7, 8 — положительные геохимические ореолы: 7 — Au, 8 — As.

В рудных полях и месторождениях выявлено закономерное размещение различных типов пиритов с глубиной рудно-метасоматических зон. Например, в Боко-Васильевском золоторудном поле с глубиной рудных тел соотношения пирита и арсенопирита увеличиваются с 2:1 до 7:1; у пирита III (рудогенного типа) сменяется пентагон-додекаэдрический облик кристаллов на кубический, электронный тип термоЭДС на дырочный. Это связано с зональным распределением в колонне различных типов руд — внизу вкрапленных, а сверху — кварцево-жильных. Концентрации As и Au в рудогенных пиритах сокращаются от кварцево-жильного типа к вкрапленному (см. рис. 61). С глубиной рудно-метасоматических зон к внешним фациям метасоматических колонн концентрации Zn, Pb, Ag, Hg, Sb в пиритах III также сокращаются, а количества Co, Ni, Ti, Cr, V увеличиваются. К внутренним частям колонн количество железистого доломита возрастает, а безжелезистых карбонатов сокращается. С глубиной рудных зон температуры гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений в жильном кварце и их интенсивность возрастают с 90–140 до 400 °C.

В Боко-Васильевском рудном поле выявлены геохимические ореолы Ba, Sb, Hg, Cu, Pb, Zn, Bi, Au, Ag, As, Ni, Co, V, Cr [Коробейников и др., 1989]. Морфология конкретных аномалий этих элементов отвечает субпластовой, струйчатой, линзовидной, секущей линейно-пластовой конфигурациям. Нередко отдельные геохимические аномалии прослеживаются непрерывно из блока в блок этой структурной зоны на 12 км через разделяющие их дизъюнктивы (рис. 63). В верхних частях структурных блоков, где развиты кварцево-сульфидные продуктивные жилы в березитах-лиственитах, выявлены ореолы Pb, W, Ni, Co, Ti, Mo, Be. Все эти геохимические ореолы размещаются в верхней и средней частях рудовмещающего разреза в 100–300 м от эрозионной поверхности. Внизу этого разреза в Центральном структурном блоке отмечены аномалии I порядка As, W, Ni, Co, Cr, Ti, Mo, Be. Отдельные слабоконтрастные аномалии Ba, Sb, Se, Te проявились в верхней части данного разреза.

В соседнем промежуточном структурном блоке выявлены контрастные ореолы Ba, Ag, Cu, Pb, Bi, As, Sb в верхней части разреза, где развиты кварцево-жильные руды в лиственитах. Здесь вскрыты отрицательные и пониженные геохи-

мические аномалии I порядка. В них Ti, Cr, V, Ni, Co имеют концентрации в 5–10 раз ниже фоновых значений. На уровне развития штокверковых кварцево-сульфидных руд ореолы As, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Ti линейно-пластовой формы шириной в десятки метров и протяженностью от сотен метров до первых километров. На нижних горизонтах разреза более контрастными оказались ореолы As, Co, Ni, Ti, Cr, V. Самые яркие ореолы As выявлены на глубинах 500–700 м от поверхности.

Северо-Западный структурный блок рудного поля характеризуется развитием вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд в углеродистых сланцах и проявлением протяженных ореолов As. Такие ореолы группируются на верхнем и нижнем рудоносных горизонтах (через 300–400 м по вертикали). На верхнем горизонте мощностью 60–100 м выявлены контрастные ореолы Ba и Pb. Протяженность отдельных ореолов составляет от сотен метров до 2 км.

Выделяются надрудные (Sb, Hg, Ba), околорудные (Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Ag, Au), подрудные (V, Ni, Co, Cr, Ti, Mo, W, Be) группы элементов. Из них элементами-индикаторами для комплексных руд оказались As, Au, Ni, Cr, Ti. Ореолы этих элементов становятся более контрастными на нижних горизонтах рудно-метасоматической колонны.

Установлено закономерное изменение $\delta^{34}\text{S}$ пирита III от положительных значений +2,2...+11,59 и +1,96...+4,9 ‰ на верхних горизонтах распространения жильно-кварцевых руд к близнулевым — –1,44...+1,13 ‰ в средних горизонтах штокверковых руд и до отрицательных значений +0,8...–2,83 и –6...–13,73 ‰ на нижних горизонтах вкрапленных сульфидных руд (см. рис. 61) [Коробейников и др., 1990б]. Выявлена общая тенденция сокращения средних содержаний золота в различных типах руд с глубиной рудно-метасоматической колонны в связи с сокращением численных значений изотопного показателя $\delta^{34}\text{S}$ в рудогенных пиритах III генерации.

Золото в метасоматитах и рудах. Терригенные углеродистые породы всех рудных полей (18) Западной Калбы характеризуются умеренным фоновым содержанием золота от 1,8 до 3,9 мг/т. Лишь углеродистые алевролиты из зоны дробления и милонитизации Боко-Васильевского рудного поля несут более высокие средние содержания металла до 6,1 мг/т Au. Фоновая золотоносность эффузивов разного состава оказалась близкой 1,9–3,3 мг/т Au, а серпентинизированных дунигов — 3 мг/т, габбро-диабазов — 2,6–3,6 мг/т Au. Лишь гранитоиды кунушского комплекса ($\text{C}_3\text{--P}_1$) имеют более высокие значения средних содержаний Au — 3,8–4,3 мг/т (рис. 64) [Коробейников, Масленников, 1994].

Золото в различных типах руд тонкодисперсное (0,1–29 мкм, 70 %) и видимое (0,05–2 мм, 10–30 %). В зонах вкрапленной минерализации соотношения тонкодисперсного и видимого золота составляют от 7:1 до 50:1. Скопления тонкодисперсного золота (пробы 900–997 ‰) распределены по всей массе сульфидов или локализованы по краям кристаллов пирита II (метасоматического) и III (рудогенного) и арсенопирита. Коэффициент корреляции между золотом и мышьяком в разных рудах и разных рудных полях изменяется от +0,6 до +0,86. Видимое золото (пробы 845–880 ‰) встречено только в кварцево-жильных и штокверковых рудных телах.

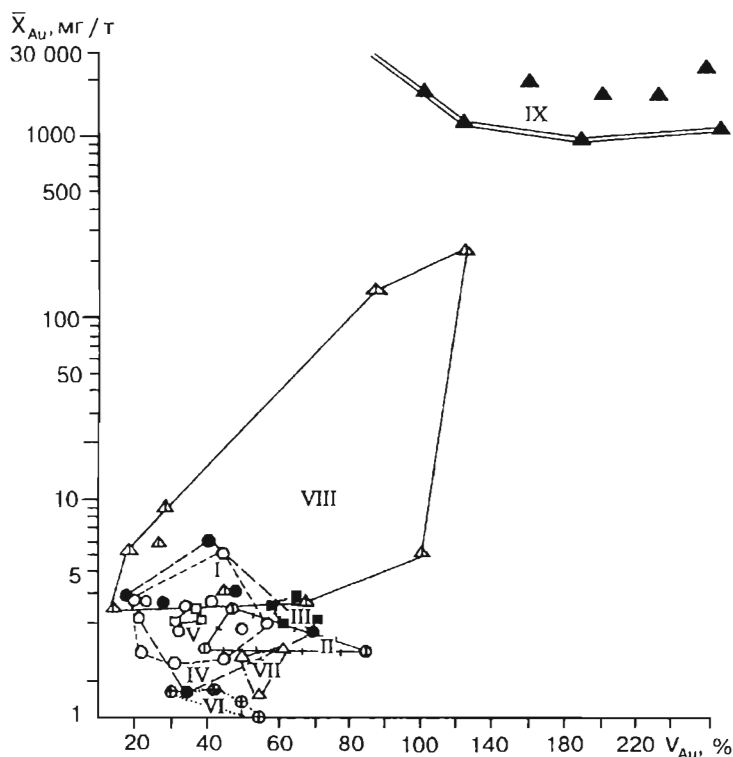


Рис. 64. Соотношение средних содержаний $\bar{X}_{Au}$ и показателя вариации V_{Au} распределения золота в горных породах и рудах золоторудных полей Западной Калбы (Акжальское, Боко-Васильевское, Баладжальское, Джумбинское, Бақырчикское, Костобе-Эспинское, Миалинское).

Поля распространности пород: I — углеродистых аргиллитов, алевролитов, песчаников, C_{1-2} ; II — базальтов, плагиобазальтов, андезитов, C_3 ; III — габбро-диоритов, диоритов, спессартитов, керсантитов, плагиопорфиров, альбитофиров штоков и даек Кунушской габбро-плагиогранитной интрузии, C_3-P_1 ; IV — серпентинизированных гипербазитов чарского комплекса, C ; V — габбро-долеритов, долеритов дайковых, $T?$; VI — гранитов калбинского комплекса, P_2 ; VII — пропилитов, альбит-калишпатовых метасоматитов; VIII — березитов-лиственитов; IX — жильных, штокверковых, вкрапленных кварц-золото-сульфидных, золото-сульфидных руд.

Платиновые металлы в метасоматитах и рудах. Результаты инверсионно-вольтамперометрического определения Pt, Pd, Os, Ir в горных породах и рудах Западной Калбы приведены в табл. 32. Проанализированы углеродистые песчаники, алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты, серпентинизированные гипербазиты, габбро-диориты, диориты, плагиограниты, а также альбитизированные, пропилизированные, лиственитизированные их разности, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, жильно-штокверковые кварц-золото-сульфидные руды, их концентраты и хвосты обогащения [Коробейников, Колпакова, 1992; Коробейников, Масленников, 1994, 1995] (см. табл. 32, рис. 65).

Распределение платиновых металлов (г/т) в горных породах, рудах золоторудных полей Западной Калбы (Северо-Восточный Казахстан)

Горная порода, тип руды	Кол-во проб	Pt	Pd	Os	Ir	K _п ^{Pt}	Pt/Pd
Бакырчикское рудное поле							
Углеродистые алевролиты, C ₂	2	0,0001	0,0004	0,0005	—	1,0	2,0
Углеродистые алевропесчаники, C ₂	2	0,0006	0,0002	0,0003	—	1,0	2,0
Вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды	26	5,71	0,019	2,80	0,024	5710	300
Прожилково-вкрапленные сульфидные руды	14	3,19	0,275	0,002	3,10	3190	12
Гравиконцентрат вкрапленных руд	2	8,0	0,43	0,002	—	8000	18,6
Флотоконцентрат этих же руд	2	7,4	0,02	7,912	—	7400	370
Боко-Васильевское рудное поле							
Алевролиты углеродистые, C ₁₋₂	11	0,0003	0,003	0,0004	—	1,0	1,0
Вкрапленные сульфидные руды в сланцах	11	16,0	2,21	8,20	16,0	1700	7,2
Сerpентиниты апогипербазитовые	2	—	—	0,04	—	—	—
Сerpентиниты с сульфидами	5	—	—	2,0	11,10	11000	—
Вкрапленные руды в лиственитах	5	1,1	0,117	—	—	1100	9,4
Акжалское рудное поле							
Сerpентиниты	2	—	0,007	0,072	0,02	10	—
Березиты апогаббро-апогипербазитовые диоритовые	2	—	0,0002	0,0002	12,10	121000	—
Кварцево-сульфидные руды жилы Фунтовой	6	0,76	0,001	0,0006	—	760	760
Костобе-Эспинское рудное поле							
Углеродистые аргиллиты, C ₁₋₂	4	0,0005	0,0003	0,0003	—	1,0	1,5
Углеродистые алевролиты, C ₁₋₂	4	0,0006	0,0003	0,0005	—	1,0	2,0
Углеродистые песчаники, C ₂	3	0,0006	0,0003	0,0005	—	1,0	2,0
Вкрапленные сульфидные руды в аргиллитах	4	—	1,63	0,0004	—	1630	—
То же, в алевролитах	5	—	0,237	0,001	—	237	—
То же, в песчаниках	5	2,80	2,30	13,26	8,0	2800	1,2
Джумбинское рудное поле							
Алевролиты углеродистые, C ₂	2	0,001	0,0003	0,0003	—	1,0	3,1
Листвениты по алевролитам с сульфидами	4	0,002	0,002	0,0002	12,7	12700	1,0
Баладжальское рудное поле							
Алевролиты углеродистые, C ₂	4	0,005	0,0003	0,0003	—	1,0	1,5
Габбро-диориты, C ₃ -P ₁	5	0,001	0,0004	0,0005	—	1,0	2,2
Березиты апогаббро-диоритовые с сульфидами	4	0,02	0,002	1,92	0,02	20	10
Пирит вкрапленных руд	2	4,0	—	—	—	1000	—

Анализ полученных геохимических материалов показал следующее.

Содержания платины в углеродистых алевролитах, алевропесчаниках, аргиллитах разных рудных полей составляют (г/т) от 0,0003 до 0,005, палладия — от

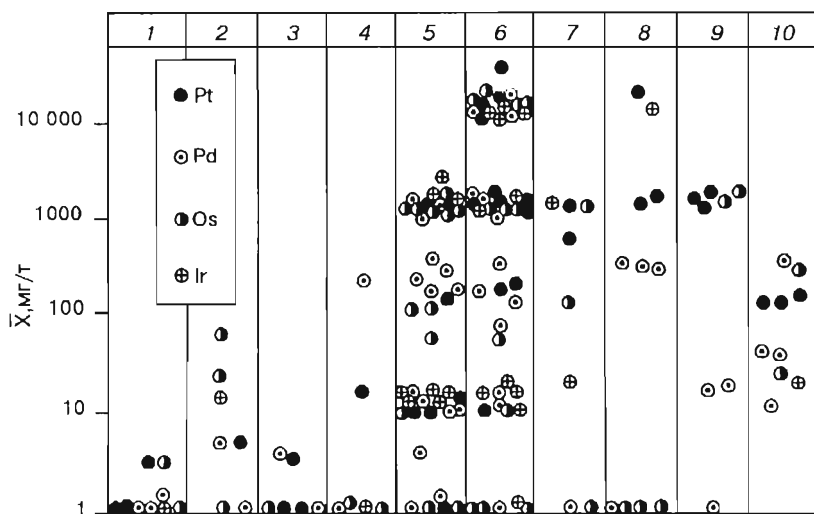


Рис. 65. Распределение Pt, Pd, Os, Ir в горных породах, рудах, минералах золоторудных полей Западной Калбы:

1 — углеродистые алевролиты, аргиллиты, алевропесчаники, песчаники карбона; 2 — серпентинизированные дуниты, серпентиниты; 3 — габбро-диориты, кварцевые диорит-порфиры кунушского комплекса, C_3-P_1 ; 4 — метасоматические альбититы, пропилиты; 5 — вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды в сланцах, диоритах, порфиритах; 6 — кварц-золото-сульфидные жилы; 7 — гравиконцентрат жильно-вкрапленных руд; 8 — флотоконцентрат этих же руд; 9 — вкрапленные сульфидные руды в лиственитах; 10 — хвосты обогащения этих руд.

0,0002 до 0,003, осмия — от 0,0002 до 0,0005. В серпентинитах апогипербазитовых выявлено 0,007 Pd, 0,04–0,072 Os, 0,02 г/т Ir. Габбро-диориты продуктивного кунушского комплекса несут обычное фоновое количество Pt, Pd, Os: 0,001; 0,0004; 0,0005 г/т соответственно. Все это свидетельствует о пониженных фоновых содержаниях ЭПГ в рудовмещающих породах данного региона.

В березитах апогаббро-диоритовых Акжальского и Баладжальского рудных полей выявлены повышенные концентрации Pt, Os и Ir от 0,02 до 12, 1 г/т. Однако повышенные концентрации (1,92 и 12,1 г/т) были установлены лишь для Os и Ir.

Максимальные концентрации ЭПГ выявлены во вкрапленных пирит-арсенопиритовых ассоциациях в углеродистых алевролитах, серпентинитах, лиственитах, березитах и сульфидизированных сланцах — 1,1–16 г/т (см. рис. 65), а также в грави- и флотоконcentратах этих руд (см. табл. 32). При этом из всех изученных рудных полей наиболее устойчивыми промышленно интересными содержаниями Pt, Pd, Os, Ir отличаются Бакырчикское, Боко-Васильевское, Костобе-Эспинское рудные поля. В Акжальском, Баладжальском, Джумбинском рудных полях повышенные концентрации Pt, Os, Ir (до 0,76–12,7 г/т) определяются лишь спорадически. При этом максимальные концентрации этих платиновых металлов определены в наиболее сульфидизированных разностях вкрапленных руд и лиственитов-березитов.

Таким образом, при ранних процессах серпентинизации, лиственитизации гипербазитов, габброидов в связи с наложением завершающего гранитоидного

магматизма происходил вынос осмия ($K_n^{Os}=0,4$), перераспределение и привнос палладия ($K_n^{Pd}=25-30$). Максимальное накопление Pt, Pd, Os, Ir в зонах метасоматоза проявилось при интенсивной сульфидизации всех фаций метасоматитов, $K_n=230-12\ 700$. В разных метасоматитах и рудах всех изученных рудных полей наиболее распространены Os, Ir, Pt. Из них иридий более всего развит в сульфидизированных метасоматических образованиях, возникших на месте гипербазитов-габброидов непосредственно офиолитового пояса, а осмий — во вкрапленных золото-сульфидных парагенезисах черносланцевых горизонтов офиолитового разреза (Боко-Васильевское рудное поле). Палладий в повышенных количествах ($K_n^{Pd}=230-1000$) выявлен в лиственитизированных углеродистых терригенных породах самого удаленного от офиолитового пояса структурного блока, включающего Бакырчикское и Костобе-Эспинское рудные поля.

В изученных золоторудных полях установлены промышленно важные концентрации платиновых металлов преимущественно в сульфидоносных серпентинитах, лиственитах, жильно-штокверковых кварцево-сульфидных, и особенно вкрапленных, прожилково-вкрапленных золото-пирит-арсенопиритовых ассоциациях, $K_n^{ЭПГ}=750-12\ 700$.

Итак, метасоматические процессы в рудных полях с черносланцевыми толщами в верхних частях офиолитовых разрезов приводили к ремобилизации Au, Pt, Pd, Os, Ir и оказались рудоподготовительными для комплексных месторождений благородных металлов. Однако на уровне формирования руд явления метасоматоза могли обеспечить лишь 25 % золота от общего его количества в сформированных здесь рудных зонах. Главное его количество приносилось в зоны локализации метасоматитов и руд глубинными гидротермами. При цеолитовой, пренит-пумпеллитовой, зеленосланцевой фациях регионального метаморфизма, развитого в углеродистых толщах карбона, ремобилизации благородных металлов происходить не могло, поскольку в породах этих ступеней метаморфизма и исходных породах определено близкое распределение Au и ЭПГ — 0,4–5 мг/т. Незначительный разброс в средних содержаниях этих металлов в некоторых пробах метаморфитов, скорее всего, обусловлен неодинаковым их распределением в исходных горных породах.

4.4. Потенциальные полихронные месторождения золото-платиноидно-сульфидно-аргиллизитовой формационной группы

4.4.1. Олимпиадинское золоторудное месторождение

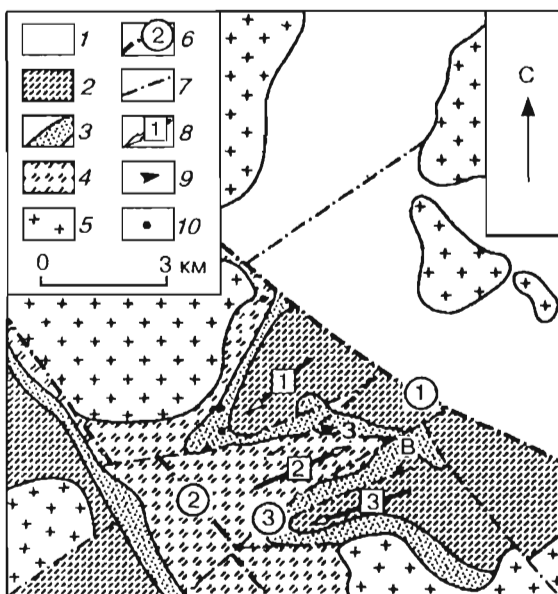
Географические координаты рудного объекта: 92°20' в.д. и 59°50' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Это комплексное полихронное месторождение расположено в центральной части Енисейского кряжа среди интенсивно дислоцированных рифейских кристаллических сланцев, прорванных гранитоидами Чиримбинского, Тырыдинского, Гурахтинского интрузивов [Ли, 1974, 1997; Ли и др., 1984; Ли, Шохина, 1986; Генкин и др., 1994; Горайнов, 1994; и др.]. Месторождение находится в присводовой части Центрального антиклинория рифейской миогеосинклинальной зоны вблизи глубинных разломов, приурочено к рифтоподобной структуре.

Рудное поле локализовано в зоне сочленения Центрального и Панимбинского антиклинориев. К краевой части миогеосинклинальной зоны приурочен золото-

Рис. 66. Схематическая геологическая карта Олимпиадинского рудного поля (по А. Д. Генкину и др. [1994]):

1 — кварцево-сульфидные сланцы горбилоской свиты; 2 — верхняя пачка кварц-сланцевых сланцев кординской свиты; 3 — углеродсодержащие слюди-сто-кварц-карбонатные сланцы, карбонатные породы (маркирующий горизонт); 4 — нижняя пачка кварц-сланцевых сланцев; 5 — граниты, гранодиориты, гранитогайсы; 6 — региональные глубинные разломы (цифры в кружках: 1 — Татарский, 2 — Тырыдинский); 7 — рудоконтролирующие разрывные нарушения: 3 — Главный разлом; 8 — оси складок и направления их погружения (цифры в квадратах: 1 — Иннокентьевская синклиналь, 2 — Медвежинская антиклиналь, 3 — Чиримбинская синклиналь); 9 — участки Олимпиадинского месторождения: 3 — Западный, В — Восточный; 10 — рудопроявления.



рудный пояс Советское-Эльдорадо. Олимпиадинское рудное поле входит в субпараллельный ему пояс золото-сульфидной вкрапленной минерализации. Здесь же располагаются крупные плутоны гранитоидов посольненского и тейско-аяхтинского интрузивных комплексов, а также штоки щелочных пород нижнепалеозойской тектономагматической активизации.

Геологическими границами рудного поля явились Татарский и Тырыдинский северо-западные разломы, ограничивающие его с северо-востока и юго-запада (рис. 66). В контактовой зоне Тейского гранитного массива находятся золото-вольфрамовые и золото-сурьмяные рудопроявления [Генкин и др., 1994]. Рудовмещающая сланцевая толща (кординская свита низов сухопитской серии R_1kd_2) образует Медвежинскую гребневидную антиклиналь, Иннокентьевскую и Чиримбинскую синклинали с субширотной ориентировкой осей. Рудное поле занимает место в куполовидной структуре, осложняющей крупное магматогенное сводовое поднятие.

Олимпиадинское месторождение контролируется складчато-разрывными структурами северо-восточного простирания по отношению к общему северо-западному направлению региональной складчатости. Оно залегает в горизонте среднекординской подсвиты, сложенной карбонатно-сланцевыми сланцами и мраморами (рис. 67, $R_1kd_2^2$). В разрезе присутствует горизонт карбонатно-терригенных пород (метаморфиты зеленосланцевой фации) мощностью от десятков до первых сотен метров, к которому тяготеют все известные месторождения золото-вольфрамо-сурьмяных, золото-вольфрамовых, золото-сурьмяных руд [Ли, 1974; Ли и др., 1984, 1990]. Рудоносный горизонт подстилается пачкой двуслюдяных сланцев с гранатом ($R_1kd_1^1$) и перекрыт пачкой углеродистых кварц-мусковитовых сланцев ($R_1kd_2^3$). Рудовмещающие породы метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях при температурах 360–460 °С и давлении 4 кбар (опреде-

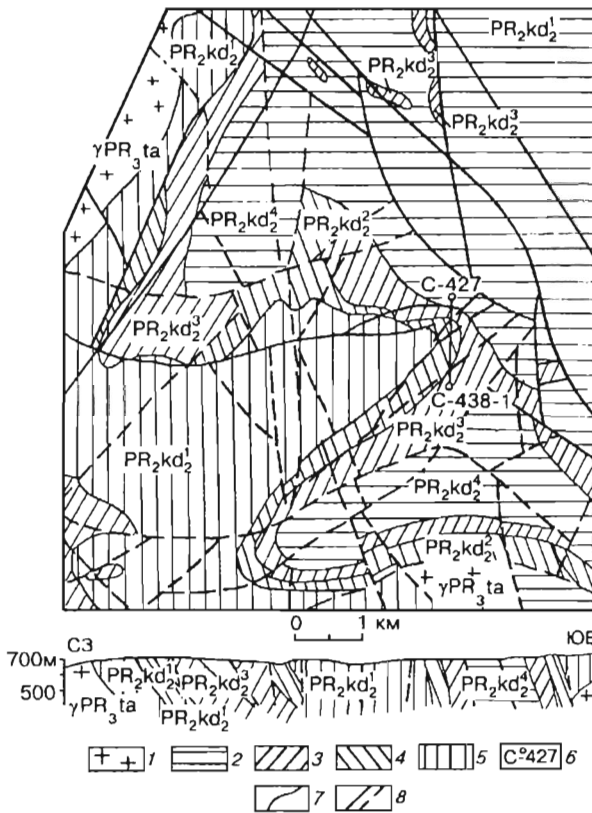


Рис. 67. Схематическая геологическая карта Олимпиадинского рудного поля (по данным Красноярского ГПП):

1 — граниты, диориты, гранодиориты татарско-аяхтинского комплекса (PR_3ta); 2–5 — породы верхнекординской подсвиты (PR_2): 2 — пачка слюдисто-кварцевых пород ($R_1kd_2^1$), 3 — пачка углеродисто-кварцево-сланцев ($R_1kd_2^2$), 4 — пачка кварц-карбонатно-сланцев ($R_1kd_2^3$) и метасоматитов, 5 — пачка кварц-сланцев ($R_1kd_2^4$); 6 — скважины разведочной линии 25; 7 — геологические границы; 8 — разрывы нарушения и тектонические зоны.

лено по зоне граната [Звягина, 1989]). Содержания углерода в таких породах достигают 3–5 %.

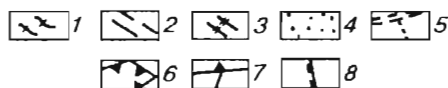
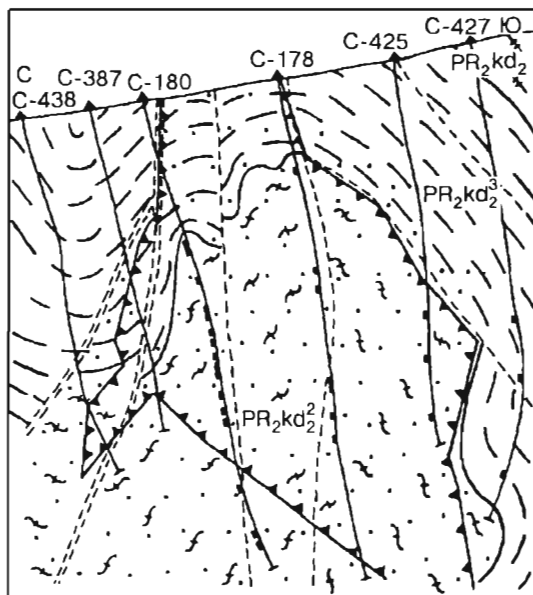
Морфология рудоносного горизонта W-образная. В плане складка имеет склонение шарнира на восток-северо-восток и осложнена «трехкратной перекрестной складчатостью» попе-

речного сжатия (см. рис. 67). Эти сложные анти- и синформы, по мнению С. В. Горяйнова [1994], образованы телами тырыдинского рифейского комплекса и относятся к образованиям посторогенного этапа деформаций рифтогенного типа. На локализацию комплексного оруденения существенно влияли блоковые структуры [Новожилов, Гаврилов, 1995]. При этом основное рудоконтролирующее воздействие оказали разрывы северо-восточного субширотного простираения. В замковой части рудовмещающей Медвежинской гребневидной антиклинали с приближением к зоне Татарского разлома находятся усложняющие малоамплитудные изгибы пластов метаморфитов. Здесь проявляются мелкие складки с пологонаклонными осевыми плоскостями и общая дисгармоничная складчатость. Кроме крутопадающих разломов, широко развиты субсогласные межпластовые срывы, зоны рассланцевания, трещины кливажа, приразломная секущая трещиноватость.

Оруденение вкрапленное и приурочено в основном к замкам складок. Поэтому рудные тела чаще имеют форму субсогласных седловидных залежей. Они размещаются в зоне контакта нижней пачки слюдисто-кварцевых сланцев с углеродистыми сланцами и карбонатными породами (см. рис. 67, 68). В рудной зоне на протяжении 2,5 км выделено четыре рудных тела. Главное рудное тело тяготеет к периклинальному замыканию антиклинали. Более мелкие тела западного фланга связаны с замками лежащих складок и пологими разрывами, усложняющими ее

Рис. 68. Геолого-структурный разрез в плоскости золоторудного тела 4 Олимпиадинского месторождения:

1–3 — осадочно-метаморфические сланцы, PR₂: 1 — кварц-карбонатно-слюдистые, 2 — кварц-графитовые, 3 — кварц-слюдистые; 4 — метасоматически проработанные породы; 5 — разрывные нарушения и тектонические зоны различных порядков; 6 — контур золоторудного тела 4; 7 — скважины колонкового бурения; 8 — интервалы опробования с содержанием Pt > 0,1 г/т.



северное крыло. Комплексное золото-платиноидное оруденение локализовано на контакте сланцевой и карбонатной пачек.

В замках складок, где сконцентрированы рудные тела, метасадочные породы подвержены интенсивным гидротермальным преобразованиям: скарнированию, грейзенизации, березитизации, аргиллизации.

Кроме того, Е. П. Песковым отмечалась еще и пропилитизация пород. Пропилиты представлены кварц-альбит-слюдисто-клиноцоизитовыми ассоциациями. На контактах карбонатсодержащих сланцев или мраморов с кварц-слюдистыми сланцами нередко развиваются скарноиды. На отдельных участках проявляется метасоматическая зональность: кварцевые линейные зоны → кварц-мусковитовые (серицитовые) или кварц-цоизитовые ассоциации → внешние зоны биотит-амфибол-хлоритового или кварц-карбонатного состава с диспергированным углеродистым веществом. С. В. Горяйновым [1994] отмечается последовательное замещение метасоматитами динамометаморфитов и последующие деформации возникавших метасоматитов. Выявлена тенденция снижения степени тектонизации пород от ранних углеродистых, пропилитовых, березитизированных разностей к юным кварц-каолинитовым аргиллизитам.

Первичные руды представлены метасоматитами с карбонатно(30–40 %) кварц(30–355)-биотит-, мусковит (13–18 %)-хлорит-, цоизит-каолинит-гидрослюдистого состава с вкрапленностью и прожилками пирротина, арсенопирита, антимонита, бертьерита, пирита, халькопирита, сфалерита, шеелита, золота. На западном фланге рудной зоны выявлены кварцевые прожилки с киноварью. Количество сульфидов в рудах обычно составляет 3–5 % от общего объема рудных тел. Из них преобладают пирротин и арсенопирит, а в бедных рудах господствует пирротин. Вблизи разрывов главными рудными минералами оказываются антимонит и бертьерит. Более поздняя сульфидная минерализация образует концентрации в кварц-карбонатных метасоматитах верхней пачки рудоносного горизонта.

Кроме перечисленных минералов, в первичных рудах очень редко встречаются гудмундит, тетраэдрит, сурьма самородная, пентландит, ауристобит, висмутин, виоларит, брейтгауптит, бурнонит, кубанит, молибденит, джемсонит [Генкин и др., 1994; Афанасьева и др., 1995; Баранова и др., 1997].

Самородное золото в виде очень тонких зерен неправильной, реже пластинчатой, прожилковой форм и кристаллов. В более редких случаях оно образует губчатые скопления в антимоните, в продуктах разложения ауристобита. Размер выделений до 10 мкм, редко до 1 мм. Золотины локализируются в контактах кристаллов арсенопирита, реже — в пирротине, антимоните, бертьерите и гудмундите, жильном кварце и кальците.

Золото высокопробное (910–997 ‰) с большим содержанием Hg (0,2–5,9 ‰). Золотины из поздней золото-антимонитовой ассоциации обнаружили пробы 647–757 с содержанием Ag 15–22 и Hg 8,89–12,91 % [Генкин и др., 1994; Прокофьев и др., 1994]. С сурьмяными минералами нередко ассоциирует крупное золото, перетолщенное из ранних продуктивных комплексов [Новожилов, Гаврилов, 1989].

Для вкрапленных руд рудоконтролирующими структурно-породными парагенезисами явились тела кварц-мусковит-карбонатных березитов и углеродисто-карбонатно-аргиллизитовых пород. С. В. Горяйнов [1994] углеродисто-карбонатно-аргиллизитовый парагенезис рассматривает как проявление формации березитов, а не как самостоятельную позднюю метасоматическую формацию. Автор монографии считает ее как поздний самостоятельный парагенезис периода заверщенного рифтогенеза и рудообразования.

Морфология рудных тел линзовидная и пластообразная. Рудные тела ориентированы параллельно полосчатости и контактам петрографических разностей рудовмещающих пород. Руды представлены плотными кристаллическими и рыхлыми гипергенными телами. Текстуры руд полосчатые, сплошные, рассланцованные. На участках интенсивного метасоматоза рудоносные метасоматиты приобретают массивные или пятнистые текстуры с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Рудные тела содержат пласты, блоки пород без сульфидной минерализации и золота.

В основных рудных телах соотношение пирита к арсенопириту и пирротину отвечает 1:2:6. В таких рудах содержится значительное количество антимонита и бертьерита (0,2–1 ‰) [Вихтер, 1995]. Отношение золота к серебру в рудах составляет 4–5:1. Золото в виде эмульсионной вкрапленности находится в игольчатом арсенопирите, реже в пирите и сопровождается вкрапленностью и микропрожилками шеелита, бертьерита, антимонита. Свободное золото высокопробное (910–997 ‰), редко обнаруживается в жильном кварце и сульфидах. Оно обычно содержит значительное количество ртути — до 0,2–2,5 %.

На месторождении широко представлена кора выветривания, которая местами проникает вглубь до 400 м от поверхности. Здесь окисленные рыхлые руды сложены кварцем и каолинитом с примесью гидромусковита, гидроокислов железа, марганца, сурьмы. Золото свободное и рассеянное в лимонитовых агрегатах.

Абсолютный возраст слюдино-кварц-карбонатных метасоматитов, образованных непосредственно перед отложением продуктивной минерализации, составляет 794 млн лет, а кварц-антимонитовой ассоциации — 609 млн лет [Новожилов, Гаврилов, 1995]. Граниты, гранитогнейсы посольненского комплекса имеют абсолютный возраст 950 млн лет, а тейско-аяхтинского — 850–810 млн лет [Генкин и др., 1994].

Можно полагать, что формирование комплексного вкрапленного оруденения происходило при переходе складчатого режима к платформенному в условиях наложенного рифтогенеза.

Платина и палладий в породах и рудах. Распределения этих элементов приведены в табл. 33. Анализ геохимических данных показал следующее.

Рудовмещающие углеродистые сланцы, не содержащие сульфидов, несут фоновые количества платины и палладия (г/т) от 0,003 до 0,008 и от 0,004 до 0,029 соответственно при средних значениях Pt 0,005 и Pd 0,013 г/т. Березитизированные сланцы имеют более значительные содержания платины и палладия: $\bar{X}_{Pt} = 0,007$ и $\bar{X}_{Pd} = 0,018$ г/т. Резко повышенные концентрации Pt установлены в пиритизированных углеродистых сланцах, в березитах и аргиллизитах: $\bar{X}_{Pt} = 0,21$ и 3,61 г/т соответственно, K_n^{Pt} — от 42 до 722. Содержания палладия в этих же образованиях значительно ниже — $\bar{X}_{Pd} = 0,18$ г/т. При этом промышленно интересные содержания палладия выявлены лишь в четырех керновых пробах, что свиде-

Таблица 33

Распределение Pt и Pd в углеродистых сланцах и метасоматитах, вкрапленных сульфидных рудах Олимпиадинского месторождения

Горная порода, тип руды	Кол-во проб	Содержание, г/т			S	V, %	A/S _A	E/S _E	K _n
		от	до	X					
Платина									
Углеродистые сланцы рифея	14	0,003	0,008	0,0049	1,96	40,3	-0,3	-2,4	1,0
Березитизированные сланцы	6	0,005	0,008	0,0068	1,17	17,3	-0,4	-1,7	1,3
Пиритизированные сланцы	9	0,040	0,450	0,210	15,3	13,9	0,4	-1,8	42,0
Березиты, аргиллизиты с сульфидами, вкрапленные золото-сульфидные руды	23	0,100	24,0	3,61	50,3	139,4	5,8	-2,8	722
Слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты с сульфидами	38	0,008	11,9	0,750	3,0	400	0,38	0,75	150
Кварц-карбонатно-гидро-слюдистые метасоматиты с сульфидами	18	0,005	24,0	0,255	6,11	239	0,54	1,04	51
Кора выветривания вкрапленных руд в метасоматитах	81	0,005	50,0	0,550	5,98	109	0,27	0,53	110
Палладий									
Углеродистые сланцы рифея	13	0,004	0,029	0,013	7,8	58,8	1,11	-2,1	1,0
Березитизированные сланцы	34	0,005	0,07	0,018	15,8	90,1	4,1	-3,4	1,3
Березиты, аргиллизиты с сульфидами, вкрапленные золото-сульфидные руды	5	0,07	0,35	0,18	66,7	12,0	0,4	-1,4	13,0
Слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты с сульфидами	38	0,005	0,06	0,010	0,01	100	0,38	0,75	2
Кварц-карбонатно-гидро-слюдистые метасоматиты с сульфидами	18	0,006	1,0	0,016	0,23	144	0,54	1,04	3
Кора выветривания вкрапленных руд в метасоматитах	81	0,003	0,2	0,019	0,03	158	0,27	0,53	3

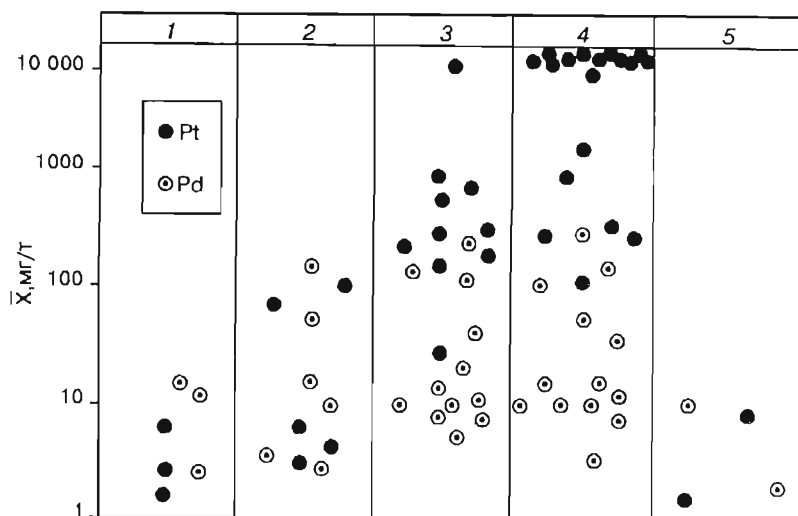


Рис. 69. Распределение Pt и Pd в горных породах и рудах Олимпиадинского месторождения:

1 — углеродистые сланцы рифея; 2 — березиты апосланцевые; 3 — аргиллизиты с сульфидами; 4 — сульфидизированные сланцы, березиты-аргиллизиты; 5 — карбонатные прожилки.

тествует о незначительных концентрациях этого элемента в сульфидоносных березитах, аргиллизитах. Промышленно важные содержания платины, напротив, характерны для большинства керновых проб, представленных сульфидоносными сланцами, березитами-аргиллизитами: $\bar{X}_{Pt} = 0,255-3,6$ г/т, иногда 11,9-24 г/т. В этих же пробах выявлены самые высокие концентрации золота до 10-20 г/т и более. Средние содержания Pd в этих образованиях не превышают 0,01-0,18 г/т.

В коре выветривания, развитой по сульфидоносным сланцам, березитам, аргиллизитам, на отдельных участках устанавливается промышленно интересное содержание платины в пределах 1-50 г/т при средних значениях для отдельных разрезов 0,75, 1,4 и 2,04 г/т (по данным 187 керновых проб). В отдельных пробах содержание Pt нередко превышает 11-24 г/т.

Концентрации палладия в окисленных рудах незначительны и обычно не превышают 0,005-0,2 г/т при средних значениях для отдельных разрезов от 0,01 до 0,02 г/т. Лишь в отдельных керновых пробах содержания Pt достигали значений 0,1-0,2 г/т.

Корреляционный анализ Au и Pt свидетельствует об отсутствии существенной линейной связи между элементами в первичных вкрапленных рудах ($r_{Au-Pt} = +0,14$) и о наличии корреляционной зависимости в окисленных рудах ($r_{Au-Pt} = +0,5$ при $r_{крит} = 0,2$ из 157 проб).

При исследовании распределения Pt и Pd в пространстве Олимпиадинского месторождения выявлена совмещенность промышленно интересных контуров Au и Pt. Лишь на флангах изученной рудной зоны контуры Pt выходят за пределы определенных золоторудных тел. Пространственное распределение Pt и Pd в первичных и окисленных рудах контролируется разрывными нарушениями. На-

пример, основное количество промышленно значимых содержаний ЭПГ размещается в известных золоторудных телах вблизи Главного и Северного разрывов, а также в зонах влияния Северо-Восточного и двух субмеридиональных дизъюнктивов. При этом плотность значимых содержаний Pt и Pd увеличивается в узлах пересечений разрывов на участках мелкоблоковой тектонической нарушенности оруденелых пород.

Характер распределения Pt и Pd в исходных углеродистых сланцах, апосланцевых березитах, аргиллизитах и их сульфидизированных разностях показан на рис. 69. Из графиков видно, что промышленно интересные концентрации установлены лишь для платины, содержащейся в сульфидизированных аргиллизитах и березитах. Для этих образований свойственно двухореольное распределение элемента с содержаниями в пределах 0,1–1,2 и 9–18 г/т. Ореолы повышенной платиноносности на флангах и на глубину нередко выходят за пределы ранее оконтуренных золоторудных тел (см. рис. 68).

4.4.2. Воронцовское золоторудное месторождение

Географические координаты рудного объекта: 60°45' в.д. и 59°50' с.ш.

Особенности геологического строения и платиноносность. Данное месторождение относится к комплексному объекту с гипабиссальной золото-сульфидно-березитовой и близповерхностной золото-сульфидно-теллуридно-аргиллизитовой рудными формациями. Ведущую роль в его формировании сыграли процессы мезозойской тектономагматической активизации, когда возникла продуктивная золото-теллуридная минерализация [Грязнов, 1991]. Оно располагается в Краснотурьинском рудном районе восточной части Тагильского прогиба Урала. Этот район приурочен к наложенному вулканоплутоническому поясу, ограниченному с запада вулканитами Восточно-Тагильской зоны, а с востока — структурами Салдинского антиклинория Восточно-Уральского поднятия. Регион занимает Турьинскую вулканотектоническую депрессию, сложенную вулканитами андезитовой формации, вулканогенно-осадочным комплексом среднего девона и вулканогенно-терригенными образованиями андезитобазальтовой формации нижнего девона.

В основании депрессии залегают известняки с примесью туфогенного материала, с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Центральную часть депрессии занимает Ауэрбаховский интрузив, принадлежащий к габбро-диорит-гранодиоритовой формации верхнего девона. Этот интрузив сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, диоритами с участием габбро и габбро-диоритов [Черемисин, Злотник-Хоткевич, 1997; Грязнов, Вахрушев, 1997; Коробейников и др., 1999]. О. В. Минина относит данный интрузив совместно с вмещающими вулканитами андезитового состава к единому вулканоплутоническому комплексу.

Поле андезитового вулканизма протягивается в меридиональном направлении в восточной части Тагильской эвгеосинклинали. Синклираль осложнена разрывными нарушениями. В Ауэрбаховском массиве и в его экзоконтакте распространены дайки диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, керсантитов, вогезитов, спессартитов, диоритовых порфиритов, диоритов, гранит-аплитов (рис. 70).

В пределах Воронцовского рудного поля осадочно-вулканогенные толщи слагают моноклираль с пологим (25–45°) западно-северо-западным падением. Эта мо-

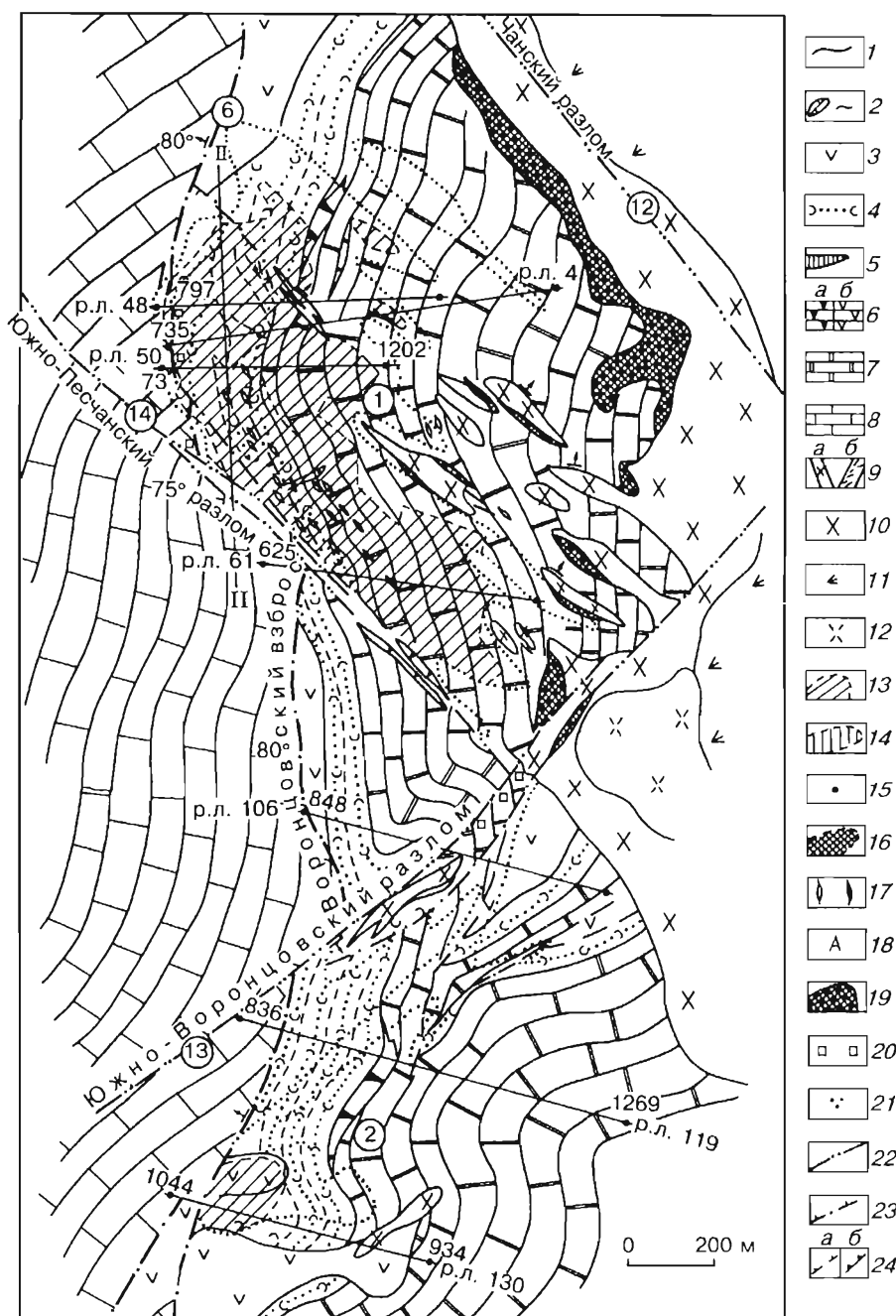


Рис. 70. Геолого-структурная карта Воронцовского рудного поля (по А. А. Черемисинову, А. Г. Злотник-Хоткевичу [1997]):

1 — аллювиальные и пролювиальные, 2 — карстовые отложения; 3 — андезитовые порфириды, их туфы и лавобрекчии (богословская толща); вулканогенно-осадочные породы (баймаковская толща); 4 — туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, 5 — кремнистые породы; 6 — 8 — карбонатные породы (фроловско-васильевская толща): 6 — карбонатная осадочная брекчия с цементом: а — >10 %, б — <10 %, 7 — мрамор, 8 — известняк; 9 — дайки: а — диоритовых порфиридов, б — лампрофиров, диабазовых порфиридов; 10–12 — интрузивные породы Ауэрбаховского массива: 10 — диориты, 11 — субвулканические пироксен-плагиоклазовые порфириды базальтового состава, 12 — гранодиориты; 13, 14 — рудные тела: 13 — в проекции на дневную поверхность, 14 — с рядовыми содержаниями Au; 15 — участки проявления реалгар-аурипигментной минерализации; 16 — рудные столбы; 17 — кварц-карбонатные метасоматические жилы; 18 — участки развития аргиллизитов; 19 — скарны с магнетитовой и сульфидно-магнетитовой минерализацией; 20 — метасоматическая и прожилковая сульфидная (пиритовая) минерализация; 21 — мрамор с сахаровидной структурой (зона «подрудного» карста); 22 — разломы, ограничивающие рудомещающий блок; 23 — надвиг послерудный; 24 — границы: а — коры химического выветривания, б — карстовой полости.

ноклиналь осложнена антиклиналью с размахом крыльев 0,8–0,9 км. Рудомещающий блок на западе ограничивается Воронцовским взбросом субмеридионального направления, с севера и юга — разломами северо-западного простираения, а на востоке — контактом Аурбаховского интрузива (см. рис. 70, 71). В восточной части рудное поле ограничено Серовско-Маукским разломом с телами серпентинизированных гипербазитов.

Воронцовское месторождение локализовано в западной части депрессии и контролируется одноименным разломом близмеридионального — северо-восточного простираения, трансформированным в период ТМА в надвиг, который погружается на запад под углом 45–60°. Он проходит вдоль контакта карбонатной и вулканогенно-осадочной толщ и имеет более крутое залегание, чем слоистость. Разлом субсогласен слоистости пород. Амплитуда перемещения составляет 50–80 м. Установлен послерудный возраст перемещений по надвигу с наличием в плоскости сместителя милонитизированных сульфидов [Черемисин, Злотник-Хоткевич, 1997].

В рудомещающем блоке распространены тела диоритов, дайки и кварц-карбонатные жилы, вкрапленная продуктивная минерализация. Большинство дайковых тел субсогласны с простираением оси антиклинали. Мощность их от 0,1 до 25 м при протяженности 300 м, а дайкового пояса — 1 км. Максимальная концентрация даек наблюдается в западной части блока, а на восток прослеживаются лишь единичные тела. Рудомещающие породы подверглись зеленокаменному метаморфизму зеленосланцевой фации, ороговикованию, мраморизации, скарнированию, пропилитизации, березитизации-лиственнитизации и аргиллизации. На месторождении развиты осадочно-диагенетическая пиритовая вкрапленность, скарновая магнетит-сульфидная, жильная золоторудная и золото-сульфидная, золото-теллуридная вкрапленная минерализации. Основное вкрапленное комплексное золото-платиновое оруденение приурочено к зоне контакта карбонатных и перекрывающих их вулканогенно-осадочных пород с горизонтами углеродистых сланцев (рис. 72). Месторождение представлено следующими формационными типами руд: известковых скарнов с магнетитом, пропилитовыми сульфидными, золото-березит-лиственитовыми (D_2) и золото-платино-аргиллизитовыми (T_2 – J_2 ?).

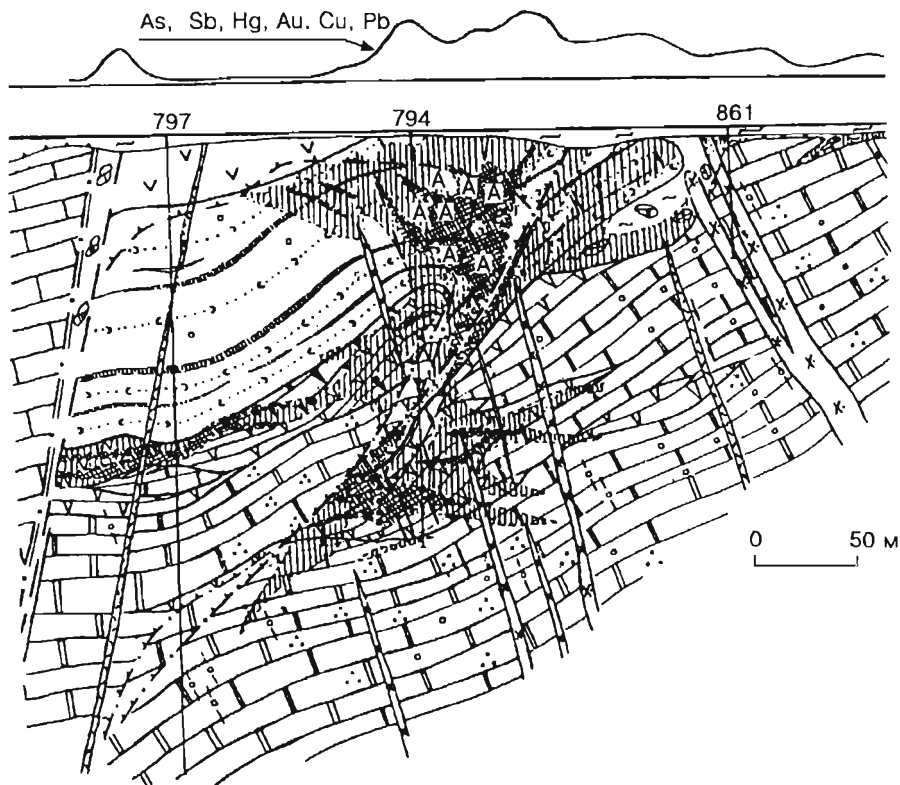


Рис. 71. Геологический разрез по разведочной линии 48.

Усл. обозн. см. на рис. 70.

Наиболее детально рудоносные метасоматиты изучены О. Н. Грязновым, С. Н. Вахрушевым [1997]. Приведем краткие выводы из этих исследований.

Эпидот-хлоритовые пропилиты в пределах рудного поля проявляются локально по зонам разломов. Они сложены хлоритом, эпидотом, кварцем, альбитом, серицитом, кальцитом или хлоритом, эпидотом, кварцем, карбонатом, или хлоритом, эпидотом, кварцем в разных частях разломов. С ними связаны кварц-кальцитовые, кварц-кальцит-хлоритовые прожилки с сульфидами.

Березиты-листвениты наиболее распространены на месторождении и представлены доломит + анкерит + кальцит + хлорит + серицит + кварцевым (с пиритом) парагенезисом. Внутренняя зона колонки березитов выполнена доломит + анкерит + кварц + серицит + пиритовым комплексом.

Аргиллизитовые метасоматиты образуют пологопадающие зоны. Совместно с гнездами, прожилками сульфидов они заполняют зоны дробления. По породам андезит-базальтового состава формируется такая метасоматическая колонка: зеленокаменная измененная порода — серицит 2М + хлорит + кальцит + магнетит — хлорит + гидрослюда + доломит + пирит ± гидрослюда + доломит — анкерит + пирит. Известняки джаспероидизированы или перекристаллизованы. Аргиллизи-

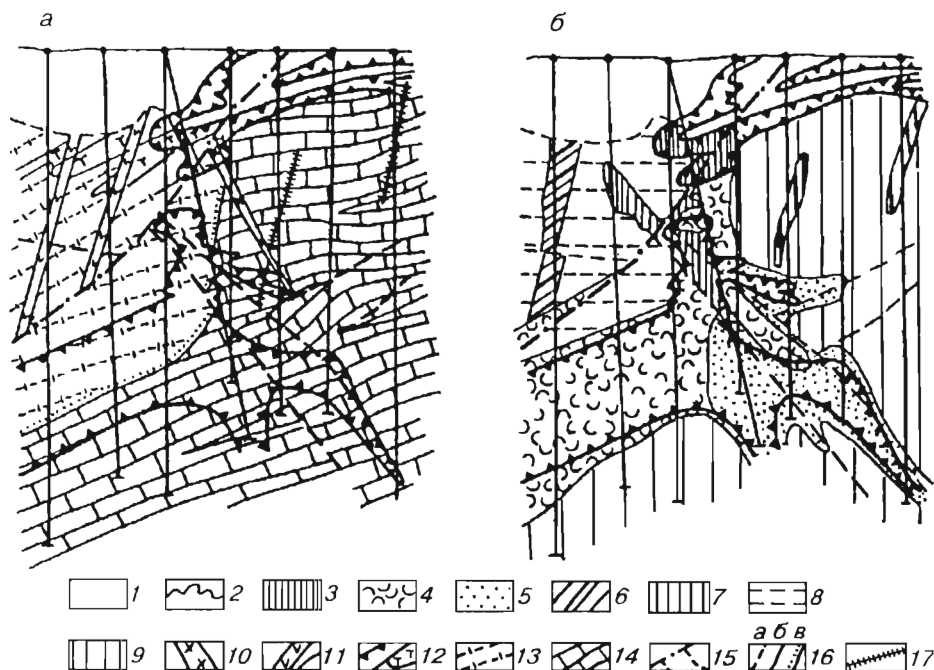


Рис. 72. Геологический разрез (а) и метасоматическая зональность (б) Воронцовского месторождения (по О. Н. Грязнову, С. Н. Вахрушеву [1997]):

1 — структурная кора выветривания; 2 — контур промышленного оруденения золота; 3–5 — ореол аргиллизитов: 3 — гидрослюдисто-монтмориллонит-каолининовая фация, 4 — гидрослюдистая фация, 5 — джаспероидная фация; 6 — березит-лиственитовые метасоматиты; 7 — эпидот-гранатовые скарны; 8 — зеленокаменные метаморфиты; 9 — мусковитовые контактовые роговики; 10 — дайки монцодиоритов; 11 — дайки андезитовых и диабазовых порфиров; 12 — туфы андезитовые; 13 — туфоесчанники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты; 14 — карбонатные породы мраморизованные; 15 — Воронцовский разлом; 16 — геологические границы: а — структурной коры выветривания, б — фациальные, интрузивные, в — несогласие; 17 — кварц-карбонатные жилы.

ты гидрослюдисто-монтмориллонит-каолининовой фации образуют крутопадающие ореолы в вулканогенно-осадочной толще. Во внутренних зонах колонок господствуют гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, а во внешних — монтмориллонит и хлорит. Метасоматическая колонка аргиллизитов джаспероидной фации следующая: мраморизованный известняк — доломит — анкерит + хлорит + гидрослюда — кварц халцедоновидный + анкерит + каолинит — кварц халцедоновидный. Признаком рудоносности этих метасоматитов является присутствие прожилково-вкрапленной минерализации стадии осаднения — рисовидного кварца, железистого хлорита, цеолитов, пирита с тонкодисперсным золотом, сидерита [Грязнов, Вахрушев, 1997].

На Воронцовском месторождении аргиллизитовая метасоматическая формация представлена тремя фациями: гидрослюдистой, гидрослюдисто-монтмориллонит-каолининовой и джаспероидной. Основная масса золота связана с этими породами.

А. А. Черемисиным, А. Г. Злотник-Хоткевичем [1997] в пределах рудного поля выделено пять типов рудной минерализации: 1) пиритовая слоисто-прожилково-вкрапленная стратиформная; 2) магнетитовая на контакте известняков с туфогенно-осадочными породами; 3) скарновая магнетит-сульфидная; 4) полиметаллическая в кварц-карбонатных метасоматических жилах; 5) золото-реальгар-антимонитовая вкрапленная в карбонатных породах и пирит-арсенопиритовая вкрапленная в туфогенно-осадочных породах. Становление Ауэрбаховского интрузива сопровождалось скарнированием, площадной пропилитизацией, образованием скарново-магнетитового оруденения с поздними сульфидами полиметаллов. После внедрения даек основного и среднего состава в контактах с мраморами формировалась метасоматическая полиметаллическая минерализация. На поздних стадиях возникала стратиформная метасоматическая золото-реальгар-антимонитовая минерализация.

На месторождении все эти типы рудной минерализации встречаются совместно и раздельно. Главную роль в образовании его сыграл аргиллизитовый метасоматоз. Аргиллизитовая формация представлена тремя фациями стадии кислотного выщелачивания: гидрослюдистой и гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовой в вулканогенных породах и джаспериоидной в метаморфизованных известняках с прожилково-вкрапленной золото-платиноидно-теллуридной минерализацией [Грязнов, Чесноков, 1993; Грязнов, Вахрушев, 1997].

Продуктивная минерализация вкрапленного типа субпластовых и секущих тел представлена пирит-пирротиновой, пирит-арсенопиритовой, полиметаллическо-сульфидной, теллуридной и киноварь-реальгар-аурипигментной ассоциациями. Такие руды сложены березит-лиственит-аргиллизитами с пиритом (до 90 объем.% массы сульфидов), пирротинном, арсенопиритом, пентландитом, халькопиритом, сфалеритом, мелонитом, фрейбергитом, алтаитом, гесситом, сивьянитом, калаверитом, петцитом, галенитом, борнитом, тетраэдритом, троилитом, редкими реальгаром, аурипигментом, киноварью, золотом. Золото свободное тонковкрапленное в сростании с кварцем, слюдами, сульфидами, теллуридами. Размер золотинок 0,001–0,5 мм, пробы золота от 754–873 до 913–948 ‰, примеси представлены Ag (21–24 %), Cu (0,2–0,7), Te (0,02), Tl (0,001 %). Золото чаще ассоциирует с реальгаром, аурипигментом, киноварью и обычно локализуется в карбонатах, реже по трещинкам в сульфидах, скарновых минералах. Преобладают изометричные золотины размером $n \cdot 10^{-2}$ мм, редко 0,25 мм.

В кварц-карбонатных жилах с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пирротинном золото встречается редко. Золотины в виде изометричных зерен 0,05–0,2 мм совместно с галенитом располагаются в трещинках пирита, блеклой руде. Отдельные золотины встречаются в сфалеритовых агрегатах. Эта минерализация накладывается на дайки.

Золото-реальгар-антимонитовая минерализация образует стратиформные залежи в карбонатных породах. Здесь кроме реальгара, антимонита присутствуют арсенопирит, аурипигмент, киноварь, сфалерит, блеклая руда, рутьерит, алабандин, рутил. Золото ассоциирует с реальгаром, аурипигментом, киноварью по трещинкам в карбонатах, сульфидах, скарновых минералах. Размер золотинок 0,01–0,25 мм, пробы 840–990 ‰.

Меловой гипергенез вызвал формирование коры выветривания и переотложение золота. Как показали исследования Н. М. Риндзюнской с коллегами [1995],

основными минералами-концентраторами эндогенных и экзогенных прожилково-вкрапленных руд явились сульфиды и, в меньшей мере, пелитоглинистая и алевритистая фракции продуктов гипергенеза (от 0,1 до 9 г/т Au). Из золотоносных сульфидов на месторождении преобладают пирит и арсенопирит, содержащие 9–334 и 15–1195 г/т Au соответственно. Сульфидный концентрат в таких рудах обнаружил содержания золота от 52 до 104 г/т. В глинистых образованиях карстовых западин концентрации золота в неокисленных пиритах составили 9–152, а в окисленных — 3,5–43 г/т.

Платина и палладий в метасоматитах и рудах. Результаты инверсионно-вольтамперометрических определений керновых рядовых и объединенных проб, параметры распределения Pt, Pd в сульфидизированных березитах-лиственитах, аргиллизитах, окварцованных известняках на Pt и Pd приведены в табл. 34. Анализ геохимических данных показал следующее:

- 1) все проанализированные керновые пробы сульфидоносных метасоматитов несут промышленно интересные содержания Pt от 0,224 до 20,5 г/т;
- 2) содержания Pd в этих же пробах не выходят за пределы 5–16 мг/т;
- 3) максимальные концентрации Pt установлены в зонах сульфидизированных аргиллизитов — до 20,5 г/т, при этом тонкозернистый пирит этих зон несет до 19–24 г/т Pt;
- 4) пространственное распределение повышенных содержаний Pt в одном из скважинных профилей месторождения показало полное совмещение промышленной платиноносности с горизонтом промышленного контура ранее разведанных золотых руд [Коробейников, 1998; Коробейников и др., 1999].

Таблица 34

**Распределение Pt и Pd (г/т) в горных породах, минералах золоторудных тел
Воронцовского золото-аргиллизитового месторождения**

Горная порода, минерал, место отбора проб	Pt	Pd
Групповые керновые пробы		
Березит по кремнистому песчанику (скв. 609Р, инт. 78,2–84,65 м)	0,075	0,0066
То же (скв. 609Р, инт. 84,65–89,4 м)	10,7	0,005
Березит по скарну (скв. 609Р, инт. 89,4–92,7 м)	0,224	0,016
Тектонит по березиту (скв. 609Р, инт. 102,35–107 м)	5,8	0,010
Брекчия известняка, окварцованная с аргиллизитовым цементом (инт. 92,7–97,7 м)	11,0	0,005
То же (скв. 609Р, инт. 97,7–102,35 м)	0,738	0,005
Известняк окварцованный (скв. 609Р, инт. 107–112,3 м)	2,21	0,010
Аргиллизит (скв. 862Р, инт. 50,6–55,5 м)	20,5	0,005
То же (скв. 862Р, инт. 55,5–61 м)	14,0	0,005
То же (скв. 862Р, инт. 61–66 м)	10,7	0,005
Штуфные керновые пробы рудного поля		
Пирит из золотоносных аргиллизитов	24,0	0,005
То же	19,0	0,0045
Халькопирит из скарнов Видимо-Алексеевского месторождения	0,063	1,75
Магнетит из скарнов Новопесчанского месторождения	0,027	0,010
То же	0,017	0,030
Пирротин, там же	0,130	0,006

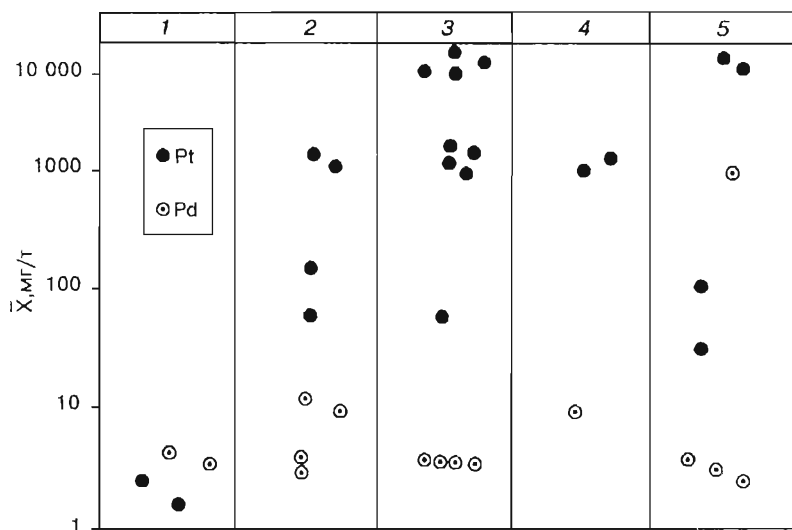


Рис. 73. Распределение Pt и Pd в горных породах и минералах Воронцовского золото-рудного месторождения:

1 — углеродистые сланцы и мраморы; 2 — березиты-листвениты апосланцевые, аподноритовые; 3 — аргиллизиты, насыщенные сульфидами, теллуридами; 4 — джасперониды апоизвестняковые с убогой вкрапленностью сульфидов; 5 — пирит, пирротин, халькопиритовый агрегат из вкрапленных руд в аргиллизитах и скарнах с тонковкрапленными теллуридами Cu, Au, Ag, Pb.

Характер распределения Pt и Pd в рудно-метасоматических образованиях Воронцовского месторождения представлен на рис. 73. Из графиков видно, что промышленно интересные концентрации характерны только для платины, содержащейся в березитах, сульфидизированных аргиллизитах, джасперондах, и особенно в пирит-пирротин-халькопиритовых агрегатах этих метасоматических пород (1–24 г/т Pt).

В то же время несulfидоносные разности этих типов метасоматитов не несут промышленно значимых содержаний этого элемента (0,004–0,113 г/т).

Ревизионные геохимические исследования показали, что Воронцовское месторождение следует рассматривать не как монометалльное золоторудное, а как комплексное золото-платиновое. Это существенно увеличивает его промышленную ценность.

Глава 5

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В РУДАХ, РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для потенциальных комплексных месторождений золота и платиновых металлов характерны сложный минералогический состав руд, содержащих благороднометалльную и редкометалльную ассоциации, а также неравномерное и крайне неравномерное распределение в рудах Au, Ag, Pt, Pd, Rh, Os, Ir. Преобладают тонкодисперсные (0,01-0,05 мкм) и дисперсные (0,06- 10 мкм) выделения Au и ЭПГ. Дана группировка комплексных месторождений по формам выделения платиновых металлов и золота в таких рудах. Рассмотрено распределение платиновых металлов в минералах комплексных месторождений и рудопроявлений и показана приуроченность богатых концентраций ЭПГ к сульфидным комплексам. Приведены сведения о рудно-метасоматической и геохимической зональности основных типов комплексных месторождений. Предложены новые геологические и геохимические модели формирования комплексных золото-платиноидных месторождений: мантийно-коровая и эманационно-диапировая.

5.1. Особенности минералогии благородных металлов нетрадиционных потенциальных золото-платиноидных месторождений

В последние десятилетия начали активно выявлять и изучать нетрадиционные комплексные месторождения золота и платиновых металлов в различных структурах земной коры России и зарубежных стран. Однако если геохимические исследования таких рудных объектов выполняются довольно широко и настойчиво, то изучение форм нахождения платиновых металлов в различных рудах значительно отстает от потребностей. Этот разрыв в исследованиях прежде всего связан с тонкодисперсными (менее 0,1 мкм) и дисперсными (0,1-9 мкм) размерами выделений платиновых металлов, развитых в различных ассоциациях минералов изучаемых руд. Все это требует применения при минералогических исследованиях ювелирных работ при подготовке тонкодисперсных сверхтяжелых фракций минералов для анализов на рентгеновских микроанализаторах.

**Потенциальные золото-платиноидные месторождения
по формам нахождения Au и ЭПГ**

I группа	II группа	III группа
с тонкодисперсно-рассеянной или минеральной формой ЭПГ и Au	с тонкодисперсно-рассеянной и дисперсной в минералах-концентраторах формах	с тонкодисперсно-рассеянной, дисперсной в минералах-концентраторах и минеральной формах
Золото дисперсное (1–30 мкм), пробы 850–900 или видимое (0,05–3 мм), пробы 680–860 или 800–980; Pt-, Pd-, Rh-, Ir-тонкодисперсные выделения самородных металлов и их сплавов, природных (0,01–3 мкм) в пирите, арсенопирите, пирротине, магнетите, халькопирите кварцевых жил, штокверков, вкрапленных руд в черносланцевых толщах фанерозоя Месторождения: Саралинское в Кузнецком Алатау; Октябрьское в Восточном Саяне–Тыве; Ору-Престу, Сьерра-Пелада в Бразилии (палладий в виде AuPd в ассоциации с дисперсным Au)	Золото видимое (0,05–1 мм) и дисперсное (0,01 мм) в сульфидах, пробы 820–880. ЭПГ-тонкодисперсно-рассеянные в пирите, халькопирите, борните; дисперсные выделения самородных Pt, Pd, Ir и их сплавов с Au, Cu, Ni Месторождения: Зун-Холбинское в Восточном Саяне; Ирокиндинское в Северном Забайкалье; Цзуньи в Южном Китае	Золото тонкодисперсное в пирите (0,1–30 мкм) и видимое с сульфидами, теллуридами Cu, Ag, пробы 900–997 и 803–959. Размер золотинок 0,05–3 мм; ЭПГ: Pt, Pd, Rh, Os в виде тонкодисперсных выделений металлов, сплавов в пирите, халькопирите, борните, арсенопирите, золоте; интерметаллиды Pt–Au–Ni в сульфидах, Pt–Ir, IrOs в сульфидах, углеродистом веществе; Pt ₃ Fe, Pt ₃ Fe, Pt ₃ Cu, (Pd,Ag) _n (Te,Bi) _m с сульфидами, теллуридами; IrAs ₃ , IrAsS ₂ ; PdBiSe–Pd ₆ (Bi,Cu,Pb) ₈ ; Pd ₅ Bi ₆ (S _{5,8} Se _{0,25}); Pd ₃ (Bi,Pb) ₄ Cu ₃ (S,Se) ₈ ; PdSb–Pd ₅ Sb ₃ –Pd ₈ Sb ₃ ; Pd ₂ PbS ₂ –Pd ₄ Pb ₂ –S ₃ ; Pt ₃ Bi ₇ –Pt ₃ Bi ₄ –Pt(Bi _{2,67} Pb _{0,31}) _{2,98} ; (Pd ₂ Pt _{0,92}) _{2,92} (Bi _{3,48} Pb _{0,5}) _{3,98} ; Pd ₂ As ₃ , Pd ₅ As, Pd ₃ As ₅ , Pd ₂ As, PdAs ₂ , Pd ₈ As ₂ S ₃ ; (Pd,Ag,Au) ₂ As ₃ ; (Ni,Ag,Pd) ₂ As ₃ ; (Ni,Pd) ₃ As ₄ ; Pd ₂ Cu ₂ As ₅ S ₇ ; Pd ₂ Cu ₂ As ₆ S ₅ ; Ag ₁₁ Pd ₂ Hd ₃ ; (Pt ₁₃ Pd ₈₀ Au ₇), (Pd,Pt) ₃ Se ₂ ; PdSn ₂ , сплавы Pt, Pd, Au, Ag, Zn с титанатами Ba, Ca, Bi, сульфидами, теллуридами Месторождения: Сухой Лог в Забайкалье; Бакирчик, Боко-Васильевское в Западной Калбе; Мурунтау в Узбекистане; Кумтор в Киргизии; Падма в Керелии; Любина в Польше; проявления в Воронжском кристаллическом массиве; Олимпиадинское на Енисейском кряже, Воронцовское на Урале

Поэтому для первоначальной информации по минералогии платиновых руд нетрадиционного типа автором обобщены имеющиеся публикации по формам нахождения платиновых металлов в рудах различного состава и возраста. Сделана попытка дать сводную группировку изученных проявлений и месторождений на основе минералого-геохимических данных, по формам проявления платиновых металлов в рудах (табл. 35) [Коробейников, 1997а и др.].

Все месторождения и проявления (см. табл. 35) нетрадиционных комплексных золото-платиноидных руд объединены в три основные группы: **I группа** включает в себя объекты с одной тонкодисперсно-рассеянной (0,01–0,05 мкм) формой проявления ЭПГ в рудах; **II группа** — объекты с двумя формами нахождения ЭПГ в рудах — тонкодисперсно-рассеянной и дисперсной (0,06–10 мкм) в минералах-концентраторах; **III группа** — объекты с тремя формами нахождения ЭПГ в рудах — в тонкодисперсно-рассеянной, дисперсной в минералах-концентраторах и в форме собственных минералов (1–170 мкм, очень редко более). Для золота пре-

обладающими формами нахождения в таких рудах являются тонкодисперсно-рассеянные, дисперсные в минералах-конcentраторах и видимые выделения минералов в самородной, теллуридной формах и в сплавах. Однако при определении форм нахождения золота в этих рудах не возникает особых сложностей, как при изучении минералов ЭПГ в нетрадиционных комплексных рудах.

Вкрапленно-прожилковые сульфидные руды разных золоторудных полей характеризуются ассоциациями золота, серебра, коринита, куперита, $PtAs_2$, $PtTe_2$, $PtSe_2$, сплавами $Pt-Pd-Rh$, $Pt-Ir-Os$, $Pt-Au-Ni$, $IrOs$, $IrAsS$, $Pd_2Cu_2As_6S_5$. Формирование такого минерального комплекса обычно происходило в две-три стадии рудного процесса. Размеры выделений минералов благородных металлов чаще составляют 0,1–9 мкм, иногда 1–29 мкм в ассоциации с сульфидами, арсенидами, теллуридами, селенидами, висмутидами Cu , Ni , Ag , Au .

Надо иметь в виду и то, что приведенная сводная таблица не претендует на окончательное раскрытие проблемы, поскольку формы нахождения ЭПГ в рудах подобных месторождений продолжают изучаться современными минералогическими методами, результаты которых будут вносить определенные коррективы в предложенную минералогическую классификацию руд.

Анализ данной таблицы показал, что наиболее интересными в промышленном отношении оказываются месторождения III группы, включающие в себя полигенные и полихронные объекты в черносланцевых горизонтах рифтогенных структур офиолитовых, зеленокаменных поясов и крупных терригенных синклиналей разного возраста. Сложность минерального состава таких продуктивных комплексов обеспечивалась многостадийностью формирования этих месторождений и рудопроявлений, а также геохимической спецификой рудовмещающих черносланцевых толщ.

Минералого-геохимические исследования подтверждают общий вывод о максимальной перспективности тех нетрадиционных рудных объектов, которые формировались при участии и мантийных, и коровых минералообразующих процессов.

Потенциальные комплексные золото-платиноидные месторождения I группы. К этой группе объектов относятся кварц-золото-сульфидные жильные месторождения разных регионов: Саралинское, Коммунарское, Балахчинское в Кузнецком Алатау, Советское, Васильевское на Енисейском кряже, Октябрьское в Восточном Саяне. Для таких комплексных месторождений свойственны самородные выделения золота и тонкодисперсно-рассеянные платиновые металлы: Pt , Pd , Rh , Os в сульфидных и жильных минералах.

Однако формы нахождения ЭПГ в жильных кварц-золотых рудах достаточно надежно еще не изучены. Судя по фазовому анализу проб инверсионной вольтамперометрией на элементы платиновой группы, можно полагать о преобладающей примесной форме ЭПГ в сульфидных, окисных минералах жил и рудовмещающих березитов, лиственитов.

На комплексных месторождениях Ору-Прету, Сьерра-Пелада в Бразилии, относимых нами к I группе, в рудах установлен палладий в форме $PdAu$ в ассоциации с дисперсным золотом.

Потенциальные комплексные золото-платиноидные месторождения II группы. В эту группу включены объекты: Зун-Холбинское, Ирокиндинское в Северном и Южном Забайкалье, Цзуньи в Южном Китае. В рудах этих месторож-

дений минералов платиновой группы пока не установлено. Можно полагать о тонкодисперсно-примесной форме ЭПГ в сульфидных минералах данных сложных руд. Н. Чен, Р. Ковени [Chen, Covey, 1989, 1991] предполагают о сингенетично-эксталяционной природе этих комплексных руд Китая и о дисперсной форме нахождения ЭПГ в них.

Потенциальные комплексные золото-платиноидные месторождения III группы. В эту группу входят месторождения: Сухой Лог в Забайкалье, Бакырчик, Боко-Васильевское в Западной Калбе, Мурунтау в Узбекистане, Кумтор в Киргизии, Падминское в Карелии; проявления в Воронежском кристаллическом массиве, Олимпиадинское на Енисейском крыже, Воронцовское на Урале, Любина в Польше.

Для сибирских и казахстанских комплексных объектов минералогия руд, в том числе и ЭПГ, рассмотрена в предыдущих разделах монографии. Здесь приведем лишь краткую информацию по минералогии ЭПГ месторождений других регионов.

На месторождении Мурунтау выделяются ранние сульфидно-вкрапленные и поздние кварцево-штокверковые типы руд золота и платиноидов [Ермолаев и др., 1994, 1995]. Субпластовые тела ранних руд сложены кварцем, альбитом, углеродистым веществом, пиритом, шеелитом, дисперсными в пирите золотом, иридием, палладием. Содержания благородных металлов в рудах ранней генерации составляют 0,3–3 г/т Au, 0,01–0,8 г/т Pt, 0,01–1 % W.

Штокверковые руды поздней генерации представлены кварцем, альбитом, калишпатом, анкеритом, пиритом, галенитом, арсенопиритом, шеелитом, золотом, теллуридами золота-серебра, платиноидами, диспергированными в калаверите, мелоните, высокоуглеродистом веществе. Содержания благородных металлов составляют (г/т): 3–26 Au, 0,5–3 Ir, 0,9–8 Pd. Максимальные концентрации платиновых металлов отмечаются в осевой зоне штокверка, где проявились наиболее глубокие процессы перегруппировки рудного вещества. Платиновые элементы распространены в форме интерметаллидов Au–Pt–Pd–Ir. Они обогащают края сульфидных минералов, занимают микропоры, межзерновые полости, швы в пирите, герсдорфите, галените. Иридий локализован преимущественно в пирите, а палладий — в высокоуглеродистом веществе. Обычно вмещающие углеродистые алевролиты, филлиты содержат (г/т): 0,3 Pd, 0,29 Os, 0,61 Pt, а золотоносные кварц-полевошпат-гидробиотитовые метасоматиты — 5,13 Pd, 0,72 Os, 3,49 Pt, графитистые тектониты несут 8,74 г/т Pd, 4,22 Os, 13,7 г/т Pt. При этом металлоносность чистых высокоуглеродистых фаз более низкая по сравнению с графитами, антраксолитами, находящимися в тонких сростках с серицитом, гидробиотитом, адуляром, кварцем. В этих агрегатах в четыре раза больше золота, в пять — осмия и в два раза — платины и палладия. Собственных минералов платины в таких фазах не выявлено, что свидетельствует, вероятно, о примесной форме нахождения платиновых металлов в углеродистой массе. Исключением являются Pt–Ir–As-интерметаллиды, обнаруженные в рудах верхнего (+325 м) горизонта данного месторождения.

Следовательно, в комплексных сульфидно-вкрапленных рудах установлены три формы нахождения платиноидов. Тонкодисперсно-рассеянная примесь ЭПГ выявлена в графит-серицитовых агрегатах околорудных сланцев, в реликтовом высокоуглеродистом веществе, в аксессуарных пиритах. Содержание благородных

металлов в центральных частях прослоев графитового материала составляет менее 0,001 %, а на контакте графита и серицита возрастает до 0,002 % Pt и 0,026 % Pd. Эти металлы здесь образуют локальные скопления размером 1,5–2 мкм. В пирите субпластовых вкрапленных сульфидных руд примеси платиноидов локализованы преимущественно на гранях кристаллов сульфидов и в краевой зоне сульфида около микропор, каверн и в двойниковых швах.

Собственные минералы платиновых металлов выявлены в двойниковом шве герсдорфита при увеличении 7000 $\times$:IrAsS с никелином в сростках с мышьяковистым серебром, в пирротине (при этом же увеличении под микроскопом) наблюдались кубические выделения золотистой платины (Pt_{0,8}Au_{0,15}Ir_{0,95}). Эти выделения располагаются на участках пересечения пирита кварцевыми микропрожилками. Соотношение золота и платиновых металлов в них составили: Pt: Au: Ir = 82:15:3. В пирите при увеличении 22 000 $\times$ выделены гексагональные зерна иридосмина. Толщина таких пластинок не более 0,5 мкм, а соотношение между Os и Ir составило 0,5:0,5 при примесной доли золота и платины.

Н. П. Ермолаев с соавторами [1995] предлагают такую последовательность образования минералов этих руд: Pt–Au, Os–Ir, Pt–As, Ir–As, IrAsS. Основное количество платиноидов в породах связано с серицитом, обогащенным битумами, высшими антраксолитами, графитом. В метасоматитах главными концентраторами ЭПГ явилось переотложенное ОБ. При формировании штокерков перегруппировка рудного вещества привела к концентрированию платиновых металлов в сульфидах.

На месторождении Кумтор установлено два структурно-морфологических типа руд: субпластовой и штокерковый гидротермально-метасоматического генезиса [Ермолаев и др., 1994, 1995]. В субпластовых вкрапленных рудах содержится 4,3 г/т Au, 1,06 Pt и 2,46 г/т Pd. Эти руды сложены кварцем, альбитом, железистым доломитом, пиритом с небольшим количеством реликтового и переотложенного ОБ. Секущие штокерковые руды несут 7,14 г/т Au, 1,21 Pt и 3,01 г/т Pd. Минеральный состав их более разнообразен: анкерит, доломит, барит, кварц, пирит, халькопирит, галенит, гематит, теллуриды Au, Ag, Ni, золото, серебро.

На ранней стадии рудообразования золото концентрировалось в пирите I, а платина и палладий — в реликтовом и переотложенном ОБ. На поздней стадии все благородные металлы отлагались на пирите II, затем в дисперсных теллуридах, интерметаллидах в ассоциации с пиритом II. В теллуридах Au и Ag содержание платины составляет десятые доли процента, а в мелоните — 2,5 %.

На месторождении установлено нахождение ЭПГ в форме тонкорассеянной примеси в пиритах (до 5 г/т Pt, Pd) и в самородном золоте, интерметаллиде Au–Ag, а также в форме дисперсной вкрапленности теллуридов разного состава [Ермолаев и др., 1995]. Наиболее богатым платиной оказался теллурид Ni (2,5 % Pt), а палладием — теллурид Au–Ag. В золотилах содержится 0,8 Pt, 0,4 г/т Pd; в кюстелите — 0,05 Pt и 0,2 г/т Pd; в мунтманните — 1 Pt, 1,5 % Pd; в калаверите — 0,1 Pt, 1,1 % Pd; в мелоните — 2,5 Pt, 0,01 % Pd.

В комплексных U–V–Pt-рудах месторождения Средняя Падма в Карелии содержится 0,5 г/т Au, 1,5 Pd, 0,5 Pt, 0,6–1 Rh, 100–150 г/т Ag (мощность тел 0,6 м), а медно-молибденовые руды в метасоматических альбититах несут 1,8 г/т Pd, 1,3 Pt,

1,5 Au, 150 г/т Ag. Минеральный состав рудных тел в метасоматических голмквиститах представлен настураном, коффинитом, уранинитом, золотом, серебром, палладием, платиной в сульфидах, селеносульфидах, селенидах Pb, Bi, Cu и самородном состоянии.

Благороднометалльно-селенидное оруденение жильно-штокверкового типа располагается в телах слюдитов. Здесь содержания Pd достигают 150–400 г/т, Pt 15, Au 50–150, Ag 1,5 г/т. Минералы представлены сульфоарсенидами Pd и Bi, селеносульфидами Pd и Bi, висмутитами Pd, антимонидами Pd, сульфидами Pd и Pb, висмутитами Pt и Pd [Полеховский, Волошин, 1990; Полеховский и др., 1991; Мельников и др., 1992]. В ассоциации с платинометалльной минерализацией находятся селениды Ag и Bi, иногда Ag и Au, выделения Au, сплавы Au и Ag. Селениды Pd и Bi представлены $\text{PdBiSe-Pd}_6(\text{Bi,Cu,Pb})_8(\text{SeS})_9$; селеносульфиды — Pd и Bi— $\text{Pd}_5\text{-Bi}_6(\text{S}_{5,85}\text{Se}_{0,25})_{6,1}\text{-Pd}_3(\text{Bi,Pb})_4\text{Cu}_3(\text{Se,S})_8$; висмутиды Pd — $\text{Pd}_5\text{Bi}_4\text{-Pd}_2\text{Bi}_5$; антимониды Pd — $\text{Pd}_3\text{Sb-Pd}_5\text{Sb}_3\text{-Pd}_8\text{Sb}_3$; сульфиды Pd — $\text{Pb-Pd}_2\text{PbS}_2\text{-Pd}_4\text{Pb}_2\text{S}_3$; висмутиды Pt — $\text{Pt}_3\text{Bi}_7\text{-PtBi}_4\text{-Pt}(\text{Bi}_{2,67}\text{Pb}_{0,31})_{2,98}$; висмутиды Pd — $\text{Pt-(Pd}_2\text{Pt}_{0,92})_{2,92}(\text{Bi}_{3,48}\text{Pb}_{0,5})_{3,98}$. Выделения рассматриваемых минеральных фаз размером от долей до 30 мкм. Наиболее крупные выделения характерны для селенида Pt и Bi (падмаит), висмутида Pd (фрудит) в кластолите.

В пиритоносных углеродистых сланцах Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива выявлена золото-платиноидная минерализация, иногда с осмием; в пирит-пирротиновой — палладиевая, а в пирротиновой — золото-платиновая [Чернышов, 1994, 1995, 1996а,б; Рудашевский и др., 1995; Чернышов и др., 1997]. Благородные металлы сосредоточены в мелких фракциях пород (<0,006 мм), обогащенных пиритом, пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, пентландитом, молибденитом, виоларитом, галенитом. В сульфидно-углеродистой фракции рудовмещающих пород установлены самородный палладий ($\text{Pd}_{0,9} \text{Pt}_{0,06-0,1} \text{Fe}_{0,007}$), золото-платиновый палладий ($\text{Pd}_{0,79-0,9} \text{Pt}_{0,05-0,13} \text{Au}_{0,03-0,07} \text{Fe}_{0,01-0,02}$), самородная платина ($\text{Pt}_{0,99-1,0} \text{Fe}_{0,01}$), селенид палладия и платины ($\text{Pd}_{2,39} \text{Pt}_{0,53} \text{Fe}_{0,06} \text{Se}_{2,02}(\text{Pd,Pt})_3\text{Se}_2$, станнид палладия PdSn_2 и более сложные сплавы Pt, Pd, Au, Ag, Zn в ассоциации с титанатами Ba, Ca, Bi.

Минералы золота, платины, палладия установлены в черных глинистых сланцах медистого цехштейна месторождения Любина в Нижней Силезии [Kucha, 1983, 1984, 1992]. Парагенезис минералов благородных металлов представлен мельчайшими включениями самородного золота, палладия, соболевскита, винцентита, палладоарсенита и слабоизученных арсенидов палладия Pd_2As_3 , Pd_5As , Pd_3As_5 , Pd_2As , PdAs_2 , $\text{Pd}_8\text{As}_2\text{S}$ в ассоциации с раммельсбергитом, дигенитом-ковеллином, клаустолитом, уранинитом, тухолитом, битумом и углистым веществом. Микроскопическим изучением этих минералов показано, что Pd_2As_3 содержит 8 Ag и 1,7 % Au. Анализ пересчитан на формулу $(\text{Pd, Ag, Au})_2\text{As}_3$. Большие содержания Ag и Au определены и в других фазах Pd_5As (10 Ag, 10 % Au), Pd_2As (15,7 Ag, 6,4 % Au). В минералах нередко содержится никель $(\text{Ni,Ag,Pd})_3\text{As}$ (23 % Ni), $(\text{Ni,Pd})_3\text{As}_4$ (20,1 % Ni), а в сульфоарсенидах выявлена медь $\text{Pd}_2\text{Cu}_2\text{As}_5\text{S}_7$ и $\text{Pd}_2\text{Cu}_2\text{As}_6\text{S}_5$.

Палладий находится также в арсенидах никеля до 5,5 % и кобальта до 2,5, а в тухолите — 2, в органике — 0,3 % Pd. Платина содержится в тухолите — 1,3 %. Самые значительные количества благородных металлов и их минералов находятся не в богатых медных, свинцовых или цинковых рудах, а в подстилающем их

тонком (10 см) битуминозном известняковом прослое, обогащенном углистым веществом, Са-фосфатами, Mg-боратами, тухолитом и керогеном (до 10–3000 г/т Au, Pt, Pd). Медистые сланцы в прослое 20 см обогащены органикой и Cu, Mo, Ni, Ag, Au, Pt, Pd (до 10–20 г/т). Фосфорсодержащие сланцы несут до 10–50 г/т Au, Pt, Pd, а органогенные известняки, обогащенные керогеном, содержат до 100 г/т Au, 700 Pt, 400 Pd, 1000 г/т Se. В нижней части этого прослоя известняков концентрации золота достигают 110 г/т, платины — 30, палладия — 6 г/т. Тухолитовые сланцы (10 см мощность) содержат до 3000 г/т Au, 10–370 Pt, 10–120 Pd, 10–5780 Ag, 100–2000 Bi, 200–1500 Hg, 260–4800 Mo, 10–5220 V, 40–4000 Ni, 60–17 500 г/т Co. Платина и палладий находятся в форме органометаллических соединений, а золото и палладий, кроме того, в самородном состоянии и в виде дисперсной примеси в разных минералах. Тяжелые платиноиды обнаружены только в связи с органикой и отсутствуют в халькозиновых скоплениях. В массе тухолита содержится (%): Pd 2, Pt 1,3, Ir 0,9, Rh 0,3, Bi 1,8, As 0,9, S 0,5, Cu 0,1. Золото, арсениды палладия, никеля, кобальта вместе с сульфидами находятся в глинистой битуминозной матрице или на границе зерен тухолита и кальцита (или доломита) совместно с клаустолитом и $\text{Cu}_4\text{Bi}_2\text{S}_7$. Самое большое содержание золота и платиновых металлов (до 3000 г/т Au и 1000 Pd) отмечается в пределах нескольких сантиметров горизонта почвы черного сланца, если он содержит фосфаты и бораты и если находится в ассоциации с тухолитовым сланцем кровли.

Х. Куха [Kucha, 1992] полагает, что первичными формами палладия являлись органические соединения, распад которых при их углефикации приводил к образованию данных минералов. Ураганная концентрация благородных металлов в цехштейновых отложениях возникала при самоокислении органического вещества под воздействием гамма-радиации и коагулирующих свойств фосфатов и боратов на границе смены сред окислительной на восстановительную, т. е. на границе кероген — вторичный кальцит, тухолит — вторичный кальцит, черный сланец — граничный доломит, черный сланец — белый песчаник. Во всех случаях обнаруживается замена органической матрицы кальцитом.

5.2. Распределение платиновых металлов в рудах и минералах различных типов комплексных месторождений

В рудах комплексных золото-платиноидных месторождений различных формационных типов средние содержания платины колеблются в диапазонах от 0,1 до 33 г/т, а палладия — от 0,005 до 5,4 г/т. Максимальные концентрации платины и палладия установлены в прожилково-вкрапленных золото-сульфидно-теллуридных ассоциациях скарново-рудных месторождений. Здесь средние содержания Pt достигают значений 9,7 и 5,5 г/т, Pd — до 0,008 и 0,84, редко 24,5 г/т. Максимальные концентрации палладия (до 44 г/т) определены в золото-скарновых рудах, обогащенных теллуридами Cu и Ag.

Устойчиво повышенные средние содержания платины выявлены в полихронных золото-сульфидно-теллуридных минеральных ассоциациях зон березитизации-лиственитизации, окварцевания, аргиллизации и сульфидизации горных пород Олимпиадинского и Воронцовского месторождений (до 3,6 и 8,4 г/т).

В изученных золоторудных полях фанерозойских складчатых структур Сибири, Урала и Северо-Восточного Казахстана все обнаруженные проявления и мес-

торожения ЭПГ размещаются в зонах гидротермального метасоматоза и сульфидизации терригенных и вулканогенно-осадочных толщ рифея и палеозоя. Богатые концентрации ЭПГ в этих комплексных месторождениях увязываются в зоны, горизонты, линзы, гнезда, жилы среди рудно-метасоматических тел. Продуктивная платиноидная минерализация на 70–80 % пространственно совмещается с ранее установленными контурами золоторудных тел. Однако прямая корреляционная связь между содержаниями Pt, Pd, Os, Ir с Au выявляется не всегда, что обусловлено отложением ЭПГ и Au из гидротермальных растворов различных стадий единого рудно-метасоматического процесса. Для таких комплексных месторождений свойственна ступенчатая природа накопления золота и платиновых металлов в периоды седиментогенеза, метаморфизма и особенно завершающего гидротермального метасоматизма по схеме: $K_n^{\text{ЭПГ}} 1,5-1,7 \rightarrow 2-20 \rightarrow 100-12\,700$. Отложение ЭПГ происходило в периоды гидротермального метасоматоза и сульфидообразования перед отложением основной массы золота [Коробейников, 1997а, 1998а].

Минимальные неустойчивые концентрации Pt и Pd установлены в осадочно-диагенетических золото-платиноидных рудах медистых песчаников и сланцев пред- и межгорных рифтогенных прогибов Удокана в Забайкалье, Джезказгана в Казахстане и Предуралья [Коробейников, 1997а]. В эту группу входят продуктивные минеральные образования, возникшие при протекании осадочных, вулканогенно-гидротермальных и ремобилизационно-метаморфогенных процессов. Например, в медистых песчаниках Удокана нами определены лишь единичные содержания Pt от 0,1 до 1,2 г/т, а Pd — от 0,3 до 2,2 г/т при фоновых содержаниях этих элементов 0,008–0,02 г/т. Незначительно обогащенными Au, Pt, Pd, Rh оказались медистые песчаники, подстилающие пермские терригенные толщи Предуралья (Татарстан), в которых единичные содержания Pt составили 0,27–0,56, Pd 0,14, Rh 0,34–4,1, Au 0,1–1,6 г/т. Эти рудопроявления располагаются по окраинам известных нефтегазоносных куполов и своим происхождением, вероятно, обязаны миграционным процессам органометаллических соединений глубинных флюидов, формировавших залежи углеводородов и надкупольные медно-благороднометалльные проявления.

Для выяснения специфики формирования комплексных руд разных рудно-формационных типов месторождений использовано отношение Pt и Pd (табл. 36). По этому геохимическому показателю отчетливо обособились месторождения I и III групп, включающие золото-скарновые и золото-сульфидно-лиственитовые объекты. Руды этих объектов характеризуются максимальными значениями отношений Pt/Pd до 943–11 600. Комплексные золото-платиноидные месторождения II и IV формационных групп отличаются более умеренными значениями этого геохимического показателя от 0,1 до 1204. Однако среди руд всех выделенных групп комплексных объектов встречаются разности как с низкими, так и с умеренными значениями Pt/Pd от 0,14 до 10. Лишь кварцево-жильные, штокверковые руды Центрального, Коммунарковского рудных полей и прожилково-вкрапленные руды Бoko-Васильевского рудного поля отличаются повышенными значениями отношений Pt/Pd (от 6,7 до 93).

В березитах-лиственитах, аргиллизитах рудоносных зон выявленных потенциальных золото-платиноидных месторождений отношения Pt/Pd составляют всего 2,3–4,1. Рудовмещающие углеродистые алевролиты, аргиллиты, сланцы, песчани-

Таблица 36

**Отношение Pt/Pd в рудах, метасоматитах различных формационных типов
комплексных золото-платиноидных месторождений**

Формационная группа месторождений и конкретные месторождения	Pt/Pd	
	от	до
I. Золото-платиноидно-сульфидно-теллуридно-скарновая группа месторождений		
Ольховско-Чибийское рудное поле с контактово-метасоматическими залежами	0,7	11000
Тарданское скарново-рудное поле	0,24	943
Синюхинское скарново-рудное поле	0,2	278
II. Месторождения кварц-золото-платиноидно-сульфидно-бerezитовой группы		
Саралинское кварц-золото-платиноидное месторождение	0,7	16,5
Центральное кварц-золото-платиноидное месторождение	6,7	520
Коммунарское рудное поле	40	93
Балахчинское рудное поле	0,14	60
Октябрьское рудное поле	1,2	11,5
Зун-Холбинское месторождение	2,3	720
Ирокиндинское месторождение	2,3	66
Советское рудное поле	1,0	10
Васильевское рудное поле	12	74
III. Месторождения золото-платиноидно-сульфидно-лиственитовой группы		
Нежданское рудное поле	2	11600
Сухоложское рудное поле	0,8	398
Бакырчикское рудное поле	2	370
Бого-Васильевское рудное поле	7,2	9,4
Акжалское рудное поле	1	760
Джумбинское рудное поле	1	3,1
Баладжальское рудное поле	1,5	10
Костобе-Эспинское рудное поле	1,2	2
IV Месторождения золото-платиноидно-сульфидно-аргиллизитовой группы		
Олимпиадинское месторождение	0,4	20
Воронцовское месторождение	0,1	1204

ки золоторудных полей характеризуются близкими значениями отношений Pt/Pd от 0,4 до 1,7. В общем случае отмечается тенденция возрастания данного геохимического показателя от исходных вмещающих пород к березитам-лиственитам, окварцованным породам, аргиллизитам и к комплексным рудам по следующей схеме:

Углеродистые → Березиты → Аргиллизиты → Вкрапленные → Жильно-шток-
сланцы листвениты руды верковые руды
Pt/Pd = 0,7 → 3,4 → 20 → 5-33 → 65-720

Однако при последующих исследованиях она может уточняться и усложняться.

Платина и палладий в минералах золоторудных месторождений. Результаты инверсионно-вольтамперометрических определений Pt и Pd в контактово-метасоматических магнетитах, жильных кварцах, пиритах, пирротинах, арсенопиритах, халькопиритах, блеклых рудах, сфалеритах, галенитах, борнитах всех типов золоторудных месторождений приведены в табл. 37 и рис. 74-76. Геохими-

Распределение Pt и Pd в минералах золоторудных месторождений Сибири

Минерал, место отбора проб	Кол-во проб	Содержание Pt, г/т			Содержание Pd, г/т			Pt/Pd
		от	до	$\bar{X}$	от	до	$\bar{X}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Тарданское золото-скарновое месторождение, Тыва								
Магнетит контактово-метасоматический	5	0,006	2,4	0,48	0,03	0,1	0,03	16,0
Пирит лиственнитизированных скарнов	4	0,046	16,7	6,76	0,002	0,8	0,27	25,0
Халькопирит, там же	2	0,008	2,3	1,15	1,0	5,0	3,0	0,4
Галенит, там же	2	0,006	9,26	4,63	0,1	0,12	0,11	42,1
Кварц жильный из скарновых зон	1	—	—	0,008	—	—	0,98	0,08
Синюхинское золото-скарновое месторождение, Горный Алтай								
Пирит из гранат-волластонитовых скарнов	2	0,85	1,1	0,97	0,01	3,08	1,6	0,6
Халькопирит, там же	2	0,005	0,007	0,006	0,1	0,4	0,25	0,02
Борнит, там же	4	1,3	3,7	2,55	0,03	5,0	2,26	1,1
Ольховско-Чибикжеское контактово-метасоматическое рудное поле, Восточный Саян								
Пирит контактово-сульфидных тел, Ольховское месторождение	4	1,76	9,7	6,4	0,023	0,5	0,174	36,8
То же, Медвежье месторождение	6	0,006	23,8	4,72	0,009	0,3	0,093	50,8
Пирит кварцево-сульфидных жил, Медвежье месторождение	10	0,7	84,8	18,52	0,006	0,4	0,111	166,8
То же, Константиновское месторождение	12	0,13	73,1	25,23	0,005	4,1	0,8	31,5
Арсенопирит кварцево-сульфидных жил, Константиновское месторождение	3	0,007	19,7	10,0	0,007	0,2	0,1	100,0
Халькопирит, там же	3	9,0	19,3	26,1	0,12	9,37	3,72	5,2
Борнит, там же	2	24,0	28,0	26,1	1,66	2,7	2,18	12,0
Блеклая руда, там же	1	—	—	3,4	—	—	0,006	567
Галенит, там же	2	14,0	43,0	28,5	0,005	0,033	0,019	1500
Пирротин, там же	2	1,32	1,84	1,58	0,05	0,06	0,55	28,7
Пирротин сульфидных залежей, Ольховское месторождение	1	—	—	27,0	—	—	0,012	2250
То же, Медвежье месторождение	2	5,2	10,0	7,6	0,02	0,12	0,07	108,6
Саралинское кварц-золото-сульфидное жильное поле, Кузнецкий Алау								
Пирит кварцево-сульфидных жил	16	0,006	63,7	4,87	0,004	1,7	0,35	13,9
Арсенопирит, там же	4	5,0	319,0	103,3	0,08	0,15	0,108	95,6
Пирротин, там же	6	0,005	47,4	9,64	0,01	1,06	0,26	37,0
Сфалерит, там же	10	0,59	23,0	8,2	0,08	0,53	0,33	24,9
Галенит, там же	2	0,008	0,82	0,45	0,02	0,078	0,05	9,0
Центральное рудное поле, Кузнецкий Алау								
Кварц жильный	2	0,006	0,007	0,006	3,5	10,0	6,7	0,001
Пирит II кварцево-сульфидных жил	17	0,008	8,3	3,02	0,005	0,8	0,16	10,8
Пирит III кварцево-сульфидно-теллуридных жил	6	1,0	26,0	6,41	0,005	0,21	0,063	117

Продолжение табл. 37

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Пирит II березитов	5	0,85	5,4	2,45	0,005	0,1	0,03	80,1
Арсенопирит кварцево-сульфидных жил	3	0,48	10,0	3,8	0,016	0,2	0,15	25,3
Сфалерит, там же	1	—	—	0,33	—	—	0,2	1,6
Галенит, там же	2	0,12	0,27	0,19	0,016	0,5	0,76	0,2
Коммунарское кварц-золоторудное поле, Кузнецкий Алатау								
Пирит, Калиостровское золото-скарновое месторождение	2	0,006	1,91	0,92	0,35	0,75	0,55	1,7
Халькопирит, там же	1	—	—	4,1	—	—	0,028	146,4
Магнетит, там же	1	—	—	0,85	—	—	0,006	141,6
Пирит кварцевых штоков	10	0,054	15,0	3,87	0,009	0,56	0,117	33,1
Пирит, Январская кварцево-сульфидная с теллуридами жила	3	1,26	4,19	2,38	0,025	0,35	0,156	15,3
Арсенопирит, там же	5	1,2	86,0	27,44	0,006	0,31	0,08	343
Халькопирит, там же	4	0,006	58,0	14,5	0,14	1,7	0,61	23,8
Пирротин, там же	2	0,051	0,073	0,062	0,014	0,21	0,11	0,6
Пирротин кварцевых штоков	5	0,005	1,3	0,52	0,015	0,82	0,24	2,2
Сфалерит, Мало-Березовская кварцевая жила	2	0,004	0,006	0,005	0,007	0,008	0,008	0,6
Галенит, там же	3	0,006	0,008	0,007	0,12	26,0	13,62	0,001
Балахчинское кварц-золото-сульфидное жильное поле, Кузнецкий Алатау								
Пирит из кварцево-сульфидных жил	10	0,007	55,0	9,95	0,1	1,4	0,455	21,9
Арсенопирит, там же	1	—	—	3,4	—	—	0,3	11,3
Халькопирит, там же	1	—	—	0,32	—	—	2,3	0,14
Октябрьское кварц-золоторудное жильное поле, Восточный Саян-Тыва								
Пирит кварцево-сульфидных жил	13	0,006	33,0	5,1	0,002	6,5	0,81	6,3
Пирит кварц-альбитовых метасоматитов	6	0,006	0,45	0,12	0,015	0,26	0,177	0,68
Пирит березитов	2	0,47	1,6	1,35	0,01	0,3	0,15	9,0
Пирит кварцевых штоков	3	0,3	33,0	31,6	0,018	6,5	4,84	6,5
Зун-Холбинское кварц-золото-сульфидное месторождение, Восточный Саян								
Пирит кварцево-сульфидных жил, штоков	6	1,0	24,0	6,03	0,005	0,25	0,1	60,3
Пирротин, там же	2	12,0	40,0	26,0	0,012	0,65	0,32	81,2
Сфалерит, там же	1	—	—	1,2	—	—	0,027	44,4
Галенит, там же	1	—	—	18,0	—	—	0,5	36
Васильевское кварц-золоторудное месторождение, Енисейский край								
Кварц жильный	10	0,006	4,4	2,25	0,005	0,4	0,113	19,9
Пирит кварц-золоторудных жил	6	0,44	4,4	1,44	0,01	1,5	0,355	38,6
Пирит кварцевых жил	18	0,44	53,0	13,69	0,01	0,4	0,118	12,2
Арсенопирит, там же	6	1,61	55,1	17,66	0,006	0,48	0,24	75,6
Кварц-золоторудное месторождение Эльдорадо, Енисейский край								
Кварц жильный	1	—	—	0,059	—	—	0,49	0,12
Арсенопирит кварцевых жил	10	0,007	3,5	1,67	0,005	1,2	0,33	5,1
Томское золото-кварцевое рудопроявление, Западная Сибирь								
Кварц жильно-штоковковый	38	0,005	2,8	0,16	0,003	0,06	0,024	6,7
Пирит кварц-золоторудных жил	6	0,005	0,007	0,006	0,002	0,57	0,168	0,04

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Арсенопирит, кварц золоторудных жил	1	—	—	9,4	—	—	0,1	94
Сфалерит, там же	1	—	—	0,006	—	—	0,45	0,01
Лимонит, там же	7	0,005	0,38	0,072	0,003	0,027	0,008	9,0
Магнетит из даек диабазов, лампрофиров	6	0,005	0,28	0,08	0,003	0,075	0,018	4,4
Шерегешское скарново-магнетитовое месторождение, Кузнецкий Алатау								
Пирит из скарново-магнетитовых линз	1	—	—	0,006	—	—	0,4	0,002
Сорское молибденовое месторождение, Кузнецкий Алатау								
Пирит из кварцево-молибденитовых жил	1	—	—	0,007	—	—	0,005	1,4
Новопесчанское скарново-магнетитовое месторождение, Урал								
Магнетит контактово-метасоматический	2	0,017	0,027	0,022	0,01	0,03	0,02	1,2
Пирротин из скарново-магнетитовых тел	1	—	—	0,13	—	—	0,006	21,7
Пирит из вкрапленных золото-сульфидных руд, Воронцовское месторождение	2	19,0	24,0	21,5	0,2	0,7	0,55	40,0
Золото-сульфидные месторождения, Западная Калба								
Кварц жильный	3	0,009	0,2	0,069	0,006	0,083	0,033	2,1
Кальцит жильный	1	—	—	0,001	—	—	0,05	0,2
Пирит вкрапленных золото-сульфидных руд	1	—	—	4,0	—	—	0,1	40

ческие данные являются первой наиболее полной информацией по платино-палладийности рудных минералов золотых месторождений.

Из таблицы и графиков видно, что платина и палладий в промышленно интересных концентрациях установлены в сульфидных минералах всех изученных золоторудных полей. Минералами-концентраторами платины оказались арсенопирит, пирит, борнит, халькопирит, пирротин (до 14–103 г/т). Галенит и сфалерит несут повышенные концентрации этого элемента лишь в рудах Тарданского, Саралинского и Зун-Холбинского месторождений (до 4–18 г/т). Палладий же в промышленно важных содержаниях отмечен в халькопиритах, пиритах, борнитах, галенитах этих месторождений (0,8–13,6 г/т). Однако на каждом изученном золоторудном месторождении обнаружены пробы тех же минералов, не несущих богатой концентрации Pt и Pd (от 0,006 до 0,1 г/т).

Например, во всех типах золоторудных объектов выделяются рудогенные пириты III с повышенными (25–27 г/т) и пониженными (1–6 г/т) средними содержаниями платины. При этом наиболее обогащенными платиной оказались пириты III, а также халькопирит, галенит, борнит кварц-золото-сульфидных жил (16,1–28,5 г/т) Ольховского рудного поля и Воронцовского месторождения. Напротив, арсенопирит всех изученных рудных объектов, как правило, отличается устойчиво повышенными концентрациями платины (до 9,4–103 г/т). Сульфидные минералы скарново-золоторудных месторождений характеризуются умеренно повышенными содержаниями этого элемента (1–6,8 г/т). При этом пириты этих руд несут 0,97–6,8 г/т Pt, а пирротины, халькопириты, борниты, сфалериты и галениты — 1,6–28 г/т Pt.

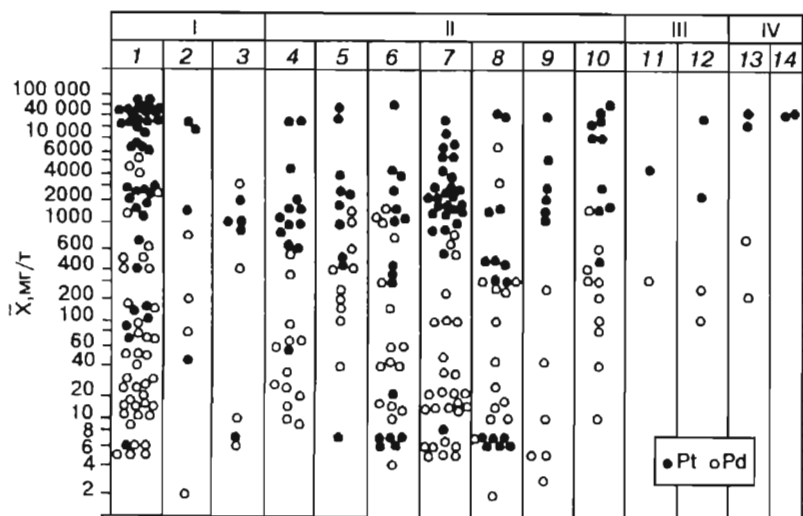


Рис. 74. Распределение Pt и Pd в пиритах золотых руд рудных полей Сибири и Северо-Восточного Казахстана:

I — золото-скарпная формационная группа: 1 — Ольховское золото-сульфидно-теллуридное контактово-метасоматическое рудное поле, 2 — Тарданское золото-скарпное, 3 — Синюхинское золото-скарпное месторождения; **II — золото-кварцево-сульфидно-березитовая группа** (рудное поле): 4 — Коммунарское золото-кварцево-жильно-штокерковое, 5 — Балахчинское кварц-золото-сульфидное жильное, 6 — Саралинское кварц-золото-сульфидное жильное, 7 — Центральное золото-кварцево-сульфидное жильное, 8 — Октябрьское золото-кварцевое жильно-штокерковое, 9 — Зун-Холбинское кварц-золото-сульфидное жильно-штокерковое, 10 — Васильевское золото-кварцевое жильное; **III — золото-углеродисто-сульфидно-лиственитовая группа:** 11 — Бакырчикское, Боко-Васильевское золото-сульфидное вкрапленно-прожилковые рудные поля в черносланцевых толщах карбона, 12 — Сухоложское золото-сульфидно-теллуридное вкрапленно-прожилковое месторождение в черносланцевых толщах карбона; **IV — золото-сульфидно-аргиллизитовая группа:** 13 — Олимпиадинское золото-сульфидное вкрапленное месторождение в толще рифея, 14 — Воронцовское золото-сульфидно-теллуридное месторождение.

Сульфиды кварц-золото-сульфидных жил и штокерков чаще имеют более высокие концентрации платины — до 15–103 г/т.

Содержания палладия в этих же рудных минералах чаще не превышают значений 0,006–13,6 г/т, при средних значениях для отдельных месторождений от 0,1 до 4,8 г/т. Из сульфидов максимальными концентрациями Pd отличаются халькопирит, борнит и галенит: X_{Au} от 2 до 13,6 г/т (Синюхинское, Ольховско-Чибжежское и Коммунарское рудные поля). Напротив, минимальное количество палладия (0,08–0,55 г/т) несут пириты, арсенопириты, пирротины, сфалериты, блеклые руды золотых руд этих рудных полей. В целом сульфидные минералы золотых руд разных месторождений имеют 3–10-кратные пониженные содержания палладия по сравнению с платиной.

Жильные кварцы этих месторождений характеризуются самыми низкими средними содержаниями платины и палладия — от 0,002 до 0,98 г/т. При этом концент-

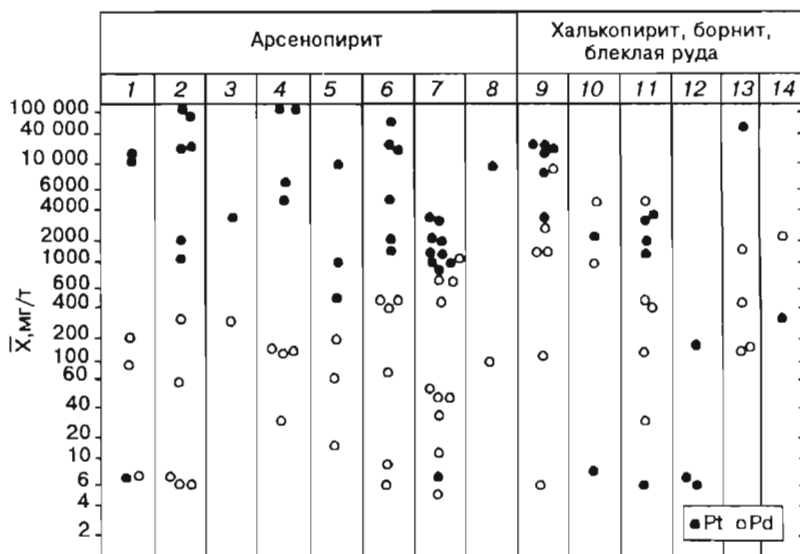


Рис. 75. Распределение Pt и Pd в минералах золото-скарновых и золото-кварцево-сульфидных месторождений Сибири:

1–8 — *арсенопирит*: 1 — Константиновского месторождения Ольховско-Чибисежского контактово-метасоматического рудного поля, 2 — Коммунарского кварц-золоторудного поля, 3 — Балахчинского кварц-золото-сульфидного жильного поля, 4 — Саралинского кварц-золото-сульфидного жильного поля, 5 — Центрального кварц-золото-сульфидного жильного поля, 6 — Васильевского кварц-золоторудного жильного месторождения, 7 — кварц-золоторудного жильного поля Эльдорадо, 8 — Томского золото-кварцевого рудопроявления; 9–14 — *халькопирит, борнит, блеклая руда*: 9 — Константиновского, 10 — Тарданского золото-скарнового, 11 — Синюхинского золото-скарнового месторождений, 12 — Калиостровского золото-магнетит-скарнового месторождения Коммунарского рудного поля, 13 — Январской кварц-золото-сульфидно-теллуридной жилы Коммунарского рудного поля, 14 — Балахчинского золото-кварцево-сульфидного жильного поля.

рации палладия в этих минералах, как правило, на порядок выше содержаний платины: $\bar{X}_{Pd} = 0,49\text{--}0,98$ г/т вместо $\bar{X}_{Pt} = 0,006\text{--}0,059$ г/т.

Построенные геохимические графики подтверждают промышленно значимые концентрации платины в пиритах и арсенопиритах всех изученных месторождений и незначительно повышенные содержания палладия в сульфидах Cu, Pb и Zn (см. рис. 74–76). Сфалериты и галениты с промышленными значениями концентраций Pt свойственны лишь рудам Саралинского и Зун-Холбинского золоторудных полей. Жильные кварцы на этих геохимических графиках образовали поля с непромышленными значениями содержаний Pt и Pd. Это позволяет сделать вывод о незначительном влиянии жильных кварцев на выявленную промышленно важную платиноносность изученных типов золоторудных месторождений.

Значения отношений Pt/Pd в сульфидных минералах разных типов золоторудных месторождений колеблются от 0,01 до 1500. Однако модальные значения этого геохимического показателя обычно составляют от 15 до 146 (см. табл. 37). Все это свидетельствует о 15–150-кратных повышенных концентрациях платины в сульфидах по сравнению с палладием.

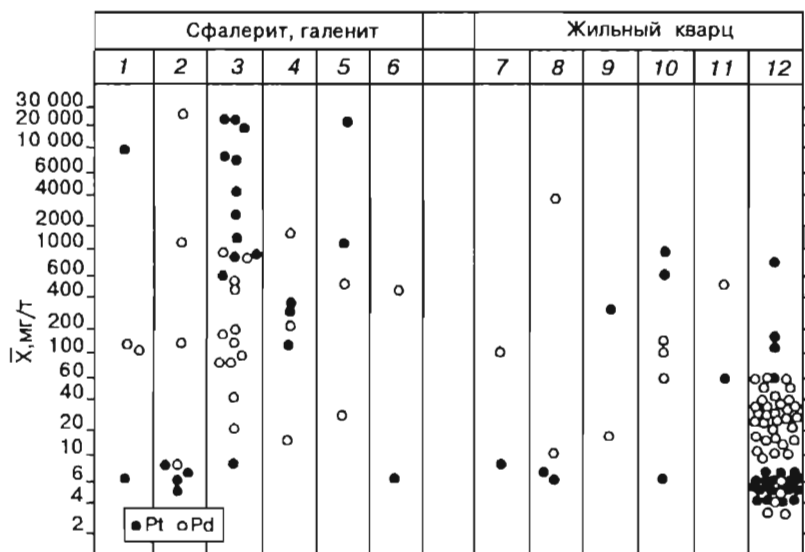


Рис. 76. Распределение Pt и Pd в минералах золото-скарновых и золото-кварцево-сульфидных жильно-штокверковых месторождений Сибири:

1–6 — сфалериты и галениты рудного поля: 1 — Тарданского золото-скарнового месторождения, 2 — Коммунарковского жильно-кварцевого (жила Мало-Березовская), 3 — Саралинского кварц-золото-сульфидного жильного, 4 — Центрального кварц-золото-сульфидного жильного, 5 — Зун-Холбинского золото-сульфидного, 6 — Томского золото-кварцевого рудопоявления; 7–12 — жильный кварц: 7 — Тарданского золото-скарнового поля, 8 — Центрального кварц-золото-сульфидного рудного поля, 9 — Октябрьского кварц-золоторудного жильно-штокверкового поля, 10 — Васильевского кварц-золоторудного жильного месторождения, 11 — кварц-золоторудного жильного рудного поля Эльдорадо, 12 — Томского золото-кварцевого рудопоявления.

5.3. Проявление рудно-метасоматической и геохимической зональности на потенциальных нетрадиционных комплексных месторождениях золота и платины

Для рудоносных площадей рассмотренных месторождений и рудных полей свойственно проявление метасоматитов пропилитовой, альбитит-калишпатитовой, березит-лиственитовой, аргиллизитовой формаций и сопряженных с ними золото-платиноидных руд вкрапленного, штокверкового, жильного типов. Метасоматиты и руды в единой рудно-метасоматической колонне каждого рудного объекта размещаются зонально (рис. 77, 78) [Коробейников, 1992б, 1995а,б, 1997а,б; Коробейников, Масленников, 1994]. В плане они чаще слагают субпластовые, линейные секущие тела протяженностью 1–8 км и мощностью 0,03–2 км среди пород черносланцевого разреза. В вертикальном направлении проявляется следующая зональность: в нижней части рудно-метасоматической колонны располагаются кварц-альбитовые, кварц-микроклиновые, биотитовые метасоматиты (или пропилиты) среди серпентинитов, порфиритов, диабазов, андезитов, диоритов, углеродистых сланцев и песчаников с вкрапленными, прожилково-вкрапленными золото-платиноидно-сульфидными рудами; в средней части среди углеродистых сланцев —

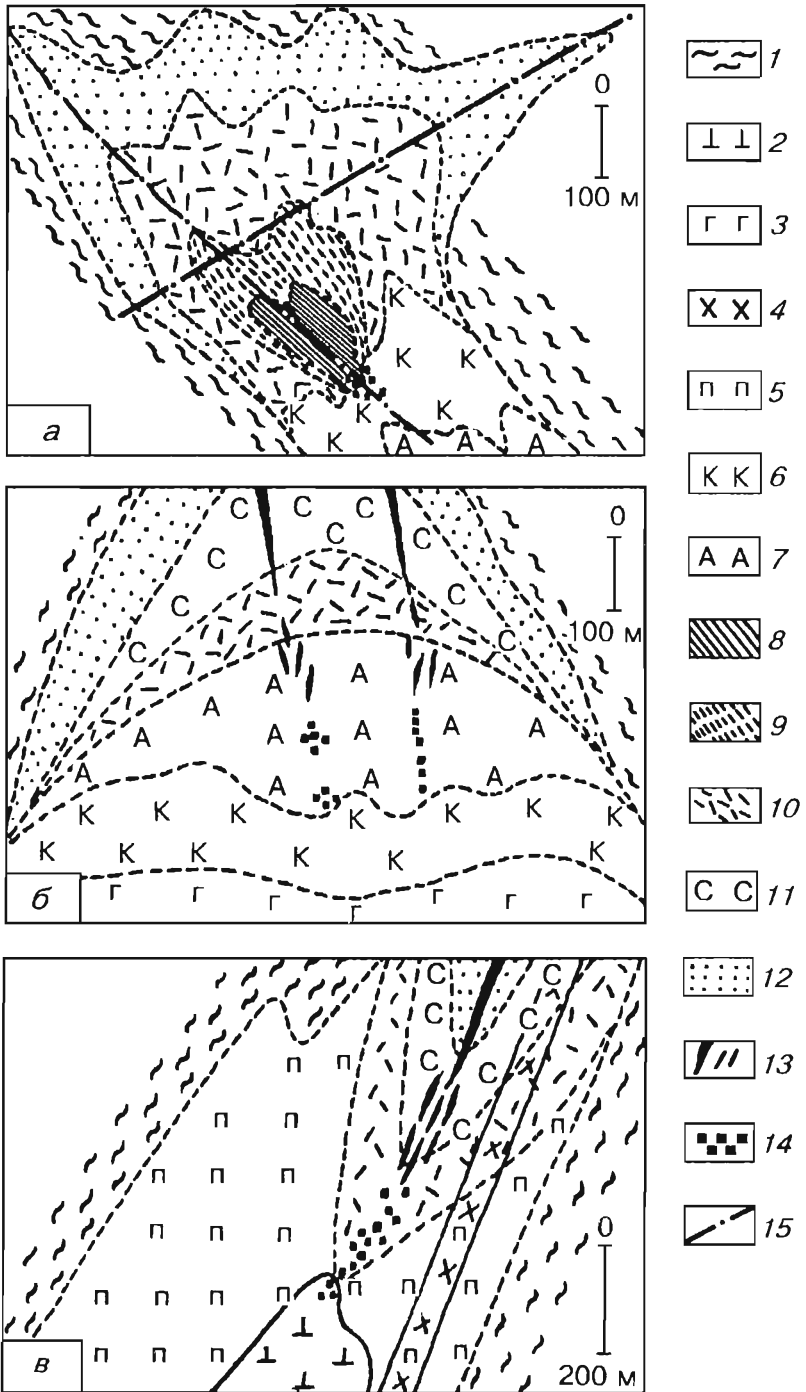


Рис. 77. Проявление рудно-метасоматической зональности на Саралинском (а), Октябрьском (б) и Боко-Васильевском (в) золото-платиноидных месторождениях:

1 — углеродистые сланцы кембрия-карбона; 2 — серпентинизированные гипербазиты; 3 — габброиды; 4 — плагиограниты, диориты; 5 — пропилиты; 6–12 — метасоматиты: 6 — калишпатовые, 7 — альбитовые, 8 — тремолит-гидробiotитовые, 9 — хлоритовые, 10 — кварц-серицит-карбонат-пиритовые, 11 — серицитовые, 12 — карбонатные; 13 — жильно-штокверковые кварцево-сульфидные руды; 14 — вкрапленные сульфидные руды; 15 — рудоконтролирующие разрывы.

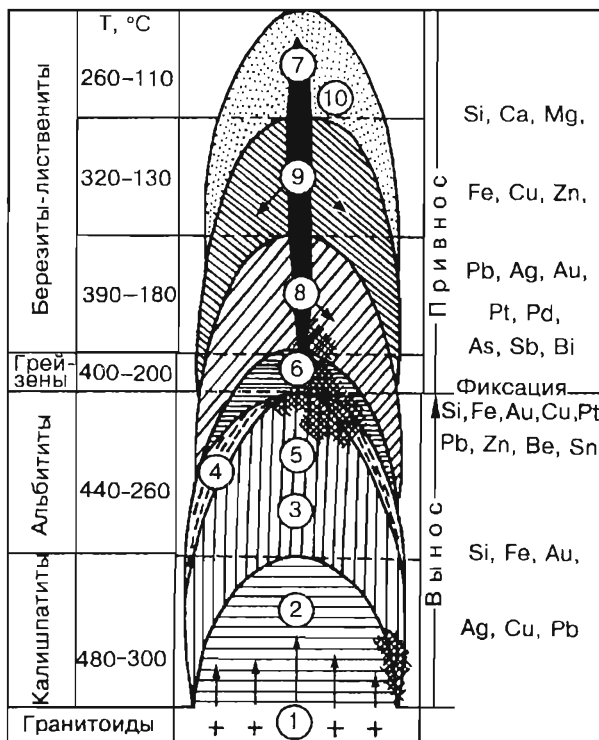
серицит-(±фуксит)-кварц-карбонатно-пиритовые листвениты с штокверковыми кварцево-сульфидными ассоциациями, а в верхней части палеогидротермальной колонны в сланцах — брейнерит-доломит-кальцитовые листвениты с кварц-золото-платино-палладий-сульфидными жилами (рис. 78, 79) [Коробейников, Масленников, 1994; Коробейников, 1995а,б].

В других объектах вместо кварц-полевошпатовых метасоматитов нижних и фланговых частей рудно-метасоматических колонн появляются пропилиты, которые кверху сменяются березитами-лиственитами, аргиллизитами с прожилково-вкрапленными и штокверковыми золото-платиновыми рудами (например, Воронцовское месторождение Урала, платиноносность которого подтверждена нашими исследованиями).

Околорудные листвениты развивались на месте апогипербазитовых серпентинитов, габбро, порфиров, андезитов, углеродистых алевролитов, аргиллитов и песчаников. Для апосерпентинитовых лиственитов свойственно наличие значительного количества талька, фуксита, брейнерита и доломита (до 40 %), которые замещают сер-

Рис. 78. Модель рудно-метасоматической зональности золото-рудных полей складчатых поясов (по А. Ф. Коробейникову):

1 — диориты-плагиограниты; 2–3 — габброиды и гранитоиды; 2 — калишпатизированные, 3 — альбитизированные; 4 — биотитизированные породы; 5 — вкрапленные золото-редкометалльные руды в альбититах; 6 — грейзены; 7 — кварц-золото-платино-сульфидные жильные руды в березитах-лиственитах; 8–10 — метасоматиты: 8 — гидробiotит-тремолитовые, хлоритовые, 9 — кварц-серицит-пирит-карбонатные, 10 — доломит-кальци-



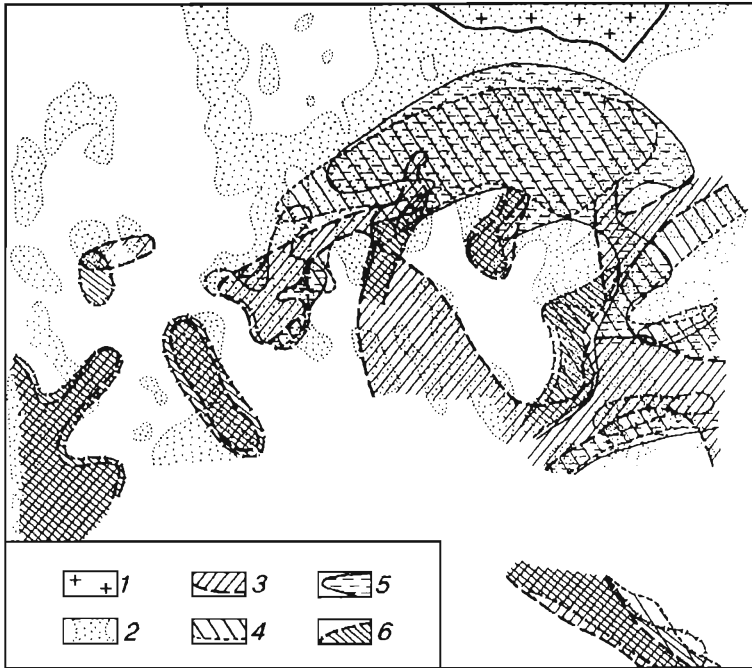


Рис. 79. Зональное размещение различных типов метасоматитов, кварц-альбитовых и кварц-золото-сульфидных жил в Саралинском жильном поле черносланцевой толщи нижнего кембрия (по А. Ф. Коробейникову и др.):

1 — диориты, гранодиориты, плагиограниты нижнепалеозойской габбро-плагиогранитной формации; 2–6 — поля: 2 — штоков и даек нижнепалеозойских габбро-диабазов, 3 — метасоматических альбититов и альбитизированных габбро-диабазов, 4 — калишпатизированных габбро-диабазов, порфиритов, 5 — развития кварц-золото-сульфидных жил с околосильными лиственитами-брезитами, 6 — кварц-альбитовых нижнерудных жил.

пентин. В метасоматитах, кроме того, присутствуют хлорит, кварц, серицит и пирит до 3–7 %.

Общая вертикальная протяженность магмо-рудно-метасоматических колонн может превышать 3,8–10 км.

Примеры минералогической зональности наиболее изученных рудных полей и месторождений складчатых структур фанерозоя приведены на рис. 79–84. Одной из возможных причин концентрации благородных металлов в зонах метасоматоза офиолитовых поясов может считаться модель обобщенной вертикальной метасоматической и геохимической зональности глубинных разломов, предложенная Ф. А. Летниковым и В. И. Казанским [1991]. По этой модели поступающие из мантии растворы на завершающих стадиях преобразования пород формируют калишпат-плагиоклаз-кварцевые метасоматиты с редкими элементами, а выше по разрезу в зоне фиксации плагиоклаз-биотит-хлорит-актинолит-эпидот-карбонатных метасоматитов — золото-платиноидную минерализацию. Кварц-полевошпатовые метасоматиты возникали на фронте гранитизации под влиянием мантийных флю-

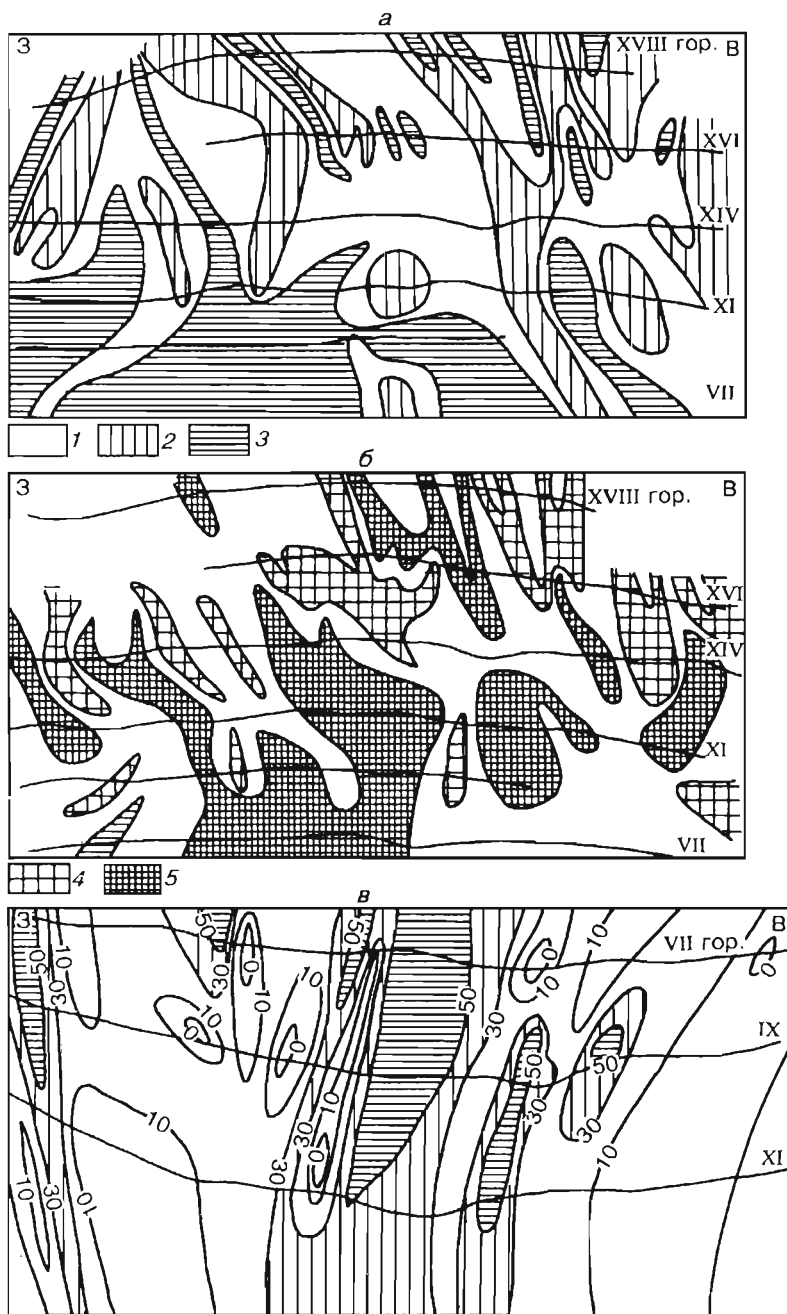


Рис. 80. Ореолы распространения:

а — арсенопирита (1), пирротина (2), халькопирита (3); *б* — сфалерита (4), галенита (5); *в* — кристаллов пирита пентагон-додекаэдрического габитуса (цифры на изолиниях, %) в плоскости Каскадной кварц-золото-сульфидной жилы.

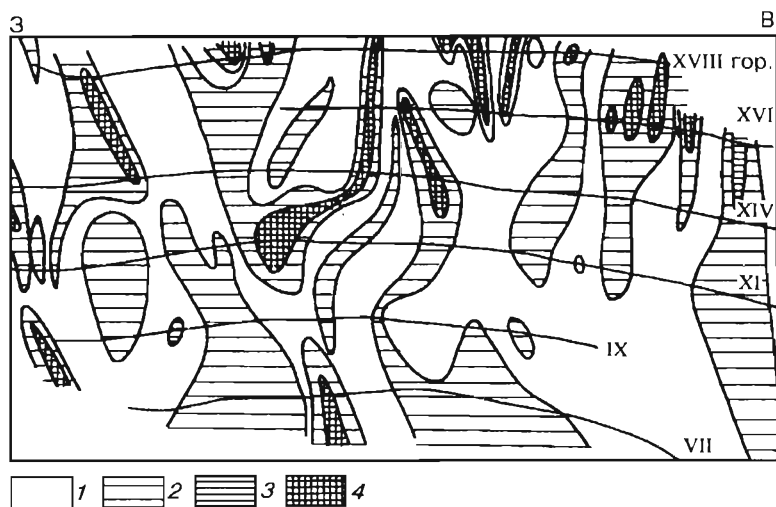
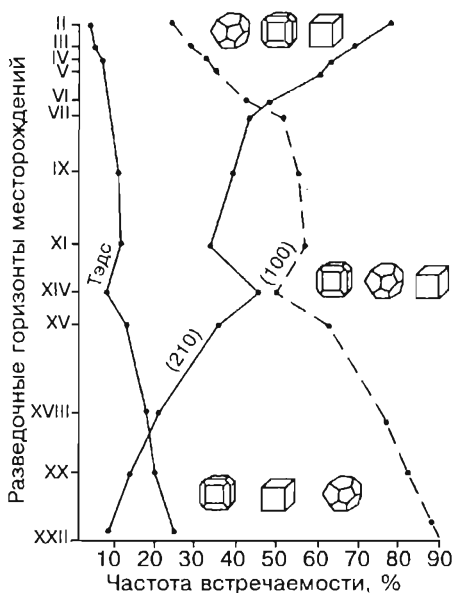


Рис. 81. Распределение различной окраски кварца в плоскости Каскадной кварц-золото-сульфидной жилы:

1 — молочно-белый, 2 — светло-серый, 3 — серый, 4 — темно-серый кварц.

идов. Судя по минеральным парагенезисам рудоносных щелочных метасоматитов, температуры сформировавших их гидротермальных растворов находились в пределах 600–300 °С. При этом гранитизация, протоклаз и бластомилонитизация в разломах совершалась при участии резко восстановленных флюидов, поступающих, скорее всего, из верхней мантии.



Рудные поля и месторождения обычно окружены отрицательными или пониженными значениями геохимических полей. Появление региональных геохимических аномалий обусловлено широким развитием эманационных ореолов интрузий — ранних площадных автометасоматических, контактово-метасоматических, автометаморфических и поздних локальных гидротермально-метасоматических. Неизменные магматиты, контактовые метаморфиты, метасоматиты фиксируются положительными геохимическими аномалиями

Рис. 82. Изменение габитусных форм и термоЭДС рудогенного пирита III генерации по вертикали Каскадной кварц-золотой жилы (II–XXII — горизонты эксплуатационных штолен).

Условные значки — типы кристаллов.

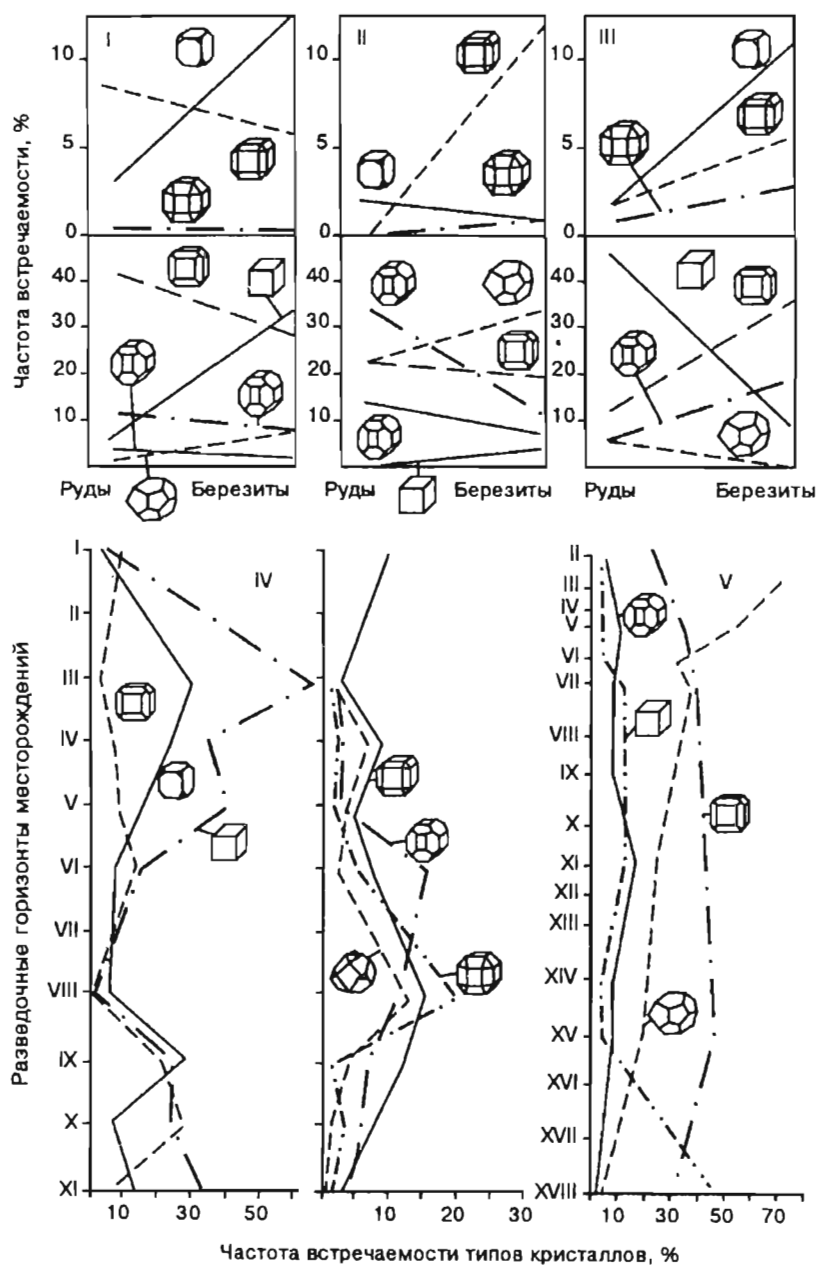


Рис. 83. Изменение морфологических типов кристаллов пирита в разнотемпературных минеральных ассоциациях (I–III) и с глубиной (IV, V) месторождений золото-кварцево-березитовой и метасоматической золото-сульфидной формаций.

Ассоциации: I — золото-кварцево-актинолитовая; II — золото-кварцево-шеелитовая; III — золото-кварцево-висмутосульфидная; IV — кварц-золото-сульфидная; V — кварц-золото-полиметаллическо-сульфидная.

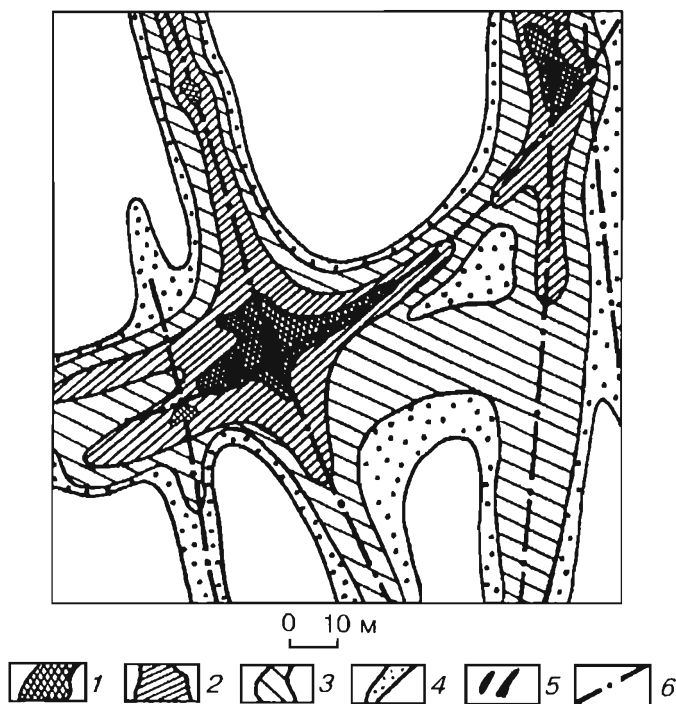


Рис. 84. Зональность минеральных ореолов Синюхинского золото-скарнового месторождения (погоризонтный план +505 м Первого рудного участка):

1–4 — ореолы минералов-спутников комплексного золото-платиноидного оруденения: 1 — борнита, 2 — халькопирита, 3 — магнетита, 4 — пирита; 5 — рудные тела; 6 — разрывы.

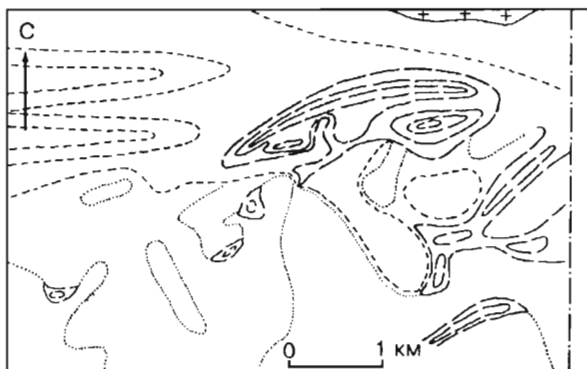
Ba, Sb, Hg, As, Cu, Pb, Zn, W, Cr, V, Ni, Co, Ti, Mo, Be, ранние калишпат-альбитовые автометасоматиты — отрицательными ореолами Cu, Zn, Ni, Co, V, Cr, Au, Ag, As, а поздние околорудные березиты, листовиты, аргиллизиты — по-

ложительными ореолами Au, Ag, Cu, Ni, Co, As, Sb, V, Pt, Pd (рис. 85–88). Блоки пород гидротермальной проработки формировались с перераспределением, выносом и привносом химических элементов. При приближении к рудоносной площади концентрации железа, золота, халькофильных элементов снижаются на участках развития щелочных метасоматитов. Над рудоносной площадью, напротив, выявляются положительные ореолы этих элементов [Коробейников и др., 1990б; Коробейников, Масленников, 1994].

Начало формирования геохимических ореолов и полей связано с процессами площадного и локального метасоматоза, когда происходило разуплотнение вещества земной коры в структурах рудолокализации. В результате распада флюидных систем в рудолокализирующих структурах возникали геохимические поля гетерогенного типа. Они представляли собой интегрированную систему геохимических ореолов, образованных разноуровневыми и разновозрастными геохимическими процессами, протекавшими в период тектономагматической подготовки и оформления геологической структуры того или иного рудного поля. Геохимические поля включают в себя региональные и локальные ореолы неоднократного последовательного перераспределения и накопления рудных элементов в формирующейся структуре, включая седиментационные, диагенетические, метаморфические, магматогенные, контактово-метасоматические, гидротермальные и гипергенные процессы накопления и разрушения вещества. *Региональные геохимические поля (ореолы) являются образованиями I порядка, а локальные — II и III порядков. К геохимическим полям (ореолам) I порядка относятся ореолы, охватывающие рудные поля;*

Рис. 85. Моноэлементные аномалии золота в Саралинском рудном поле (по А. Ф. Коробейникову):

1 — углеродистые терригенно-вулканогенные толщи нижнего кембрия; 2 — гранитоиды Араратского массива, С₃; 3 — разрывы; 4–6 — ореолы золота в коренных породах (мг/т): 4 — 11–15, 5 — 5–10, 6 — до 3–5.



1 2 3 4 5 6

к геохимическим ореолам II порядка — ореолы рудного месторождения, а III порядка — ореолы рудного тела (залежи).

В то же время возникавшие геохимические аномалии при последующих геологических процессах могли исчезать полностью и появляться вновь.

Геохимические поля I порядка в бортах рифтогенных структур среди вулканогенных и офиолитовых поясов характеризуются линейными очертаниями контуров, направленных поперек или вдоль контролирующего глубинного разлома или его оперяющей структуры. Геохимические поля среди рудоносных черносланцевых горизонтов отличаются линейностью, отражающей протяженные зоны метасоматоза и сульфидизации в телах углеродистых алевролитов, аргиллитов, песчаников,

конгломератов. Внутреннее строение таких геохимических ореолов представлено матрицей близфоновых распределений халькофильных и благородных элементов, среди которых проявлены различной конфигурации отрицательные (и пониженные) и положительные ореолы тех же элементов.

Геохимические поля I порядка территорий рудных полей отражают геохимическую систему двух уровней самоорганизации вещества в земной коре: региональных тектономагматических структур и локаль-

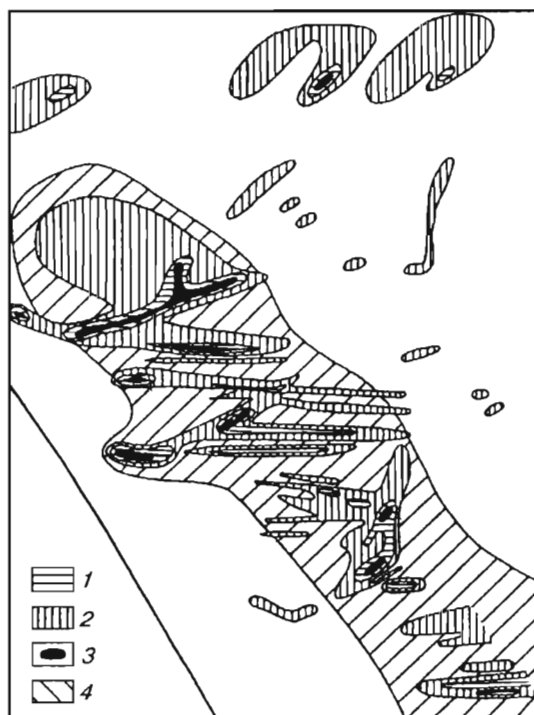


Рис. 86. Геохимическая зональность Октябрьского кварцево-жильного месторождения.

Зоны выноса: 1–3 — совмещенные ореолы выноса Cr, Ni, Co, V, Pb, Zn, Cu I, II и III порядков; 4 — общая зона выноса всех элементов.

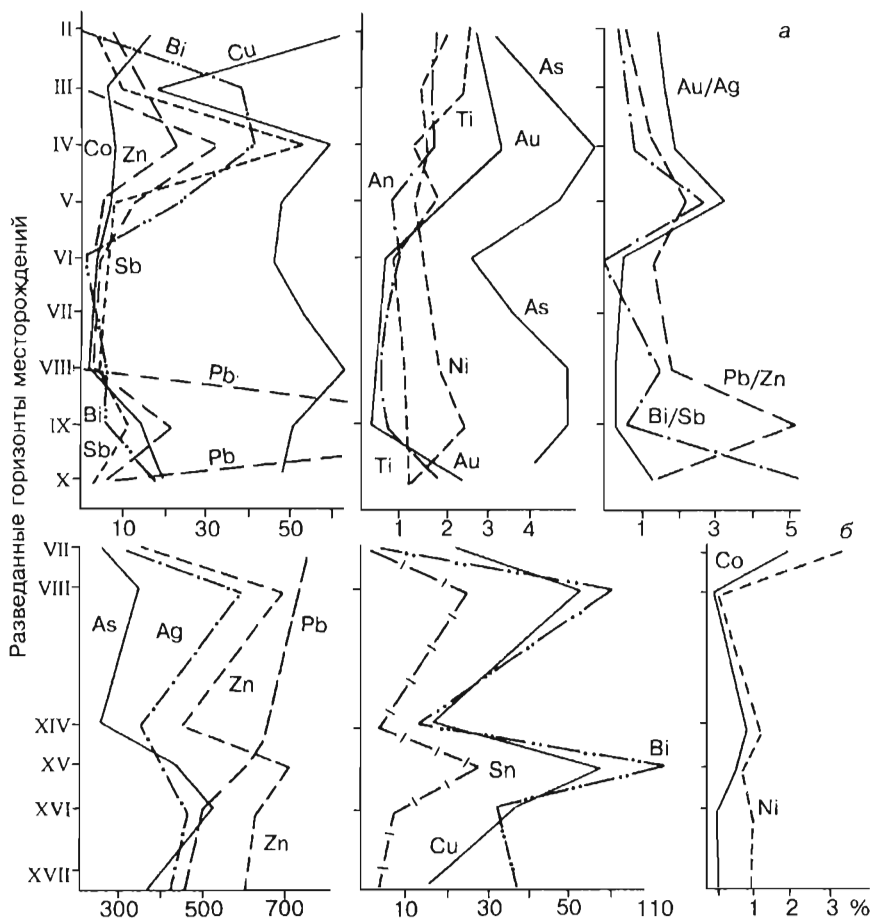


Рис. 87. Изменение средних содержаний элементов-примесей в пиритах руд контактово-метасоматического (а) и гидротермально-жильного (б) месторождений золота Ольховско-Чибижевского и Саралинского рудных полей.

ных рудно-метасоматических тел. Первые возникали при преобладающем перераспределении вещества в контролирующих структурах, а вторые — при господствующем привносе вещества гидротермами. Они явились результатом геохимического преобразования региональных структур окружающей среды и продуктами распада глубинной магмофлюидной системы в рудоконтролирующих структурах. Основная причина формирования таких региональных геохимических полей — это глубинный диапиризм и метасоматизм мантийно-корового типа [Коробейников, 1998а]. Все изученные геохимические поля представлены участками интеграции разноуровневых эндогенных аномалий I, II и III порядков, образованных перераспределением, накоплением и привносом рудогенных элементов в разные периоды развития глубинного палеодиапиризма и рифтогенеза, последующего магматизма, метасоматизма и рудоотложения.

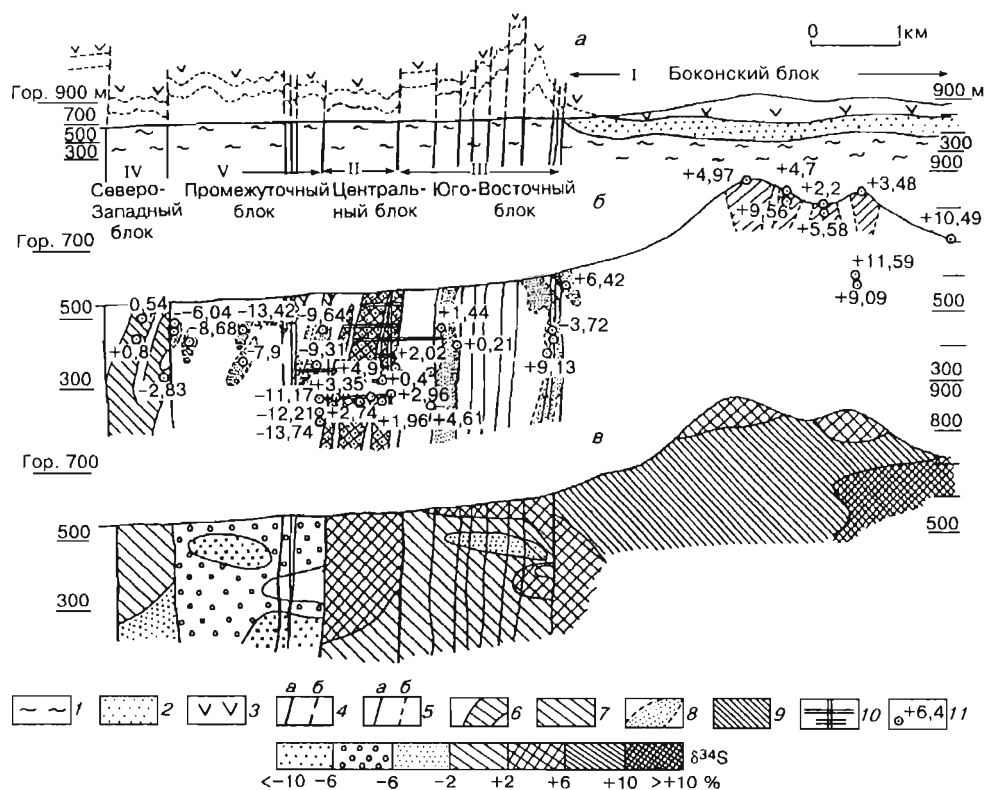


Рис. 88. Распределение $\delta^{34}\text{S}$ рудогенных пиритов в рудно-метасоматической зоне с золото-кварцевым жильно-штокверковым и золото-пирит-арсенопиритовым вкрапленным оруденением Боко-Васильевского рудного поля Северо-Восточного Казахстана:

a — продольный разрез вдоль зоны Боконского разлома: 1, 2 — части разреза черносланцевой толщи, C_2 : 1 — существенно алевролитовая, 2 — существенно песчанниковая ($C_{\text{ор}}$ 0,5–5,6 %); 3 — породы морской базальт-андезит-молассовой формации, C_{2-3} ; 4 — региональные секущие разрывы II порядка: прослеженные (*a*) и предполагаемые (*б*); 5 — то же, III порядка.

б — проекция рудно-метасоматической зоны на вертикальную плоскость: 6 — рудные тела вкрапленного золото-пирит-арсенопиритового типа; 7 — рудные тела штокверкового золото-кварцевого типа; 8 — слабо минерализованные тела пирит-арсенопиритового типа; 9 — жильные золото-кварцевые руды; 10 — подземные горные выработки; 11 — места отбора геохимических проб и значения $\pm\delta^{34}\text{S}$ ‰ пирита III генерации.

в — распределение $\delta^{34}\text{S}$ в рудогенных пиритах III генерации на продольной проекции на вертикальную плоскость.

Эндегенные геохимические ореолы II и III порядков конкретных месторождений и рудных тел также отмечаются неоднородностью своего внутреннего строения: положительные и отрицательные (и пониженные) аномалии размещаются над и под рудами в средней и верхней частях конкретных рудно-метасоматических колонн [Коробейников и др., 1990а,б; Коробейников, Масленников, 1994]. В нижних частях таких палеогидротермальных колонн, где развиты щелочные метасомати-

ты, наблюдается вынос золота и сопутствующих элементов до 30–50 % от суммарного их количества в исходных породах. В средних и верхних частях колонны, где формировались околорудные метасоматиты, преобладал привнос рудных элементов: $K_{\text{H}}^{\text{Au}}=1,3\text{--}296$, $K_{\text{H}}^{\text{Pt-Pd}}=10\text{--}410$ (см. рис. 77, 86). Рудные тела золота и платиновых металлов чаще размещаются на участках контрастной смены отрицательных или пониженных геохимических аномалий на положительные [Коробейников и др., 1990б].

Отдельные геохимические ореолы чаще представляют собой «плоские факелы», в 7–20 раз превышающие размеры зон околорудных метасоматитов и рудных тел. Кверху они распространяются по контролирующим структурам на десятки-сотни метров от рудных тел. Установлены следующие группы элементов: надрудные — Ba, Sb, Hg; околорудные — Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Ag, Au, W₁, As₁, Pt, Pd; подрудные — Cr, Ni, Co, V, Ti, Mn, Mo, W₂, As₂, Be, Os, Ir. В горизонтальном срезе ореола внешнюю зону слагают Ba, Sb, Hg, среднюю — Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Pd и внутреннюю — V, Cr, Ni, Co, Mo, As, Ag, Au, Pt, Pd, иногда W и Be.

По внутреннему строению геохимические ореолы II–III порядка чаще относятся к простым ореолам с нарастанием концентраций элементов от периферии к их центру (см. рис. 85, 86). Концентрации рудных элементов в ореолах возрастают по сравнению с фоновой вмещающих пород от 5 до 410 раз и более. Качественный состав этих ореолов одинаков для различных формационных типов месторождений (золото-кварц-березитовых, золото-сульфидно-лиственитовых, золото-платиноидно-сульфидно-лиственитовых, кварц-золото-платиноидно-березитовых), но интенсивность и масштабы их проявления неодинаковы для различных рудных полей.

Для отдельных месторождений свойственно одно- и двухволновое распределение эндогенных геохимических ореолов в вертикальном сечении зон с интервалами между центрами ореолов концентрации в 200–600 и 800–1200 м (см. рис. 87) [Коробейников и др., 1986, 1993а].

Эндогенная геохимическая зональность подчеркивается закономерной сменой состава и свойств газовой-жидких включений в минералах руд и околорудных метасоматитов, а также данными изотопного состава серы рудогенных сульфидов в наиболее изученных рудно-метасоматических колоннах (см. рис. 88) [Коробейников, 1979; Коробейников и др., 1990а,б, 1993а; Коробейников, Масленников, 1994].

Итак, в начальных восстановительных условиях периода формирования щелочных метасоматитов при достаточной насыщенности минералообразующей системы серой и мышьяком возникали убогие скопления редких и благородных металлов. В стадию кислотного выщелачивания происходило дальнейшее «скупчивание» рудного вещества и оформление рудно-метасоматических колонн с прожилково-вкрапленной, штокверковой и жильной золото-платиноидно-кварцево-сульфидной минерализацией. Длительное развитие зон глубинных разломов с участием мантийных и послемагматических флюидов и определяло появление в них вертикальной рудно-метасоматической зональности при воздействии палеогидротермальных колонн. Эта эндогенная зональность обеспечивалась подвижностью значительных масс петрогенных и рудных компонентов и осаждением их на более высоких гипсометрических уровнях.

5.3.1. Примеры проявления рудно-метасоматической и геохимической зональности в рудных полях и месторождениях

Месторождение Мурунтау в Узбекистане. Вкрапленные золото-платиноидно-сульфидные руды в Западном Узбекистане установлены Б. Ф. Зленко, Н. П. Ермолаевым, А. В. Никифоровым, В. А. Чиненовым, В. Л. Хорошиловым в герцинских складчатых структурах, содержащих черносланцевые горизонты кембрий-ордовик-силурийского возраста [Котов, Порицкая, 1991; Новые... типы..., 1992]. Для Кызылкумского региона характерны сиалический профиль земной коры, наличие глубинных разломов или древних рифтовых трогов с базальтовым вулканизмом, интрузивов гранодиорит-гранитовой формации.

Месторождение Мурунтау приурочено к нижнекембрийскому интервалу разреза черных сланцев и пачке алевролитов и сланцев, переходной от палеозоя к венду [Новые... типы..., 1992]. Региональный метаморфизм пород соответствует низкой ступени зеленосланцевой фации. Углеродистое вещество представлено антраксолитами и графитом. Широко развиты метасоматиты биотит-полевошпатового, хлорит-серицит-альбитового, углеродисто-серицитового, аргиллизитового состава.

На месторождении проявились сульфидно-вкрапленные и кварцево-штокверковые типы руд. Ранние субпластовые рудные залежи сложены кварцем, альбитом, углеродистым веществом, пиритом, шеелитом, дисперсным в пирите золотом, иридием, палладием (0,3–3 г/т Au, 0,01–1 % W, 0,01–0,8 г/т Ir, Pd). Поздние штокверковые руды представлены кварцем, альбитом, калишпатом, анкеритом, пиритом, галенитом, арсенопиритом, шеелитом, золотом, теллуридами золота-серебра, платиноидами, диспергированными в калаверите, мелоните, углеродистом веществе (содержания металлов составляют 3–26 г/т Au, 0,5–3 Ir, 0,9–8 Pd, 0,2–4,2 г/т Os). Вмещающие углеродистые пиритоносные алевролиты, аргиллиты несут 0,3 г/т Pd, 0,3 Os, 0,6 г/т Pt. Золотоносные кварц-полевошпат-гидробиотитовые метасоматиты содержат 5,1 г/т Pd, 3,5 Pt, 0,7 г/т Os, а графитистые тектониты — 8,7 г/т Pd, 4,2 Os, 13,6 г/т Pt.

Металлоносность высокоуглеродистых фаз более низкая, чем антраксолитов, графитов в тонких сростках с серицитом, гидробиотитом, кварцем, адуляром: в 4 раза менее Au, в 5 раз — Os, в 2 раза — Pt и в 1,5 раза — Pd [Новые... типы..., 1992]. Максимальные концентрации платиновых металлов отмечаются лишь в осевой зоне штокверка, где установлены наиболее глубокие процессы перегруппировки рудного вещества.

На месторождении проявилась рудно-метасоматическая зональность неодинаковой контрастности на разных участках (рис. 89). Локализация рудоносных метасоматитов биотит-полевошпат-кварцевого состава контролировалась пологими зонами разрывов вверх структуры и крутопадающими сбросо-сдвигами — внизу. Конфигурация продуктивного штокверка и его неоднородность определялись пологими разрывами на верхних горизонтах месторождения и крутопадающими — на нижних. Эти структурные особенности и определили закономерности проявления рудно-метасоматической зональности в палеогидротермальной колонне.

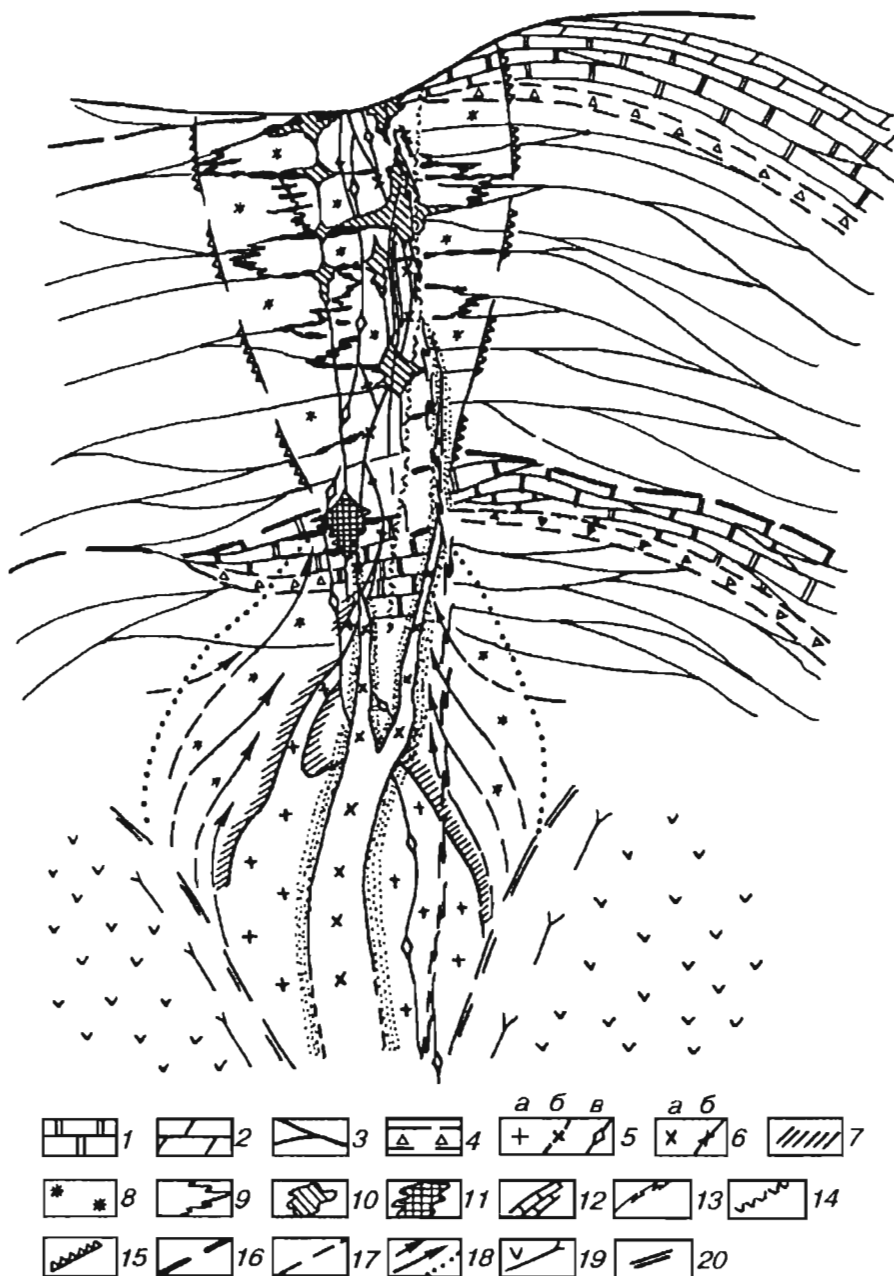


Рис. 89. Схематический разрез через месторождение Мурунтау (по Н. В. Котову и Л. Г. Порицкой):

1–4 — вмещающие породы: 1 — битуминозные доломиты, D, 2 — карбонатные, C₂, 3 — терригенная черносланцевая толща, O–S, 4 — псевдоконгломераты; 5, 6 — позднеколлизийные гранитоиды и дайки, C₃–P₁; 5 — ранние магматиты: а — порфириовидные гранодиориты-адамелли-

ты I интрузивной фазы, *б* — связанные с ними ранние гранитоидные дайки, *в* — дайки кварцевого диорита-спессартита; *б* — поздние магматиты; *а* — турмалинсодержащие граниты II фазы, *б* — связанные с ними внутрирудные гранитоидные дайки; 7 — роговики; 8 — пятнистые узловатые сланцы; 9–14 — кварцевые жилы и связанные с ними метасоматиты: 9 — кварцевые жилы I генерации — линзовидные, чаще пологие и биотит-двуполевошпатовые метасоматиты I, 10 — кварцевые жилы II генерации — «стержневые», секущие, часть «встроенные» в ранние пологие зоны разрывов; 11 — кварц-серицит-хлорит-альбитовые метасоматиты II; 12 — кварц-доломит-анкеритовые жилы, 13 — кварцевые жилы III генерации и углеродистые серицитовые метасоматиты, 14 — жильные аргиллизиты; 15 — контуры распространения метасоматитов разных типов; 16, 17 — разломы разного масштаба; 18 — направления движения металлоносных растворов; 19 — базальтовый слой земной коры; 20 — условные границы троговой области.

Месторождения уран-ванадий-золото-платиноидных руд в Карелии располагаются в северо-восточной наиболее эродированной части Онежской впадины [Савицкий и др., 1994]. Данная эпикратонная впадина выполнена вулканогенно-осадочными породами карельского комплекса нижнего протерозоя с горизонтами углеродистых метapelитов, метатuffитов с аномальными концентрациями V, U, Mo, Pb, Cu, Pd, Au, Ag.

На месторождении Верхняя Падма проявлена вертикальная рудно-метасоматическая зональность и большое разнообразие минеральных типов комплексного оруденения, зависящее от минералого-геохимических особенностей исходных пород. Во внешних частях рудоносных зон развиты рибекит-доломит-альбитовые (с флогопитом и акмитом) метасоматиты, которые к центру сменяются карбонатно-роскоэлит-хромфенгитовыми (карбонатно-слюдистыми) образованиями промежуточной зоны метасоматической колонны. Внутреннюю зону составляют хромфенгит-флогопит-роскоэлитовые метасоматиты (слюдиты). В осевых частях зон располагаются кварц-карбонатно-сульфидные и кварц-карбонатно-сульфидно-селенидные рудно-метасоматические образования жильно-штокверкового типа. В штокверковых и жильных гидротермалитах отмечается максимальная концентрация золота, палладия, платины, серебра. На выклинивании залежей карбонатно-слюдистых комплексов в флогопит-доломит-альбитовых метасоматитах находится медно-молибденовое оруденение. Под залежами уран-ванадий-золото-платино-палладиевых руд на глубинах 100–150 м нередко располагаются залежи богатых ванадиевых руд (рис. 90).

Рудоносные интервалы зоны имеют ширину 500–600 м и протяженность по простиранию 2–2,5 км. Рудные залежи слепые, размещаются на глубинах 100–180 м, по склонению зоны прослеживаются до 500 м и глубже. Рудные тела располагаются преимущественно вдоль послонных крутопадающих зон дробления, проходящих по контактам контрастных пачек вулканогенно-осадочных пород, а также в узлах их сопряжения с пологопадающими поперечными разрывами типа надвигов, представленных милонитами, микроплочатыми породами, с возникновением клиновидных тел объемного катаклаза. К ним приурочены богатые залежи комплексных руд.

Рудные залежи располагаются по границам доломитов, обогащенных гематитом, и алевролитов, туфоалевролитов, насыщенных сульфидами. Они чаще имеют очень сложную плащеобразную форму и клиновидное, пилообразное поперечное

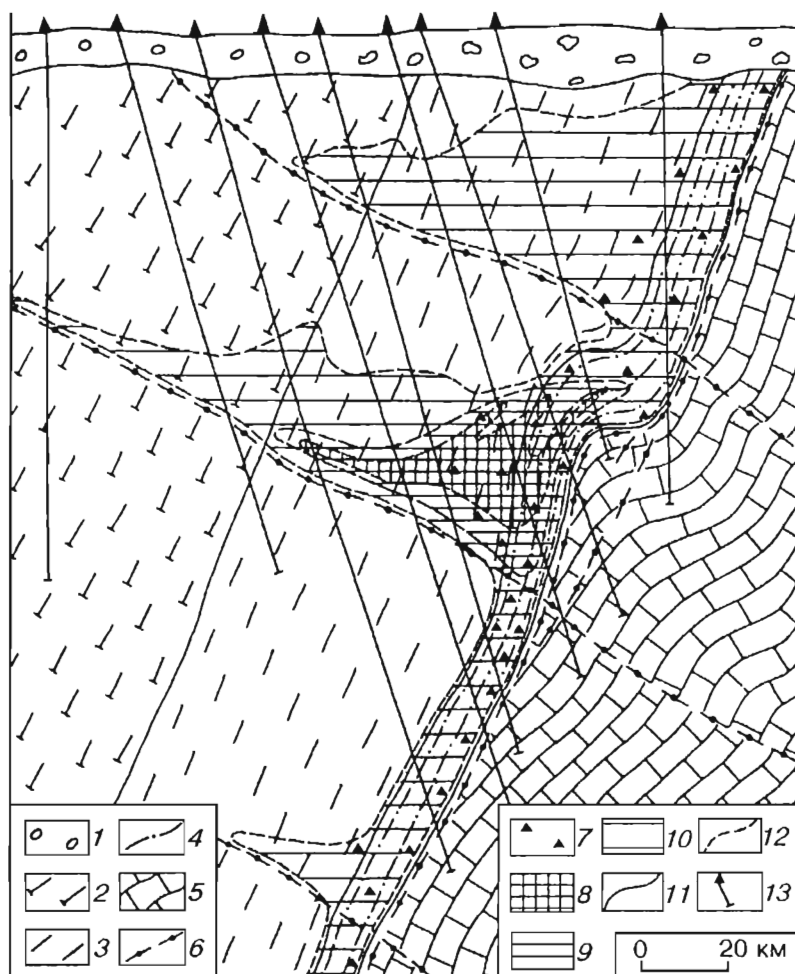


Рис. 90. Геологический разрез Падминского месторождения (по Т. В. Билибиной и др.):

1 — валунно-песчаные моренные отложения; 2–4 — породы нижней подсвиты заонежской свиты: 2 — пестроцветные карбонатно-сланцевые сланцы, 3 — шунгитсодержащие алсвопелиты и карбонатно-сланцево-полевошпатовые алевролиты с прослоями алевролитистых доломитов, 4 — разрывы; 5 — туломозерская свита, доломиты пелитоморфные и водорослевые, участками брекчиевидные и кавернозные; 6 — швы милонитов и микроскладчатых пород; 7 — брекчии и катаклазиты (многостадийные); 8–10 — околорудные и оруденелые метасоматиты: 8 — хромфенгит-роскозитовые слюдиты и кварц-карбонатно-сульфидно-селенидные гидротермалиты (совмещенные), 9 — (альбит)-карбонат-роскозит-хромфенгитовые метасоматиты, 10 — альбититы, (рибекит)-флогопит-альбитовые и кварц-альбитовые; 11 — границы пачек и прослоев осадочных пород разного состава; 12 — границы участков развития метасоматитов разного состава; 13 — скважины.

сечение. Реже отмечаются штокерково-жильные тела. Мощность залежей составляет 15–50 м, протяженность 1100–1800 м.

Размещение рудных тел определялось положением тектонических швов, зон катаклаза среди алевролитов, сланцев, доломитов, metabазальтов. Наиболее благоприятными оказались пологопадающие зоны милонитизации и рассланцевания на пересечениях с крутопадающими зонами катаклаза и телами дорудных метасоматитов. Рудные тела залегают во внутренних частях зон метасоматоза, сложенных от периферии к центру зон следующими ассоциациями: альбититами или рибекит-флогопит-альбитовыми, доломит-хромфенгит-роскоэлитовыми, роскоэлит-хромфенгитовыми слюдитами, слюдитами с селенид-сульфидно-карбонат-кварцевыми гидротермалитами. Минеральный состав рудных тел представлен настураном, коффинитом, уранинитом, золотом, серебром, палладием, платиной в сульфидах, селеносульфидах, селенидах Pb, Bi, Cu и в самородном состоянии. Благородно-металльно-селеносульфидное оруденение жильно-штокеркового типа развито внутри тел слюдитов (см. рис. 90).

Итак, для метаморфогенно-гидротермальных и магматогенных гидротермально-метасоматических потенциальных золото-платиноидных типов месторождений и рудопроявлений, развитых в зонах катаклаза и милонитизации среди черносланцевых толщ протерозоя и палеозоя складчатых структур Сибири, Казахстана, Узбекистана, установлена рудно-метасоматическая зональность.

Эта эндогенная зональность выражается в закономерной смене по вертикали сформировавшихся рудно-метасоматических колонн различных типов метасоматитов и руд. В обобщенном виде представляется такая зональность (снизу вверх): кварц-альбит-калишпатовые (или пропилитовые) метасоматиты с вкрапленными, прожилково-вкрапленными золото-платиноидно-сульфидными рудами; затем в средней части разреза березит-лиственитовые фации метасоматитов с штокерковыми золото-платиноидно-кварцево-сульфидными рудами и вверху карбонатно-хлоритовые фации метасоматитов с жильными кварц-золото-платиноидными продуктивными комплексами. Общая вертикальная протяженность таких палеоколонн может составлять 1,8–3,8 км и более.

Рудные поля и месторождения фиксируются гравитационными и геохимическими аномалиями как переходные зоны между региональными отрицательными и положительными полями над проявившимися палеодиапирами — зонами разуплотнения горных пород. Месторождения обычно окружены отрицательными или пониженными значениями геохимических полей в низу рудно-метасоматических колонн и положительными аномалиями — вверху (Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Ni, Co, V, Ag, Au, Pt, Pd). Эндогенная геохимическая зональность подчеркивается закономерной сменой состава и свойств газово-жидких включений в минералах метасоматитов и руд, а также изотопным составом серы рудогенных сульфидов.

Устанавливаемая рудно-метасоматическая зональность используется в качестве оценочных критериев при определении глубины распространения того или иного типа оруденения и уровней эрозионного среза отдельных частей рудно-метасоматических зон. На этих количественных моделях основано создание прогнозно-поисковых комплексов для выявления скрытого комплексного оруденения в различных структурах земной коры.

5.4. Геологические и геохимические модели формирования потенциальных комплексных золото-платиноидных месторождений

5.4.1. Мантийно-коровая модель формирования комплексных месторождений

Автором предлагается мантийно-коровая модель формирования наиболее крупных рудных полей и комплексных месторождений золота и платиновых металлов в черносланцевых горизонтах терригенно-вулканогенных, терригенных толщ. Рудоносные черносланцевые толщи развиты в офиолитовых, вулканических поясах, в их бортах и прилегающих сининверсионных, наложенных компенсационных терригенных синклиналях. Эти рудные объекты формировались в рифтогенных структурах на участках активного проявления глубинных палеодиапиров и флюидных потоков по крупным расколам земной коры и мантии [Коробейников, 1990а, 1991а,б, 1992а, 1996]. Рудовмещающие черносланцевые горизонты оказались аккумуляторами металлоносных палеогидротерм и комплексного благороднометалльного гидротермально-метасоматического оруденения. Глубинные флюиды через метасоматическое перераспределение Au, Pd, Pt, Os, Ir в офиолитовых сериях пород, включающих гипербазиты, габброиды, плагиограниты, эффузивы, кремнистые образования, в благоприятных структурах наложенных терригенных синклиналей формировали комплексную минерализацию.

Разогрев и разуплотнение мантии в краевых частях поднимавшихся палеодиапиров приводили к увеличению объема вещества и к образованию сводовых поднятий в геосинклинальных областях и зонах ТМА. Краевые участки развивающихся рифтогенных структур земной коры представляли собой относительно неглубокие приразломные прогибы. Рудоносные наложенные синклинали, расположенные в бортах и на выклинивании офиолитовых поясов, рассматриваются как компенсационные структуры, проявившиеся в верхней части земной коры под воздействием палеодиапиров [Коробейников, 1991а,б, 1995б]. В таких компенсационных структурах и возникали рудоносные черносланцевые формации. Одновременно с заложением разломов рифтогенного типа, растяжением и проникновением флюидонасыщенной магмы происходило проседание коры и образование котловин окраинных морей, в которых отлагались терригенные образования, обогащенные органикой и металлами. В крупных расколах земной коры краевых и фронтальных прогибов формировались гипербазиты, габброиды, плагиограниты офиолитовой ассоциации. Характер и масштабы концентрирования халькофильных элементов, золота, платиноидов существенно определялись поведением серы, хлора, цианидов во флюидах. Длительно существовавшие термофлюидопотоки обеспечивали широкий фронт перераспределения и выноса компонентов боковых пород по пути продвижения глубинных флюидов. Для наиболее крупных магмо-рудно-метасоматических зон, возникавших в апикальных частях интрузий, дайковых пучков среди черносланцевых толщ, выявляются признаки глубинных флюидопотоков. Они проявляются в мигматитах и автометасоматитах в виде протяженных на глубину зонально построенных метасоматических колонн со следами постепенного окисления глубинных флюидов кверху этих палеоколонн, что подчеркивается зональным изменением минеральных парагенезисов с глубиной. В таких условиях формирование комплексных месторождений в черносланцевых толщах происходило путем синхронного рудообразования с метасоматизмом.

Рудные объекты комплексного типа чаще приурочены к сводово-глыбовым структурам складчатых поясов, возникшим в условиях рифтогенеза или тектономагматической активизации ранее консолидированных складчатых или платформенных структур. По завершенности своего оформления среди подобных структур можно выделить *структуры начального, неполного и полного (завершенного) развития*. Формирование таких нетрадиционных комплексных месторождений обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров — тектонометасоматического разуплотнения мантийно-корового вещества, гипербазит-базит-плагиогранитного магматизма и метасоматизма под воздействием глубинных флюидных потоков. Островодужные, окраинно-континентальные, рифтогенно-континентальные геодинамические обстановки оказывались благоприятными для формирования флюидонасыщенных металлоносных магм и палеогидротермальных систем. Некоторые исследователи возникновение подобных рудоносных структур, их зональности, неоднородности внутреннего строения связывают с одновременным функционированием мантийных и коровых очагов над глубинными диапирами при формировании разновозрастных континентальных, островодужных рифтовых зон, с параллельными проявлениями разнородных геологических процессов, с последовательно протекавшими процессами ТМА [Грачев, 1987; Милановский, 1987; Летников, Казанский, 1991; Металлогения..., 1992; Пушаровский, 1993; Фадеев, 1993; Щеглов, 1995; и др.].

Для *структур начального рифтогенного развития* свойственны сводовые поднятия, глубинные расколы земной коры с незначительным проявлением магматизма в форме даек, штоков габбро-диорит-лампрофирового, эссекситового состава, интенсивных метасоматических процессов и комплексного золото-платиноидного оруденения. Например, золото-платиноидное месторождение Сухой Лог в черносланцевых толщах протерозоя Бодайбинского синклинория Байкало-Патомского нагорья сформировалось в окраинно-континентальном перикратонном морском бассейне в результате заложения внутриконтинентальной рифтовой системы. Судя по элементному составу рудовмещающих толщ (Ni, V, Co, Cu, Zn, Ag, Au, Pt, Pd), их формирование происходило при разрушении пород Сибирской платформы и Байкало-Муйского офиолитового пояса под влиянием активной подводной гидротермальной деятельности [Немеров, 1989; Митрофанов и др., 1995]. Подобные рудные объекты следует относить к образованиям синхронного рифтогенеза (по терминологии А. Д. Щеглова [1997]).

Для *структур неполного рифтогенного развития* характерны горстовые антиклинальные структуры с рудоносными терригенными толщами углеродистого типа, метаморфизованными в условиях пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма; умеренное развитие интрузий габбро-плагиогранитной формации; проявление рифтогенных впадин, разрывов, кольцевых структур, гидротермальных метасоматитов с продуктивной золото-платино-сульфидной минерализацией. Типичным примером может служить Нежданинское месторождение Якутии, расположенное в горстообразном блоке в своде асимметрично-коробчатой антиклинали пермско-триасового возраста.

Рудоносные структуры полного (завершенного) рифтогенного развития отличаются типичными сводово-глыбовыми поднятиями, впадинами, которые фор-

мировались в условиях палеофокальных зон, палеодиапиризма, интенсивного мантийно-корового магматизма, метасоматизма при воздействии процессов ТМА. Характерными признаками продуктивных черносланцевых формаций, возникавших под влиянием активного подъема мантийно-коровых палеодиапириров, являлись высокие скорости прогибания компенсационных наложенных синклиналей в условиях малых и средних водных глубин бывших палеобассейнов. Заложение рудоносных структур происходило в период завершения рифтообразования в бортах сводовых поднятий. Типичные представители таких комплексных объектов — Саралинское, Боко-Васильевское, Бакырчикское, Зун-Холбинское, Октябрьское, Ирокиндинское, Олимпиадинское, Воронцовское месторождения.

Для этих структурно-формационных зон свойственны рифтогенные унаследованные и наложенные компенсационные впадины, выполненные терригенно-вулканогенными отложениями с черносланцевыми горизонтами и интенсивным развитием базит-гипербазитового, габбро-плагиогранитного магматизма в форме штоков, свит даек. Глубинные разломы и оперяющие их разрывы II порядка контролировали размещение этих интрузий, их дайковых серий, базальт-андезитовых вулканитов, метасоматитов. Разрывы, зоны трещиноватости II и III порядков обеспечивали размещение комплексного золото-платиноидного оруденения в тектонитах черносланцевых толщ, мигматитов на участках интенсивного гидротермального метасоматоза и сульфидизации пород.

Платиновые металлы в рифтогенных структурно-формационных зонах офиолитовых поясов размещаются закономерно: наиболее тугоплавкие Os, Ir чаще контролировались во внутренних полосах-блоках (горстах), непосредственно включающие в себя офиолиты, а более легкоплавкий Pd приурочен к внешней полосе синклинальных компенсационных структур в бортах и на выклинивании офиолитовых поясов. Например, от внутренней зоны Чарского офиолитового пояса (горста) к его внешней зоне наблюдается сокращение уровня концентрации платиновых металлов с K_n от 12 700 до 860 и даже 230–3 в метасоматитах и золотых рудах Костобе-Эспинско-Миалинского внешнего структурного блока Западной Калбы [Коробейников, 1991б].

5.4.2. Геотектоническая позиция рудоносных черносланцевых толщ

Рудоносные черносланцевые формации возникали в специфических условиях островодужных и континентальных окраин геосинклинальных этапов становления земной коры, в континентальных платформенных, рифтогенно-континентальных обстановках. В возрастном отношении эти терригенные, терригенно-вулканогенные формации характеризуются широким диапазоном формирования — от раннего протерозоя до мезозоя. Например, черносланцевые формации нижнего-среднего протерозоя Ленского золотоносного района оформлялись в условиях доинверсионного этапа развития внешнего пояса байкальской геосинклинали на больших и малых водных глубинах [Шер, 1972; Буряк, 1982; Вахромеев, Семинский, 1983].

В Западном Узбекистане черносланцевые толщи рифея формировались в начальных и конечных этапах развития миогеосинклиналей. Ряд рудных полей совмещен или сближен с областями развития пород офиолитовой ассоциации [Ушаков и др., 1976]. Черносланцевые толщи нижнего карбона соседней Туркестано-Алайской зоны развивались при восстановлении геосинклинальных условий пос-

ле инверсии (S_1 – D_2) во вторичных вулканогенных прогибах при участии гипербазитов. В Енисейском кряже золотоносные удерейская и кординская углеродистые свиты возникали в начальный период развития байкальской геосинклинали [Лопатин, 1982]. На Тянь-Шане также установлены геосинклинальные условия образования черносланцевых толщ рифей-вендского возраста, вмещающих золоторудные месторождения [Асаналиев и др., 1985]. Формирование рудовмещающих черносланцевых толщ перми Восточной Якутии происходило в доинверсионный этап в краевом прогибе между Сибирской платформой и Западной периферической зоной [Вахромеев, Семинский, 1983]. Черносланцевые рудоносные толщи нижнего и среднего карбона Западной Калбы в Казахстане возникали в инверсионных и наложенных прогибах в борту устойчивого внутригеосинклинального поднятия, выполненного породами офиолитовой ассоциации [Коробейников, Масленников, 1994].

Рудовмещающие черносланцевые толщи палеозоя золоторудного пояса Джунго-Тредвелл на Аляске образованы в доинверсионный этап развития геосинклинали и пространственно ассоциируют с породами офиолитового комплекса [Price et al., 1972; Williams, Gabrielse, 1972; Белоусов, 1978]. В золоторудном поясе Мозер-Лоуд Северной Америки рудовмещающие черные сланцы формации Калаверас сформированы в конце инверсионного этапа развития геосинклинали, а формации Марипоза — в начале невадийского орогенеза [Eardley, 1951]. Здесь золотое оруденение по надвигу контактирует с офиолитами. В золоторудной провинции Западная Виктория в Австралии рудовмещающие черносланцевые толщи ордовикского возраста возникали в доинверсионный этап становления Тасманской геосинклинали [Tomas, Singleton, 1956; Singleton, 1965]. Месторождения располагаются на западном крыле антиклинория Хиткот-Маунт-Ульям, выполненного образованиями офиолитовой ассоциации кембрия и прорванных более поздними протрузиями гипербазитов [Колотухина и др., 1974].

Формации черных сланцев всех золотоносных регионов образовывались в близких палеогеографических условиях. Отмечается ритмическая слоистость, наличие градационной и косой слоистости потокового типа; вкрапленность сульфидов, сапропелевый тип $C_{орг}$ и очень малые содержания битумоидов (0,006–0,008 %). Характерны слои с различными содержаниями пелитового, алевроитового материала, оползневые явления, близкие содержания $C_{орг}$ (0,3–5,6 %) и значения отношений $Fe_2O_3:FeO$ (0,1–1,98).

Золотоносные формации обособляются в отдельную группу, отличную от других формаций черных сланцев.

Рудоносные черносланцевые формации являются особыми геологическими образованиями, возникавшими в специфических геодинамических обстановках, и подвержены существенным тектоническим преобразованиям с возникновением тектонитов в понимании М. П. Лобанова и др. [1976]. В 66 % рудоносных черносланцевых толщ, вмещающих промышленные золоторудные и золото-платино-металльные месторождения, обнаружена пространственная связь между офиолитами и вулканогенными поясами. Отмечается пространственное размещение этих формаций на склонах устойчивых внутригеосинклинальных поднятий или в зонах глубинных разломов (трогах) и рифтогенных структурах. Палеоостроводужные, окраинно-континентальные геодинамические обстановки оказались

благоприятными для формирования комплексных месторождений благодаря влиянию палеосейсмофокальных зон, палеодиапиризма, мантийно-корового метасоматизма, магматического замещения и магматической дифференциации [Говоров, 1987]. Рудно-магматические системы такого типа развивались в мантии и коре под воздействием флюидных потоков при процессах растяжения. Основные геодинамические причины проявления палеодиапиров — это периодически повторяющиеся объемные деформации (деформации упругого последствия), которые служили энергетическими источниками активности глубинных магм и флюидов [Глухманчук, 1992].

Гидротермально-метасоматические процессы, протекавшие в верхних частях земной коры при распаде глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами, обеспечивали значительное разуплотнение исходных горных пород благодаря явлениям гидратации их с увеличением объемов блоков измененных пород до 16–20 %. Именно взаимодействие глубинных высоконагретых флюидов, поступающих по структурно-тепловым каналам в верхние блоки земной коры, со свободными водами осадочных толщ могло обусловить столбообразный характер развития гидротермально-метасоматических процессов в терригенных черносланцевых толщах. Сопутствующие явления гидротермального «промачивания», развивавшиеся в верхних частях палеодиапиров и над ними, способствовали стягиванию свободных трещинных и поровых вод к нагретым гидротермальным потокам. Все это могло обеспечить столбообразную форму суммарных гидротермальных потоков, вызывавших преобразование боковых пород. Этим объясняется значительная вертикальная протяженность формировавшихся рудно-метасоматических колонн до 3,2–3,8 км и более.

В результате при дешифрировании аэрокосмических фотоснимков таких регионов отчетливо выступают контуры палеогидротермального «промачивания» в различных типах рудовмещающих толщ, где преобразовывались черносланцевые толщи и возникали комплексные золото-платиноидные объекты (см. рис. 2). Такие инъективные дислокации, связанные с проникновением глубинного вещества в земную кору, отражаются на поверхности Земли кольцевыми, дуговыми структурами размером 0,5–60 км в диаметре. Они хорошо дешифрируются по аэрокосмическим снимкам и связаны с развитием палеодиапиров, сопровождающих магматитов, метасоматитов, возникавших при распаде магмофлюидных глубинных систем в верхних частях земной коры при встрече трещинных вод, где и происходило метасоматическое рудоотложение.

5.4.3. Особенности геологического строения золотоносных площадей офиолитовых поясов

Рудоносные офиолитовые пояса рассматриваемых складчатых областей структурно сопряжены с зонами глубинных разломов I порядка и представляют собой узкие и протяженные эвгеосинклинальные прогибы (троги) до 500–700 км и шириной около 10–25 км [Щеглов, 1967]. Офиолитовые эвгеосинклинали сопоставляются с современными глубоководными желобами. Среди всего разнообразия геосинклинальных прогибов этих областей выделяются три типа структур: внутренние шовные интрагеосинклинали, внешние шовные интрагеосинклинали и импозитивные шовные геосинклинальные прогибы. Отдельным структурно-фор-

мационным зонам свойственно проявление унаследованных и наложенных впадин, прогибов, выполненных терригенно-вулканогенными или терригенными отложениями со слабым или интенсивным развитием интрузивного базит-гипербазитового и габбро-плагиогранитного магматизма. Глубинные разломы и оперяющие их разрывные структуры II порядка контролировали размещение базит-гипербазитовых и габбро-плагиогранитных интрузий, их дайковых комплексов, базальт-андезитовых эффузивов. Разрывы, зоны трещиноватости, дробления II и III порядков обеспечивали размещение золото-платиноидного оруденения в телах базит-гипербазитов и черносланцевых горизонтов на участках их интенсивного гидротермального метасоматоза и сульфидизации пород.

В офиолитовых поясах выделяются следующие ассоциации магматитов [Маркушев, 1989]: 1) дунит-гарцбургитовые гипербазиты и низкокалиевые толеитовые базальты; 2) дунит-клинопироксенитовые ультрабазиты в ассоциации с субщелочными высококалиевыми базальтоидами верхних частей эвгеосинклинальных разрезов. Эти серии магматитов обусловлены дифференциацией глубинных магм, находящихся под водно-водородным давлением. Для второго типа дифференциации свойственно более высокое флюидное давление при взаимодействии с трансмагматическими флюидами и возрастание в расплавах калий-натриевого отношения [Там же].

Региональный метаморфизм горных пород изменяется от внешних блоков офиолитовых поясов к их внутренним частям от цеолитовой, пренит-пумпеллиновой до зеленосланцевой фаций.

5.4.4. Геолого-генетическая модель формирования комплексных месторождений

Осадочно-диагенетические, гидротермально-осадочные золото-платиноидные руды в медистых песчаниках и сланцах (мансфельдский тип) пред- и межгорных прогибов распространены в разновозрастных складчатых поясах, на платформах, в зонах ТМА (месторождения цехштейна Польши, медистых песчаников Джезказгана в Казахстане, Удокана в Забайкалье, Предуралья). В эту группу входят продуктивные минеральные образования, возникшие при протекании осадочных (мутьевые потоки или так называемые «микститы»), вулканогенно-гидротермально-осадочных и ремобилизационно-метаморфогенных процессов. Типичными представителями являются обогащенные золотом, платиной, палладием (до 10–3000 г/т) маломощный (20 см) меденосный горизонт черных глинистых сланцев цехштейна Нижней Силезии [Kucha, 1983, 1984, 1992], а также медистые песчаники перьми Предуралья.

Магматогенно-гидротермально-метасоматические потенциальные комплексные месторождения золота и платиноидов наиболее распространены в зонах метасоматоза черносланцевых толщ в рифтогенных структурах протерозойско-фанерозойских офиолитовых и вулканогенных поясов. Из них наиболее крупные рудные объекты располагаются в компенсационных синклиналях рифтогенного типа, возникших на площадях развития мантийно-коровых палеодиапиров: рудные поля Западной Калбы в Казахстане; Саралинское, Коммунаровско-Балахчинское в Кузнецком Алатау; Амыло-Систигхемский, Ольховский рудные районы Восточного Саяна; Зун-Холбинское Южного Прибайкалья; Сухой Лог Северного Прибайкалья; Ирокиндинское Восточного Забайкалья; Олимпиадинское, Васильевское Енисейского

кряжа; Воронцовское на Урале. Для таких палеогидротермальных объектов свойственна ступенчатая природа накопления золота и платиновых металлов в рудолокализирующих структурах среди углеродистых терригенно-вулканогенных толщ верхних частей офиолитовых разрезов благодаря последовательно протекавшим процессам осадкообразования, метаморфизма и метасоматизма [Коробейников и др., 1989; Коробейников, Масленников, 1994; Коробейников, 1995а,б, 1997а].

Проявления благородных металлов размещаются в зонах альбит-калишпатовых, пропилитовых, березит-лиственитовых, аргиллизитовых метасоматитов на выклинивании, в бортах офиолитовых поясов, непосредственно в гидротермально измененных офиолитах. По взаимоотношениям комплексных руд с различными магматитами и геохимическим данным можно полагать о парагенетической связи комплексного оруденения с габбро-плагиогранитными интрузиями, которые рассматриваются как заключительные образования единых гипербазит-базит-плагиогранитных серий, производных глубинных базальтоидных магм. Ранее установлено накопление золота в породах и флюидах поздних фаз габброидных и гранитоидных интрузий: $K_{Au}^H = 1,5-2,7$ и $1,7-7,5$ [Коробейников, 1981, 1987]. Это связано с явлениями флюидизации и сульфуризации поздних порций расплава благодаря подтоку глубинных флюидов в промежуточные камеры. Например, коэффициенты распределения металла между флюидами и расплавом базальтоидных интрузий составили, как 21:1, а для рудогенерирующих гранитоидных интрузий — 53–296:1 [Коробейников, 1981; Рябчиков, Орлова, 1984; Коробейников, Миронов, 1992]. Экспериментами А. Г. Миронова [1981], термодинамическими расчетами А. Л. Павлова [1979] определено накопление золота в расплаве смешанного состава, обусловленное деполимеризацией расплавов в зоне смешения за счет повышения концентрации FeO , H_2O и явлений ферритизации и сульфидизации.

Генетическая связь оруденения с габбро-плагиогранитными интрузиями, завершавшими офиолитовые серии магматитов, подчеркивается минералого-геохимическими данными, в том числе повышенными параметрами распределения Au , Pt , Pd , Os , Ir , Rh , Cr , Ni , Ti в магматитах и сопутствующих метасоматитах. При охлаждении и дифференциации магмы (с повышением ее кремнекислотности) усиливалась отделяемость рудных компонентов от расплава, что отчасти обусловлено координационным эффектом и концентрацией их во флюидной фазе. Такие трансмагматические и послемагматические флюиды в условиях термостатированных флюидопотоков на геолого-структурных и геохимических барьерах в черносланцевых толщах формировали большие объемы продуктивной минерализации. Неравномерные структурно-морфологические (вкрапленные, штокверковые, жильные) и минеральные типы руд отлагались в различных частях возникавших магмо-рудно-метасоматических колонн с образованием рудно-метасоматической зональности.

Для объяснения природы эндогенного комплексного рудообразования в черносланцевых толщах офиолитовых и вулканогенных поясов используется модель астеносферного диапиризма, мантийного и внутрикорового метасоматизма. Согласно представлениям ряда исследователей [Артюшков, 1979; Белоусов, 1982; Anderson, 1987; Фролова и др., 1989], диапиры возникают в результате подъема легкого, сильно разогретого вещества из пограничной области внешнего ядра Земли и нижней мантии. В пограничном слое между нижней и верхней мантией температура диапира могла достигать 1900–2000 °С [Фролова и др., 1989]. При такой темпе-

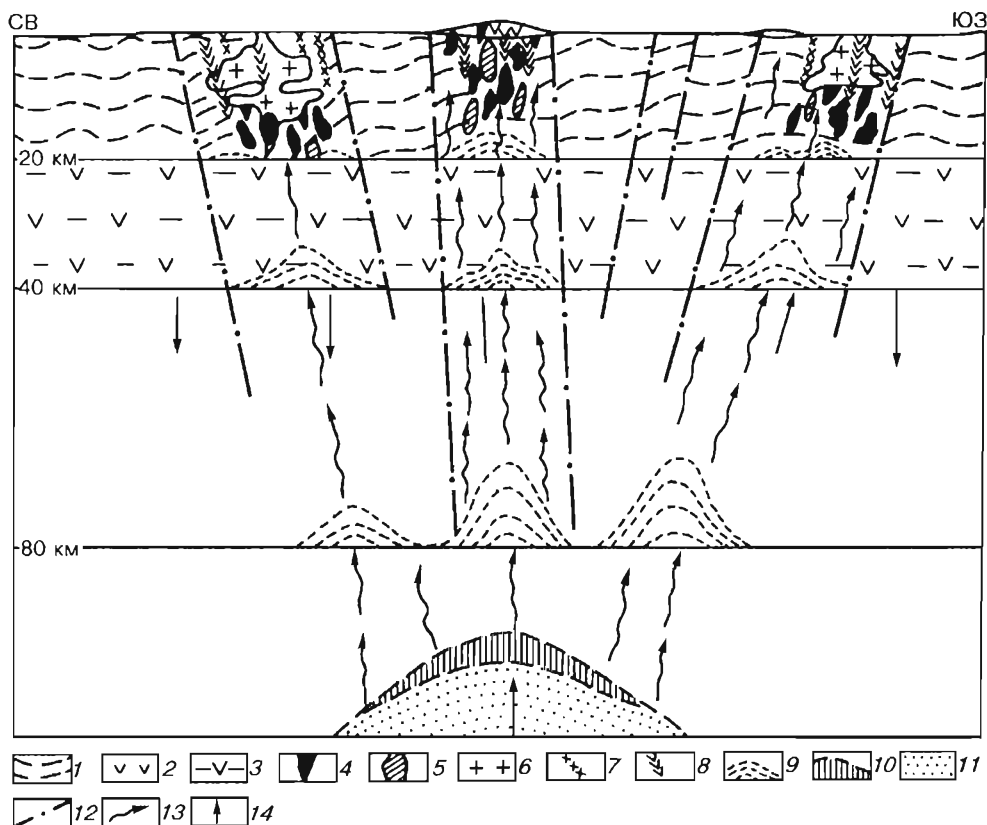


Рис. 91. Модель формирования комплексных золото-платино-платиноидных руд в черносланцевых горизонтах Чарского оphiолитового пояса Северо-Восточного Казахстана:

1 — седиментная кора; 2 — излившиеся андезитобазальты; 3 — комплекс высокометаморфизованных пород; 4 — гипербазиты; 5 — габброиды; 6 — гранитоиды; 7 — дайки диорит-лампрофиров, плагиогранит-порфиров; 8 — дайки диабазов долеритов, порфиров; 9 — внутрикоровые диапиры зоны формирования средних, кислых и основных расплавов; 10 — глубинные расплавы диапиров; 11 — зоны частичного плавления образований диапира; 12 — глубинные разломы I-II порядков; 13 — глубинные флюидопотоки; 14 — направление движения магматизирующей области диапира.

ратуре диапиры могли «всплывать» при термальном расширении или отделении плотных фаз исходного вещества. Эти палеодиапиры обеспечивали активный магматизм в зонах глубинных разломов (рис. 91). Летучие компоненты даже при небольшом количестве (1–2 объем.%) способствовали почти полной деполимеризации коматитовой магмы. Такие магмы достигали поверхности Земли по зонам глубинных разломов. Если осуществлялась жидкостная или кристаллизационная дифференциация в верхней мантии, то следовало разделение вещества на ультраосновную и базитовую части. Такие магмы оказывались исходными для оphiолитовых комплексов. Подобные оphiолиты, фиксирующие ранние магматические проявления в геосинклиналях, автор связывает с мантийным диапиризмом.

В пределах крупных расколов земной коры и мантии поднимающийся диапир прогревал и разуплотнял вещество мантии. Разогрев и разуплотнение мантии в краевых частях «всплывающих» диапиров приводили к увеличению объема вещества и к образованию сводовых поднятий в геосинклинальных областях. Краевая часть формирующейся структуры земной коры в это время представляла собой относительно неглубокий приразломный прогиб, где и формировались вулканогенно-терригенные или терригенные осадки. Рудоносные наложенные синклинали, возникавшие в бортах и на выклинивании офиолитовых поясов, автор рассматривает в качестве компенсационных структур рифтогенного типа проявлявшихся палеодиапиров [Коробейников, 1991а,б]. В таких компенсационных структурах впоследствии формировались рудоносные черносланцевые формации (см. рис. 91).

Наряду с подъемом формирующегося диапира происходило его частичное плавление и миграция в кору по тектоническим зонам возникавших магм. Вероятной моделью генерации первичных магм в зонах выплавления из мантии можно считать частичное плавление исходного пиролитового субстрата по фракционной схеме [Perchuk, 1987; Горбачев, 1989; Фролова и др., 1989]. При этом высоконагретые летучие компоненты отделялись от диапира и, поднимаясь вверх, прогревали породы земной коры и вовлекали их в магмообразование с возникновением средних и кремнекислых ассоциаций магматических пород. Эти породы являлись продуктами смешения базальтовых мантийных магм с материалом земной коры или с коровыми выплавками. К типичным продуктам таких процессов относятся породы габбро-плагиогранитной формации, широко развитые в офиолитовых поясах и в черносланцевых толщах наложенных компенсационных синклиналей.

Процессы дифференциации магм в возникавших промежуточных очагах обеспечивали формирование базит-гипербазитовых и плагиогранитных комплексов. В промежуточных очагах-камерах происходили процессы дифференциации магм, их насыщение глубинными флюидами, несущими тяжелые металлы. В результате интенсивных растягивающих усилий в зоне офиолитового пояса при отмирании диапира в коре проявлялись рифтогенные разломы, разрушавшие сводовое поднятие. Происходило проседание коры и образование котловин окраинных морей, в которых следовало отложение терригенных пород, обогащенных органикой. На участках наибольшего подъема мантийного диапира обособились внутригеосинклинальные поднятия и рифтогенные компенсационные прогибы с черносланцевыми толщами. Здесь вертикальные ряды единых серий магматитов включали в себя базальты, андезиты и интрузивные ультрабазит-базиты. Они сменялись известково-щелочными ассоциациями с небольшими объемами средних и кислых пород, образующими более поздние штоки и дайки габбро-плагиогранитной формации. Ранние гипербазит-базитовые интрузии в офиолитовых поясах принимали участие в золото-платиноидном оруденении путем проявления автометасоматоза и особенно путем наложения гидротермально-метасоматических процессов, обусловленных становлением габбро-плагиогранитных интрузий. В этот период инверсии формировались флюидизированные малые интрузии и дайковые серии. Сопровождающие гидротермально-метасоматические процессы приводили к дополнительному отторжению Au, ЭПГ из гипербазит-базитов, углеродистых сланцев и к насыщению ими рудообразующих гидротерм.

Рудные поля и месторождения в компенсационных рифтогенных структурах формировались благодаря влиянию палеофокальных зон, палеодиапиризма, ман-

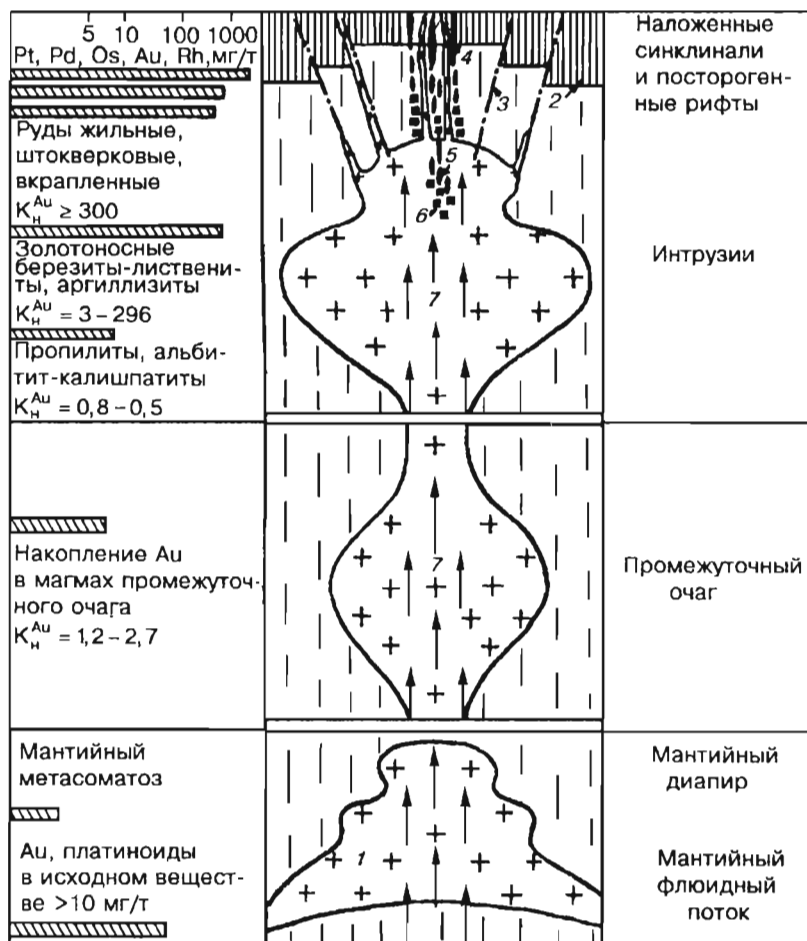


Рис. 92. Мантийно-коровая модель формирования золото-платиноидных месторождений в офиолитовых поясах:

1 — гипербазит-базит-плагиогранитные интрузии; 2 — компенсационные синклинали и посторогенные рифты; 3 — региональные разломы; 4–6 — руды: 4 — жильные, 5 — штокверковые, 6 — вкрапленные; 7 — флюидный мантийный поток.

тйно-корового метасоматизма, магматического замещения и дифференциации. Рудно-метасоматические системы такого типа развивались в коре под воздействием флюидных потоков при процессах растяжения.

Обнаружена тесная пространственная связь между большинством комплексных месторождений складчатых поясов и сининверсионным-орогенным гранитоидным магматизмом повышенной основности (габбро-плагиогранитной формации и формации батолитов пестрого состава). Размещение основных рудных полей и месторождений контролируется надинтрузивными зонами и поясами даек диорит-лампрофирового и диабазового рядов [Коробейников, 1990а, 1991а].

В этап формирования флюидонасыщенных магм и сопровождающих металлоносных флюидов в пределах верхней мантии происходили явления внутримантийного метасоматоза и накопления золота, платиноидов во флюидизированных магмах и, особенно, в глубинных флюидах. Предшествующий плавлению мантийный метасоматоз возможно являлся одним из главных механизмов, стимулировавших магмообразование. Здесь можно выделить глубинные области (≥ 60 км), где преобладали процессы экстракции некогерентных элементов восходящими потоками глубинных флюидов, и области разгрузки флюидов (15–5 км), где расплавы и породообразующие минералы обогащались некогерентными элементами, в том числе золотом и платиноидами (рис. 92) [Горбачев, 1989; Фролова и др., 1989; Коробейников, 1996].

Магматические процессы в земной коре сопровождались метасоматическими явлениями с образованием крупных рудно-метасоматических колонн. Длительно существовавшие термофлюидопотоки обеспечивали широкий фронт перераспределения и выноса компонентов боковых пород по пути продвижения флюидов. Формирование таких комплексных магматогенных месторождений в черносланцевых толщах, в офиолитах происходило путем синхронного рудообразования с метасоматизмом при распаде магмофлюидных систем в верхних частях земной коры [Коробейников, 1981, 19916].

5.4.5. Геолого-геохимическая модель формирования комплексных месторождений

Как указано в предыдущем разделе, основными причинами накопления благородных металлов оказались флюидизация и сульфуризация поздних порций магматических расплавов. Все это способствовало обогащению благородными металлами исходных магм и гипербазит-базит-плагиогранитных интрузивных тел. Парagenетическая связь комплексного оруденения с габбро-плагиогранитными интрузиями, завершавшими офиолитовые серии магматитов, подчеркивается минералого-геохимическими данными, в том числе повышенными параметрами распределения Au, Pt, Pd, Os, Ir, S, As и ореолами Cr, Ni, Ti, Au, As, Pt, Os, Pd в зонах сопутствующих метасоматитов. Геохимические исследования магматитов, углеродистых пород, метасоматитов показали повышенные концентрации (вплоть до промышленных) благородных металлов в метасоматитах, несущих пирротин, пирит, халькопирит, борнит, арсенипирит. Максимальные концентрации Au, Pt, Os, Ir, Rh, Pd выявлены в сульфидизированных апосланцевых, апогипербазитовых лиственитах, серпентинитах. Рудоносные тела метасоматитов характеризуются такой зональностью: внизу — альбит-калишпатовые или пропилитовые убогопродуктивные породы, а в средней и верхней частях — рудоносные листвениты-березиты, аргиллизиты. Богатые комплексные руды зафиксированы в средних и верхних частях этих рудно-метасоматических колонн.

Обобщенная модель формирования золото-платиноидных руд в черносланцевых толщах рифтогенных структур, вулканогенных поясов фанерозоя представляется в таком виде. В основу положена концепция развития диапиров, мантийного и внутрикорового метасоматизма (см. рис. 91, 92):

1. Внедрение по глубинным расколам земной коры базит-ультрабазит-плагиогранитных интрузий и формирование флюидизированных офиолитовых комплексов.

2. Образование рудоносных базит-ультрабазитовых магматитов через промежуточные очаги-камеры при подтоке глубинных флюидов, обеспечивших ферритизацию, сульфидизацию и дальнейшую дифференциацию исходных мантийных базальтоидных магм.

3. Формирование золотоносных, платиноидных сульфидсодержащих гипербазит-базитовых тел через промежуточные магматические камеры (при фиксации серы в магматических системах).

4. Контаминация магм коровым материалом при диапиризме и насыщение их сероносными и металлоносными флюидами — продуктами дифференциации глубинных магм приводили к формированию малых интрузий габбро-плагиогранитной формации и метасоматитов альбитит-калишпатит-пропилит-лиственит-аргиллизитовых формаций.

Рудогенерирующими явились многофазные габбро-плагиогранитные интрузии с натриево-хлорной и роданистой специализацией металлоносных флюидов. Верхние части таких интрузий и дайковых серий габбро-диабазов, диорит-лампрофиров подвержены площадному и околотрещинному метасоматозу с проявлением в нижних частях рудно-метасоматических колонн отрицательных геохимических аномалий ($K_n^{Au} = 0,8-0,4$), а в верхних частях этих колонн — положительных геохимических аномалий ($K_n^{Au} = 1,8-190$).

Ранние базит-гипербазитовые интрузии принимали участие в золотом оруденении путем автометасоматоза и особенно путем наложения гидротермально-метасоматических процессов, обусловленных становлением габбро-плагиогранитных интрузий. В этот период инверсии формировались флюидизированные «малые интрузии» и дайковые серии. Сопровождающие гидротермально-метасоматические процессы приводили к дополнительному отторжению золота, платиноидов из базит-гипербазитовых пород, вмещающих углеродистых сланцев и к насыщению ими рудообразующих гидротерм. Образование ранних щелочных автометасоматитов и поздних бессульфидных лиственитов обеспечивалось гидротермами с перераспределением и выносом металлов до 20–40 мас.% ($K_n = 0,8-0,6$), а поздние околорудные сульфидоносные березиты-листвениты — с их привносом ($K_n^{Au, Pt} = 190-410$). Расчеты баланса вещества при щелочном автометасоматозе выявили вынос Au из замещаемых габброидов и гранитоидов до 5–12 мг/м³. Изучение газово-жидких включений в минералах магматитов, магнезиальных скарнов и сопровождающих метасоматитов рудоносных площадей позволяет сделать вывод о насыщенности рудообразующих растворов хлором, серой, уголекислотой, роданионом [Коробейников, 1979]. Экспериментальные исследования А. Г. Миронова [1981] в термоградиентных условиях показали, что могли происходить явления разделения путей миграции Na и Cl в колонне метасоматоза, где Na пошел на формирование альбита, а Cl совместно с захваченными из боковых пород золотом и платиноидами выносились вверх по разрезу.

5. Насыщение тел метасоматитов сульфидами сопровождалось концентрацией Au, Pd, Pt, Ir, Os, Rh. Следовательно, гидротермально-метасоматические процессы в офиолитовых поясах с черносланцевыми толщами приводили к ремобилизации благородных металлов и являлись рудоподготовительными для золота и платиноидов.

Однако на уровне формирования руд в рудно-метасоматической колонне среди черносланцевых толщ явления метасоматоза могли обеспечить лишь 20–30 % от общего количества благородных металлов в рудных зонах. Этот вывод подтверждается расчетами объемного баланса золота при пред- и окологрудном метасоматозе. Главное количество благородных металлов привносилось в зоны локализации руд глубинными гидротермами (при выносе части их из корневых участков метасоматических колонн) и отлагалось на окислительных барьерах. Следовательно, метасоматические процессы в черносланцевых горизонтах офиолитовых поясов складчатых областей надо рассматривать в качестве дополнительного рудо-подготовительного этапа минералообразования. Богатая концентрация благородных металлов обуславливалась окварцеванием и сульфидизацией черносланцевых тел в верхних частях магмо-рудно-метасоматических колонн при воздействии поздних порций глубинных флюидов. Последовательность геологических и геохимических событий при формировании месторождений представляется следующая:

Становление базит-гипербазитовых интрузий	Зеленокаменное перерождение базитов и серпентинизация гипербазитов	Внедрение габбро-плагиогранитных интрузий	Оливинизация серпентинитов	К-На метасоматоз	Пропилитизация вулканитов	Лиственизация, березитизация магматитов, серпентинитов, углеродистых сланцев	Окварцевание и сульфидизация листвениитов-березитов, хромитовых, титаномагнетитовых тел, углеродистых сланцев
$K_n^{Au} = 1,2 \text{--} 2,7$	1–0,9	1,7–5,6	0,8–0,7	0,8–0,6 $K_n^{Os} = 0,5$	0,9–0,8 0,8	3–296 36–410	300 1050

6. Процессы регионального метаморфизма зеленосланцевой фации (в том числе и зеленокаменного метаморфизма, проявившегося в базит-гипербазитовых и вулканогенных комплексах офиолитовых поясов) существенно не повлияли на перераспределение и концентрацию благородных металлов в преобразованных офиолитах и черносланцевых горизонтах ($K_n = 1–0,9$). Например, в серицит-карбонат-хлоритовых, хлоритовых, цеолитовых, пренит-пумпеллиитовых метаморфитах, сформированных на месте карбоновых и кембрийских терригенно-вулканогенных пород офиолитовых поясов Северо-Восточного Казахстана и Восточного Саяна—Тывы, обнаружено близкое распределение золота — 1,7–3,6 и 1,8–4,6 мг/т. Незначительный разброс в средних содержаниях золота в метаморфитах, скорее всего, обусловлен его неоднородным распределением в исходных породах. Углеродистые алевролиты, аргиллиты, песчаники, кварциты несли пониженное или обычное фоновое содержание металла (1,7–3,1 мг/т) и не могли являться основным его источником для формирующихся здесь месторождений [Коробейников, 1990а,б,в]. Поэтому при цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевых фациях регионального метаморфизма, развитого в породах углеродистых толщ карбона Северо-Восточного Казахстана, ремобилизации благородных металлов происходить не могло. Отторжение металлов и их перераспределение происходило лишь при интенсивных метасоматических процессах, связанных с мантийно-коровыми магматическими и флюидными явлениями.

Глава 6

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ КОМПЛЕКСНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЯХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Комплексное золото-платино-платиноидное оруденение формировалось благодаря совмещению в складчатых структурах разновозрастных последовательных процессов седиментации, дислокаций, метаморфизма, гипербазит-базит-плагиогранитного магматизма, метасоматизма на участках длительного развития глубинных палеодиапиров.

6.1. Региональные критерии прогнозирования и поисков

Основными региональными критериями потенциальной платиноидной рудности золоторудных объектов являются:

1. Развитие золотого оруденения в офиолитовых, вулканогенных поясах, в терригенных синклиналях с черносланцевыми толщами рифтогенного типа, прорванных штоками, дайками гипербазит-базит-плагиогранитного состава протерозой-мезозойского возраста.

2. Приуроченность рудоносных площадей к орогенно-рифтогенным структурам земной коры и зонам тектономагматической активизации.

3. Проявление в складчатых, платформенных структурах мантийно-коровых палеодиапиров, выражающихся в развитии магматитов, метасоматитов в наложенных рифтогенных компенсационных синклиналях с черносланцевыми горизонтами, осложненных дополнительными синклиналично-антиклиналичными структурами II–III порядков, приразломными складками волочения, разрывами, зонами послонных срывов, трещиноватости, дробления, милонитизации пород.

4. Формирование в терригенных, вулканогенно-терригенных структурах особенно благоприятных для локализации комплексного оруденения осевых частей синклинорных прогибов, синклиналей II порядка, сопряженных с глубинными разломами I–II порядков и выполненными тонкослоистыми углеродистыми отложениями значительной мощности (3,5 км и более). Рудовмещающими являются узлы усложненной складчатости, соответствующие внутригеосинклиналиным поднятиям, поперечно-диагональным антиклиналям и замыканиям примыкающих к ним синклиналей II порядка, возникавших в связи с проявлением палеодиапиров. Такие участки земной коры вмещают рудные зоны, рудные поля, месторождения с комплексным золото-платиноидным оруденением.

5. Наличие глубинных разломов I порядка, которые контролировали пространственное размещение штоков, даек гипербазит-базит-плагиогранитов. Они обеспечивали формирование крупных рудно-метасоматических колонн в рифтовых структурах земной коры под воздействием палеодиапиров. Разрывные структуры I порядка рассматриваются наиболее благоприятными для локализации рудных зон, рудных полей, блоков отдельных рудно-метасоматических зон. Рудоносные зоны, рудные поля, месторождения следует искать висячем, лежащем боках разломов, внутри них на площадях пересечения продольных и поперечных более мелких разрывов, зон трещиноватости, дробления и милонитизации пород.

6. Развитие малых и средних размеров кольцевых структур (МКС) в сочетании с дуговыми, линейными региональными структурами, дешифрируемыми по аэрокосмическим фотоснимкам и по данным интерпретации материалов глубинной геофизики. Диаметр таких МКС обычно не превышает 10–50 км. Эти структуры представляют собой участки распространения в земной коре контрастного гипербазит-базит-плагиогранитного магматизма, продуктов площадного щелочного метасоматоза, локального кислотного выщелачивания пород, сконцентрированных в ядерных частях МКС. Такие участки активного разуплотнения пород земной коры в складчатых поясах возникали под воздействием мантийно-корового диапиризма и рифтогенеза.

Рудоносные черносланцевые толщи с телами пестрых малых интрузий и крупные поля гидротермальных метасоматитов площадного типа располагаются на участках выполаживания и выкручивания офиолитовых, вулканогенных пластин в областях поднятий, грабеноподобных структур, возникавших под воздействием стресса и диапиризма, вплоть до возникновения компенсационных синклинальных структур рифтогенного типа. Эти пликативные и дизъюнктивные структуры контролировали рудные районы, рудные зоны, рудные поля и месторождения.

7. Наличие в терригенном разрезе контрастных серий магматитов гипербазит-базит-плагиогранитного состава. Они рассматриваются в составе единой интрузивной серии пород как продукты дифференциации и гибридизма исходной мантийной базальтовой магмы в период проявления мантийно-корового палеодиапиризма. Завершавшая магматизм продуктивная габбро-плагиогранитная формация сининверсионного этапа проявляется в виде интрузий пестрого состава — штоков, даек габбро-диорит-диабазов, диорит-лампрофиров, плагиогранит-порфиров, монцонит-сиенитов в верхней части разреза земной коры.

8. Распространенность крупных линейных полей гидротермальных метасоматитов среди рудовмещающих толщ протерозоя–палеозоя–мезозоя. Метасоматиты представлены ранними скарновыми, кварц-полевошпатовыми, пропилитовыми и поздними березит-лиственит-аргиллизитовыми формационными типами.

9. Наличие региональных геохимических, геофизических полей и, прежде всего, гравимагнитных положительных и отрицательных региональных аномалий, выступающих в виде глубинных ступеней и свидетельствующих о присутствии на глубинах в складчатом поясе контрастных серий пород. Эти гравитационные ступени связаны с развитием мантийно-коровых палеодиапиров. Положительные и отрицательные аномалии-ступени Cr, Ti, Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Au, Ag, Pd, Pt, Os, Hg, Ba среди полей магматитов, метасоматитов, размещенных в черносланцевых горизонтах верхних частей офиолитовых, вулканогенных и тер-

ригенных разрезом, служат надежными прогнозно-поисковыми критериями на комплексное золото-платиноидное оруденение.

6.2. Локальные прогнозно-поисковые критерии и признаки

На локализацию комплексного золото-платиноидного оруденения в складчатых структурах основное влияние оказали геолого-структурные, литолого-стратиграфические, магматические, метасоматические, геохимические локальные факторы среды и физико-химические, геохимические, термодинамические свойства рудообразующих растворов [Коробейников, 1991а, 1993, 1995б].

Геолого-структурные критерии. Золото-платиноидные комплексные руды размещаются среди вулканогенно-терригенных толщ с черносланцевыми горизонтами в зонах приразломных складок III порядка, сложенных углеродистыми и безуглеродистыми песчаниками, сланцами, вулканитами, и осложненных зонами срывов, дробления, трещиноватости и милонитизации пород. Поэтому положение метасоматических сульфидизированных тел среди участков пересечения или сочленения зон срывов с дизъюнктивами, зонами трещиноватости других направлений, сопровождающихся изгибами зон, тел и увеличением их мощности, может служить надежным критерием на прогнозирование и поиски комплексных руд. Дополнительными предпосылками крупных объектов являются хорошо проницаемые изгибы зон срыва, обращенные выпуклостью в сторону висячего бока структуры и ограниченные непроницаемыми тектоническими швами или дайками [Коробейников, Масленников, 1994].

Нередко разновозрастные группы даек, штоков, тел метасоматитов, руд контролируются однотипными трещинными структурами. Дорудные и сорудные метасоматические тела чаще приурочены к участкам интенсивной трещиноватости пород (3–7 объем.%) продольного типа. Благодаря такому структурному контролю рудно-метасоматические тела протягиваются цепочками, зонами вдоль крупных продольных, диагональных разрывов, зон трещиноватости, дробления, милонитизации. Надежными критериями жильных, штокверковых, вкрапленных комплексных руд служат системы тектонических трещин, примыкающих к крупным контролирующим разрывам II порядка. Здесь продуктивные кварцевые жилы часто деформированы, раздроблены внутри- и послерудными деформациями с образованием ленточных, полосчатых, брекчиевых, кокардовых текстур. Наиболее благоприятными участками локализации оруденения оказывались узлы сопряжения поперечных, диагональных и продольных трещин скола и отрыва, где и оформлялись тела штокверковых и прожилково-вкрапленных руд (см. рис. 2, 3, 24, 33, 34, 44, 48).

В дайковых телах и штоках габброидов, гранитоидов условия локализации руд определялись продольными и поперечными разрывами. Но чаще дайки, особенно пологозалегающие, оказывались структурными барьерами для распространения комплексной минерализации. Нередко рудные тела экранировались более пологими дайками или дизъюнктивами с милонитами II–III порядков [Коробейников, Масленников, 1994].

Для многих рудных зон отмечается многостадийное формирование жил и штокверков в связи с развитием трещиноватости. Новые трещины чаще возникали в зальбандах, реже внутри жил, с брекчированием ранних минералов и их цементацией новым минеральным комплексом. Это и обеспечивало полосчатое и кулисо-

образное строение жил, жильных зон. Для рудовмещающих трещин свойственно развитие локальных участков милонитов, динамосланцев, седловидных структур на участках перегибов и выклинивания линейных рудных зон. Усложнение морфологии жил происходило на разветвлениях контролирующих трещин. В соответствии со сложной системой тектонических трещин возникали жильные, штокверковые и вкрапленные типы руд. Форма штокверков и вкрапленных руд чаще линейно-линзовидная и зависит от морфологии зон трещиноватости пород. Поэтому выявление зон трещиноватости в благоприятных горизонтах пород служит критерием на поиски комплексного оруденения [Коробейников, 1964].

В скарновых зонах оруденелые участки связаны с проявлением внутриминерализационной тектоники, обусловившей возникновение контролирующих зон трещиноватости. Анализ трещиноватости скарновых тел показал, что в них и во вмещающих породах развиты одноименные системы трещин, в которые входит продуктивная минерализация продольного и поперечного типов по отношению к контактам интрузивных тел (см. рис. 34) [Коробейников, 1970].

Литологические критерии. Золото-платиноидное комплексное оруденение формировалось в углеродистых терригенно-вулканогенных, карбонатно-терригенных толщах, в телах габбро-диоритов, диоритов, плагиогранитов, подверженных цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой фаций метаморфизма. В офиолитовых и вулканических поясах среди углеродистых горизонтов терригенных пород выделяется до четырех уровней предпочтительной локализации комплексного оруденения. Руды приурочены к тонкослоистым пачкам углеродистых песчано-сланцевых пород [Коробейников, Масленников, 1994]. Здесь комплексные руды залегают в неоднородном по составу и свойствам блоке терригенного или вулканогенно-терригенного, карбонатно-терригенного разреза с частой сменой разнородных пород, характера и типа переслаивания. Такие участки представлены пачками тонкоритмичного переслаивания мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, чередующихся с пластами массивных песчаников, гравелитов, конгломератов. Постоянно отмечается приуроченность продуктивной минерализации к углеродистым ($C_{орг}$ 0,3–8 %), карбонатсодержащим ($CaCO_3$ 3–24 %) терригенным, вулканогенным или углеродисто-кремнистым (SiO_2 до 69 %) образованиям, насыщенным диагенетическим пиритом I (пирита I до 1–3 объем.%). Карбонатное органическое вещество, осадочно-диагенетический пирит I способствовали разрушению комплексов металлов в гидротермах и выступали в качестве активного геохимического барьера. В периоды метасоматоза могло происходить многократное переотложение рудного вещества в рудоносных зонах с перераспределением и заимствованием до 20–25 % золота и ЭПГ из горизонтов подстилающих углисто-глинисто-туфогенных, базит-гипербазитовых пород, первично обогащенных благородными металлами.

Платиноносные золото-кварцевые штокверки Коммунарковского рудного поля в Кузнецком Алатау пространственно тяготеют к субпослойным и дайковым секущим телам амфиболизированных габбро-диоритов, а кварц-золото-сульфидные жилы залегают в горизонтах пород, обогащенных углеродом. Обобщенные литологические разрезы через рудное поле, на которых отражена приуроченность различных типов руд к определенным структурно-литологическим горизонтам, приведены на рис. 34, 35.

Приуроченность скарново-рудных вкрапленных и массивных золото-платиноидно-сульфидных руд к карбонатным породам, а кварц-золото-сульфидных жильно-прожилковых — к алюмосиликатным отмечается в ряде регионов (см. рис. 4–6). Например, выявлено изменение минерального состава руд и морфологии контактово-метасоматических рудных тел в Ольховско-Чибижекском рудном поле в связи со сменой вмещающих пород: кварцево-сульфидные жилы в гранитоидах при выходе в мраморы сменяются сульфидными залежами (см. рис. 5). Карбонатно-гематитовые руды в мраморах с приближением рудной зоны к контакту гранитоидов обогащаются сульфидами, теллуридами и на контактах переходят в существенно скарново-сульфидно-теллуридные залежи. Здесь литологический контроль оруденения обязан не только реакционной химической активности определенных типов пород к замещению и осаждению сульфидов и благородных металлов, но и их физико-механическим свойствам — трещиноватости и пористости. Наиболее благоприятными для формирования контактово-метасоматических руд оказывались карбонатные породы (доломиты и известняки), имеющие эффективную пористость 2,5–5 объем.%, а для образования жильно-прожилковых кварцево-сульфидных руд — рассланцованные алюмосиликатные породы с эффективной трещиноватостью 7–13 объем.%.

Немаловажную роль в локализации комплексных руд сыграли различного рода экраны: горизонты роговиков, даек, пологие контакты интрузивов, пачек углеродисто-глинистых сланцев и т.п.

Магматические критерии. Парагенетическая связь комплексного золото-платиноидного оруденения устанавливается для интрузий габбро-плагиогранитной, габбро-диорит-гранодиоритовой формации сининверсионного этапа формирования складчатых структур и зон тектономагматической активизации. Интрузии габбро-плагиогранитной формации развивались в заключительный этап становления единой гипербазит-базит-плагиогранитной серии сининверсионного этапа орогенного и рифтогенного развития складчатых поясов. Для поисков таких рудопроявлений надо использовать следующие критерии.

1. Пространственное размещение месторождений и рудопроявлений золота и платиноидов в общих рудно-магматических зонах, несущих штоки, дайки габбро-диоритов, диорит-лампрофиров, плагиогранитов II этапа становления габбро-плагиогранитных интрузий. Руды размещаются или в контактовых зонах (золото-скарновые с платиноидами) или не далее 1–10 км от интрузивов и нередко в апикальных частях штоков, в дайках, в их приконтактных зонах. Золотое оруденение связано с интрузиями диорит-монцититового и гранодиорит-плагиогранитного состава. Здесь руды располагаются на участках выступов в антиклиналях II порядка, осложненных разрывами, зонами трещиноватости, свитами даек.

2. Тесную пространственную связь между дайкообразованием и рудоотложением. Это выразилось в наличии дорудных (габбро-диабазы, диорит-лампрофиды, плагиогранит-порфиры), внутрирудных (керсантиты) и послерудных (габбро-долериты, эссекситы, сиениты) даек. Нередко отмечается приуроченность рудных тел к участкам повышенной плотности дайковых тел — к дайковым пучкам (Саралинское, Бакырчикское рудные поля). На отдельных месторождениях объемы руды и количество даек находятся в закономерных соотношениях: с глубиной интенсивность оруденения обычно падает и увеличивается количество дайковых тел.

Руды локализуются в «головках» свит даек, а прикорневые их участки остаются безрудными. В Саралинском рудном поле пучки дайковых тел фиксируют размещение наиболее крупных кварцево-сульфидных жил. Эти сложные поперечно-симметричные зональные дайки габбро-диабазов образованы путем многократного внедрения отдельных порций магматического расплава из промежуточных очагов-камер [Коробейников и др., 1981; Коробейников, Черняева, 1987]. С глубиной усложняется внутреннее строение даек и увеличивается количество более поздних их генераций. Рудоносные интрузивные породы подвержены ранней калишпатизации-альбитизации (внизу разреза) и поздней березитизации-лиственитизации (вверху разреза). Выявлена такая последовательность формирования интрузивно-метасоматических комплексов: габбро-диабазы, лампрофиты, диоритовые порфиры, плагиогранит-порфиры → альбит-калишпатовые, биотитовые (пропилитовые) метасоматиты → березиты-листвениты-аргиллизиты → руды жильно-штокового, вкрапленного типов.

3. Развитие рудоносных магнезиальных, известковых скарнов, контактово-метасоматических сульфидных залежей и зон аутометасоматической калишпатизации, альбитизации, биотитизации, окварцевания, березитизации, аргиллизации пород с признаками контрастной их золотоносности ($K_{\text{H}}^{\text{Au}} = 0,6-300$). Материнские гранитоиды отличаются умеренной глиноземистостью, высокой железистостью, известковистостью, щелочностью (Na доминирует над K на 1–2,5 мас.%), преобладанием $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ над CaO, CaO над MgO, FeO над Fe_2O_3 , Na_2O над K_2O . От подобных пород других интрузивных формаций они отличаются повышенными количествами Na_2O , K_2O , CaO, пониженными — MgO, Al_2O_3 , наиболее высокой степенью дифференцированности и флюидонасыщенности. Флюиды несли CO , CH_4 , CNS, CO_2 , Cl, H_2 и другие компоненты, в них господствовали газы восстановительной обстановки — $\text{H}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO}$ до 60 % (по данным изучения флюидных включений в минералах пегматитов, магнезиальных и известковых скарнов). Сопровождающие магматогенные флюиды обеспечивали широкий фронт метасоматического преобразования рудовмещающих пород с возникновением ореолов пониженной и повышенной золотоносности-платиноносности в формировавшихся метасоматитах.

Метасоматические критерии. Различные типы комплексных руд пространственно и генетически связаны с до- и сорудными метасоматитами: скарнами, альбитовыми, калишпатовыми, биотитовыми, пропилитовыми, березит-лиственитовыми, аргиллизитовыми. Оруденение в них представлено золото-платиноидно-скарновым, золото-платиноидно-альбитит-калишпатитовым, золото-платино-кварц-березитовым, золото-платино-сульфидно-теллуридно-аргиллизитовым типами. В скарново-рудных полях наряду с продуктивными распространены безрудные скарны одинакового минерального состава: магнезиальные и известковые скарны, послескарновые метасоматиты. Продуктивны те скарновые зоны, в которых проявились процессы гидротермального преобразования, возникшие в стадию кислотного выщелачивания контактового метасоматоза — в период актинолитизации, окварцевания, лиственитизации-сульфидизации. В отдельных скарновых полях отмечается приуроченность разноминеральной продуктивной минерализации к отдельным зонам метасоматической колонки.

В зонах площадных метасоматитов среди углеродистых сланцев проявился гидротермально-метасоматический тип комплексного золото-платиноидного ору-

денения, связанный со щелочным метасоматозом и последующим кислотным выщелачиванием пород. Щелочной метасоматоз протекал при 520–320 °С, кислотное выщелачивание — при 380–120 °С, а рудообразование — в интервале 360–90 °С [Коробейников, 1979].

В различных рудных полях, в отдельных структурных блоках этих полей в связи с неодинаковым уровнем эрозионного среза рудно-метасоматических колонн вскрываются различные типы продуктивной минерализации: во внешних и нижних частях рудно-метасоматических колонн размещаются альбит-калишпатовые или пропилитовые метасоматиты с убогой вкрапленной золото-платиноидной минерализацией; во внутренней и средней — березиты-листвениты с прожилково-вкрапленными, штокерковыми, жильными продуктивными комплексами; в верхней — аргиллизиты с вкрапленно-прожилковой минерализацией (см. рис. 60, 61, 77). Суммарная протяженность конкретных рудно-метасоматических колонн превышает 1,8–3,8 км.

Поэтому обнаружение продуктов площадного метасоматоза может служить надежным критерием для прогноза оруденения, а наличие березитов-лиственитов, аргиллизитов как продуктов кислотного выщелачивания послемагматического процесса — поисковым признаком на комплексную золото-платиноидную минерализацию. Особо важное значение приобретают зоны вкрапленной сульфидной минерализации среди метасоматических тел.

Минералого-геохимические критерии и признаки. Для рудоносных площадей свойственно нахождение минералов продуктивных ассоциаций и эндогенных геохимических ореолов благородных и сопровождающих халькофильных элементов, которые служат поисковыми критериями и признаками на комплексную продуктивную минерализацию благородных металлов. Для всех типов руд главными рудными минералами являются пирит, арсенопирит, халькопирит, пентландит, сфалерит, галенит, бурнонит, блеклая руда, антимонит, теллуриды Cu, Ag, Bi, Au. Золото свободное содержится в жильном кварце (до 5–70 %), субмикроскопическое (80–30 мкм, до 10 %) и тонкодисперсное (0,05–30 мкм) (до 60–80 %) в пирите, арсенопирите, реже в халькопирите и галените. Золотины несут повышенные концентрации ртути (до 1–7 %). Наиболее надежные указатели промышленных типов руд — это мышьяковистый пирит куб-пентагон-додекаэдрического облика, а также удлиненно-призматический, игольчатый арсенопирит, содержащие повышенные концентрации Au, Pt, Pd. Пириты с дырочной термоЭДС характерны для средне-низкотемпературных месторождений и верхних частей рудных зон; пириты с электронно-дырочной смешанной проводимостью преобладают на среднетемпературных объектах и средних уровнях рудных зон, а пириты с электронным типом проводимости свойственны высокотемпературным объектам и прикорневым частям рудно-метасоматических зон. Это может служить основой для определения относительного уровня эрозионного среза отдельных рудно-метасоматических колонн, их блоков и для оценки их перспективности на глубину. Также необходимо учитывать особенности кристалломорфологии и состав элементов-примесей пиритов: As, Sb, Hg, Bi, Te, Ag, Au, Pt, Pd. Используются коэффициенты минералогической $K_{мз}$ и геохимической $K_{гз}$ зональности: $K_{мз} = \text{халькопирит} \cdot \text{галенит} \cdot \text{сфалерит} / \text{пирит} \cdot \text{арсенопирит} \cdot \text{пирротин}$; $K_{гз}^{\text{пирита}} = \text{Hg} \cdot \text{Sb} \cdot \text{Ba} / \text{Cu} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn}$; $\text{Cu} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Bi} / \text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Co} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Ti}$. Например, эти коэффициенты изменяются от 57 до 1

соответственно для верхних и нижних горизонтов отдельных рудных зон на 800–1200 м по вертикали Саралинского рудного поля.

Для выявления рудоносных площадей пригодны эндогенные геохимические ореолы Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Te, Au, Pt, Pd, As, Sb, Hg, Ba, Ti, V, Cr. Положительные геохимические аномалии этих элементов отмечают рудоносные участки метасоматитов, а отрицательные и пониженные аномалии — зоны щелочного метасоматоза, существенно не обогащенные сульфидами: $K_n^{Au} = 20\text{--}250$, $K_n^{As} = 107$, $K_n^{Pt-Pd} = 410$. Выделяются надрудные Ba, Sb, Hg, околорудные Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Te, Au, Pd, Pt, As и подрудные Cr, Ti, V, Ni, Co, W, Mo, Ir, Os группы элементов, отмечающие различные уровни срезов рудно-метасоматических колонн.

Зоны альбитизации-калишпатизации, пропилитизации пород отличаются пониженными аномалиями Au ($K_n = 0,9\text{--}0,4$), умеренными Pd ($K_n = 3\text{--}10$), благодаря выносу Au из зон метасоматоза и его перераспределению в верхней части колонны. Зоны березитизации-лиственитизации-аргиллизации пород фиксируются положительными аномалиями Au ($K_n = 1,7\text{--}300$), Pt, Os, Ir ($K_n = 410\text{--}1570$) из-за привноса этих металлов в зоны кислотного выщелачивания. Такие гидротермально-метасоматические образования можно обнаруживать по полимодальному распределению золота — по вариационным кривым, отражающим пять уровней его концентрации. Первый уровень соответствует исходным породам (1–15 мг/т Au), второй — щелочным метасоматитам (0,5–2,5 мг/т Au), третий — околорудным березитам-лиственитам-аргиллизитам (20–1200 мг/т Au), четвертый — убогим вкрапленным сульфидным ассоциациям и окварцеванию (1–5 г/т Au), пятый — продуктивной сульфидной, теллуридной минерализации (> 5 г/т Au).

Продуктивность интрузий определяется по распределению Au в интрузивных породах и сопровождающих автометасоматитах: $K_n^{Au} = 1\text{--}2$, $V_{Au} = 70\text{--}80\%$, $\bar{X}_{Au} = 3,8$ мг/т для интрузивных пород; $K_n^{Au} = 15\text{--}300$, $\bar{X}_{Au} = 200$ мг/т, $V_{Au} \geq 90\%$ для автометасоматитов потенциально металлоносных интрузий; $K_n^{Au} = 1$, $\bar{X}_{Au} = 1\text{--}1,8$ мг/т, $V_{Au} = 30\text{--}60\%$ для безрудных гранитоидных интрузивов. Эти геохимические показатели можно использовать при отнесении тех или иных интрузивов, метасоматитов к продуктивным или непродуктивным группам.

Надежными геохимическими показателями на поиски скрытого золото-платиноидного оруденения служат особенности распределения в пиритах As, Sb, Bi, Te, Ag, Au, Pt, Pd. Из них As, Au, Pt, Pd, Ag в повышенных количествах обнаруживаются в околорудных метасоматитах (пирит II) и рудных телах (пирит III рудогенный). За пределами рудно-метасоматических зон содержания этих элементов в диагенетическом пирите I резко уменьшаются до фоновых значений: для Au до 27–1270 мг/т вместо 3900–14 900. Концентрации Te, Sb, Pb, Ag, Zn в пиритах II и III сокращаются с глубиной рудных зон и к внешним зонам метасоматических тел. Все эти геохимические данные рекомендуется использовать при прогнозировании глубины распространения того или иного типа оруденения.

6.3. Прогноз промышленных типов комплексной золото-платиновой минерализации в золоторудных полях и месторождениях

Анализ опубликованных и оригинальных работ по проблеме платиноносности золоторудных месторождений различных структур земной коры позволяет выделить три типа промышленных нетрадиционных комплексных руд: 1) золото-пла-

тиноидно-скарновый; 2) золото-платино-кварцево-сульфидный жильно-штокверковый, вкрапленный в зонах березитизации-лиственитизации рудовмещающих пород; 3) золото-платиноидно-сульфидно-теллуридный прожилково-вкрапленный в аргиллизитах среди вулканогенно-осадочных пород фанерозоя.

Из них наиболее важными оказались два последних типа руд, развитые в структурах рифтогенеза черносланцевых толщ офиолитовых, вулканических, терригенных поясов протерозой-мезозойского возраста. Такие комплексные золото-платиноидные месторождения возникали в обстановках островодужных и континентальных окраин геосинклинальных этапов формирования земной коры, в континентальных платформенных и рифтогенно-континентальных обстановках. Островодужные, окраинно-континентальные, рифтогенно-континентальные геодинамические обстановки оказались благоприятными для формирования флюидонасыщенных и металлоносных магм базальтоидных и гранитоидных серий. Гранитизация, становление гранитоидных тел и площадной метасоматоз приводили к разуплотнению вещества в нижней части земной коры на участках развития палеодиапиров. В результате возникали магмо-рудно-метасоматические палеоколонны вертикальной протяженностью более 10–15 км, которые формировались на участках активного разуплотнения мантийно-корового вещества. Пространственное совмещение в единых структурах гипербазит-базитовых и габбро-плагиогранитных интрузий единой магматической серии, наряду с активным проявлением глубинного метасоматизма, обусловившего перераспределение и вынос благородных металлов до 40–50 % из верхнемантийных слоев, и обеспечивало образование нетрадиционных золото-платиноидных руд в офиолитовых, вулканогенных и терригенных поясах рифтогенного типа.

Поэтому промышленно важные концентрации золота и платиновых металлов следует ожидать в золоторудных полях кварцево-жильного, штокверкового, прожилково-вкрапленного, скарнового, сульфидно-теллуридного типов среди пикативно-дизъюнктивных структур протерозоя–палеозоя в терригенно-вулканогенных, карбонатно-терригенных толщах, прорванных интрузиями гипербазитовой, габбро-плагиогранитной формаций и несущих зоны площадного метасоматоза.

К таким золоторудным полям и месторождениям относятся Центральное, Саралинское, Коммунарское, Балахчинское в Кузнецком Алатау; Ольховско-Чибжекское, Зун-Холбинское в Восточном Саяне; Олимпиадинское, Васильевское, Советское на Енисейском кряже; Сухоложское, Иркиндинское в Забайкалье; Нежданнинское в Якутии; Воронцовское на Урале; Синюхинское на Горном Алтае. На этих рудных объектах прогнозируется резкое увеличение и даже удвоение ресурсов благородных металлов за счет платиновой группы при соотношении Au:ЭПГ от 2:1 до 1:1.

Первоначально следует изучать характер проявления платиновых металлов и методы извлечения элементов платиновой группы как попутных компонентов в золотых рудах из руд и продуктов их переработки (грави- и флотоконцентратов) на действующих горно-рудных предприятиях. Для ускоренного освоения таких комплексных месторождений необходимо резко расширить исследования форм нахождения ЭПГ в рудах всех известных типов месторождений и разработать оптимальные технологические схемы передела комплексных руд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В последние годы стали активно выявлять и изучать нетрадиционные комплексные месторождения золота, платины, палладия, родия, осмия, иридия, развитые в специфических структурах земной коры. Автором совместно с коллегами выполняются систематические геолого-геохимические исследования распространенности платиновых металлов в золоторудных, железорудных, медно-рудных объектах Сибири, Урала, Северо-Восточного Казахстана. Промышленно важные средние концентрации Pt, Pd, Rh, Os, Ir (до 1–9,3 г/т ЭПГ) установлены в прожилково-вкрапленных, штокверковых, жильных золото-сульфидно-теллуридных, кварц-золото-сульфидных, золото-кварц-мышьяковых рудах Воронцовского, Олимпиадинского месторождений Урала и Енисейского кряжа; в жильно-штокверковых золото-сульфидно-кварцево-мышьяковых, скарновых рудах Зун-Холбинского, Иркиндинского, Васильевского, Советского, Саралинского, Коммунарковского, Балахчинского, Центрального, Ольховско-Чибижекского, Октябрьского, Тарданского, Синюхинского месторождений Сибири; во вкрапленных золото-сульфидно-мышьяковых рудах черносланцевых толщ рифея–фанерозоя Сухого Лога, Акжальского, Боко-Васильевского, Бакырчикского, Баладжальского, Костобе-Эспинского, Миалинского месторождений в Забайкалье и Западной Калбе; в золото-скарновых, скарново-железорудных месторождениях Алтае-Саянской складчатой области. Эти рудные объекты отнесены к формационным типам нетрадиционных комплексных руд: I — золото-платиноидно-сульфидно-скарновому, II — золото-платиноидно-кварц-сульфидно-березитовому, III — золото-платиноидно-сульфидно-лиственитовому, IV — золото-платиноидно-сульфидно-теллуридно-аргиллизитовому, V — золото-платиноидно-медно-порфиоровому, VI — золото-платиноидно-углеродистому в медистых песчаниках и сланцах. По геохимическому признаку их можно объединить в ряды: 1 — золото-платиноидные, 2 — золото-платиноидно-теллуридно-мышьяковые, 3 — медно-никель-золото-платиноидные.

Данные комплексные рудные объекты размещаются в орогенно-рифтогенных структурах среди преобразованных терригенных, вулканогенно-осадочных толщ рифея–фанерозоя. Формирование таких нетрадиционных месторождений обеспечивалось процессами дислокаций, седиментации, метаморфизма, магматизма и метасоматизма на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров, приводивших к рифтообразованию, под воздействием глубинных флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры и мантии. Автором развивается

мантийно-коровая геолого-генетическая модель формирования нетрадиционных месторождений. Эти объекты возникали в рифтогенных структурах благодаря влиянию палеофокальных зон, палеодиапиризма, мантийно-корового метасоматизма. Основные геодинамические причины проявления палеодиапиров — периодически повторяющиеся объемные деформации (деформации упругого последействия по Е. Д. Глухманчуку [1992]), которые служили энергетическими источниками активности глубинных магм и флюидов. При распаде глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами гидротермально-метасоматические процессы в верхних частях земной коры обеспечивали разуплотнение вмещающих пород в связи с явлениями гидратации с увеличением объемов блоков измененных пород до 16–22 %.

Формирование нетрадиционных комплексных руд благородных металлов происходило в складчатых структурах, офиолитовых и вулканогенных поясах, в терригенных синклиналях рифтогенного типа и обеспечивалось гидротермально-осадочными и гидротермально-метасоматическими процессами на участках активного проявления мантийно-корового диапиризма.

Продуктивная минерализация обычно представлена минералами двух-трех стадий: I — пиритом I, пирротинитом, сфалеритом I, халькопиритом I, кобальтинитом, никелинитом, герсдорфитом, виоларитом, миллеритом, саффоритом, смальтинитом, креннеритом, кварцем I, сидеритом I; II — пиритом II, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом II, халькопиритом II, скуттерудитом I, маухеритом, каринитом, умангитом, платиной, туламинитом, тетраплатиной, ферроплатиной, куперитом, золотом I, кварцем II, сидеритом II, анкеритом II; III — пиритом III, скуттерудитом II, цилиндритом, дискрозитом, алтаитом, энаргитом, бурцежанитом, галеновисмутитом, теллуrowисмутитом Pd, Ag, твердым раствором $Pt_3(Cu, Fe)$, золотом, серебром, анкеритом II, кварцем III и др. Комплексная золото-платиноидная минерализация образует вкрапленно-прожилковые, штокверковые, жильные тела в зонах окварцевания и сульфидизации на участках развития метасоматических альбититов, березитов-лиственитов, аргиллизитов. Формирование таких руд происходило в периоды завершающего метасоматизма.

По характеру проявления ЭПГ в комплексных рудах выделяются три группы месторождений: I — с одной тонкодисперсно-рассеянной формой платиновых металлов и золота (Октябрьское в Восточном Саяне, Саралинское в Кузнецком Алатау, Ору-Прету и Сьерра-Пеллада в Бразилии и др.); II — с тонкодисперсно-рассеянной и дисперсной формами в минералах-концентраторах (Ирокиндинское в Забайкалье, Цзуньи в Южном Китае, Центральное, Коммунарское, Балахчинское в Кузнецком Алатау и др.); III — с тремя формами нахождения ЭПГ и Au — в тонкодисперсно-рассеянной, дисперсной в минералах-концентраторах и в форме минералов ЭПГ (Сухоложское, Зун-Холбинское в Забайкалье, Олимпиадинское на Енисейском кряже, Бакырчикское в Западной Калбе, Воронцовское на Урале, Неждановское в Якутии, Мурунтауское в Узбекистане, Кумторское в Киргизии, Падминское в Карелии, Любина в Польше и др.).

Исходя из форм нахождения ЭПГ и Au в комплексных рудах можно прогнозировать ресурсы благородных металлов для различных типов месторождений: мелкие (по ресурсам) рудные объекты свойственны I группе месторождений; средние — II группе комплексных месторождений; крупные — III группе месторождений золота и платиновых металлов. Для I–III групп комплексных месторождений характерны тонкодисперсные ЭПГ в сульфидах, теллуридах, золоте, углеродистом

веществе размером 0,01–0,1 мкм, дисперсные — 0,1–9 мкм; пробы золотин от 400 до 980 ‰. Золото и ЭПГ ассоциируют с сульфидами ранней и поздней стадий гидротермально-метасоматического минералообразования. Дисперсные выделения Pt, Pd, Rh, Os, Ir (0,1–3 мкм) присущи минералам-концентраторам — пириту, арсенопириту, галениту, халькопириту.

Собственные минералы ЭПГ (3–170 мкм) образуют парагенезисы с самородным золотом, сульфидами, теллуридами Cu, Pb, Bi, Ag, Au, а также в сплавах Pt–Pd–Rh–Os–Ir–Au–Ni в ультратяжелой фракции руд. Минералы представлены Pt₃Fe; Pt, Fe, Pt₃Cu; Pt–Au–Ni; Ir₄Os; (Pd,Ag)_n(Te,Bi)_m, PtFe₂, IrAs₁S; PdBiSe–Pd₆(Bi,Cu,Pb)₈; Pd₅Bi₆(S_{5,8}Se_{0,25})–Pd₃(Bi,Pb)₄Cu₃(S,Se)₈; PdSb–Pd₅Sb₃–Pd₈Sb₃; Pd₂PbS₂–Pd₄Pb₂S₃; Pt₃Bi₇–PtBi₄–Pt(Pd_{2,7}Pb_{0,3})₃–(Pd₂Pt_{0,92})_{2,92}(Bi_{3,48}Pb_{0,5})_{3,98}; Pd₅As; Pd₃As₅, Pd₂As, PdAs₂, Pd₈As₂S; (Pd,Ag,Au)₂As₃; (Ni,Ag,Pd)₂As; (Ni,Pd)₃As₄; Pd₂Cu₂As₅S₇; PtS; Pd₂Cu₂As₆S₅; (Pd₈₀Pt₁₃Au₇), (Pd,Pt)₃Se₂; PdSn₂ и др. Самородное золото дисперсное (1–30 мкм) и видимое (0,05–3 мм) в кварце, сульфидах, теллуридах; пробы золота 803–997 ‰. В органическом веществе тухолитовых сланцев месторождения Любина в Польском цехштейне выделяются примеси Pt, Pd, Au.

В комплексных рудах между Au и ЭПГ прямая корреляционная связь устанавливается не всегда. Это, скорее всего, свидетельствует об отложении данных металлов в разные стадии единого гидротермально-метасоматического процесса. Обычно платиновые металлы отлагались раньше золота и серебра. Такие рудные объекты формировались полихронными гидротермально-метасоматическими процессами. Здесь возникали наиболее богатые Au и ЭПГ комплексные месторождения. В рудных полях и месторождениях интенсивно проявлены приразломная складчатость, разрывы, объемный катаклиз, милонитизация, пренит-пумпеллиитовая, зеленосланцевая фации метаморфизма в рудоносных черносланцевых толщах, альбит-калишпатовые, березит-лиственитовые, аргиллизитовые метасоматиты.

Изученные рудные поля и месторождения по геологическим условиям нахождения объединены в три группы потенциальных объектов: I — нетрадиционные золото-платиноидные объекты в офиолитовых и вулканогенных поясах; II — комплексные золото-платиноидные объекты в терригенных синклиналях рифтогенного компенсационного типа; III — полихронные комплексные золото-платиноидные объекты в зонах ТМА терригенно-вулканических комплексов фанерозоя.

Рудоносные офиолитовые и вулканические толщи протерозой-палеозойских складчатых поясов, несущие месторождения I группы, структурно сопряжены с зонами глубинных разломов I порядка рифтогенного типа. Отдельным структурно-формационным зонам свойственно проявление унаследованных и наложенных компенсационных впадин, выполненных терригенно-вулканогенными отложениями с интенсивным и слабым проявлением базит-гипербазитового и габбро-плагиогранитного магматизма и метасоматизма.

Рудные поля и месторождения II группы формировались в миогеосинклинальных структурах с убогим проявлением базит-плагиогранитного магматизма. Эти рудоносные терригенные синклинали черносланцевого типа возникали в бортах сводовых поднятий в условиях начального рифтогенеза. Их следует рассматривать как компенсационные структуры глубинных палеодиапиров. Типичный представитель — месторождение Сухой Лог.

К III группе объектов относятся месторождения, сформированные в зонах ТМА протерозой-палеозойских складчатых структур с активным проявлением во впадинах гипербазит-базит-плагиогранитного полихронного магматизма и ливени-

тового, аргиллизитового метасоматизма. Типичные представители — Воронцовское и Олимпиадинское месторождения.

Широкое проявление платиноносности на золоторудных и на других месторождениях требует развертывания систематических переоценочных работ на ЭПГ прежде всего эксплуатируемых и разведываемых объектов с изучением форм нахождения платиновых металлов в различных типах метасоматитов и руд и разработкой рациональных технологических схем передела выявляемых комплексных руд. Такие исследования позволят уточнить и выработать новые прогнозно-поисковые и разведочные критерии и признаки на комплексное золото-платиноидное оруденение промышленного типа.

Автор полагает, что подобные нетрадиционные золото-платиноидные месторождения послужат важным вкладом в расширение и укрепление минерально-сырьевой базы промышленности драгоценных металлов страны в следующем столетии.

ЛИТЕРАТУРА

Алабин Л. В. Центральнинский массив мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау) // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. С. 169–213.

Ананьев А. А., Сазонов А. М., Сараев В. А. К стратиграфии рифейских отложений Татарского куполовидного поднятия (Енисейский кряж) // Материалы по геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1983. С. 30–42.

Анищенко А. М., Масленников В. В. Кольцевые структуры как производные гидротермально-флюидных инъекций // Колыма. 1990. № 11. С. 1–5.

Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Недра, 1979. 327 с.

Асаналиев У. А., Богдецкий В. Н., Торкудеев Н. Д. Закономерности распределения золота и сопутствующих элементов в вендских углеродистых отложениях Тянь-Шаня // Металлогения Киргизии. Фрунзе: Илим, 1985. С. 77–79.

Афанасьева З. Б., Иванова Г. Ф., Миклишанский А. З. Геохимическая характеристика вольфрамового оруденения Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия. 1995. № 1. С. 29–47.

Баженов В. И. Новые данные о генезисе пластовых кварцевых жил Саралинского рудного поля // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1964. С. 82–94.

Балыкин П. А. Балахчинский массив двупироксеновых монцонит-диоритов и диоритов // Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977а. С. 58–59.

Балыкин П. А. Поведение и распределение элементов-примесей в породах Балахчинского массива (Кузнецкий Алатау) // Там же. 1977б. С. 115–119.

Баранова Н. Н., Афанасьева З. Б., Иванова Г. Ф. и др. Характеристика процессов рудообразования на Au–(Sb–W) месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия. 1997. № 3. С. 282–293.

Бекжанов Г. Р., Попов А. А., Любецкий В. Н. Глубинное строение и региональная металлогения Казахстана // Металлогения Сибири: Тез. докл. XI Всесоюз. металлоген. совещ. Новосибирск, 1987. Т. 1. С. 175–178.

Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.

Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 200 с.

Беневольский Б. И., Зубатарева Л. И., Мишинева Н. В. Благородные металлы в комплексных рудах зарубежных месторождений. М.: ВИЭМС, 1991. 47 с.

Бернштейн П. С. Условия локализации различных типов золоторудных месторождений Енисейского кряжа // Труды ЦНИГРИ. М., 1962. Вып. 43. С. 47–55.

- Бетхер М. Я., Ананьев А. А., Чечулин Р. И. Этапы формирования структуры кварцево-жильного месторождения на примере одного из районов Сибири // Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1990. С. 108–114.
- Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В. О новом туре месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33, № 6. С. 3–14.
- Богданович В. А. Первичная слоистость Советского золоторудного месторождения и ее практическое значение // Труды СНИИГТиМСа. Красноярск, 1974. Вып. 145. С. 88–93.
- Бозин А. В., Охупкин Н. А., Ярошевич В. М. Интрузивные комплексы Коммунар-Балахчинского района в Кузнецком Алатау // Интрузивные комплексы золоторудных районов юга Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1967. С. 77–144.
- Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эрглис Е. И. Глубинное строение территории Юго-Западного Алтая по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1969. № 4. С. 97–109.
- Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Вахромеев С. А., Семинский Ж. В. Металлогения Восточной Сибири. М.: Недра, 1983. 117 с.
- Вихтер Б. Я. Сравнительный анализ золото-сульфидных прожилково-вкрапленных месторождений различных типов // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 72–78.
- Ворошилов В. Г. Минералогическое картирование березитов как метод оценки золотоносных жил // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 42–47.
- Ворошин С. В., Сидоров В. А., Тюкова Е. Э. и др. Геология, геохимия, минералогия и перспективы платиноносности Наталкинского золоторудного месторождения (Северо-Восток России) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. Т. II. С. 161–176.
- Генкин А. Д., Лопатин Б. А., Савельев Р. А. и др. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) // Геология руд. месторождений. 1994. Т. 36, № 2. С. 111–136.
- Геология и метаморфизм Восточного Саяна / В. Г. Беличенко, Ю. П. Бутов, Н. Л. Добрецов и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
- Геология и рудоносность Восточного Саяна / Н. Л. Добрецов, В. Г. Беличенко, Р. Г. Боос и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
- Геология Саралинского рудного района / А. М. Сазонов, Р. А. Цыкин, С. И. Леонтьев и др. Красноярск: ГАЦМиЗ, 1997. 144 с.
- Геология СССР. Т. XV. Красноярский край. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1961. 815 с.
- Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. 459 с.
- Глухманчук Е. Д. Деформации упругого последствия в верхних слоях земной коры как индикатор движения магм и флюидов // Геология и геофизика. 1992. № 6. С. 32–36.
- Говоров И. Н. Сейсмофокальные зоны как рудогенерирующие структуры // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 195–208.
- Гончаров В. И., Ворошин С. В., Сидоров В. А. и др. Платиноносность золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Северо-Востока России: Проблемы и перспективы // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. Т. II. С. 156–161.
- Горбачев Н. С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. М.: Наука, 1989. 127 с.
- Горяинов С. В. Закономерности размещения золотосульфидного оруденения Олимпиадинского типа (Енисейский край) // Геология и геофизика. 1994. № 2. С. 80–90.

Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 284 с.

Гребеничкова В. И., Шмотов А. П. Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 756–764.

Грязнов О. Н. Рудоносные метасоматические формации зон тектоно-магматической активизации Урала // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: УГИ, 1991. С. 57–66.

Грязнов О. Н., Чесноков В. И. Основы рудоносного метасоматизма. Екатеринбург: УГИ, 1993. 128 с.

Грязнов О. Н., Вахрушев С. Н. Золото-аргиллизитовая формация Урала // Руды и металлы. 1997. № 2. С. 73–84.

Гусев А. И. Интрузивный магматизм Синюхинского золоторудного узла // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 18–40.

Дембо Т. М. Внутренняя структура филлитов и ее влияние на форму кварцевых жил района Советского рудника (Северо-Енисейская тайга) // Труды НИГРИЗолото. М., 1948. Вып. 15. С. 72–94.

Дистлер В. В., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 467–486.

Добрецов Н. Л., Жмодик С. М., Карманов Н. С. и др. Минералого-геохимические признаки полигенности самородного золота золоторудного месторождения Восточно-го Саяна // Докл. АН СССР. 1989. Т. 303, № 3. С. 703–707.

Додин Д. А., Чернышов Н. М., Дюжиков О. А. и др. Новая концепция расширения и комплексного освоения сырьевой базы платиновых металлов (программа «Платина России») // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 5–17.

Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А. и др. Состояние и проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов (Результаты и направление исследований по программе «Платина России») // Там же. 1995. Т. II. С. 7–48.

Ермолаев Н. П., Созинов Н. А., Чиненов В. А., Хорошилов В. Л. Новые генетические типы золото-редкометалльных руд в черных сланцах // Фундаментальные науки народному хозяйству. М., 1990. С. 379–381.

Ермолаев Н. П., Никифоров А. В., Хорошилов В. Л. Баланс масс золота и сопутствующих компонентов при формировании сульфидно-вкрапленных руд месторождения Кумтор (Восточная Киргизия) // Руды и металлы. 1994. № 1. С. 37–44.

Ермолаев Н. П., Созинов Н. А., Чиненов В. А. и др. Формы нахождения платиновых металлов в рудах золота из черных сланцев // Геохимия. 1995. № 4. С. 524–532.

Жабин А. Г., Самсонова И. С., Косовец Ю. Г. Платиноиды и золото в диагенетических пиритовых конкрециях юрских сланцев на южном склоне Центрального Кавказа // Разведка и охрана недр. 1992. № 2. С. 2–3.

Жабин В. В. Новые данные о структуре Синюхинского рудного поля // Геология и геофизика. 1963. № 5. С. 107–112.

Звягина Е. А. Метаморфизм и золотоносность Верхне-Енашиминского рудного узла: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Красноярск, 1989. 28 с.

Иванкин П. Ф., Долгушин С. С., Нуварьева Ю. А., Алабин Л. В. Рудоносность магматических формаций и особенности внутреннего строения Алтае-Саянской металлогенической провинции // Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМСа, 1971. С. 96–108.

Иванова Т. И., Полевая Н. И., Владимирский Г. М. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 58. Л., 1961. С. 213–225.

Колотухина С. В., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М.: Наука, 1974. 269 с.

Колпакова Н. А. Электрохимические процессы платиновых металлов и золота на ртутно-графитовом электроде // Аналитика Сибири и Дальнего Востока: Материалы конф. Томск, 1993. С. 35–36.

Колпакова Н. А., Кропоткина С. В., Сухомлинова Л. В. ИВ-определение осмия и иридия в платиновых концентратах с использованием электрокаталитических реакций // Электроаналитика Сибири-90. Состояние и перспективы. Региональная конф. Томск, 4–7 сент. 1990: Тез. докл. Томск, 1990. С. 37.

Колпакова Н. А., Шифрис Б. С., Швец Л. А., Кропоткина С. В. Определение платиновых металлов и золота методом инверсионной вольтамперометрии // Журн. аналит. химии. 1991. Т. 46, № 10. С. 1910–1913.

Колпакова Н. А., Кропоткина С. В., Шабалкина Т. Г. Определения содержания платиновых металлов в природных и промышленных материалах методом инверсионной вольтамперометрии // Современные методы анализа промышленных материалов и природных объектов. СПб, 1992. С. 86–90.

Колпакова Н. А., Иванов Ю. А., Коробейников А. Ф. Определение платиновых металлов в рудах и концентратах методом инверсионной вольтамперометрии // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. Т. II, кн. 1. С. 181–184.

Конников Э. Г., Миронов А. Г., Цыганков А. А. и др. Генезис плутоногенного золотого оруденения в позднем докембрии Саяно-Байкальской складчатой области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 4. С. 37–52.

Коробейников А. Ф. Основные черты трещинной тектоники Коммунарковского рудного поля // Геология и геофизика. 1964. № 11. С. 111–123.

Коробейников А. Ф. Контактково-метасоматические и гидротермальные образования золоторудного поля Коммунар // Изв. Томского политехн. ин-та. 1968. Т. 134. С. 128–136.

Коробейников А. Ф. Условия локализации золотого оруденения в контактково-метасоматических и гидротермальных образованиях золоторудного поля Коммунар // Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 65–74.

Коробейников А. Ф. Особенности поведения золота при площадном и локальном метасоматозе гранитоидных интрузий Саяно-Алтайской складчатой области // Геохимия. 1977. № 2. С. 288–297.

Коробейников А. Ф. Состав и свойства минералообразующих растворов золоторудных месторождений Саяно-Алтайской складчатой области по включениям в минералах // Параметры природного эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Ч. II. С. 161–174.

Коробейников А. Ф. Особенности распределения золота в горных породах и минералах восточного склона Кузнецкого Алатау // Геохимия. 1980. № 7. С. 999–1017.

Коробейников А. Ф. Фракционирование золота в магматическом расплаве при его кристаллизации // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 5. С. 1200–1204.

Коробейников А. Ф. Рудно-метасоматическая зональность на месторождениях золота // Геология руд. месторождений. 1983. № 1. С. 96–99.

Коробейников А. Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск: Наука, 1987. 177 с.

Коробейников А. Ф. Мантийно-коровая модель формирования эндогенных месторождений золота // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых: Межевз. сб. Иркутск: ИПИ, 1990а. С. 29–40.

Коробейников А. Ф. Распределение и условия концентрации золота в продуктах магматических, метаморфических и метасоматических процессов офиолитового пояса Сибири // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990б. № 9. С. 53–59.

Коробейников А. Ф. Фоновая золотоносность пород рудного поля в черносланцевой толще карбона Северо-Восточного Казахстана // Геология и геофизика. 1990в. № 11. С. 58–65.

Коробейников А. Ф. Геолого-геохимическая модель золотоносных рудно–метасоматических систем // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых: Межвуз. сб. Иркутск: ИПИ, 1991а. С. 3–15.

Коробейников А. Ф. Новый тип золото-платиноидных месторождений в черносланцевых толщах офиолитового пояса Северо-Восточного Казахстана. Томск: Томский политехн. ин-т., 1991б. 90 с. (Деп. в ВИНТИ 19.03.91; № 1187-ВД1).

Коробейников А. Ф. Геолого-геохимическая модель формирования золото-рудных месторождений в офиолитовых поясах // Геохимия. 1992а. № 2. С. 178–188.

Коробейников А. Ф. Геохимическая зональность золоторудных месторождений палеозойских складчатых структур // Колыма. 1992б. № 4. С. 7–13.

Коробейников А. Ф. Прогнозно-поисковые критерии золото-платиноидного оруденения в черносланцевых толщах офиолитовых поясов // Отеч. геология. 1993. № 11. С. 19–25.

Коробейников А. Ф. Закономерности образования и размещения нетрадиционных комплексных золото-платиноидных месторождений в различных структурах земной коры. М.: АО «Геоинформмарк», 1994а. 64 с.

Коробейников А. Ф. Золото и платиноиды в породах черносланцевых толщ палеозойских складчатых областей // Руды и металлы. 1994б. № 3-6. С. 8–16.

Коробейников А. Ф. Нетрадиционные золото-платиноидные месторождения в черносланцевых толщах складчатых поясов и методы их выявления // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995а. Т. I. С. 117–121.

Коробейников А. Ф. Закономерности образования, размещения и прогнозная оценка нетрадиционных комплексных золото-платиноидных месторождений: Учеб. пособие. Томск: Изд-во ТПУ, 1995б. 88 с.

Коробейников А. Ф. Геолого-геохимическая модель нового нетрадиционного золото-платиноидного оруденения в черносланцевых горизонтах складчатых поясов // Изв. Урал. гос. горно-геол. академии. Сер. геол. и геофиз. Екатеринбург, 1996. Вып. 5. С. 19–24.

Коробейников А. Ф. Комплексное золото-платиноидное оруденение в складчатых поясах // Горн. журн. 1997а. № 2. С. 14–17.

Коробейников А. Ф. Геохимия золота в габбро-плагиигранитных системах складчатых структур // Геохимия. 1997б. № 5. С. 513–520.

Коробейников А. Ф. Платиновые металлы в золоторудных месторождениях складчатых структур Сибири и Северо-Восточного Казахстана // Геохимия. 1998а. № 10. С. 1009–1020.

Коробейников А. Ф. Классификация платиноносных золоторудных месторождений в складчатых поясах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998б. № 2. С. 82–90.

Коробейников А. Ф. Эндогенные геохимические аномалии золоторудных полей палеозойских складчатых структур // Геология и геофизика. 1998в. № 5. С. 611–620.

Коробейников А. Ф., Осипов Л. Г. Древние диоритовидные интрузивные породы Коммунарского рудного поля и некоторые вопросы их золотоносности // Изв. Томского политехн. ин-та, 1965. Т. 135. С. 22–30.

Коробейников А. Ф., Осипов Л. Г., Чинаков И. Г. О дайковом комплексе Коммунарского рудного поля // Там же. 1969. Т. 165. С. 53–66.

Коробейников А. Ф., Щербань И. П. Гидротермально измененные породы золото-рудного поля Коммунар // Там же. 1970. Т. 239. С. 159–166.

- Коробейников А. Ф., Мацюшевский А. В., Мацюшевская Л. Б.* Особенности метасоматоза и золотого оруденения Тапса-Каахемского междуречья // Там же. 1970. Т. 239. С. 172–177.
- Коробейников А. Ф., Мацюшевский А. В.* Золото в интрузивных и контактово-метасоматических породах Тарданского скарнового поля Тувы // Геохимия. 1976. № 9. С. 1409–1416.
- Коробейников А. Ф., Мацюшевский А. В., Чесноков В. Л., Черняев Е. В.* Распределение золота в интрузивных и послемагматических породах Ольховско-Чибижевского рудного поля Восточного Саяна // Геология и геофизика 1976. № 9. С. 62–73.
- Коробейников А. Ф., Черняев Е. В.* Применение методов термобарогеохимии для поисков и оценки золоторудных тел в зонах метасоматитов // Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток: ДВГИ АН СССР, 1980. С. 147–157.
- Коробейников А. Ф., Черняев Е. В., Черняева Е. И.* Вещественная зональность габбро-диабазов Саралинского района Кузнецкого Алатау // Зональность рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Изд. ОНТИ СНИИГГиМСа, 1981. С. 34–44.
- Коробейников А. Ф., Ерофеев Л. Я., Номоконова Г. Г. и др.* Эндогенная зональность кварцево-жильного поля в черносланцевой толще нижнепалеозойского возраста // Геология руд. месторождений. 1986. Т. 28, № 4. С. 61–71.
- Коробейников А. Ф., Ерофеев Л. Я., Номоконова Г. Г.* Закономерности проявления золото-сульфидного и золото-кварцевого оруденения в геолого-геохимических и физических полях контактов гранитоидных интрузий // Там же. 1987а. Т. 29, № 2. С. 58–79.
- Коробейников А. Ф., Пшеничкин А. Я., Кильчичаков К. М.* Эндогенная зональность рудного поля офиолитового пояса Алтае-Саянской складчатой области // Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Иркутск: ИПИ, 1987б. С. 18–33.
- Коробейников А. Ф., Черняева Е. И.* Поведение золота при формировании зональных дайковых тел габбро-диабазов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 3. С. 680–684.
- Коробейников А. Ф., Ворошилов В. Г., Безер А. Р. и др.* Эндогенная зональность кварцево-жильного поля в гранитоидах и ее проявление в магнитных полях // Геология и геофизика. 1988. № 4. С. 82–92.
- Коробейников А. Ф., Пшеничкин А. Я., Масленников В. В., Трубочев С. А.* Проявление рудно-метасоматической зональности в рудном поле черносланцевой толщи карбона // Геология и геофизика. 1989. № 10. С. 43–52.
- Коробейников А. Ф., Масленников В. В., Микитченко В. Я.* Закономерности размещения золоторудных полей и месторождений в черносланцевых толщах герцинской складчатой структуры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990а. № 2. С. 103–115.
- Коробейников А. Ф., Масленников В. В., Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н.* Эндогенная зональность золотого оруденения в черносланцевых толщах по данным изотопного состава серы // Геология руд. месторождений. 1990б. Т. 32, № 4. С. 3–12.
- Коробейников А. Ф., Колпакова Н. А.* Особенности распределения платиновых металлов в черносланцевых толщах офиолитовых поясов // Геохимия. 1992. № 6. С. 834–845.
- Коробейников А. Ф., Мионов А. Г.* Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1992. 217 с.
- Коробейников А. Ф., Колпакова Н. А., Иванов Ю. А.* Новые возможности изучения платиноносности горных пород, минералов, природных вод // Колыма. 1993а. № 4. С. 5–9.
- Коробейников А. Ф., Пшеничкин А. Я., Фомин Ю. А.* Минералогическая и изотопно-геохимическая зональность кварцево-жильного поля в черносланцевой толще кембрия Кузнецкого Алатау // Зап. ВМО. 1993б. Ч. 225, № 1. С. 68–80.

Коробейников А. Ф., Масленников В. В. Закономерности формирования и размещения месторождений благородных металлов в черносланцевых толщах Восточного Казахстана. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. 337 с.

Коробейников А. Ф., Пшеничкин А. Я., Зыков Ю. Е. Платиноносность отвалов горных пород, убогих золотых руд, хвостов обогащения их Боко-Васильевского, Акжальского, Бакырчикского золоторудных полей Западной Калбы // Руды и металлы. 1995. № 3. С. 104–109.

Коробейников А. Ф., Ворошилов В. Г., Пшеничкин А. Я. и др. Платиноносность месторождений золото-скарновой формации Сибири // Руды и металлы. 1997. № 3. С. 39–49.

Коробейников А. Ф., Бернатонис В. К., Ворошилов В. Г. и др. Платиноносность золоторудных месторождений Енисейского кряжа // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири: Материалы конф. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998а. Т. I. С. 90–94.

Коробейников А. Ф., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К., Колпакова Н. А. Нетрадиционные золото-платиновые месторождения Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1998б. № 4. С. 426–438.

Коробейников А. Ф., Бобров В. Н., Грязнов О. Н., Колпакова Н. А. Платиноносность Воронцовского золото-березит-аргиллизитового полихронного месторождения Урала // Проблемы металлогении юга Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1999. С. 112–115.

Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Т. 1. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1967. 163 с.

Коткин В. В. Влияние вмещающих пород на размещение золоторудных месторождений в центральной части Ленского района // Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск, 1969. С. 165–170.

Котов Н. В., Порицкая Л. Г. Особенности геологического строения, минеральные ассоциации метасоматитов и вопросы генезиса золоторудного месторождения Мурунтау (Центральные Кызылкумы) // Зап. ВМО. 1991. № 4. С. 59–69.

Кривчиков А. В. Дайки Саракокшинского гранитоидного массива (Горный Алтай) // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк, 1987. С. 65–66.

Курский А. Н., Витоженц Г. Ч., Мандругин А. В., Пучкова Т. В. Проблема аналитического определения металлов платиновой группы в рудах черносланцевых комплексов // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. Т. II. С. 159–174.

Кучеренко И. В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 90–102.

Кучеренко И. В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотых руд с глубинным магматизмом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 78–81.

Лаверов Н. П., Дистлер В. В., Митрофанов Г. Л. и др. Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения Сухой Лог // Докл. РАН. 1997. Т. 335, № 5. С. 664–668.

Летников Ф. А., Казанский В. И. К проблеме вертикальной зональности и рудоносности глубинных разломов докембрия // Геология руд. месторождений. 1991. № 2. С. 15–24.

Ли Л. В. О связи формирования золоторудных месторождений с процессами прогрессивного регионального метаморфизма в Енисейском кряже // Рудоносность и металлогения структур Енисейского кряжа. Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1974. С. 102–112.

Ли Л. В. Золоторудные месторождения докембрия Енисейского кряжа // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. Красноярск: КНИИГиМС, 1997. С. 184–222.

Ли Л. В., Круглов Г. П., Шохина О. И., Вербицкий Б. П. Роль литологических и структурных факторов в локализации прожилково-вкрапленного оруденения в надынтуризивной зоне // Геология руд. месторождений. 1984. № 1. С. 83–88.

Ли Л. В., Шохина О. И. Рудоносные метасоматиты месторождения сульфидно-вкрапленных руд // Рудоносные формации докембрия и палеозоя западной складчатости обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМСа, 1986. С. 61–74.

Ли Л. В., Круглов Г. П., Шерман М. Л. Вкрапленное золото-сульфидное оруденение Енисейского края // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 3. С. 690–694.

Лобанов М. П., Радченко К. М., Чернецкая Н. И. и др. Рудоносные углистые пелитониды линейного смятия Патомского нагорья // Геология и геофизика. 1976. № 9. С. 34–45.

Лопатин А. П. Особенности литологии и условия образования сланцевых толщ золотоносного пояса Енисейского края // Минералы и парагенезисы минералов, горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск, 1982. С. 90–96.

Лузгин Б. Н. Геологическое строение и генезис Синюхинского золоторудного скарнового поля в Горном Алтае: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1970. 18 с.

Лузгин Б. Н. Скарнообразование и калиевый метасоматоз в Синюхинском рудном поле (Горный Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 24–35.

Лузгин Б. Н. Структурные модели Синюхинского золоторудного поля как выражения его перспективы // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 147–152.

Любецкий В. Н. Глубинные критерии локализации оруденения золота в Казахстане (по геофизическим данным) // Опыт прогнозирования и оценки золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1985. С. 10–19.

Ляхов Ю. В., Попивняк И. В. О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 5–17.

Маракушев А. А. Вулканоплутонические ассоциации офиолитовых формаций // Кристаллическая кора в пространстве и времени: Докл. сов. геологов на 28 сес. Междунар. геол. конгр. М., 1989. С. 46–55.

Мельников Е. К., Петров Ю. В., Савицкий А. В. Новый район с месторождениями богатых комплексных руд в Южной Карелии // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 15–19.

Металлогения орогенов / И. Н. Томсон, В. С. Кравцов, Н. Т. Кочнева и др. М.: Недра, 1992. 272 с.

Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез в подвижных поясах). М.: Недра, 1987. 297 с.

Миронов А. Г. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов // Геохимические исследования пород, минералов и вод Забайкалья. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1981. С. 90–98.

Миронов А. Г., Роцектаев П. А., Жмодик С. М. и др. Зун-Холбинское золоторудное месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. Т. II. С. 56–66.

Мирошников А. Е., Монаков А. С., Прохоров В. Г. К структуре Саралинского золоторудного поля и его месторождений // Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы. Красноярск, 1969. С. 110–121.

Митрофанов Г. Л., Немеров В. К., Коробейников Н. К., Семейкина Л. К. Платиноносность позднедокембрийских углеродистых формаций Байкало-Патомского нагорья // Платина России. Проблемы развития минеральной сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 150–154.

Митрофанов Г. Л., Немеров В. К., Семейкина Л. К., Коробейников Н. К. Районирование Восточной Сибири по ожидаемым типам месторождений платиноидов в черносланцевых толщах // Там же. 1995. Т. II, кн. 2. С. 115–125.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.

Нарсеев В. А., Матвиенко В. Н., Фаворов В. А., Захаров А. В. Новый тип золото-платиновой минерализации // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., 1992. С. 48.

Немеров В. К. Геохимическая специализация позднедокембрийских черносланцевых толщ Байкало-Патомского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1989. 19 с.

Нетрадиционная платиноидная минерализация Средней Сибири / А. М. Сазонов, О. М. Гринев, Г. И. Шведов, В. И. Сотников. Томск: Изд-во ТПУ, 1997. 148 с.

Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М. Внутриминерализационное переотложение вещества в месторождениях вкрапленных руд // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 6. С. 1450–1454.

Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М. Типизация золоторудных месторождений складчатых областей миегосинклинального типа // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 54–71.

Новые вещественные типы руд благородных металлов и редких металлов в углеродистых сланцах / Н. П. Ермолаев, Н. А. Созинов, Е. С. Флициян и др. М.: Недра, 1992. 188 с.

Охупкин Н. А., Бозин А. В. Рудные формации Коммунарковского рудного поля и их возрастные взаимоотношения с магматическими породами // Вопросы геологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы. Красноярск, 1969. С. 79–86.

Охупкин Н. А., Бозин А. В. Особенности пространственной связи золотого оруденения Коммунарковского и Саралинского районов с каледонским магматизмом // Геология и геофизика. 1972. № 3. С. 35–41.

Павлов А. Л. Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 80 с.

Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 110 с.

Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. 248 с.

Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. Т. II. 201 с.

Полеховский Ю. С., Волошин А. В. Новые природные системы платиноидов в метасоматитах Южной Карелии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 3. С. 700–703.

Полеховский Ю. С., Волошин А. В., Тарасова И. П. и др. Падмаит PdBiSe — новый селенид палладия и висмута из метасоматитов Южной Карелии // Зап. ВМО. 1991. № 3. С. 85–88.

Поляков Г. В., Федосеев Г. С., Телешев А. Е., Николаев С. М. Шиндинский гранитоидный плутон (Восточный Саян) // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965. С. 84–121.

Прокофьев В. Ю., Афанасьева З. Б., Иванова Г. Ф. и др. Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au–(Sb–W) месторождения (Енисейский край) // Геохимия. 1994. № 7. С. 1012–1029.

Прохоров В. Г., Мирошников А. Е. Геология и геохимия кварцево-золоторудных месторождений Саралинского рудного поля. Красноярск: КО СНИИГГиМСа, 1974. 215 с.

Пуцаровский Ю. А. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.

Риндзюнская Н. М., Поляков Т. П., Бобров В. Н. Геолого-минералогическая характеристика зоны гипергенеза Воронцовского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 43–52.

Рудашевский Н. С., Кнауф В. В., Чернышов Н. М. Минералы платиновой группы из черных сланцев КМА // Докл. РАН. 1995. Т. 334, № 1. С. 91–95.

Рыбаков С. И., Лавров М. М., Слюсарев В. Д., Трофимов Н. Н. Оценка перспектив платиноносности докембрийских образований Карелии // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 41–47.

Рябов В. В. Платина Сибирских траппов. Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО РАН, 1994. 31 с. (Препр. / ОИГТМ СО РАН; № 5).

Рябов В. В., Шевко А. Я., Симонов О. Н., Аношин Г. Н. Состав платиноносных высокохромистых скарнов Талнаха (Норильский район) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 7. С. 60–75.

Рябчиков И. Д., Орлова Г. П. Золото в магматических флюидах // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1984. С. 103–111.

Савицкий А. В., Титов В. К., Афанасьева Е. Н. и др. Платиноносность докембрийских черносланцевых толщ Карелии // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 55–66.

Сазонов А. М., Ананьев А. А., Власов В. С. Об условиях пространственного совмещения золоторудной и сурьмяной минерализаций в сланцевых толщах одного из районов Сибири // Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1990. С. 84–96.

Сидоров А. А., Гончаров В. И., Приставко В. А. и др. О металлах платиновой группы на Наталкинском золоторудном месторождении (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1997. Т. 355, № 6. С. 801–804.

Силичев М. К. Геологическое положение и особенности структуры Нежданинского золоторудного месторождения // Геология руд. месторождений. 1970. Т. 12, № 2. С. 96–102.

Симкин Г. С. Геологическая позиция и перспективы Советского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1997. № 2. С. 57–73.

Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 114 с.

Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1981. 141 с.

Тимофеева Т. С. Минералы платины и палладия в рудах золото-колчеданного месторождения // Зап. ВМО. 1968. Т. 97, вып. 4. С. 461–470.

Тимофеева Т. С. Особенности минерального состава руд месторождения Куру-Тегерек // Зап. Узб. отд-ния ВМО. Вып. 29. Ташкент: Фан, 1976. С. 33–35.

Ушаков В. Н., Кренделев Ф. П., Воронин В. А. Оценка золоторудных и шеелитовых месторождений (прогнозирование с помощью ЭВМ). Новосибирск: Наука, 1976. 107 с.

Фадеев В. Е. Нелинейные явления и их роль в геотектонике // Геотектоника. 1993. № 1. С. 7–12.

Феофилактов Г. А. О генетической связи золотого оруденения с гранитоидными массивами Китойско-Урикского рудного узла (Восточный Саян) // Рудоносность и структуры рудных месторождений Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1970. С. 90–99.

Феофилактов Г. А. О механизме структурного контроля золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян) // Геология руд. месторождений. 1992. Т. 34, № 4. С. 100–106.

Фролова Т. И., Перчук Л. А., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.

Хаззагаров А. М., Неймарк А. И., Кильчицаков К. М. Золотое оруденение в скарнах Тапса-Каахемского междуречья Тувы // Материалы геол. конф. Красноярск: Изд-во ОНТИ «Горное», 1966. С. 124–127.

Черемисин А. А., Злотник-Хоткевич А. Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. 1997. № 1. С. 59–70.

Чернышов Н. М. Формационно-генетические типы платиноносных проявлений Воронежского кристаллического массива // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 85–103.

Чернышов Н. М. Формационно-генетическая типизация платинометального оруденения докембрия центральной России для целевого прогноза // Там же. 1995. Т. II. С. 126–130.

Чернышов Н. М. Новый тип золото-платиноидного оруденения в стратифицированных черносланцевых комплексах ВКМ // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1996а. № 1. С. 114–132.

Чернышов Н. М. Стратифицированные черносланцевые комплексы — новый нетрадиционный источник платиновых металлов XXI столетия (формационно-генетические типы, закономерности размещения, минералого-геохимические особенности руд, геолого-генетическая модель формирования) // Там же. Сер. 2. 1996б. № 2. С. 42–62.

Чернышов Н. М., Додин Д. А. Формационно-генетическая типизация месторождений металлов платиновой группы для целей прогноза и металлогенического анализа // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 1. С. 65–70.

Чернышов Н. М., Коробкина Т. П., Лапутина И. П. Состав сульфидов золото-платиноносных черносланцевых толщ раннего докембрия КМА и некоторые особенности распределения в них благородных металлов // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1997. № 3. С. 56–64.

Черняев Е. В., Черняева Е. И. Генетическая модель золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 57–68.

Чучко В. Н., Сарба Я. В., Шульга В. К. Стратиграфия кембрийских образований междуречья Систиг–Хем–Чаваш // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969. Вып. 1. С. 10–22.

Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания). М.: Недра, 1972. 296 с.

Шифрис Б. С., Колпакова Н. А. Современное определение родия и иридия методом инверсионной вольтамперометрии в медно-никелевых концентратах // Журн. аналит. химии. 1982. Т. 37, № 12. С. 2217–2220.

Щеглов А. Д. Опыт генетической классификации прогибов как основа тектонического районирования центральной части Саяно-Алтайской складчатой области // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. С. 81–87.

Щеглов А. Д. О некоторых вопросах нелинейной геологии // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 5–15.

Щеглов А. Д. Синхронный рифтогенез и оруденение // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 2. С. 115–126.

Щербаков Ю. Г. Генетические черты золоторудных месторождений в Горном Алтае // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1965. С. 5–38.

Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 250 с.

Anderson D. The derthe of mantle zeservoirs // Magmatic processes Physicochemical in Principles the Geochemical Society, Spec. Publ. 1 / Ed. B. O. Musen, 1987. P. 3–12.

Cabri L. Classification of Platinum-group element deposits with reference to the Canadian Cordilliers // Episodes. 1984. No 2. P. 31–35.

Chen N., Coveney R. M. Ores in metals-rich chale of Southern Chine // US Geol. Surv. Circular. No 1037. 1989. P. 7–8.

Coveney R. M. Gold and platinum in shales with evidence against extraterrestrial sources of metals // *Chem. Geol.* 1992. Vol. 99, No 1/3. P. 101–114.

Coveney R. M., Chen N., Grauch R. I., Mirowchnic I. B. Ores in Ni-Mo-PGE-Au shales of Southern China // 8th IAGOD Symp. in Conjunet. With Int.: Conf. Miner. Deposit Model. Ottawa, Aug. 12-18, 1990. P. 111–112.

Coveney R. M., Chen N. Ni-Mo-PGE-Au-rich ores in Chinese black-shales and speculations on possible analogues on the United States // *Miner. Depos.* 1991. Vol. 26, No 2. P. 83–88.

Coveney R. M., Mirowchnick I. B., Grauch R. I. et al. Filld relations, origines, and resource implications for platinotrous molibdenum-nickel ores in black-shales of South China // *Explor. Miner. Geol.* 1992. Vol. 1. P. 21–28.

Dillon-Leitch H. C. H., Watkinson D. H., Coats C. I. A. Distribution of Platinum-group elements in the Donaldson West Deposit, Cape Smith Belt Qwebec // *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81, No 5. P. 1147–1158.

Eardleu A. I. *Structural Geology of North America*. 2nd New York; Happer. Row. ed. 1951. 753 p.

Fan D. Polielements in the Lower Cambrian black-shale series in Southern China // The significance of frase metals in solving Petrogenetic problems and controlersics / S. S. Augustithis (ed.). Theophractus Publ. S. A. Athens, 1983. P. 447–474.

Grauch R. I., Raymond M., Coveney R. M. et al. Black-shales as Hosts for Unconventional platinum group — Elements Recorecs: Exampls for Southern China and Yukon, Canada and Impecations for us Resources // *US Geol. Surv. Ciralar*. No 1062: Program and Abstracts. 1991. P. 33.

Hulbert L. J., Pactunc A. D., Iricka D. E. The uranium-gold-platinum group — elements association from the Greater Beaverlodge area of Northern Saska Tchewan: A new geological environment from platinum — group elements mineralization // *Bull. Econ. Finl.* 1989. No 61. P. 1–48.

Hulbert L. J., Gregotre C. D., Pactunc A. D. Sedimentary nickel, zinc, and platinum-group-elements mineralization in Devonian black-shales at the Nick property, Yukon, Canada: a new deposit type // *Explor. Miner. Geol.* 1992. Vol. 1. P. 39–62.

Kucha H. Precious metal bearing shales from Zechshtein copper deposits, Lower Silesia, Poland // *Trans. Inst. Mining and Met.* 1983. Vol. 92. P. 72–79.

Kucha H. Palladium munerals in the Zechshtein copper deposits in Poland // *Chem. Erde.* 1984. Vol. 43, No 1. P. 27–43.

Kucha H. Platinum-group metals in the Zechshtein copper deposits, Poland // *Econ. Geol.* 1992. Vol. 77, No 6. P. 1578–1591.

Leblance C. M., Fisher W. Noble metals in cobalt-arsenide ores in hydrothermal concentration from serpentinite source rock (Bou-Azzer, Morocco) // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1989. No 1. P. 36.

Leblance C. M., Fisher W. Gold and platinum-group elements in contact arsenide ores: hydrothermal concentrations from serpentinite source rock (Bou-Azzer, Morocco) // *Miner. and Petrog.* 1990. Vol. 42, No 1–4. P. 197–209.

Loukova-Ruskeeiemi L. K. Geochemical evidence for the hydrothermal origin of sulfur, base metals and gold in Proterozoic metamorphosed black-shales, Kainuu and Outokumpu areas, Finland // *Miner. Depos.* 1991. Vol. 26. P. 143–152.

Nash I. Homas Geology and geochemistry of gold deposits of the Big Canyon area, Eldorado Country, California // *US Geol. Surv. Bull.* 1988. No 1584. P. 1640.

Nernagh T. P., Heinrich C. A., Leickie J. F. et al. Chemistry of low temperature hydrothermal gold, platinum and palladium mineralization at Coronation Hile, Northern Territory, Ausralia // *Econ. Geol.* 1994. Vol. 89. P. 1053–1073.

- Olvo G. R., Gautheir M., Bardoux M.* Palladium gold from the Caueiron mine, Itagira District, Minas Gerais, Brazil // *Miner. Mag.* 1994. Vol. 58. P. 579–587.
- Olvo G. R., Gautheir M., Bardoux M.* Palladium-bearing gold deposit hosted by Proterozoic Lake Superior Type Iron Formation at the Caueiron mine, Itagira District, Southern San Francisco Craton, Brazil: geologic and structural controls // *Econ. Geol.* 1995. Vol. 90. P. 118–134.
- Pactunc A. D., Gandshi S. S.* Hydrothermal platinum-palladium-gold mineralisation association with uranium veins, Northwest territories, Canada // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1989. No 61. P. 50.
- Pašava J.* Anoxic sediments — an important environment and genesis // *Geophys. Can.* 1987. Vol. 14, No 2. P. 155–166.
- Pašava J.* Comparison between the distribution of the PGE in the black-shales from the Bohemian Massif (CSFR) and other black shale occurrences // *Miner. Depos.* 1991. Vol. 26, No 2. P. 99–103.
- Perchuk L. L.* Studies of volcanic series related to the origin of some marginal sea floors // *The Geochim. Soc., Spec. Publ.* 1 / Ed. B. O. Myser. 1987. P. 1–22.
- Pfeiffer Th., Zereini F., Urban H.* Platinum-group elements in ore-bearing sediments of Zechstein from Huckelheim (Spessart, Germany) // *Current Research in Geology applied to ore Deposits: Proc. of the Second Biennial SGA Meeting, Granada, 9–11 Sept. 1993. Granada, Spain, 1993.* P. 543–547.
- Price A. A., Balkvill H. L., Cook L. G.* Canadian rockies and tectonic evolution of the Southeastern Canadian Cordillera // *XXIV I.G.C. Montreal, 1972: Excursion A. C. Guidebook, 1972.* 129 p.
- Prichard H. M., Neary C. R., Potts P. J.* Platinum-group minerals in the Shetland ophiolite // *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks: Inst. Min. Metall. London, 1986.* P. 395–414.
- Prichard H. M., Lord R. A.* Platinum and palladium in Troodos ophiolite complex, Cyprus // *Can. Miner.* 1990. Vol. 28. P. 607–617.
- Singleton O. P.* Geology and mineralisation of Victoria // *Geology of Australia deposits: Mc. Andrew (ed.) 8th Commonwealth Mining and Metallurg. Congress Australia and New Zealand. 1965.* Vol. 1. P. 59–63.
- Thomas D. E., Singleton O. P.* The Cambrian stratigraphy of Victoria // *Geol. Congr. Mexico, 20th Session E. L. Sistema, Camplico. Pt. 2. Mexico, 1956.* P. 121–127.
- Watkinson D. H., Melling D. P.* Hydrothermal origin of the platinum mineralisation, Alaska // *Econ. Geol.* 1992. Vol. 87. P. 175–184.
- Williams I. O., Gabrielse H.* The Cordilleran structural province. Variations in tectonic styles in Canada // *The Geol. Assoc. of Canada. 1972. Spec. Pap. No 11.* P. 1–18.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
Глава 1. МЕТОДИКА ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	9
Глава 2. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ НЕТРАДИЦИОННЫХ КОМПЛЕКСНЫХ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	16
Глава 3. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РУДОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	20
3.1. Геотектоническая позиция рудоносных регионов и условия заложения рудных полей	—
3.2. Метасоматизм и комплексное рудообразование	23
3.3. Особенности геологического строения рудных полей	24
Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	26
4.1. Потенциальные месторождения золото-платиноидно-сульфидно- скарновой формационной группы	—
4.1.1. Ольховско-Чибижевское скарново-золоторудное поле	27
4.1.2. Тарданское скарново-золоторудное месторождение	39
4.1.3. Синюхинское золото-скарновое месторождение	47
4.2. Потенциальные месторождения кварц-золото-платиноидно-сульфидно- березитовой формационной группы	52
4.2.1. Саралинское кварц-золото-сульфидное месторождение	—
4.2.2. Центральное кварц-золото-сульфидное месторождение	65
4.2.3. Коммунарское золоторудное поле	75
4.2.4. Балахчинское золоторудное месторождение	90
4.2.5. Октябрьское золоторудное месторождение	94
4.2.6. Зун-Холбинское золоторудное месторождение	102
4.2.7. Ирокиндинское золоторудное месторождение	108
4.2.8. Кварц-золоторудные месторождения Советское и Эльдorado ...	112
4.2.9. Васильевское кварц-золото-сульфидное месторождение	117
4.3. Потенциальные месторождения золото-платиноидно-сульфидно- лиственитовой формационной группы	123
4.3.1. Нежданинское золоторудное месторождение	—
4.3.2. Золоторудное месторождение Сухой Лог	129
4.3.3. Золоторудные месторождения Западной Калбы	137
4.4. Потенциальные полихронные месторождения золото-платиноидно- сульфидно-аргиллизитовой формационной группы	150
4.4.1. Олимпиадинское золоторудное месторождение	—
4.4.2. Воронцовское золоторудное месторождение	157

Глава 5. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В РУДАХ, РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	165
5.1. Особенности минералогии благородных металлов нетрадиционных потенциальных золото-платиноидных месторождений	—
5.2. Распределение платиновых металлов в рудах и минералах различных типов комплексных месторождений	171
5.3. Проявление рудно-метасоматической и геохимической зональности на потенциальных нетрадиционных комплексных месторождениях золота и платины	179
5.3.1. Примеры проявления рудно-метасоматической и геохимической зональности в рудных полях и месторождениях	191
5.4. Геологические и геохимические модели формирования потенциальных комплексных золото-платиноидных месторождений	196
5.4.1. Мантийно-коровая модель формирования комплексных месторождений	—
5.4.2. Геотектоническая позиция рудоносных черносланцевых толщ	198
5.4.3. Особенности геологического строения золотоносных площадей офиолитовых поясов	200
5.4.4. Геолого-генетическая модель формирования комплексных месторождений	201
5.4.5. Геолого-геохимическая модель формирования комплексных месторождений	206
Глава 6. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ КОМПЛЕКСНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЯХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ	209
6.1. Региональные критерии прогнозирования и поисков	—
6.2. Локальные прогнозно-поисковые критерии и признаки	211
6.3. Прогноз промышленных типов комплексной золото-платиновой минерализации в золоторудных полях и месторождениях	216
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	218
ЛИТЕРАТУРА	222

TABLE OF CONTENTS

PREFACE	5
Chapter 1. METHODS OF GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS ...	9
Chapter 2. CLASSIFICATION OF POTENTIAL NON-TRADITIONAL COMPLEX GOLD-PLATINOID DEPOSITS	16
Chapter 3. GEOLOGICAL SETTING PECULIARITIES OF ORE-BEARING TERRITORIES	20
3.1. Geotectonic site of ore-bearing regions and conditions of ore field setting	—
3.2. Metasomatism and complex ore formation	23
3.3. Geological setting peculiarities of ore fields	24
Chapter 4. GEOLOGICAL SETTING OF NON-TRADITIONAL COMPLEX DEPOSITS ...	26
4.1. Potential deposits of gold-platinoid-sulfide-skarn formation group	—
4.1.1. Ol'khovsko-Chibizhek skarn gold-ore field	27
4.1.2. Tardan gold-skarn deposit	39
4.1.3. Sinyukha gold-skarn deposit	47
4.2. Potential deposits of quartz-gold-platinoid-beresite formation group	52
4.2.1. Sarala quartz-gold-sulfide deposit	—
4.2.2. Central quartz-gold-sulfide deposit	65
4.2.3. Kommunar gold-ore field	75
4.2.4. Balakhchino gold-ore deposit	90
4.2.5. Oktyabr'skoye gold-ore deposit	94
4.2.6. Zun-Kholba gold-ore deposit	102
4.2.7. Irokindinskoye gold-ore deposit	108
4.2.8. Quartz gold-ore deposits Sovetskoye and Eldorado	112
4.2.9. Vasilyevskoye quartz-gold-sulfide deposit	117
4.3. Potential deposits of gold-platinoid-sulfide-listwaenite formation group	123
4.3.1. Nezhdaninsk gold-ore deposit	—
4.3.2. Sukhoy Log gold-ore deposit	129
4.3.3. Gold-ore deposits of Western Kalba	137
4.4. Potential polychronic deposits of gold-platinoid-sulfide-argillite formation group	150
4.4.1. Olimpiada gold-ore deposit	—
4.4.2. Vorontsovskoye gold-ore deposit	157
Chapter 5. MINERALOGICAL FEATURES AND PLATINUM METAL DISTRIBUTION IN ORES, ORE-METASOMATIC ZONING AND FORMATION MODELS OF POTENTIAL COMPLEX DEPOSITS	165
5.1. Peculiarities of noble metal mineralogy for non-traditional potential gold-platinoid deposits	—

5.2. Platinum metal distribution in ores and minerals from various complex deposit types	171
5.3. Manifestation of ore-metasomatism zoning within ore fields and deposits	179
5.3.1. Examples of ore-metasomatism and geochemical zoning manifestation within ore fields and deposits	191
5.4. Geological and geochemical models of potential complex gold-platinoid deposit formation	196
5.4.1. Mantle-crustal model for complex deposit formation	-
5.4.2. Geotectonic position of ore-bearing black-shale series	198
5.4.3. Peculiarities of geological structure of gold-bearing areas and ophiolitic belts	200
5.4.4. Geological and genetic model of complex deposit formation	201
5.4.5. Geological and geochemical model of complex deposit formation	206
Chapter 6. PROGNOSIS AND FORECASTING CRITERIA FOR COMPLEX MINERALIZATION WITHIN GOLD-ORE FIELDS AND DEPOSITS	209
6.1. Regional prospecting criteria	—
6.2. Local prospecting criteria and shows	211
6.3. Forecast of commercial complex gold-platinoid mineralization within gold-ore fields and deposits	216
SUMMARY	218
REFERENCES	222

Научное издание

Александр Феопенович Коробейников

**НЕТРАДИЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ
ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ**

Утверждено к печати

Ученым советом Томского политехнического университета

Редактор *З. В. Белоусова*

Художник обложки *В. И. Шумаков*

Художественный редактор *О. М. Вараксина*

Технический редактор *О. М. Вараксина*

Корректор *И. А. Абрамова*

Компьютерная верстка *В. Д. Ахметовой*

ЛР № 020909 от 01.09.94. Подписано к печати 01.09.99. Формат 70×100/16.

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Бумага офсетная.

Усл. печ. л. 19,2. Уч.-изд. л. 18,7. Тираж 250 экз. Заказ № 692.

Типография НИЦ ОИГТМ СО РАН

630090, Новосибирск, просп. акад. В. А. Коптюга, 3