

Российская Академия наук
Дальневосточное отделение
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт

На правах рукописи


04.200.9 05081

Колова Елена Евгеньевна

Золотая минерализация Кони-Пьягинской металлогенической зоны

Специальность 25.00.11 Геология, поиски и разведка
твёрдых полезных ископаемых; минералогения

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук
Савва Н. Е. 

Москва – 2009 г.

Содержание

Введение	3
Глава 1. Геолого-структурная характеристика Кони-Пьягинской металлогенической зоны	7
1.1 История геологической изученности Кони-Пьягинской металлогенической зоны	7
1.2 Основные геологические черты Кони-Пьягинской металлогенической зоны	12
1.3 Разломная тектоника и ее роль в размещении золоторудных проявлений на п-овах Кони и Пьягина	20
Глава 2. Золотое оруденение Кони-Пьягинской металлогенической зоны	24
2.1 Золотоносный медно-молибден-порфировый тип	24
2.1.1. Месторождение Лора	25
2.2. Золото-теллуридно-висмутовый тип	48
2.2.1 Рудопроявление Рыжик	48
2.3. Золото-сульфидный тип	66
2.3.1. Рудопроявление Гурон	67
2.3.2. Зоны сульфидизации	73
2.4. Золото-серебряный тип	77
2.4.1. Рудопроявление Горелый	77
2.4.2. Рудопроявление Крутой	88
2.5. Гипергенная и россыпная золотоносность Кони-Пьягинской металлогенической зоны	117
2.5.1. Золотоносные коры выветривания	120
2.5.2. Россыпи самородного золота	123
Глава 3. Условия формирования и соотношение различных типов золоторудной минерализации	135
Глава 4. Поисковые признаки проявлений золотой минерализации Кони-Пьягинской металлогенической зоны	141
Заключение	146
Список литературы	148

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Изучение золотоносных и сереброносных объектов в Cu-Mo-порфировых металлогенических поясах, формировавшихся на палеоостроводужных основаниях, способствует решению таких важных научных проблем, как общая и региональная металлогения золота, пространственно-временные связи благороднометалльной минерализации с медно-порфировыми системами, ее специфические минералогические особенности. В практическом плане подобные исследования важны для совершенствования методологии поисковых работ и количественной оценки рудных объектов Кони-Пьягинской металлогенической зоны. Тем более что территория п-овов Кони и Пьягина, располагающая потенциальными ресурсами Cu, Mo, Au, Ag, входит в Магаданскую экономическую зону, где намечается активное освоение полезных ископаемых в связи со строительством федеральной автодороги Магадан – Анадырь, предусмотренной государственной стратегией развития Дальнего Востока России.

Целью работы было минералогическое изучение и типизация золотой минерализации в пределах участков поисков, проводившихся на площади п-овов Кони и Пьягина, относящихся к Cu-Mo-порфировой металлогенической зоне, а также установление взаимоотношений золотой и серебряной минерализации с Cu-Mo-порфировой.

Основные задачи исследований:

- ↓ изучение условий образования и закономерностей размещения золотой минерализации в Кони-Пьягинской металлогенической зоне;
- ↓ уточнение возрастов магматических и рудных образований по изотопным данным;
- ↓ изучение минерального состава руд и метасоматитов;
- ↓ установление пространственно-временных отношений минеральных парагенезисов на золоторудных объектах;
- ↓ выявление типоморфных признаков минералов благородных металлов;
- ↓ построение геолого-генетической модели Средненской рудно-магматической системы;
- ↓ разработка, на основе минералогических данных, прогнозно-поисковых признаков золотого и серебряного оруденения в Cu-Mo-порфировой металлогенической зоне.

Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора. Основой для исследований был фактический материал, собранный автором в 2001 и 2004 гг. при проведении полевых работ в поисковых партиях ОАО «Дукатская ГК» на рудопроявлениях Горелый, Рыжик, Крутой, Лора, а также коллекционный материал, предоставленный научным руководителем д. г.-м. н. Н. Е. Саввой. Для решения поставленных задач применен комплекс минералогических, геологических и геохимических методов исследования. В процессе работы автором проведено: 320 км геолого-поисковых маршрутов; задокументированно 350 пог. м поверхностных горных выработок и 1500 м керна; изучено под микроскопом AXIOPLAN-2 210 аншлифов и 150 прозрачных шлифов; выполнены: минералогический анализ 6 шлиховых проб и 1 рудной пробы (протопочки); структурное травление зерен самородных золота и серебра в аншлифах; 300 измерений пробности самородного золота оптическим методом на модернизированном приборе ПООС-1. Обобщены фондовые материалы геолого-съёмочных, поисковых и тематических работ. В лабораториях СВКНИИ ДВО РАН выполнено 30 определений возраста геологических образований К-Аг методом; около 100 микрорентгеноспектральных анализов рудных минералов на микроанализаторе «САМЕВАХ», для руд и вмещающих пород 300 спектральных, 40 атомно-абсорбционных и 80 силикатных анализов. В ИГЕМ РАН проведено 20 термо- и криометрических исследований первичных и первично-вторичных включений в кварце.

Научная новизна. Впервые в Кони-Пьягинской металлогенической зоне с различной степенью детальности проведено минералогическое изучение четырех новых, оконтуренных в ходе поисковых работ, золоторудных объектов и выявленного ранее – Си-Мо-порфирирового. Выполнена типизация золоторудных проявлений и показана их связь с многофазным раннемеловым гранитоидным магматизмом. Выявлены типоморфные признаки самородного золота для различных типов золотой минерализации. Впервые для территории установлены потенциально золотоносные зоны сульфидизации, коры выветривания и продукты вторичного обогащения благороднометалльной минерализации. Разработана комплексная геолого-генетическая модель формирования золотого и Си-Мо-порфирирового оруденения.

Практическое значение. Установленные автором закономерности формирования золотого оруденения и его минералогические особенности послужили осно-

вой для типизации оруденения, необходимой для перехода от поисковой стадии к оценочной и обоснования параметров и объемов геологоразведочных работ при проектировании. Маршрутные наблюдения и минералогические исследования вошли в производственный отчет 2005 г. ОАО «Дукатская ГГК».

Апробация работы. Оригинальный материал автора и основные научные положения работы были представлены на ряде российских и международных конференций: в 2004 г. – в Санкт-Петербурге и Улан-Удэ; в 2005 г. – в Иркутске и Магадане; в 2006 г. – в Якутске и на 12-м форуме IAGOD в Москве. Неоднократно докладывались на секциях Ученого совета СВКНИИ ДВО РАН и изложены в 15 печатных работах, в том числе в 3 рецензируемых журналах. Автором в 2006 г. был выполнен молодежный проект Дальневосточного отделения РАН «Создание количественной геолого-генетической модели золотоносного оруденения Си-Мо-порфировой системы п-вов Кони и Пьягина».

Структура и объем работы. Диссертация состоит из «Введения», четырех глав и «Заключения». Содержит 162 страниц текста, 42 иллюстраций, 14 фото-таблиц, 30 таблиц и включает список литературы из 166 наименований. Во «Введении» охарактеризованы цели, задачи работы и методы исследования. В первой главе приведены: исторический очерк изучения территории, обобщены сведения о геологическом строении, в том числе рассмотрена роль разломной тектоники в размещении золоторудных проявлений п-овов Кони и Пьягина. Вторая глава посвящена типизации золоторудных объектов п-овов Кони и Пьягина, описанию их геологических и минералого-геохимических особенностей, построены схемы последовательности минералообразования. Оценена степень золотоносности Си-Мо-порфировых руд месторождения Лора и высказаны предположения об источниках рудного вещества. Проведено сравнение Au-Ag руд участка Крутой с эталонными рудами месторождения Сергеевское, расположенного в зоне влияния Баимской Си-Мо системы (северо-восточная часть внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП)). В третьей главе рассматриваются пространственно-временные отношения различных типов золоторудной минерализации (относительно Си-Мо-порфировой). В четвертой главе, на основе геологических, структурных, минералогических и геохимических данных, сформулированы прогнозно-поисковые признаки золотой минерализации. В «Заключении» приведены основные выводы.

Благодарности. Работа подготовлена в лаборатории рудогенеза СВКНИИ ДВО РАН под руководством д. г.-м. н Н. Е. Саввы, которой автор выражает глубокую признательность. Неоценимую помощь в подготовке диссертации оказали: чл.-корр. РАН А. А. Сидоров, чл.-корр. РАН Н. А. Горячев, д. г.-м. н. А. В. Волков. Автор благодарит за предоставленную возможность участвовать в полевых работах, передачу своих геологических знаний и опыта, коллектив геологов ОАО «Дукатская ГГК»: Л. И. Ртищеву, С. А. Шубина, В. К. Рочеву и др., а также за консультации, обсуждение основных положений диссертации, критические замечания и советы: д. г.-м. н И. Л. Жуланову, д. г.-м. н. А. Д. Чехова, к. г.-м. н. В.Г.Шахтырова, к. г.-м. н. М. Л. Гельмана, к. г.-м. н. Е. Э. Тюкову и Т. Б. Русакову. Проведение своевременных и качественных аналитических работ обеспечили: д. т. н. В. Я. Борходоев, М. И. Парфенов (СВКНИИ ДВО РАН), В. Ю. Прокофьев (ИГЕМ РАН), аналитики СВКНИИ ДВО РАН – Т. В. Крячко, Т. П. Козырева, В. П. Колесова, Е. Н. Подденежная, В. И. Мануилова, И. А. Давыдов и А. Д. Люскин, которым автор весьма признателен. В подборе необходимой литературы помощь оказали сотрудники научной библиотеки СВКНИИ ДВО РАН, возглавляемой О. П. Лабик.

Огромную благодарность за постоянную помощь и моральную поддержку, автор выражает своей семье, особенно двухлетнему сыну Лешке.

Основные защищаемые положения:

1. Золотая минерализация Кони-Пьягинской металлогенической зоны представлена различными типами рудных проявлений: золотоносным – Си-Мо-порфировым, золото-теллуридно-висмутовым, золото-серебряным, золото-сульфидным, золотоносными зонами сульфидизации, золотоносными корами выветривания и россыпями самородного золота.

2. Формирование золотого оруденения в вещественном и пространственно-временном отношении проходило последовательно и тесно сопряжено с тремя этапами развития Средненской медно-молибден-порфировой системы, и по отношению к третьему – порфировому этапу, может рассматриваться как допорфировое, синпорфировое и постпорфировое.

3. Наряду с гипогенной благородно-метальной минерализацией, на п-овах Кони и Пьягина, широко развиты гипергенная и россыпная, при этом типоморфные признаки самородного золота россыпей в совокупности отражают все выявленные нами типы коренной золоторудной минерализации.

става, метаморфизованные гранитоидными интрузиями, указали на обилие жильных и дайковых образований, а так же установили в среднем течении реки Накхатанджа, небольшую россыпь золота. В 40-х годах были проведены геолого-рекогносцировочные работы масштаба 1:500 000 (Ю. А. Данилевский (1940 г.), Г. Г. Кайгородцев и М. П. Ипатов (1943 г.), Н. Ф. Антонов и П. А. Петров (1945 г.)) [Карпичев, 1964Ф; Юдин, 1969Ф; Юдина, 1976Ф; Скибин, 1979Ф]. В результате чего были описаны и разделены на группы и толщи по генетическим особенностям все наблюдаемые ими осадочно-вулканогенные и интрузивные образования, а так же рыхлые неоген-четвертичные осадки. В отношении находок коренных и россыпных месторождений район был признан бесперспективным: Одновременно с этими работами в бассейнах рек Средней и Накхатанджи были проведены поисково-геоморфологические исследования масштаба 1:100 000, в результате которых подтверждены данные Ф. К. Рабинович о золотоносности низовьев р. Накхатанджи и её притоков [Карпичев, 1964Ф; Юдин, 1969Ф; Юдина, 1976Ф; Скибин, 1979Ф].

В конце 40-х, начале 50-х годов в результате тематических исследований (Е.К. Устиев и В. А. Зимин (1945 г.), А. М Дёмин (1945–1948 г.г.), И. И. Тучков (1949 – 1951 г.г.) и др.) были разработаны схемы стратиграфии и магматизма для Северного Приохотья. Которые в последствии использовались для составления Государственных геологических карт СССР масштаба 1:200 000 [Карпичев, 1964Ф; Юдин, 1969Ф; Юдина, 1976Ф; Скибин, 1979Ф].

В период с конца 50-х годов до 1980 года на полуостровах Кони и Пьягина проводились геолого-съёмочные работы, масштаба 1:200 000 [Карпичев, 1964Ф; Юдин, 1969Ф; Юдина, 1976Ф; Скибин, 1979Ф], геохимические – масштаба 1:50 000 [Одинец, Осипов, 1978Ф] и тематические исследования [Белый, Тильман, 1965Ф; Тильман, 1968Ф; Белый, Котляр, 1970Ф; Белый и др., 1971Ф, 1977Ф; Умитбаев, Бабайцев, 1974Ф; Соболев, 1980Ф; Андеева, 1981Ю 1988]. Эти работы позволили значительно детализовать представления о геологическом строении района, существенно уточнить состав, границы и возраст многих геологических образований и пересмотреть перспективную оценку полуостровов Кони и Пьягина на золото и медь. В этот период стала высказываться мысль о том, что полуострова Кони, Пьягина и Тайгонос составляют единую и своеобразную тектоническую структуру. В 1970 г., В. Ф.Белый, п-ова Кони и Пьягина отнес к Тайгоносской андезитовой гео-

синклинали и сравнив ее с Арауканской мезо-кайнозойской зоной Чилийских Анд, сделал предположение о возможности обнаружения на побережье Охотского моря, медно-молибден-порфировых месторождений [Белый, Котляр, 1970Ф]. В 1978 г. предположение В. Ф. Белого подтвердилось геолого-поисковыми работами масштаба 1:100 000 под руководством Ю. П. Скибина, которым были выявлены штокверковые тела с прожилково-вкрапленной медной минерализацией [Скибин, 1980Ф]. Полученные результаты, стали базой для постановки, в пределах полуостровов Кони и Пьягина, крупномасштабных геолого-съёмочных и поисково-разведочных работ [Юдина, Семенов, 1983Ф; Воробьев, Васецкий, 1986Ф; Лютаев и др., 1987Ф; Воробьев, 1990Ф], а так же отразились в научной печати, в виде ряда публикаций посвященных геолого-структурным, стратиграфическим, магматическим, тектоническим особенностям этой территории [Белый, 1973, 1978, 1981, 1998, 2000; Белый, Котляр, 1975; Белый, Федошин, 1985; Белый, Сидоров, 1991; Воробьев, 1985; 1988; Юдин, 1964; 1980; Юдин, и др., 1980; Юдин, Измаилов, 1966; Котляр и др., 1981; Кошелкина и др., 1984; Заборовская, 1978; Загрузина, 1977; Андреева, 1988Ф; Андреева и др., 1997; Алексеев, Онухов, 1974; Вацилов, 1963; Городинский и др., 1978; Ичетовкин, 1978; 1988; Умитбаев и др., 1985]. Несколько позже появились публикации посвященные проблемам поисков молибденовых и молибден-медно-порфировых месторождений в пределах Северного Приохотья [Скибин, 1980; 1982; 1988а, 1988б, 1980; Скибин, Андреева, 1986; Матвеевко, Радкевич, 1976; Радкевич, 1969; Сендек, 1971; Сендек, Дорофеев, 1968; Гулевич, Титов, 1975; Ициксон, 1963; Умитбаев, 1976].

Крупномасштабные геолого-съёмочные и поисково-разведочные работы начались в 1979 г. и продолжились до 1990 г. В 1979–1981 гг. в южной части района под руководством В. Д. Юдина проведена групповая геологическая съёмка масштаба 1:50 000 [Юдин, Семенов, 1983Ф]. В результате которой, удалось достаточно детально расчленить юрские и нижнемеловые отложения, субвулканические и интрузивные образования и выявить ряд проявлений и пунктов минерализации золота, меди, серебра, молибдена. В 1982–1984 г.г. групповая геологическая съёмка масштаба 1:50 000 [Воробьев, Васецкий, 1986Ф; Воробьев, 1990Ф], охватила восточную часть территории между пол-овами Кони и Пьягина. Тогда были более детально изучены известные, и выявлены новые, геологические структуры, прослежена связь с ними интрузивных образований и проявлений по-

лезных ископаемых. Ю. Ю. Воробьев выделил Накхатанджинский рудный узел, в котором было установлено и описано молибден-медно-порфировое рудопроявление Лора, а так же ряд проявлений и пунктов минерализации золота, серебра, меди [Воробьев, Васецкий, 1986Ф]. В 1985–1987 г.г. на рудопроявлении Лора проведены поисковые работы [Лютаев, Воробьев, 1987Ф], по итогам которых выявлены два рудных тела, оцененные по категории P_1 , и высказаны рекомендации для первоочередной постановки поисково-оценочных работ на этой территории. В 1986–1990 г.г., под руководством Ю. Ю. Воробьева, в центральной части территории, проведена групповая геологическая съемка и поиски масштаба 1:50 000. В результате которой, было выявлено два новых золото-серебряных рудопроявления (Буочах и Буксенджа) и ряд пунктов минерализации молибден-медно-порфировой формации [Воробьев, 1990Ф].

В свете возросшего внимания к медно-порфировым месторождениям в период с 1998 г. по 2004 г., на площади соединяющей полуострова Кони и Пьягина, ОАО «Дукатской ГГК» под руководством С. А. Шубина, был проведен комплекс поисково-оценочных работ [Шубин, 2003Ф, 2005Ф]. В результате которых, разведанные запасы меди, месторождения Лора, были переоценены по категории C_2 , ресурсы по P_1 , которые согласно оценочным кондициям по экономическим показателям, отнесены к забалансовым. В это же время, в сотрудничестве с ОАО «Дукатской ГГК», Н. Е. Саввой и автором настоящей работы, были проведены геолого-поисковые работы и изучена минералогия руд месторождения Лора, рудопроявлений Тальниковый и Прямой, Рыжик, Крутой, Горелый и еще ряда точек рудной минерализации (Лесной, Буочах, Студеный и др.) [Савва, 2001а, 2001б, 2001в, 2003а, 2003б, 2003в, 2003Ф, 2005; Савва, Колова, 2005; Савва и др., 2006; Радченко и др., 2001; Колова, Смирнов, 2002; Колова, 2003, 2005, 2006, 2008а, 2008б; Колова, Савва, 2004а, 2004б, 2005, 2006, 2008; Колова, Шубин, 2006; Сидоров, и др., 2006; Волков и др., 2006], а так же золотоносные россыпи уч. Сигнал [Савва, Нехорошков, 1997].

В лаборатории геохронологии СВКНИИ ДВО РАН за время геологических исследований п-овов Кони и Пьягина была накоплена база данных К-Аг-датировок пород и руд дополненная образцами автора и его научного руководителя, на основе которой были созданы геолого-геохронологические модели и реконструиро-

вана история формирования этой территории [Котляр, и др., 2000, 2001, 2004, 2005; Умитбаев, 2000].

Большая часть накопленной за прошлый век геологической информации, в том числе и о территории п-овов Кони и Пьягина, была использована при составлении Геологической карты Охотско-Колымского региона, м-ба 1:500 000 [Геол. карта..., 1999], которая на данный момент является основой для перспективного и оперативного планирования геологоразведочных работ по Магаданской области.

За более чем 70-летнюю историю геологического изучения территории исследованы:

1. геология и стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ;
2. петрографические и структурные особенности интрузивных, субвулканических тел и сопровождающих их, метасоматических изменений вмещающих пород;
3. роль интрузивных образований в специфике металлогении района и их взаимоотношения с тектоническими структурами;
4. установлены абсолютные и относительные возраста геологических образований;
5. созданы геолого-геохронологические модели и реконструирована история становления этой территории;
6. на основании перечисленных данных были разработаны схемы стратиграфии и магматизма для Северного Приохотья;
7. была высказана мысль о том, что полуострова Кони, Пьягина и Тайгонос составляют единую и своеобразную тектоническую структуру;
8. установлены медно-молибден-порфиновые, золото и серебросодержащие рудопроявления и восемь шлиховых ореолов распространения россыпного золота;
9. автором и его научным руководителем была частично изучена минералогия медно-молибден-порфировых, золото-серебряных, золото-теллуридно-висмутовых и золото-серебряных рудопроявлений. Они были разделены по минеральным типам. Намечена последовательность их образования и показана тесная, генетическая связь с медно-молибденовой рудной системой Средненского массива. Установлены различные генетические типы коренных источников россыпной золотоносности.

1.2 ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ КОНИ-ПЬЯГИНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ



Рис. 2. Тихоокеанский подвижный пояс (Пушаровский, 1972).

1 – площадь пояса; 2 – современная граница пояса; 3 – древние платформы: I – Сибирская; II – Китайско-Корейская; III – Южно-Китайская; IV – Австалийская; V – Антарктическая; VI – Южно-Американская; VIII – гипотетическая Гиперборейская; 4 – ложе Тихого океана.

Район исследований относится к внутренней зоне Тихоокеанского подвижного пояса, который считается одной из глобальных геологических структур, вмещающей крупнейшие Cu-Mo-порфировые месторождения (Чукикамата, Рей, Минерал-Парк, Ла-Колорадо, Кирганинское и др.), в том числе, и наиболее молодые, связанные с вулканизмом и интрузивной деятельностью неогенового периода (Серо-Колорадо, Ма-Вида, Яндерра и др.). Специфические черты металлогении Тихоокеанского подвижного

пояса, обусловлены особенностями проявления тектоно-магматической активизации в геологических структурах зоны перехода океан–континент в непосредственной близости от зон Беньоффа [Пушаровский, 1972; Парфенов, 1984; Тильман, 1973; Белоусов, 1982].

В региональном плане, рассматриваемая территория входит в состав Охотско-Чаунской металлогенической провинции, объединяющей субпровинции ОЧВП и перивулканической зоны, и соответствует особому, окраинно-континентальному типу областей тектоно-магматической активизации, сформировавшихся над палеосейсмофокальными зонами [Умитбаев, 1986]. Геологические образования пловов Кони и Пьягина (рис. 3) на данный момент времени картируются одними исследователями как обширные выходы структур основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса которые принадлежат к позднемезозойской Кони-

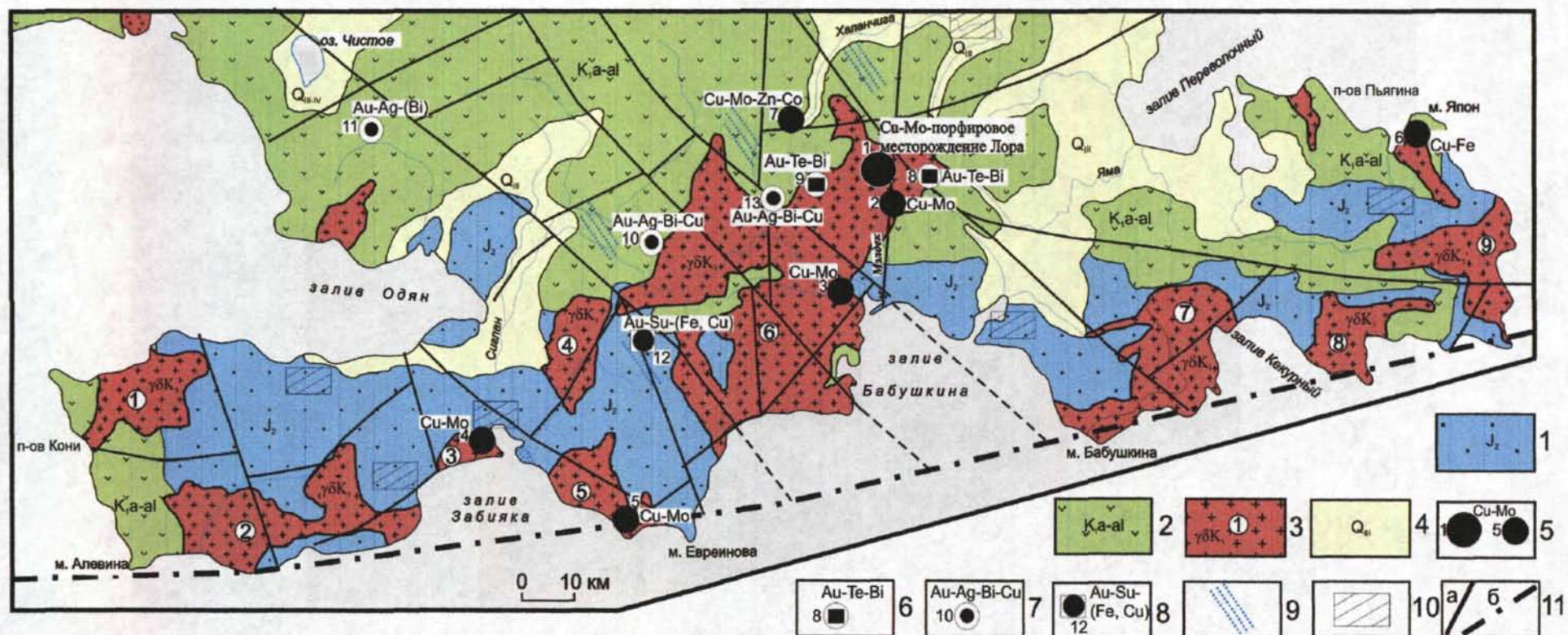


Рис. 3 Схема геологического строения полуостровов Кони и Пьягина (по данным Гос.геол. карты 1:500 00, гл. ред. М. Е. Городинский, 1980)

1 – юрские осадочно-вулканогенные комплексы – песчаники, алевролиты, аргиллиты, базальты; 2 – раннемеловые (апт, альб) вулканогенные комплексы – песчаники, алевролиты, андезиты, базальты и их туфы; 3 – раннемеловые гранитоидные массивы: 1 – Северо-западный; 2 – Антаринский; 3 – мыс Кирас; 4 – Аргаскич; 5 – мыс Павловича; 6 – Средненский; 7 – Пьягина; 8 – Накат; 9 – Кекурный; 4 – неоген-четвертичные рыхлые образования; 5 – 11 – рудные проявления и их геохимические профили: 5 – Cu-Mo (1 – Лора, 2 – Прямой, 3 – Рябиновый, 4 – Антаринское, 5 – Павловича (Викинг), 6 – Япон, 7 – Тальниковый), 6 – Au-Te-Bi (8 – Южный, 9 – Рыжик), 7 – Au-Ag-Bi-Cu (10 – Крутой, 11 – Горелый), 8 – Au-Su-(Fe-Cu) (12 – Гурон), 9 – зоны сульфидизации; 10 – площадь распространения золотоносных россыпей; 11 – разрывные нарушения: а – установленные; б – предполагаемые.

Танюерской складчатой системе [Чехов, 2000; Жуланова и др., 2007], так и как Приохотский сектор Удско-Мургальского пояса, который изначально Л. М. Парфеновым отстаивался как триас-юрская островная дуга [Парфенов, 1984, 1995; Горячев, 2005].

Вулканогенные комплексы слагающие п-ова Кони и Пьягина принадлежат трем возрастным комплексам [Воробьев, 1985; Щепетов, 1994; Шубин, 2005Ф]: 1) поздне триасово-раннеюрские; 2) позднеюрские-меловые; 3) кайнозойские. Корреляция стратиграфических разрезов вулканогенно-осадочных отложений п-овов Кони и Пьягина показана на рис. 4.

Образования поздне триасово – раннеюрского возраста мощностью до 1–1,5 км, относятся к андезит-туфовой и андезитовой формациям. Их накопление происходило в морских и прибрежно-морских условиях вокруг действующих вулканов [Заборовская, 1978; Воробьев 1985]. Возраст формирования туфов дацитов (среднее течение р. Сиглан) был определен К-Аг методом* как 186 ± 2 – 172 ± 2 МА, а установленные в толщах туфов андезитов флористические остатки в районе рр. Сиглан, Хинджа, Сивуч и на побережье зал. Забияка, указывают на тоар-бат-позднекелловейский возраст [Кошелкина и др., 1984].

Континентальные образования верхнеюрско-мелового возраста мощность 7 –8 км, залегают на поздне триасово – раннеюрских морских образованиях с угловым несогласием. Слои верхнеюрского возраста представлены прибрежно-морскими и континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Представленные песчаниками, алевролитами, андезитами, базальтами и их туфами. Толщи раннемелового возраста (поперечненская и пьягинская) сложены лавами с подчиненным количеством туфов основного и среднего состава. Для базальтов этих толщ характерны высокие содержания глинозема и двуокиси алюминия [Белый, Котляр, 1975], что в понимании В. Ф. Белого присуще суб-аэральному вулканизму с непостоянной интенсивностью и неоднородным составом продуктов вулканической деятельности [Белый, Федошин, 1985]. Толщи содержат флору апт-альбского возраста, а К-Аг датирование* туфов дацитов (бухта Мелководная, южный берег п-ова Кони) выявило дату 135 ± 6 МА [Котляр, Русакова, 2004].

*Определения проводились в лаборатории изотопной геологии и хронологии СВКНИИ ДВО РАН по методике 3-й категории. Аналитики: Александрова Н.М., Люскин А.Д.

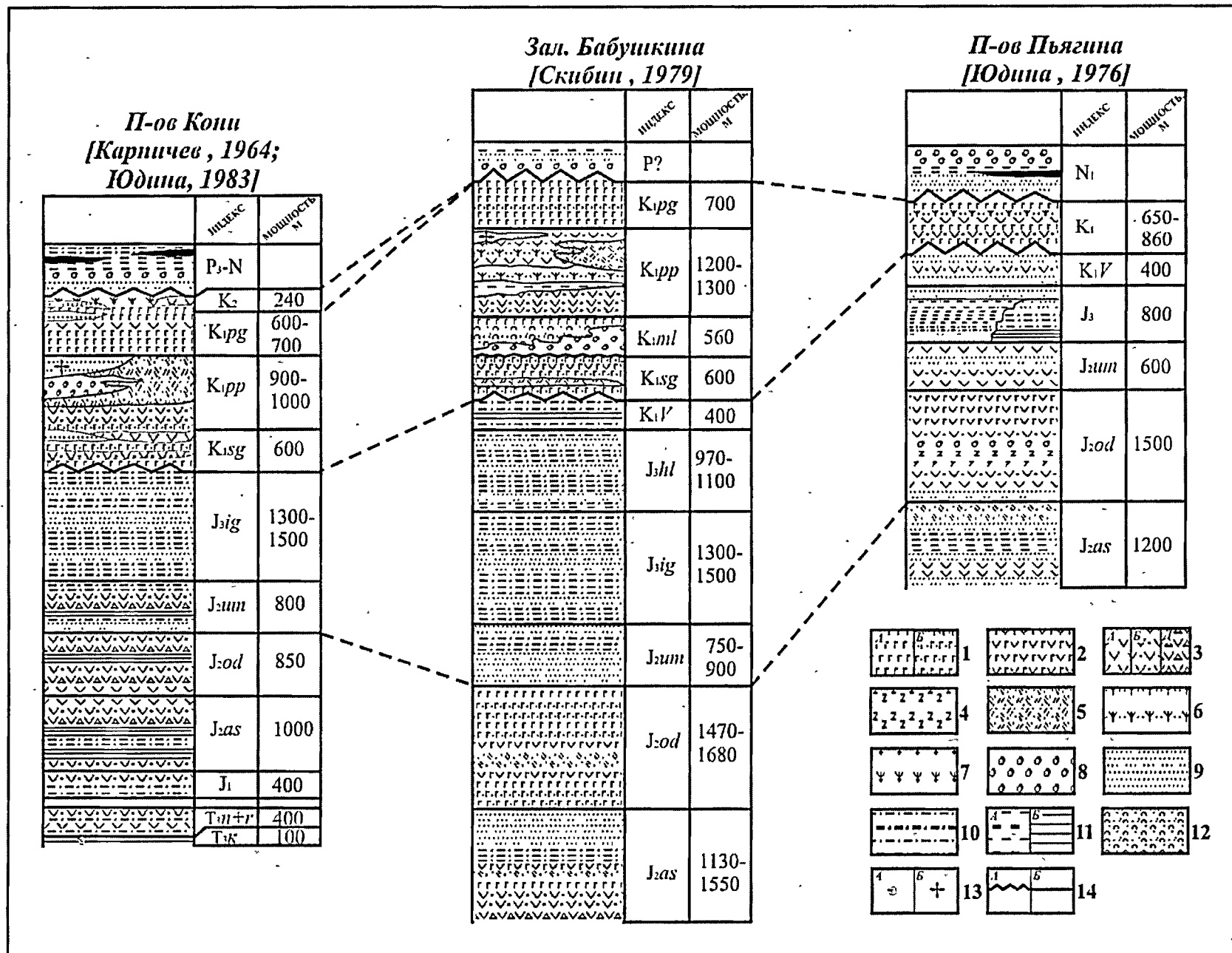


Рис. 4. Корреляция стратиграфических разрезов вулканогенно-осадочных отложений п-овов Кони и Пьягина: 1-7 – вулканогенные образования: 1 – базальтового состава (а – преимущественно лавы; б – преимущественно туфы мелко-среднеобломочные); 2 – лавы андезит-базальтового состава; 3 – андезитового состава (а – преимущественно лавы; б – преимущественно туфы мелко-среднеобломочные); в – преимущественно туфы крупнообломочные); 4 – лавы дацитового состава; 5 – лавы риолитового состава; 6 – ксенотуфы; 7 – лавы риолито-дацитов повышенной щелочности; 8 – 12 – осадочные образования: 8 – конгломераты и туфоконгломераты; 9 – песчаники; 10 – агломераты; 11 – глины (а) глинистые и кремнисто-глинистые сланцы (б); 12 – туфоалевролиты; 13 – места находок ископаемых остатков (а – фауны; б – флоры); 14 – границы (а – литологические; б – несогласные).

Толщи и свиты: K_{1pg} – Пьягинская толща; K_{1pp} – Поперечненская толща; K_{1ml} – Мэлдекская толща; K_{1sg} – Сигланская свита; J_{3hl} – Халанчиканская свита; J_{3br} – Береговская свита; J_{3um} – Умаринская свита; J_{2od} – Одянская свита; J_{2as} – Асатканская свита; T_{3n+r} – толщи норийско-рэтского яруса; T_{3k} – толщи карнийского яруса.

Кайнозойские отложения представлены континентальными фациями и ледниковыми, водно-ледниковыми образованиями.

Комплекс описанных вулканогенных и осадочных образований повсеместно прорывается интрузивными телами. Площадь их выходов на поверхность составляет около 30% территории (рис. 3). Все интрузивные образования по химическим, петрографическим, текстурно-структурным особенностям пород, а также их геологическим взаимоотношениям между собой и с вмещающими образованиями разделены на четыре интрузивных комплекса (табл. 1): позднеюрско-меловой – старицкий; раннемеловой – магаданский и позднемеловые – светлинский и эрикинский. Последние три связаны с формированием ОЧВП и объединены собирательным термином «Охотский комплекс» [Котляр, и др. 2000; 2001].

Таблица 1. Характеристики интрузивных образований п-вов Кони и Пьягина

Комплексы	Характеристика пород	Возраст; абсолютный возраст, К-Аг, млн. лет.	Формы распространения	Ссылки в литературе
Старицкий	Граниты	J ₃ -K ₁ ; нет	Малые штокообразные тела	Андреева Н.В., и др., 1997
Магаданский	1) габбро, габбронориты, габбро-диориты; 2) диориты, диорит-порфириды; кварцевые диориты; 3) гранодиориты, кварцевые диориты, граниты, гранит-порфириды; аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты, гранодиорит-порфириды; 4) кварцевые диорит-порфириды, гранодиорит-порфириды и эруптивные брекчии.	K ₁ ; 136±5–95±5	Преимущественно массивы – Средненский и Северо-Западный, мыс Павловича, Аргаскич, Кирас, Антаринский, частично массивы Пьягина, Накат и Кекурный, также штоки, силлы и дайки	Котляр И.Н. и др. 2001
Светлинский	Габбронориты, диориты, граниты, аплиты пегматиты	K ₂ ; 90±2–65±2	Штоки и дайки	Котляр И.Н., и др., 2004
Эрикинский	Базальты	K ₂ ; нет	Дайки, небольшие штоки	Андреева Н.В., и др., 1997

Химические составы интрузивных пород, слагающих выделенные комплексы, находятся в четком соответствии с их минеральным составом, и отвечают низкощелочным, натровым, редко кали-натровым интрузивным породам с весьма высокой глиноземистостью [Белый, 1998; Воробьев, 1988; Котляр, Русакова, 2004].

Старицкий позднеюрско-раннемеловой габбро-плагиогранит-гранитный комплекс подробно исследовался В. Ф. Белым, Ю. П. Скибиным и Н. В. Андреевой [Белый, Федошин, 1985; Скибин, Андреева, 1986] на сопредельных площадях. В пределах изучаемой территории представлен только гранитами, которые слагают малые штокообразные тела, прорывающие вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования поздне триасового – раннеюрского возраста [Скибин, Андреева, 1986]. В свою очередь интрузивные тела старицкого комплекса повсеместно прорываются дайками базальтов, андезибазальтов, а также прожилками гранитоидов и гранитов ранних фаз магаданского комплекса, которые распространены в соседствующих с ними массивах в виде сильно перекристаллизованных и оплавленных ксенолитов [Белый, Федошин, 1985, Скибин, Андреева, 1986]. В. Ф. Белый считает, что интрузивы старицкого комплекса предшествовали формированию ОЧВП и вероятно, были связаны с заключительным этапом развития Тайгоносской андезитовой геосинклинали [Белый, Федошин, 1985]. К-Аг датирование гранитов старицкого комплекса выполнено не было, но, учитывая геологические данные, многие исследователи склоняются к мысли об их доальбском времени формирования [Андреева и др., 1997; Белый, Федошин, 1985, Умитбаев, 1986; Фирсов, 1960].

Породы магаданского раннемелового габбро-гранитового комплекса распространены наиболее широко. Они слагают значительную часть Средненского и Северо-Западного массивов (преимущественно массивы мыс Павловича, Аргаскич, Кирас, Антаринский) и частично массивы Пьягина, Накат и Кекурный, а также штоки, силлы и дайки, которые прорывают отложения юрского и раннемелового возраста, при этом сами прорваны поздне меловыми образованиями светлинского и эрикинского комплексов. В составе магаданского комплекса по данным последних проведенных на этой территории геологических работ [Геол. карта, 1999Ф; Шубин, 2005Ф] выделено шесть гомодромных фаз и седьмая, завершающая, антидромная: 1) габбро, габбронориты, лейкогаббро, габбро-порфириты, габбро-диориты, габбро-диорит-порфириты; 2) диориты, диорит-порфириты; 3) кварцевые монцодиориты; 4) гранодиориты, кварцевые диориты; 5) граниты, гранит-порфиры; 6) аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты; 7) представлена много-разовыми инъекциями гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов и эруптивными брекчиями. Эта модель пока еще сложна для установления всех се-

ми фаз в полевых условиях, поэтому в своей работе мы рассматриваем четырех-фазную модель магаданского интрузивного комплекса, предложенную ранее, Ю.Ю.Воробьевым [Воробьев, Васецкий, 1986Ф; Воробьев, 1990Ф]: 1) ранняя – габбро-норитовая; 2) ранняя – диоритовая; 3) средняя – гранодиоритовая; 4) поздняя – диорит-порфиритовая.

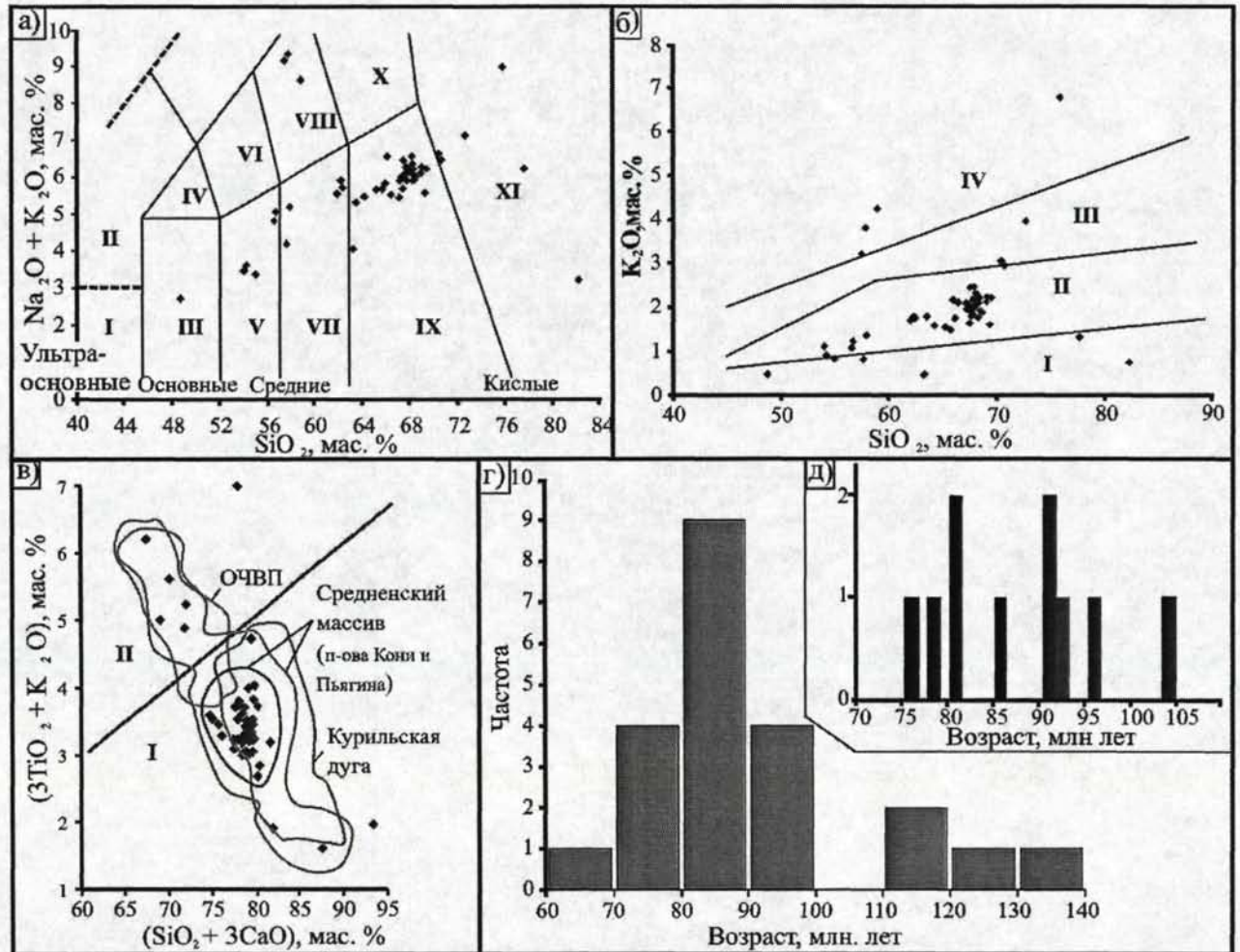


Рис. 5. Классификационные характеристики Средненского массива

а) классификационная диаграмма магматических пород Средненского массива*. Поля диаграммы (Классификация..., 1997): I – пикробазальты (перидотиты), II – базаниты (фойдиты), III – базальты (габбро), IV – трахибазальты (субщелочные габбро), V – базальтовый андезит (габбро-диорит), VI – трахиандезит (монцодиорит), VII – андезит (диорит), VIII – трахиандезит (монцонит), IX – дацит (гранодиорит), X – трахит, трахидацит (кварцевый монцонит), XI – риолит (гранит).

б) соотношение K_2O – SiO_2 в магматических породах Средненского массива*. Поля диаграммы магматических пород (Whiteford et al., 1979): I – низкокалорийной толеитовой, II – среднекалорийной известково-щелочной, III – высококалорийной известково-щелочной, IV – шошонитовой серии;

в) геодинамические обстановки формирования магматических пород Средненского массива*. Поля диаграммы (Пискунов, 1987): I – островодужные породы, II – континентальные породы;

г) гистограмма К-Аг дат** гранитоидов Средненского массива;

д) гистограмма К-Аг дат** меденосных кварцевых диорит-порфиритов (м-ние Лора).

Наиболее крупным интрузивным телом в пределах Кони-Пьягинской металлогенической зоны является **Средненский массив**, площадь его выхода ~ 1 000 км². Основная его часть сложена диоритами и гранодиоритами (рис. 5А) средней

*Рентгеноспектральный анализ выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН. Аналитик Мануилова В. И.

**Определения проводились в лаборатории изотопной геологии и хронологии СВКНИИ ДВО РАН по методике 3-й категории. Аналитики: Александрова Н.М., Люскин А.Д.

фазы магаданского комплекса, служащими «рамой» для Cu-Mo-порфирового оруденения, пространственно и генетически связанного со штоками и дайками кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и взрывчатых брекчий.

По соотношению $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ все опробованные породы принадлежат в основном к среднекалиевой известково-щелочной магматической серии (рис. 5Б) и приближаются к типичным островодужным, соответствуя гранитоидам раннеорогенной тоналит-гранодиоритовой формации, что также подтверждает соотношение $(3\text{TiO}_2+\text{K}_2\text{O})$ и $(\text{SiO}_2+\text{CaO})$, которое соответствует островодужному типу (рис. 5В). Время формирования Средненского массива было длительным, оно охватывает, согласно K-Ar-датированию*, период 130–55 МА (рис. 5Г), при этом в интервал 110–90 МА произошло нарушение изотопной системы связанное с внедрением рудоносных пород (рис. 5Д) [Котляр, Русакова, 2004; Колова, Шубин, 2006].

Образования позднемелового светлинского комплекса развиты в основном в пределах трех массивов: Средненского, мыс Павловича и Пьягина. Они образуют штоки и дайки, контролируемые разломами северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний. Комплекс, прорывает породы магаданского комплекса, и сам прорван породами эрикинского. В составе светлинского комплекса выделено семь фаз, шесть из которых гомодромны: 1) габбронориты, нориты, диориты; 2) диориты, диорит-порфириты; 3) кварцевые диориты; 4) гранодиориты и кварцевые монцодиориты; 5) граниты; 6) аплиты и пегматиты, 7) дайки диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. K-Ar-датирование* показало, что время формирования светлинского комплекса приходится на период $99\pm 2\text{--}65\pm 2$ МА назад [Котляр и др., 2001; Колова, Шубин, 2006].

Эрикинский позднемеловой гипабиссальный комплекс базальт-лампрофировых малых интрузивов, относится к числу натровых незавершенных (Андреева и др., 1997; Белый, 1998; Воробьев, 1986; Скибин, Андреева, 1986; Юдин, 1964). Породы этого комплекса образуют дайки, реже – небольшие штоки. Простирание даек преимущественно северо-западное. По геологическим взаимоотношениям рядом геологов возраст эрикинского комплекса определен как позднемеловой [Андреева и др., 1997; Белый, 1998; Воробьев, 1988], но некоторыми исследователями при сопоставлении петрографического состава пород этого комплекса с образованиями сопредельных территорий, как палеогеновый интрузивный комплекс [Умитбаев, 1986; Юдин, 1964].

*Определения проводились в лаборатории изотопной геологии и хронологии СВКНИИ ДВО РАН по методике 3-й категории. Аналитики: Александрова Н М., Люскин А Д.

1.3 РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА И ЕЕ РОЛЬ В РАЗМЕЩЕНИИ ЗОЛОТО-РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ НА П-ОВАХ КОНИ И ПЬЯГИНА

Одним из важнейших факторов для выяснения условий локализации руд, положения рудных узлов, месторождений и рудных тел в пространстве, а также распределения минеральных парагенезисов является структурный анализ территории. В связи с этим автор провел подобный анализ для п-овов Кони и Пьягина.



Рис. 6 Тектоническая схема Северного Приохотья

1 — вулканогенно-осадочные и осадочные образования: а) K_1 ; б) K_2 ; 2 — осадочные и вулканогенно-осадочные образования J_1 – J_2 ; 3 — неоген-четвертичные рыхлые образования; 4 — интрузивные выходы гранитоидов K_1 – K_2 ; 5 — тектонические нарушения: а — разломы; б — глубинные разломы; 6 — Кони-Пьягинское магматогенное поднятие.

Рассматриваемая территория расположена между Челомжа-Ямским и Кони-Пьягинским глубинными разломами (рис.6). Которые, согласно Р. Б. Умитбаеву, возникли в связи с развитием Монголо-Чукотской зоны [Умитбаев, 1986]. Кони-Пьягинский глубинный разлом, к которому примыкает изучаемая территория, прослежен вдоль южного побережья п-овов Кони и Пьягина в субширотном направлении на 200 км, его мощность 20–25 км [Умитбаев, 1986]. Наиболее отчетливо разлом фиксируется динамотермальными преобразованиями пород и наличием интрузивных тел, сопровождающих его по простиранию. Сформировался он над зоной перехода океан-континент и является своеобразным аналогом современных сейсмофокальных зон [Умитбаев, 1986], а по мнению автора играет роль магмо- и рудоподводящего канала.

Геологическое строение п-овов Кони и Пьягина во многом обусловлено их окраинно-континентальным положением [Беляев и др., 1966]. По современным данным (геофизический профиль 2-ДВ), территория входит в состав Кони-

Мургальского блока, который находится в области сочленения коры континентального и океанического типа, что обуславливает его сложное строение (рис. 7).

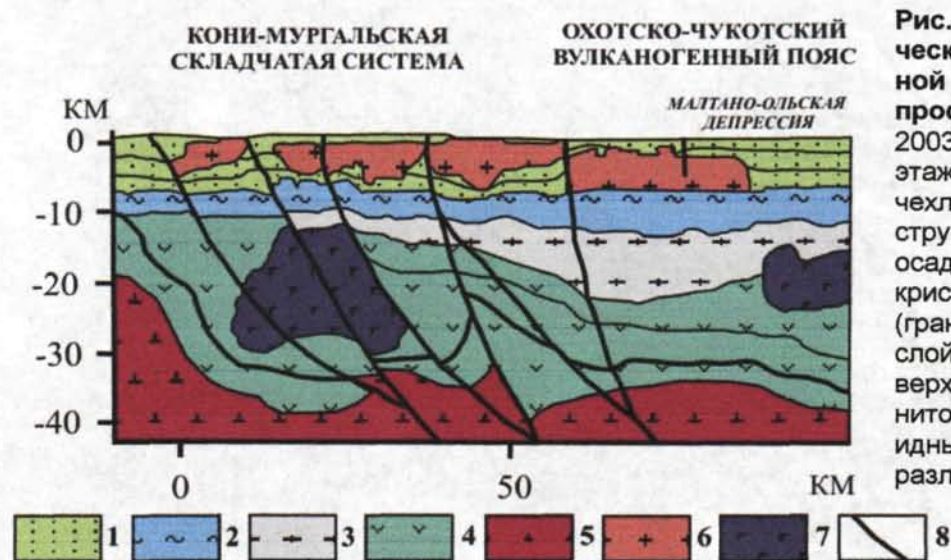


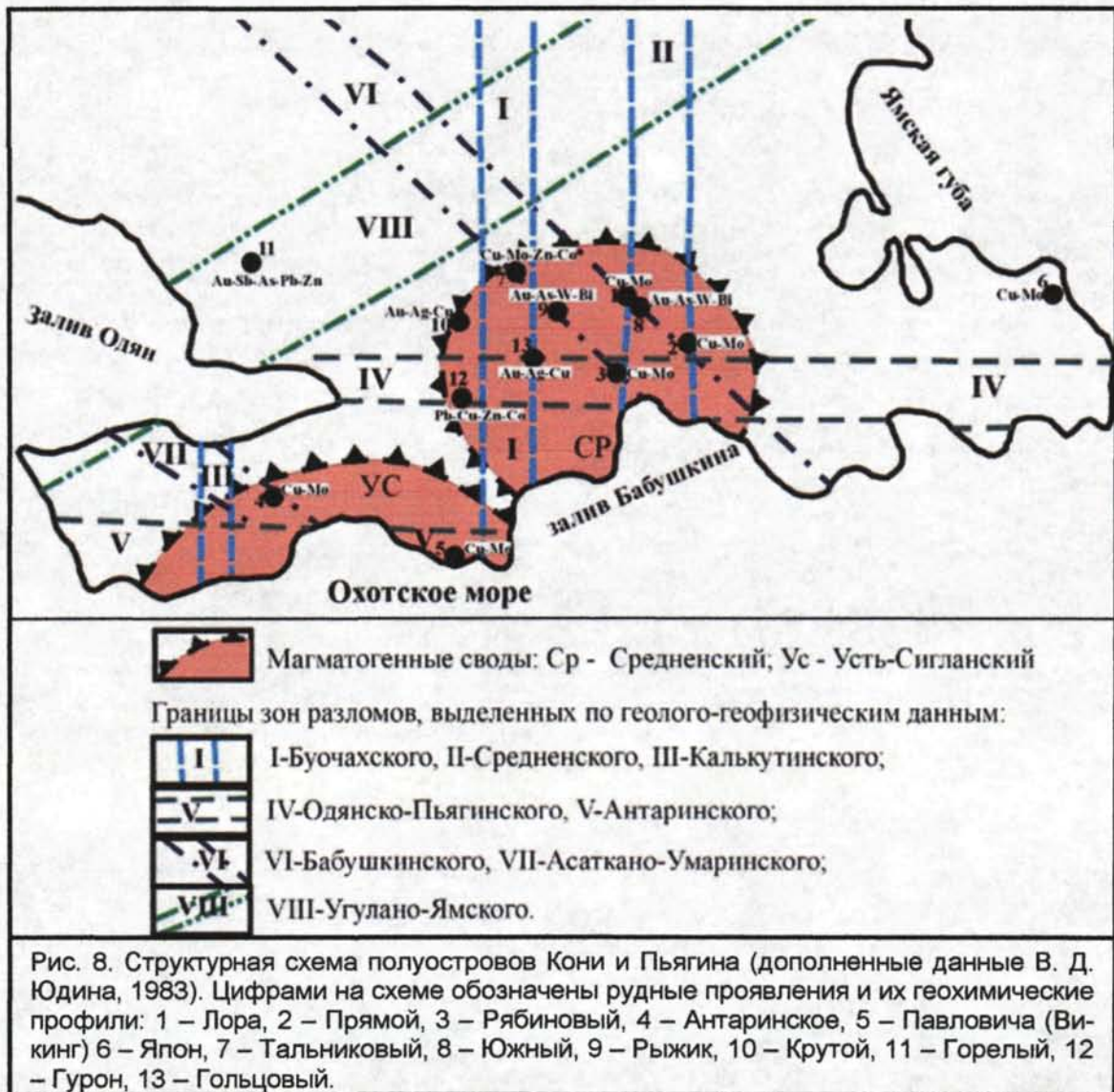
Рис. 7. Геолого-геофизическая модель строения земной коры по гравитационному профилю 2-ДВ [Сурков и др., 2003]: 1 – верхний структурный этаж вулканогенно-осадочного чехла (PZ₃ – MZ); 2 – нижний структурный этаж вулканогенно-осадочного чехла (R – PZ₂); 3 – кристаллический фундамент (гранитно-метаморфический слой); 4 – базальтовый слой; 5 – верхнемантийный слой; 6 – гранитоидные массивы; 7 – габброидные массивы; 8 – глубинные разломы.

Для Кони-Мургальского блока характерна исключительно малая мощность осадочного чехла (5–8 до 10 км) и «гранитно-метаморфического» слоя (порядка 2–4 км), но большая мощность «базальтового» слоя (достигающая 30 км), а также высокое и крайне неровное положение границы Мохо (30 км) [Ващилов, 1963; Сурков и др., 2003].

Основной структурой исследуемой территории является Кони-Пьягинское магматогенное поднятие (рис. 6). Его протяженность более 200 км, ширина 30–50 км. Оно расположено в пределах п-овов Кони, Пьягина и Сигланского кряжа. Его центральная и южная части сложены образованиями триасово-юрско-раннемелового возраста, которые по литолого-фациальным и формационным особенностям похожи на образования Южно-Тайгонского поднятия [Заборовская, 1978], что навело многих исследователей на мысль о единстве этих двух структур [Белый, 1998; Воробьев, 1985; Ичетовкин, 1978; Умитбаев, 1986; Юдин, 1964]. В осевой части поднятия, обнажается прибрежный ряд интрузий (от Северо-Западного массива через массивы Аргаскич и Среднинский, до массива Кекурный). На северном склоне поднятия локально, в пределах отдельных вулканоструктур, развиты стратифицированные образования мелового возраста. Южная, западная и восточная границы поднятия скрыты водами Охотского моря.

Особенностями тектонической природы рассматриваемого района являются, по мнению Воробьева Ю.Ю. [Воробьев, Васецкий, 1986Ф]:

- 1) пониженная мощность осадочного и гранитно-метаморфических слоев земной коры (в сумме составляющих 30–32 км по геофизическим данным);
- 2) длительная история вулканической активности (от средней юры до позднего мела);
- 3) преимущественно базальтовый и андезитовый состав вулканитов.



Структура исследуемой площади блоковая. Нарушения группируются в различно ориентированные линейные системы сближенных разломов (рис. 6, 8) [Шубин, 2005Ф]. Наиболее древними считаются зоны разломов меридионального (Буочахская, Средненская) и субширотного простирания (Одяно-Пьягинская, Антаринская). Ширина этих зон не превышает 10–15 км, они контролируют расположение и конфигурацию интрузивных тел мелового комплекса, сопровождаются проявлениями катаклаза, динамотермального метаморфизма, зонами окварцева-

ния, пропилитизации и сульфидизации. Более молодыми разломами являются северо-западные и северо-восточные, заложение которых связано, по-видимому, с развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Разрывные нарушения северо-западной ориентировки широко распространены на всей территории, но большая часть их сконцентрирована в полосе шириной 10–12 км, пересекающая территорию от реки Ланковой до залива Бабушкина. Они являются частью Бабушкинской зоны разломов. По морфологии это субвертикальные сбросы, реже сбросо-сдвиги; амплитуда смещения колеблется от нескольких десятков до сотен метров. Северо-западные разломы контролируют расположение небольших интрузивов раннемелового, реже позднемелового возраста, в том числе и кварцевых диорито-порфиритов с которыми связано Cu-Mo-порфировое оруденение Средненского батолита (месторождение Лора), а также зоны гидротермально измененных пород и жильных образований (рудные проявления Рыжик, Крутой, Тальниковый, Горелый, Южный и т. д. порядка 15 проявлений). Разломы северо-восточного простирания распространены по всей площади, но в большей степени сконцентрированы в северо-западной части территории, где они объединяются в Асаткано-Умаринскую зону разломов, которая является составной частью Угулано-Ямской зоны разломов. Нарушения северо-восточного простирания смещают более древние разломы меридионального и широтного простирания, а с северо-западными имеют двойственные отношения. По своей морфологии они являются обычно субвертикальными сбросами, реже левосторонними сбросо-сдвигами. Амплитуда вертикальных перемещений не превышает первых сотен метров, редко достигая 500 м, горизонтальных – достигает первых километров. Они контролируют распределение интрузивных и субвулканических образований позднего мела, нередко сопровождаются зонами гидротермально измененных пород. Не последнюю роль в структуре, играют кольцевые и дуговые разломы, определяющие контуры и внутреннюю структуру Среднинского и Усть-Сигланского магматогенных сводов и кольцевых вулканоструктур оседания, разделяющие их на секторальные блоки и определяющие их контуры.

Таким образом, роль разломов по отношению к проявлениям рудной минерализации различна: Прибрежный глубинный разлом в сочетании с оперяющими его нарушениями СВ направления – рудо- и магмоподводящие; разломы СЗ направления рудоконтролирующие и рудолокализирующие [Колова, Савва, 2005].

ГЛАВА 2

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КОНИ-ПЬЯГИНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Характер металлогении территории Кони-Пьягинской металлогенической зоны, так же как и всей внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса, к которому она относится – Си-Мо-порфировый, как говорилось в предыдущей главе это обусловлено особенностями проявления тектоно-магматической активизации в геологической структуре зоны перехода океан–континент [Парфенов, 1984; Тильман, 1973; Пущаровский, 1972].

В Кони-Пьягинской металлогенической зоне установлено порядка 17 медно-, золото- и серебросодержащих рудных проявлений, 10 из которых, расположены в пределах Средненского массива и его экзоконтактовых зонах (рис. 3).

Вся золотая минерализация Кони-Пьягинской металлогенической зоны представлена различными типами рудных проявлений: золотоносным – Си-Мо-порфировым, золото-теллуридно-висмутовым, золото-серебряным, золото-сульфидным, золотоносными зонами сульфидизации, а так же в районе установлены золотоносные коры выветривания и россыпи самородного золота [Савва, Колова, 2005].

2.1 ЗОЛОТОНОСНЫЙ МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВЫЙ ТИП

Си-Мо-порфировые месторождения являются важнейшими источниками добычи меди, молибдена и зачастую золота, серебра, рения, селена, теллура, висмута и т.д. При сравнительно низких содержаниях металлов в рудах, эти месторождения обладают огромными объемами, а при условии добычи карьерным способом и легкости обогащения руд, с высоким коэффициентом извлечения металлов, они приобретают все большее промышленное значение. В научном аспекте, изучение Си-Мо-порфировых месторождений позволяет наиболее определенно рассматривать геолого-генетические вопросы оруденения, поскольку эти месторождения выступают в качестве наиболее ярких представителей рудоносных систем.

2.1.1. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛОРА

Расположено на выровненном водоразделе в верховьях р. Накхатанджа, руч. Мэлдек и Халанчикан, в 18–20 км от побережья залива Бабушкина и занимает площадь порядка 10 км². Впервые этот объект был исследован на наличие медно-порфировой минерализации в 1978 г. Ю. П. Скибиным [Скибин, 1980Ф], при проведении тематических работ масштаба 1:50 000. В последующем, ГП «Хасынской ЦГЭ» (1986 г.) [Воробьев, 1990Ф] и ОАО «Дукатской ГГК» (1998–2001 гг.) [Шубин, 2003Ф] здесь были проведены геолого-поисковые и разведочные работы, в которых непосредственное участие приняли как автор настоящей работы (2001 г.), так и ее научный руководитель Н. Е. Савва (1999–2000 гг.). Нами, в период работы на месторождении Лора были отобраны и изучены порядка 100 образцов руд, вмещающих пород и метасоматитов, в том числе по скважинам до глубины 350 м от дневной поверхности, задокументированно порядка 2500 м керна с отбором проб и выполнено 25 поисковых маршрутов.

Геологическая характеристика месторождения приводится в основном по данным геологических отчетов Воробьева Ю.Ю. [Воробьев, 1990Ф] и Шубина С.А. [Шубин, 2003Ф], с комментариями автора.

Геолого-структурная характеристика

Месторождение расположено в северо-восточной части Средненского интрузивного массива. В его строении участвуют гранодиориты и диориты средней фазы магаданского комплекса слагающие раму для рудоносной порфировой фазы, выполненной более поздними телами кварцевых диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры и сопровождающих их эксплозивных брекчий, с которыми пространственно и генетически связано медно-молибденовое оруденение (рис. 9). Незначительно в пределах рудного поля распределены пострудные дайки дацитов эрикинского комплекса.

Основными структурными элементами являются зоны разломов сбросового и сбросово-сдвигового типа, северо-западного и северо-восточного (до широтного) направлений, выделенные по геологическим и геофизическим данным. Они разбивают участок на ряд смещенных относительно друг друга блоков.

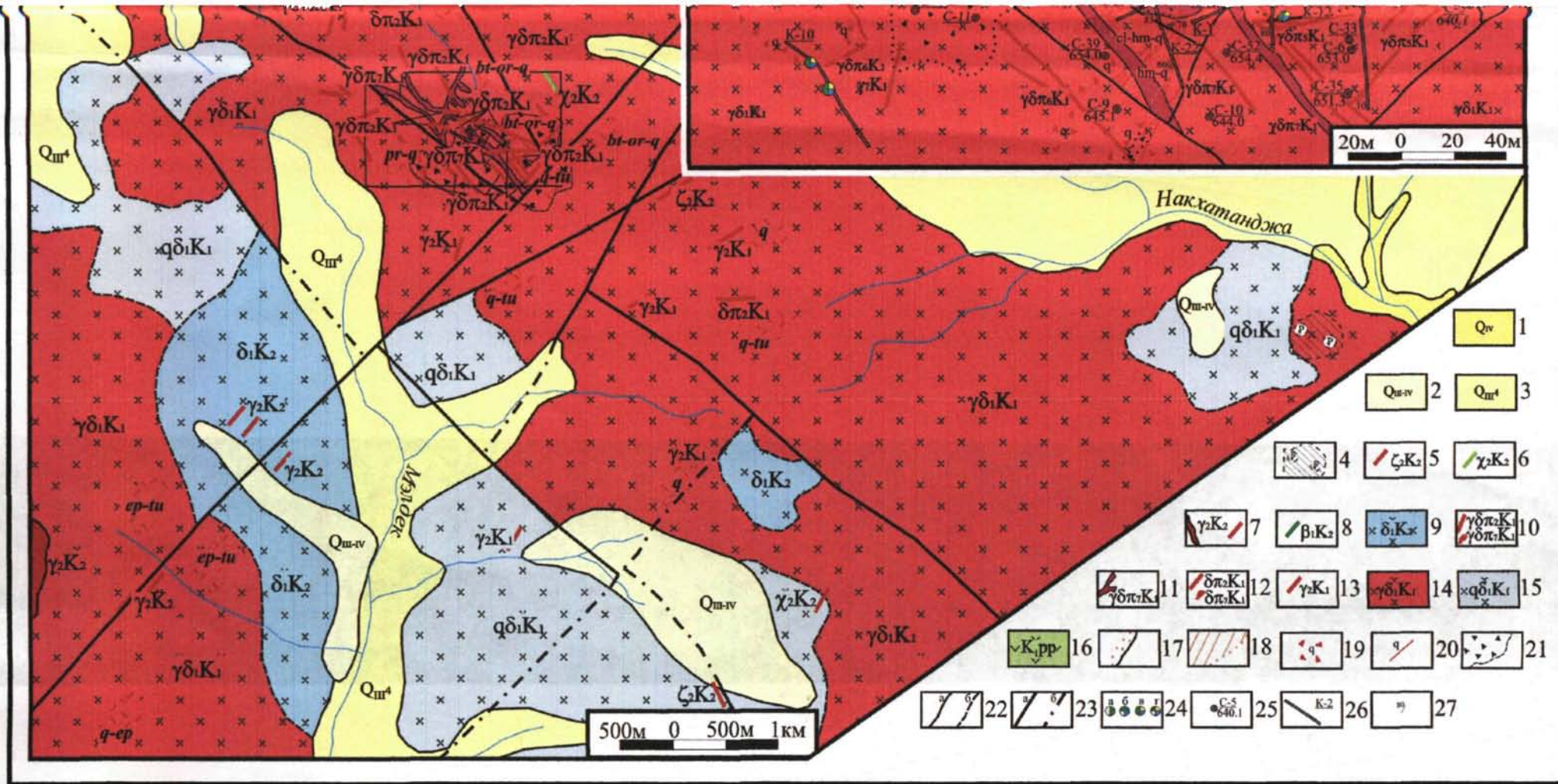


Рис. 9. Геологическая схема месторождения Лора. На вставке – центральная часть месторождения наиболее полно охваченная поисковыми работами [по данным А.С. Шубина, 2005Ф]. 1 – 3 – четвертичные водно-ледниковые рыхлые образования: 1 – аллювиальные; 2 – нивально-гляциальные; 3 – аллювиально-пролювиальные; 4 – палеогеновая кора выветривания; 5 – 9 – позднемеловые интрузивные и субвулканические образования: 5 – дайки дацитов; 6 – дайки лампрофиров; 7 – дайки и тела гранитов; 8 – дайки базальтов; 9 – тела диоритов; 10 – 15 – раннемеловые интрузивные образования: 10 – дайки и тела гранодиоритов; 11 – дайки гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров несущие Cu-Mo-порфировое оруденение; 12 – тела и дайки диоритов; 13 – дайки гранитов; 14 – гранодиориты слагающие раму Cu-Mo-порфирового месторождения; 15 – тела кварцевых диоритов; 16 – раннемеловые толщи вулканогенно-осадочных пород среднего и основного составов; 17 – контактовый метасоматоз; 18 – полнопроявленные метасоматиты серицит-ортоклазового состава; 19 – зоны прожилкования кварцевого и турмалин-кварцевого состава; 20 – кварцевые и турмалин-кварцевые жилы; 21 – эруптивные брекчии; 22 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 23 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 24 – точки отбора штучных проб с содержанием: а) Cu = от 0,1 до 1 %, Mo = от 0,0003 до 0,1 %; б) Cu = от 0,6 до 1 %, Mo = 0,0004 %, Ag = от 1 до 5 г/т; в) Cu = от 0,037 до 0,78 %, Ag = от 2 до 5 г/т, Au = от 0,016 до 1 г/т; г) Cu = от 0,2 до 0,6 %, Mo = от 0,009 до 0,03 %, Ag = от 2 до 4 г/т, Au = от 0,02 до 0,1 г/т; 25 – буровые скважины (числитель – номер скважины, знаменатель – глубина, м); 26 – горные выработки и их номера; 27 – элементы залегания.

Порфировые меденосные тела, зоны измененных пород и кварц-сульфидного прожилкования в основном располагаются вдоль зоны разломов северо-западного направления [Шубин, 2005Ф]. В целях выявления структурного контроля распределения золотоносного Cu-Mo-порфирового оруденения на месторождении Лора были проведены структурные исследования [Савва, 2003Ф; Колова, Савва, 2005]. В результате чего установлено, что разломы северо-западного простирания (аз. пр. 310° – 330°) являются рудоконтролирующими, трещины субширотного простирания с углами падения 50° – 70° (в гранитоидах), 20° – 60° (в меденосных кварцевых диорит-порфирах и эруптивных брекчиях) – рудолокализирующими.

Известные здесь гидротермальные и метасоматические изменения проявлены в виде линейно-вытянутых в северо-западном направлении полей зональной структуры, что присуще для месторождений порфирового типа. Центральная зона, диаметром 700–900 м, характеризуется кремнещелочным метасоматозом (кварц-ортоклазового, биотит-ортоклаз-кварцевого и биотит-кварцевого состава) и аргилитизацией. Эта зона пространственно совмещена с разрозненными мелкими выходами кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов и эксплозивных брекчий. По периферии, на 3–4 км в южном и юго-восточном направлении, распространена пропилитизация (серицитизация, эпидотизация, окварцевание). На юго-западном фланге рудного поля, развиты поля высокотемпературных мусковит-кварцевых и турмалин-кварцевых грейзенов, мощностью до 1,1 км, а так же серебро- и золотоносные кварцевые и турмалин-кварцевые жилы (мощностью 1–9 до 43 м). Грейзенизации подвержены гранодиориты и диориты, в то же время грейзены прорваны телами кварцевых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиритов, а минералогические наблюдения позволили сделать вывод о том, что Cu оруденение связанное с внедрением меденосных кварцевых диорит-порфиритов наложено на грейзены. Для установления коррелятивных связей золотоносного Cu-Mo-порфирового оруденения с определенными типами метасоматитов были проведены петро-, геохимические исследования, установлено – что эпидотизация всегда является признаком появления молибденита, а наиболее благоприятными изменениями для отложения меди оказались хлоритизация и биотитизация.

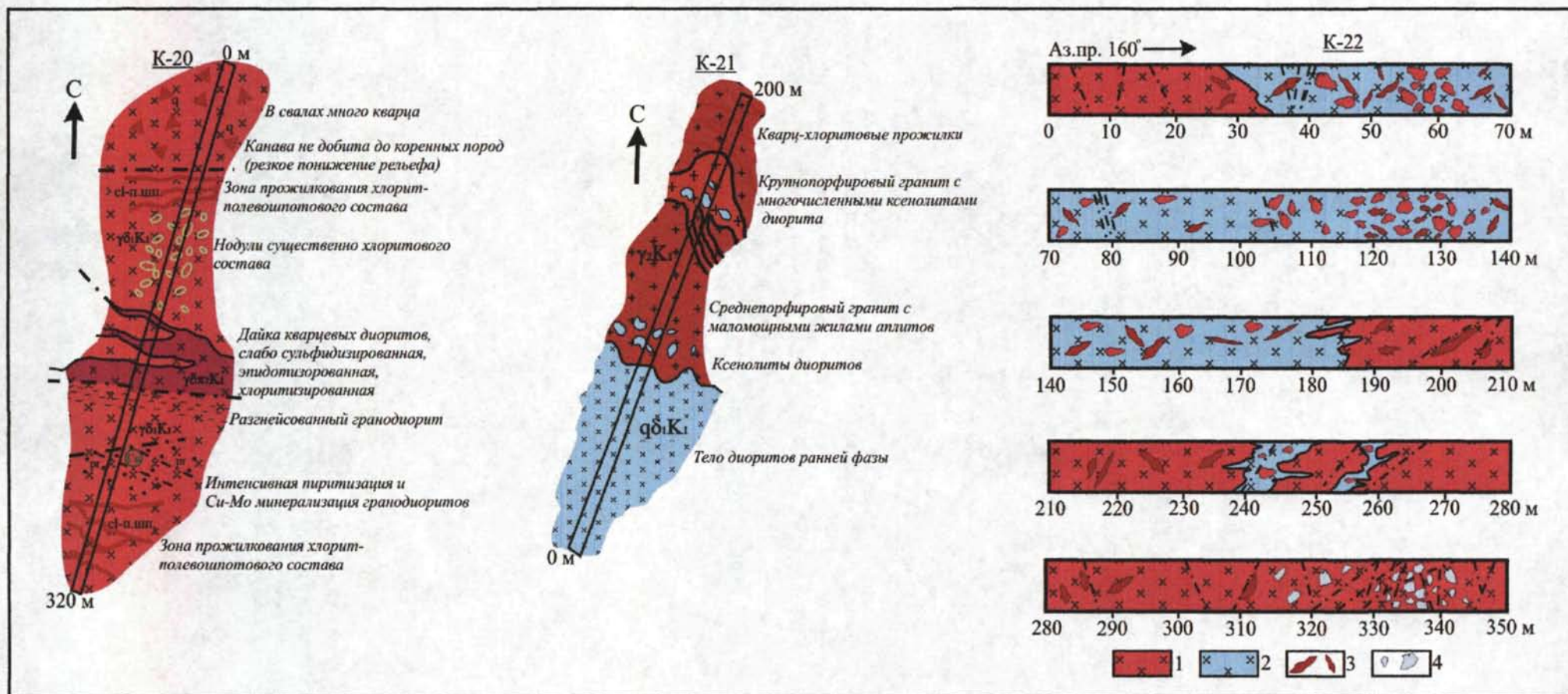


Рис. 10. Строение рудных тел месторождения Лора. Зарисовка полотна канав 20, 21, 22 по данным [Савва, 2003Ф]

1 – гранодиориты, K_1 ; 2 – кварцевые диорит-порфириты, K_1 (поздней фазы), с мощной пропиткой медной зелени; 3 – линзы кварца; 4 – диориты, K_1 (ранней фазы).

Выходы на поверхность брекчиевых тел, наличие аргиллитовой зоны метасоматоза и цеолитов, а также широкое развитие турмалина характеризует эрозионный срез месторождения Лора как малый [Sillitoe, 1973; Звездов, 1983; Кривцов и др. 1986].

В пределах месторождения оконтурено два рудных тела, вскрытые в разное время открытыми горными выработками и бурением. Последние, в совокупности с геофизическими работами показали, что на глубине рудные тела сливаются в единое тело, погружающееся в юго-западном направлении [Шубин, 2005Ф].

Рудное тело № 1 расположено в центре участка (рис. 9 и рис. 10). Представлено трубообразным телом взрывно-гидротермальных брекчий, наклоненным на запад под углом 40° - 50° и вмещающей его зоной биотит-ортоклаз-кварцевых метасоматитов. В целом это тело имеет размер 450×230 м. Взрывная брекчия сложена – обломками гранодиоритов (аналоги вмещающим) различного размера (до метровых блоков), неправильной, либо шаровидной формы. Цементом является мелкозернистые роговиково-метасоматические образования. Границы между метасоматитами и взрывными брекчиями не четкие, часто переходного типа. Предположительно взрывные брекчии образовались в интрузивной зоне крупного порфирового тела в результате дробления гранодиоритов, при инъецировании их гранодиорит-порфиров и последующего интенсивного метасоматоза, сопровождавшегося рудообразованием. Тело взрывно-гидротермальных брекчий и окружающие его метасоматиты несут довольно интенсивную молибденит-халькопирит-пиритовую вкрапленную минерализацию. Общее количество сульфидов колеблется от 1 до 3–4%. При переходе к пропильтизированным гранодиоритам вкрапленная минерализация резко сменяется убогой прожилково-вкрапленной, это и является главным критерием для выделения границ рудного тела. Распределение содержаний полезных элементов, по данным геохимического анализа бороздовых и керновых проб* отобранных в рудном теле, характеризуется как весьма неравномерное и колеблется: Cu – 0,05–0,8%, Mo – 0,001–0,15%, Ag – 1,4–6,8 г/т, Au – 0,01–0,1 редко 2–5 г/т.

Рудное тело № 2 расположено в 150-ти м западнее тела № 1, приурочено к штоку гранодиорит-порфиров размером 50×150 м, вытянутому в северо-западном направлении (рис. 9). Интрузивной рамой для него служат гранодиориты магаданского комплекса. Вся рудная система подвержена кварц-ортоклазовому метасома-

* Спектральный анализ проведен в лаборатории АОА «Дукатская ГГК», аналитик Корж В. И.

тозу и хлоритизации. В небольшом количестве присутствует биотит, средний плагиоклаз, цеолиты, монтмориллонит, серицит и эпидот. Гранодиорит-порфиры несут убогую (до 2%) минерализацию халькопирита и пирита. По данным химического анализа* среднее содержание Cu на интервале 50 м – 0,18%, Mo и Ag установлены в незначительных количествах, а W на уровне 0,015–0,8%.

На территории месторождения выделено еще несколько небольших рудных зон, связанных с маломощными дайками кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов, небольших тел эксплозивно-гидротермальных брекчий и биотит-кварцевого метасоматоза. Их размеры обычно не превышают 15–20x150 м. Общее содержание сульфидов не превышает 1–2%. Средние содержания* Cu – 0,16%, Mo – 0,03%, Ag – 1,5 г/т, Au – 0,04 г/т (редко 1–6 г/т, ед. 8–12,3 г/т).

В юго-западном фланге участка медно-молибденовая минерализация связана с зонами кварц-сульфидного прожилкования в гранодиоритах. Они имеют преимущественно север-северо-западное простирание, мощность не менее 50 м, протяженность 500–600 м. Состав прожилков – кварц-пиритовый. Их количество не превышает 2–4 на 1 погонный метр, мощность прожилков 1–5 мм, иногда в раздувах до 2 см, вдоль прожилков иногда наблюдается убогая, вкрапленная халькопирит–пиритовая минерализация. Максимальные содержания химических элементов в штучных пробах* достигают: Cu – 0,4 %, Mo – 0,03 %, Ag – 8 г/т, Au – 0,04 г/т.

Минералогические исследования

Руды месторождения Лора в полной мере обладают всеми текстурными признаками характерными для месторождений Cu-Mo-порфирового типа (таб. 2). Среди них преобладают: прожилковые, вкрапленные и гнездово-вкрапленные текстуры (табл. 2; рис. 11). Для пород «рамы» свойственен прожилково-вкрапленный тип текстур, в то время как для рудных тел характерны прожилковые, гнездово-вкрапленные, брекчиевые и массивные.

В рудах месторождения Лора выявлено более 30 минералов (таб. 3). По характеру распределения рудных минералов, руды можно отнести к вкрапленным, с весьма неравномерным распространением полезных компонентов.

* Спектральный анализ проведен в лаборатории АОА «Дукатская ГГК», аналитик Корж В. И.

Таблица 2. Генетическая классификация текстур медно-порфировых руд месторождения Лора

Генетический тип	Морфологический вид	Минералого-структурная характеристика
Гидротермально-пневматолитовый	Гнездовая	В кварц-турмалин-мусковитовых грейзенах гнезда пирит-халькопиритового состава размером 1–4 см
	Гнездово-вкрапленная	В кварц-турмалин-мусковитовых грейзенах гнездово-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, рутила, висмутит, золота. Размер гнезд до 0,5 см., размер вкрапленников 0,5–3 мм.
Гидротермально-метасоматический	Вкрапленная	Вкрапленность магнетита (1–3 мм), пирротина (0,5–1 мм), пирита (0,3–4 мм), халькопирита (0,1–3 мм), молибденита (0,1–5 мм) и повеллита (0,5–1,5 мм) распространена в гранодиоритах, диоритах, гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиридах.
	Прожилковая	В гранодиоритах и диоритах выделяются прожилки двух видов: 1) сульфидного состава мощностью 0,5–15 мм. 2) кварц-хлорит-сульфидного состава мощностью 0,5–10 мм. Сульфиды представлены: пиритом, халькопиритом, пирротином и молибденитом.
Катаклаза	Прожилковая	Зоны прожилкования представлены двумя видами. 1) кварц-сульфидного состава, мощностью 3–25 см локализующиеся в гранодиоритах, сульфиды представлены (пиритом, халькопиритом, молибденитом); 2) карбонат-эпидотового состава, мощностью 0,5–2,5 см распространенные в диоритах.
	Жильная	Жилы кварц-молибденового и кварц-пирит-халькопиритового состава мощностью 1–5, редко до 15 см сосредоточены в гранодиоритах
	Брекчивая	Характерна для тел эруптивных брекчий, минерализованных вкрапленным пиритом и халькопиритом, мощностью до 15 м, невыдержанных по падению локализованных в гранодиоритах и диоритах.
Коррозионные	Землистые корки, натеки	По трещинам в гранодиоритах и диоритах развиваются медные выцветы и сажистые налеты лимонита и пиролюзита мощностью 0,01–0,5 мм.
	Каркасно-ячеистая	В турмалиновых грейзенах, гранодиоритах и диоритах наблюдаются псевдоморфозы лимонита и гидрогематита по вкрапленникам и гнездам пирита



Рис. 11. Степень распространенности текстур

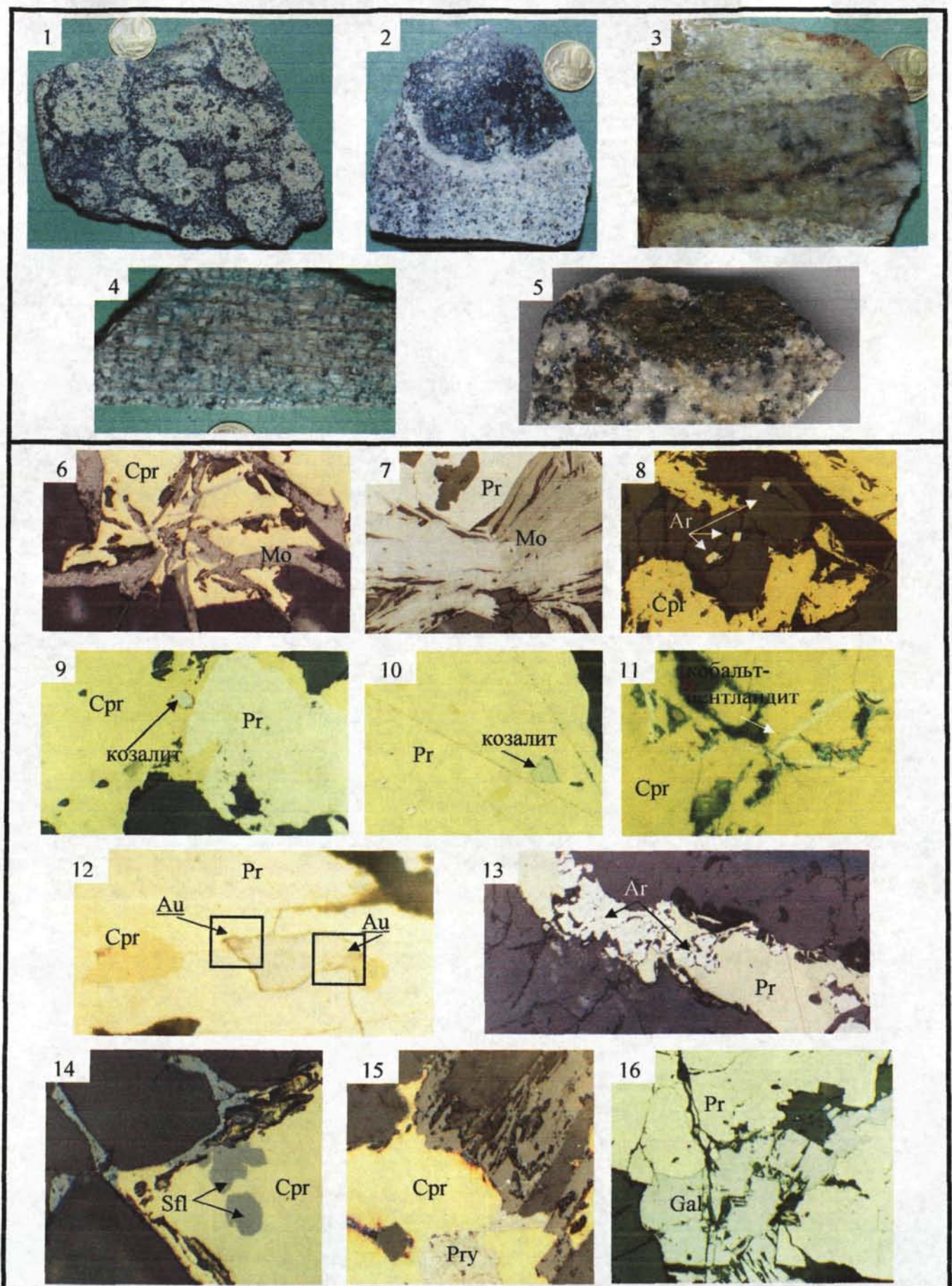


Фото-таблица 1. Текстуры руд и минеральные сростания месторождения Лора (по данным Н. Е. Савва, 2003Ф)
 1 – 5 – текстуры руд: 1 – 2 – эруптивных брекчий: 1 – обломки гранодиорита в диорите; 2 – интенсивный метасоматоз по цементу; 3 – прожилок пегматоидного кварца с турмалином в гранодиорите; 4 – тонкотрещиноватый гранодиорит; 5 – молибден-халькопиритовая минерализация на поверхностях сколов среднезернистого гранита; 6 – 16 – минеральные сростания, ув. 200*: 6 – халькопирита с молибденом; 7 – пирита с молибденом; 8 – арсенопирита с халькопиритом; 9 – халькопирита, пирита и козалина; 10 – пирита с козалином; 11 – халькопирита с кобальт-пентландитом; 12 – халькопирита, пирита и самородного золота; 13 – арсенопирита с пиритом; 14 – халькопирита и сфалерита; 15 – халькопирита с пирроотином; 16 – пирита с галенитом.

В породах «рамы» широко развит магнетит и повсеместно с различной интенсивностью проявлена пиритизация, в меньшей степени развита медная минерализация (см. табл. 3). Основное медное оруденение представлено халькопиритом (на 99%), а так же борнитом, малахитом, азуриком и ковеллином (около 1%). Молибденовая минерализация – молибденитом и повеллитом, обычно тесно ассоциирующая с эпидотом (см. табл. 3). В рудах весьма убого проявлена галенит-сфалерит-блеклорудная минерализация.

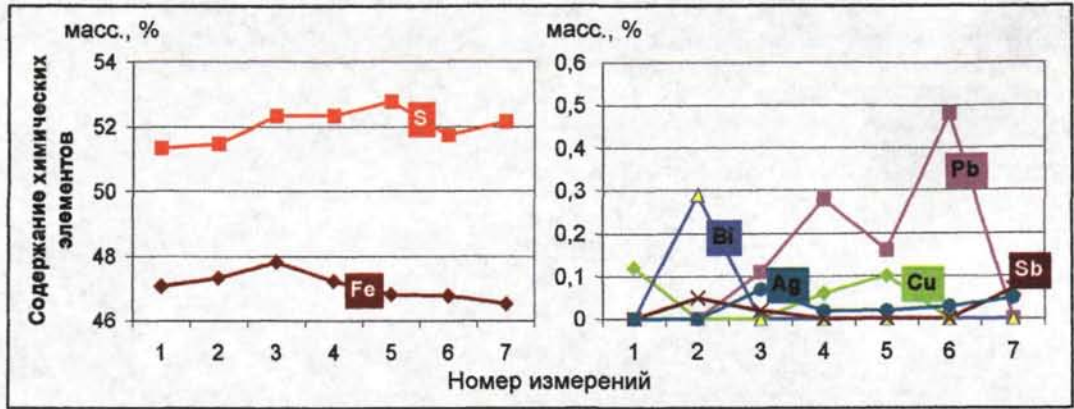
Таблица 3. Минеральный состав руд участка Лора

<i>Группы минералов</i>	<i>Главные</i>	<i>Второстепенные</i>	<i>Редко встречающиеся</i>
Гидротермально-пневматолитовые	Турмалин Мусковит	Апатит Циркон Рутил	Анагаз
Метасоматические	Хлорит Гидрослюда Биотит Калиевый полевой шпат	Кварц Эпидот Цеолит Альбит	Пренит
Жильные	Кварц	Кальцит Манганокальцит	Анкерит Флюорит
Рудные	Магнетит Пирит Халькопирит Молибденит	Пирротин Гематит Марказит Шеелит Галенит Сфалерит Повелит Козалит Борнит	Блеклая руда Теллуриды Vi Арсенопирит Вульфенит Кубанит Ковелин Энарцит Акантит Матильдит Самородный Vi Самородное Au
Гипергенные	Лимонит Халькозин Малахит Азурит	Хризоколла Пиролозит Гидрогематит	Ярозит Мелантерит Брошантит (?)

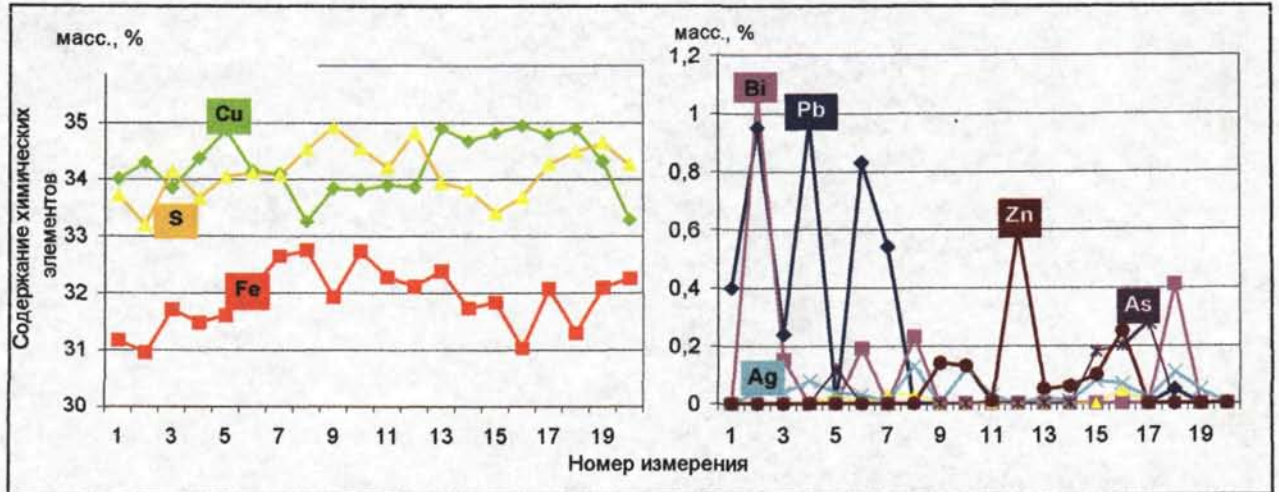
Свойства рудных минералов из руд месторождения Лора принципиально не отличаются от описанных на аналогичных объектах, поэтому в работе приводится краткая характеристика главных рудных минералов (табл. 3).

Магнетит – распространен повсеместно в гранодиоритах, менее интенсивно в гранодиорит-порфирах, кварцевых диорит-порфирах. Его количество иногда достигает 20% (фото-табл. 1). Размеры выделений 0,01–0,05 мм. По оптическим свойствам хорошо определим. По краям зерен магнетита редко развивается лепидолит.

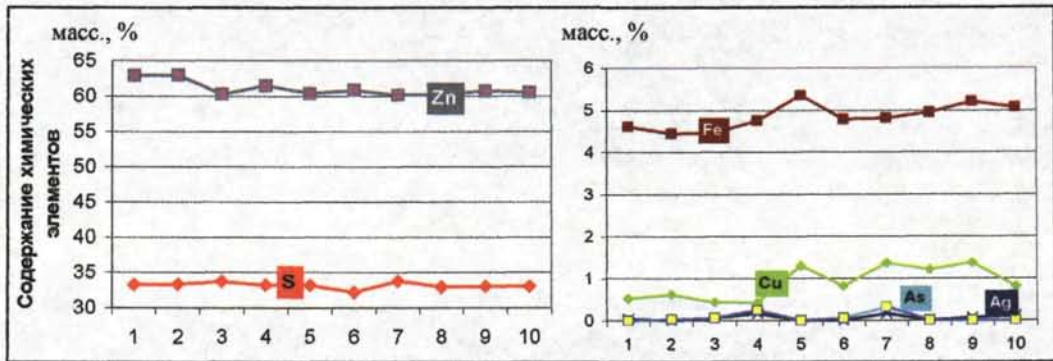
Распределение химических элементов в пирите



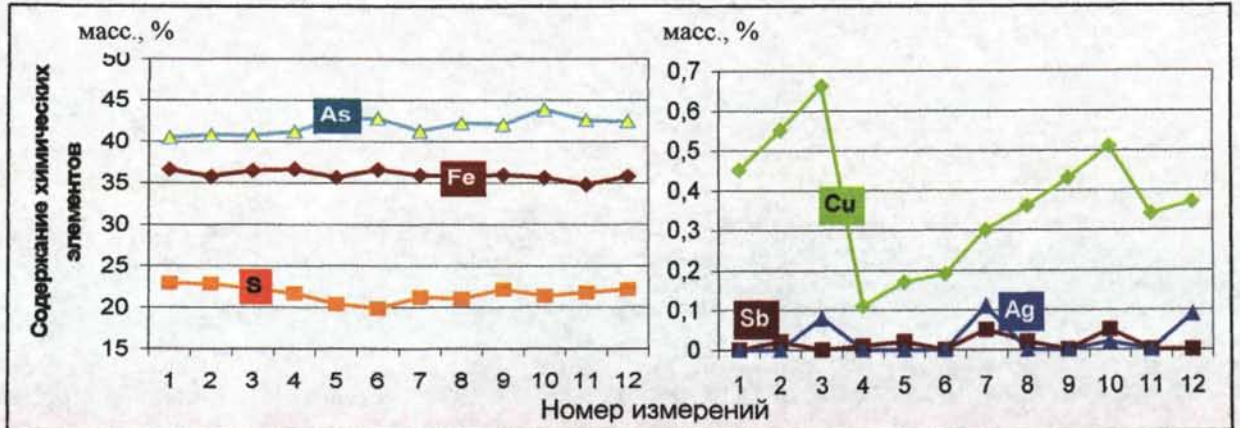
Распределение химических элементов в халькопирите



Распределение химических элементов в сфалерите



Распределение химических элементов в арсенопирите



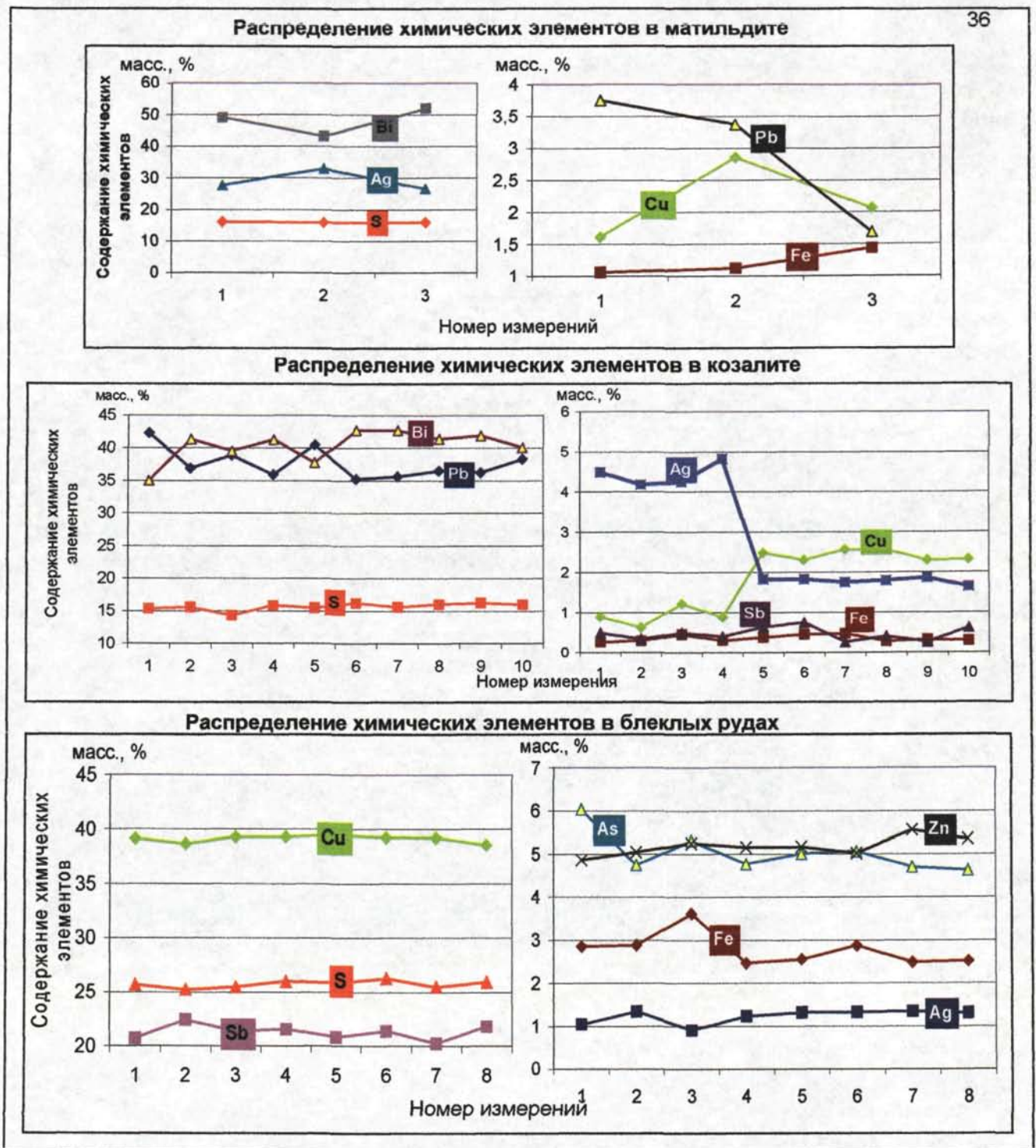


Рис.12. Графики распределения химических элементов в минералах. По данным рентгеноспектрального анализа*.

Пирит – распространен совместно с халькопиритом (фото-табл. 1) в телах гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров и взрывных брекчий, а также в гранодиоритах, причем в последнем случае, по количеству пирит всегда преобладает над халькопиритом. Пирит образует гнездовые скопления до 5 см в поперечнике и единичные крупные (до 5–7 мм), идиоморфные кристаллы. Иногда пирит встречается среди турмалиновых стяжений и в массах слюды, здесь он часто интенсивно катаклазирован. Изредка содержит округлые и эмульсионные

*Рентгеноспектральный анализ выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, на микроанализаторе САМЕВАХ. Аналитик Парфенов М. А.

включения пирротина и халькопирита. По данным рентгеноспектрального анализа* в пирите установлены незначительные примеси Bi, Cu, Ag, Pb, Sb (рис. 12).

Халькопирит – является главным рудным минералом, он широко распространен в виде интенсивной вкрапленности в телах гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфириров и эксплозивных брекчий, вдоль зон трещиноватости в гранодиоритах, а так же в виде гнездовых скоплений (до 5 мм) между зерен турмалина, реже он выполняет тонкие прерывистые трещинки в ассоциации с кварцем и пиритом, или с хлоритом и эпидотом, и совсем редко (1–3%) представлен в виде эмульсионных включений в пирите, ассоциируя с пирротинном и кубанитом (фото-табл. 1). Интенсивная халькопиритовая минерализация повсеместно сопровождается молибденитом. Редко халькопирит содержит включения сфалерита в виде округлых ксеноморфных зерен размером до 0,05 мм. По данным рентгеноспектрального анализа* в халькопирите установлены незначительные примеси Bi, Cu, Ag, Zn, As (рис. 12).

Молибденит – распространен широко, часто в парагенезисе с халькопиритом (фото-табл. 1) в телах гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфириров. Менее распространен в гранодиоритах в тесном срастании с хлоритом и биотитом (фото-тал. 1). Размеры обособлений достигают 1 мм. По данным лабораторного анализа** в молибдените обнаружено Re на уровне 7,6–10 г/т.

Рентгеноспектральным анализом* изучались составы **сфалерита, арсенопирита, матильдита, козалита и блеклых руд** (рис. 12). Установлено, что наиболее распространенными элементами-примесями в этих минералах являются – Cu, Ag и Fe, менее распространены – As, Sb, Pb, Zn (по степени убывания).

В рудах месторождения Лора установлено четыре последовательно сформировавшиеся минеральные ассоциации (таб. 4): **I** – турмалин + гидрослюда + эпидот + хлорит + магнетит + биотит + КПШ; **II** – кварц + пирит + халькопирит + молибденит + пирротин + сфалерит + галенит (+ самородное золото); **III** – эпидот + хлорит + биотит + КПШ + халькопирит + молибденит + энаргит + борнит + кубанит + блеклая руда + самородное золото; **IV** – гидроксиды Fe + халькозин + малахит + азурит.

*Рентгеноспектральный анализ выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, на микроанализаторе САМЕВАХ. Аналитик Парфенов М. А.

**Анализ выполнен в лаборатории геохимии СВКНИИ ДВО РАН по методике ВИМС в соответствии с инструкциями НСАМ № 119 X (Mo), № 155 XC (Cu), СТП 1402.150.23-90 (Re), ГОСТ 2083.3-81. Аналитик Аверченко Н. П.

Последовательность минералообразования

Полученные к настоящему времени минералого-геохимические данные и полевые наблюдения о пространственно-временных взаимоотношениях минеральных ассоциаций позволяют представить модель формирования золотоносного Cu-Mo-порфирового оруденения месторождения Лора двух этапной (таб. 4): первый этап – гидротермально-метасоматический, второй – гипергенный. Первый этап по данным К-Аг-датирования* охватывает период времени 130–104 (\pm 5) млн.лет. Нами этот этап подразделяется на три стадии.

I – стадия – метасоматическая (связана с формированием Средненского интрузивного массива). В этот период осуществлялось формирование зоны турмалиновых грейзенов (расположенных на флангах месторождения), зон пропилитизации и калишпатизации, а так же повсеместное распространение вкрапленной магнетитовой минерализации вмещающих пород. Первая стадия фиксируется во времени и пространстве следующей минеральной ассоциацией – турмалин + гидрослюда + эпидот + хлорит + магнетит + биотит + КПШ. Температура минералообразования на этой стадии равнялась 600–200°C (установлена по минералам-термометрам (турмалин, эпидот)).

II – стадия – гидротермальная. В это время формировались кварцевые и кварц-сульфидные зоны прожилкования, зачастую с благороднометалльной минерализацией. Для данной стадии минералообразования характерна следующая минеральная ассоциация – кварц + пирит + халькопирит + молибденит + пирротин + сфалерит + галенит (+ самородное золото). Температура минералообразования на этой стадии равнялась 400–150°C (установлена по минералам-термометрам (кварц)).

III – стадия – внедрение меденосных тел гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров и взрывных брекчий. В это время произошел мощный привнос Cu и Mo с формированием Cu-Mo-порфировых руд несущих так же и благороднометалльную минерализацию представленную каплевидными включениями самородного золота в пирите в парагенезисе с халькопиритом. С этими же событиями связаны и контактовые изменения пород «рамы» (биотитизация, эпидотизация, хлоритизация, калишпатизация, сульфидизация). Эта стадия фиксирует

* К-Аг-датирование выполнено лаборатории изотопной геохимии и хронологии СВКНИИ ДВО РАН по методике 3-ей категории («Калий аргонный метод определения радиологического возраста пород» М ; ВИМС, 1985

Таблица 4. Схема последовательности минералообразования месторождения Лора.

Минералы	ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ			
	Гидротермально-метасоматический			Гипергенный
	I - стадия	II - стадия	III - стадия	
Турмалин	—————			
Мусковит	—————			
Магнетит	—————			
Эпидот	—————			
Хлорит	—————			
Гидрослюды	—————			
Биотит	—————		—————	
КПШ	—————		—————	
Кварц	- - - - -	—————		
Пирит		—————	- - - - -	
Халькопирит		—————	—————	
Молибденит			—————	
Пирротин		- - - - -		
Гематит		—————		
Галенит		—————	- - - - -	
Сфалерит		—————	- - - - -	
Повелит			- - - - -	
Борнит			- - - - -	
Козалит		- - - - -	- - - - -	
Энаргит			- - - - -	
Кубанит		- - - - -	- - - - -	
Блеклая руда			- - - - -	
Самородное золото			- - - - -	
Гидроксиды Fe				—————
Халькозин				—————
Малахит				—————
Азурит				—————
Температуры минералообразования	600° - 200°C (турмалин, эпидот)	400° - 150°C (кварц)	600° - 200°C (биотит, эпидот)	+40° - -40°C
Характерные текстуры руд	Массивная, пятнистая	Жильно-прожилковая	Вкрапленная	Корки и налеты

I - стадия - метасоматическая; II - гидротермальная; III - внедрение меденосных гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров.

ся во времени и пространстве следующей минеральной ассоциацией – эпидот + хлорит + биотит + КПШ + халькопирит + молибденит + энаргит + борнит + кубанит + блеклая руда + самородное золото. Этот парагенезис распространен как непосредственно в рудных телах в виде гнездово-вкрапленной минерализации, так и в прилегающих к ним породах интрузивной рамы. Температура минералообразования на этой стадии равнялась 600–200°C (установлена по минералам-термометрам (биотит, эпидот)).

Второй этап – гипергенный. Он охватывает время с палеогена до наших дней. В этот период, происходило(ит) формирование зоны вторичного обогащения и окисления руд с образованием следующей минеральной ассоциацией – гидроксиды Fe + халькозин + малахит + азурит, при этом в скважинах она наблюдается до глубины 70–100 м.

Об источниках вещества Cu-Mo руд

Проблема источников рудного вещества, является ключевой для общей теории рудогенеза, с возрастанием глубин исследования земных недр она приобретает все увеличивающееся прикладное значение, прежде всего в сфере прогнозно-металлогенических построений.

При рассмотрении природы источников рудного вещества существенное значение имеет анализ палеотектонической позиции месторождений [Барышев, 1995; Звездов, Мигачев, 1986; Комплекс. мод., 1995; Кривцов, 1983; Звездов и др., 1985]. По классификации Кривцова А.И., учитывая имеющиеся данные о геологии, структуре, геохимии и минералогии, рассматриваемый тип минерализации можно отнести к островодужному типу [Кривцов, 1977]. Cu-Mo-порфиновые месторождения этого типа отвечают «диоритовой» модели Холлистера [Кривцов, 1977, 1978; Павлова, 1971; Звездов, 1989]. Их руды отличаются от руд других объектов Cu-Mo-порфирового типа высоким отношением содержаний меди к молибдену и заметной примесью золота и серебра. Районы, в которых расположены месторождения этой группы, располагаются в юго-западной части Тихоокеанского пояса (Яндерра (Новая Гвинея)), а так же на юго-западе Аляски (Пebbле) и в юго-восточной части Урала (Салаватское, Биргильдинское) [Павлова, 1978; Бин, Титли, 1984]. Рудоносность вулканоплутонической ассоциации в такой обстановке

рассматривается как отражение металлогенических процессов инициального магматизма, на более ранних стадиях продуцирующих высококонцентрированные руды месторождений колчеданного семейства [Кривцов, Макеева 1981, 1984; Кривцов, 1977, 2001; Кривцов, и др., 1986; Звездов и др., 1985; Шаргородский, Новиков 2005; Звездов, 2005; Серебро, 1989; Hedenguiet, Lowenstem, 1994; Herbert, Constine, 1991].

В пределах п-овов Кони и Пьягина специализированных исследований на наличие колчеданных руд не проводилось. Но в 1999 г. С. А. Шубиным, в диоритах Средненского интрузива (примерно в 15 км к югу от месторождения Лора) были найдены ксенолиты пород, островодужных комплексов, изученные нами [Савва, 2001а, 2003а; Колова, Савва, 2006; Сидоров, 2006; Волков и др., 2006].

Среди изученных ксенолитов встречены: 1) мелкозернистый двупироксеновый роговик по тонкообломочному туфу базальтоидного состава, количество сульфидов – 10–15%; 2) магматическая порода основного состава, количество сульфидов до 5%; 3) роговик по вулканогенной породе основного состава, порода мелкозернистая, сланцеватая, полосчатая, пересекается жилкой диорита или габбро-диорита. Ксенолиты представляют собой остроугольные обломки (10–15 см) сильно измененных пород основного состава с приваренными к их поверхности обломочками (1–3 см) диоритов. Сульфидизация в ксенолитах – интенсивная (30–60%). Текстура – полосчатая и вкрапленная. Первая, обусловлена неравномерным ороговикованием и разной степенью гидрослюдизации породы, которая подчеркнута полосчатым расположением линзовидных (до 3 см по удлинению и до 3 мм по мощности) скоплений сульфидных минералов. Рудные минералы установленные в ксенолитах приведены в таблице 5:

Таблица 5. Минеральный состав ксенолитов руч. Рябиновый

Распространенные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Борнит Халькопирит Халькозин	Магнетит Пирит Сфалерит	Кубанит Арсенопирит Пирротин Ковеллин

Наиболее распространенными минералами в ксенолитах являются борнит и халькопирит, их количество достигает порядка 60% от всего объема сульфидов, пирит же в свою очередь занимает порядка 20 %. Перечисленные в таблице минералы образуют следующие минеральные ассоциации:

Магнетит/ильменит + борнит + халькопирит + халькозин (фото-табл. 2) (наиболее распространенная). Рудные минералы располагаются в промежутках

между породообразующими. Размеры обособлений 0,1–2 мм. Борнит, халькопирит и халькозин образуют различные сочетания пластинчатых структур распада твердого раствора (фото-табл. 2, фото 2), что характеризует относительно высокую температуру образования перечисленных минералов. В халькопирите часто отмечаются включения сфалерита в виде «звездчатой» структуры распада твердого раствора и эмульсионной (0,1–0,5 мм) вкрапленности.

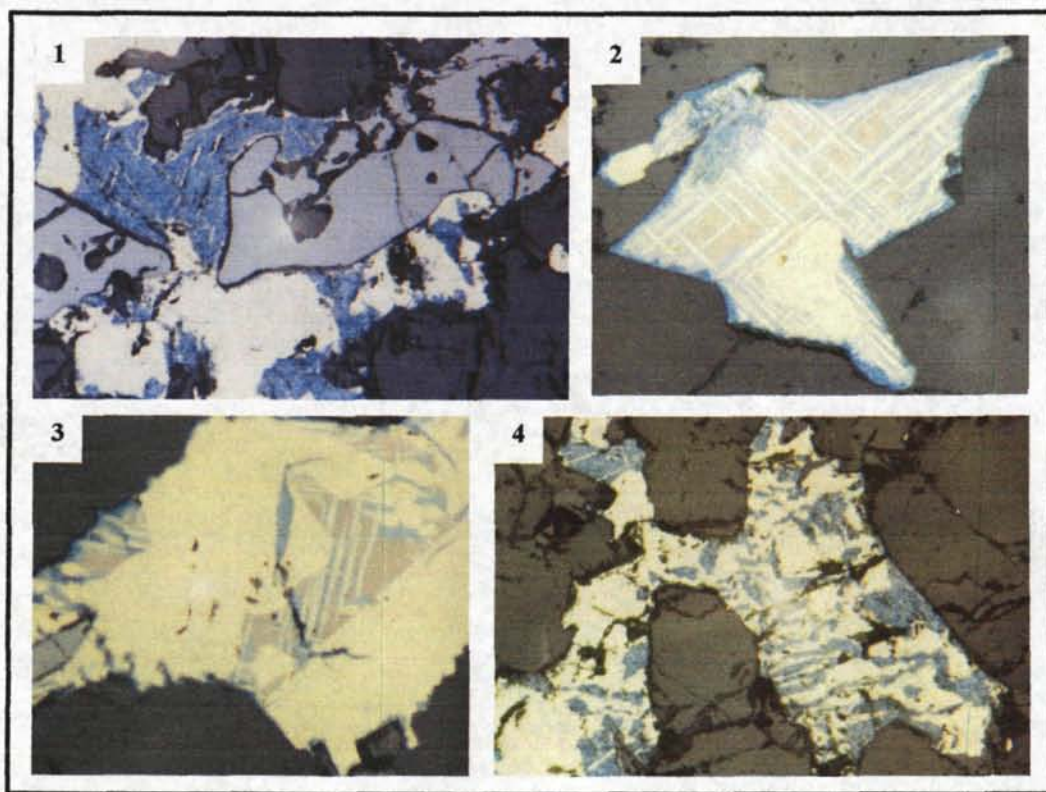


Фото-таблица 2. Минеральные сростания в ксенолитах руч. Рябиновый

1 – оплавленные зерна магнетита, среди агрегата халькозина и халькопирита, ув. 250X; 2 – структура распада твердых растворов, борнита в халькопирите, ув. 200X; 3 – сростание борнита, халькопирита, неодигенита, ковелина, ув. 500X; 4 – сростание халькопирита и халькозина, ув. 110X.

Пирит + пирротин + халькопирит (с незначительным количеством арсенипирита) – отмечается преимущественно на участках пространственно обособленных от борнит-халькопиритовых образований, либо формирует агрегаты, окаймляющие ранний парагенезис. Наиболее характерен этот парагенезис для линзовидных сульфидных образований в полосчатых туфах базальтов. Пирит обычно корродирует халькопирит, окаймляет пирротин, слагает марказитоподобные агрегаты и единичные более крупные (до 1 мм) идиоморфные кристаллы.

Установленные рудные парагенезисы позволяют предполагать, что ксенолиты являются обломками горизонтов островодужных меденосных образований,

подхваченные гранитоидными магмами при всплытии и кристаллизации Средне-нского массива. При этом они испытали термальный метаморфизм, а во время внедрения порфировых диоритов происходило их полное плавление и реювенация.

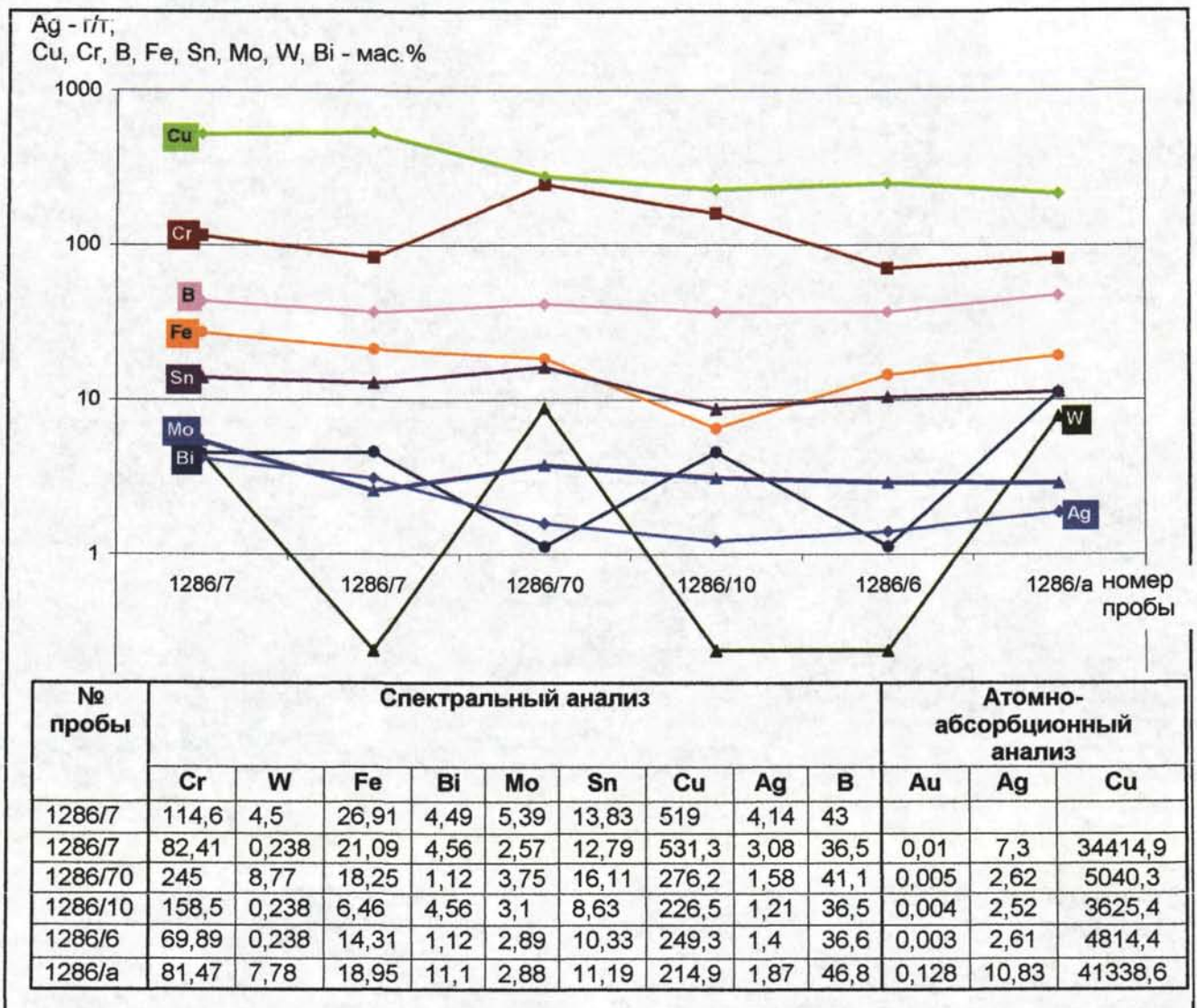


Рис. 13. Графики содержаний химических элементов в ксенолитах руч. Рябиновый

Химические исследования* ксенолитов (рис. 13), выявили значительные превышения в них содержаний (по сравнению с рудами месторождения Лора) – Cu, Cr, Fe, Sn, Ag и пониженные W, Bi, Mo и B, причем количество Cu в ксенолитах в 8 раз больше чем в кварцевых диорит-порфиритах и гранодиорит-порфирах. Установлена положительная корреляционная связь между Cu, Fe, Sn, Mo и Cr, а так же между W и Bi, при этом распределение Ag обнаруживает слабую корреляционную связь с выделившимися группами.

* Спектральный и атомно-абсорбционный анализы проведены в лаборатории геохимии СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Крячко Т. П.

Безусловно, изученные ксенолиты не в полной мере отражают характер и масштабы распространения первичных медно-колчеданных руд сосредоточенных в островодужных комплексах. Тем не менее, они указывают на существование здесь меденосных горизонтов, которые в какой-то мере могли выступать и как один из источников рудного вещества для известных в пределах этой территории Cu-Mo-порфировых рудопроявлений и месторождений.

О золотоносности Cu-Mo-порфировых руд месторождения Лора

В условиях современного фондового рынка ценных металлов при введении в эксплуатацию Cu-Mo-порфировых месторождений большое внимание уделяется не только содержаниям основных металлов – меди и молибдена, но и постоянно присутствующим селена, теллура, рения, серебра и золота, стоимость которых в значительной мере компенсирует затраты на геологоразведочные работы и эксплуатацию этих объектов.

Месторождение Лора, как было сказано выше, располагается относится к объектам островодужного типа, которые характеризуются пониженными содержаниями молибдена, и наличием заметной примеси золота, составляющей часто промышленные концентрации. На степень золотоносности Cu-Mo-порфировых руд сильное влияние оказывает минералого-геохимический облик месторождения, складывающийся из сочетаний определенных минеральных ассоциаций. Наиболее продуктивными на золото, являются халькопирит-борнитовый, пирит-халькопиритовый, полисульфидный и гиппергенный типы руд [Кривцов, 1996; Кривцов, и др., 1985; Кривцов, Юдин, 1978; Мигачев, и др. 1984].

Для месторождения Лора по состоянию изученности в данное время не представляет возможным установить степень золотоносности, тем более четко указать ее для каждого типа руд, но уже сейчас можно сказать, что руды месторождения Лора, являются принципиально золотоносными.

На это указывают следующие факты:

1) наличие в 60 % различных проб, по данным спектрального и атомно-абсорбционного анализов*, Au на уровне 0,01–0,1 г/т; реже 2–5 г/т, очень редко (ед. случаи) 8–12,3 г/т, при этом наблюдается некая корреляционная зависимость между содержаниями Au и Cu в рудах (рис. 14);

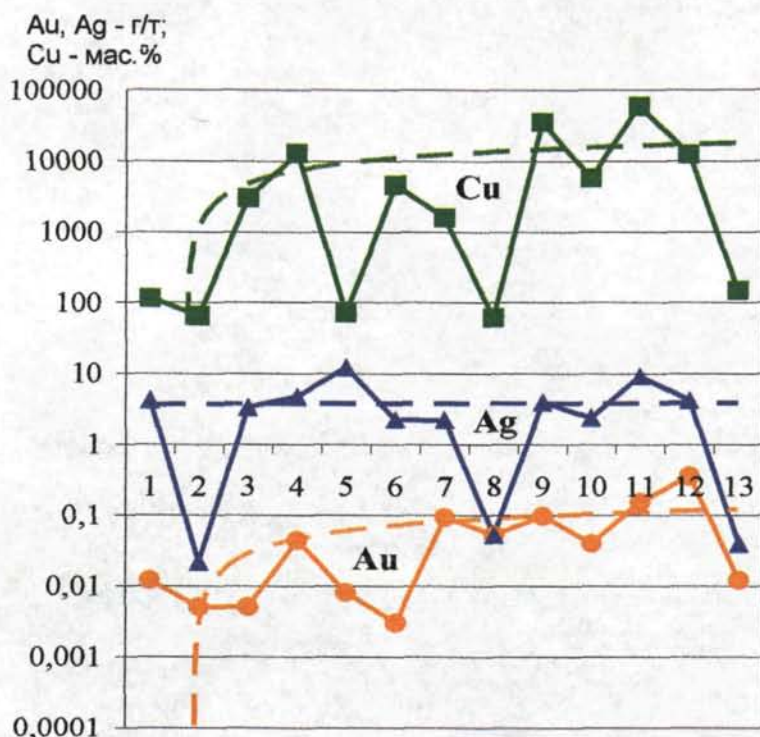


Рис. 14. График соотношения содержаний Au, Ag, Cu в рудах месторождения Лора и их логарифмические линии тренда. По данным атомно-абсорбционного анализа*.

2) установление самородного Au в парагенезисе с пиритом в Cu-Мо-порфировых рудах (фото-табл. 2) (скважина № 34 на 70-тый м) [Савва, 2003], дает возможность считать Cu-Мо-порфировые руды – золотосодержащими. Предположительно существовала и мобилизация Au из гранодиоритов Средненского интрузива, которые так же являются золотосодержащими, на что указывают ассоциации самородного Au с турмалином, мусковитом, кварцем, гематитом, рутилом, халькопиритом, блек-

лой рудой, теллуридами Bi в зонах грейзенизации и турмалинизации, а также наличие самородного Au в шлиховых ореолах, охватывающих верховья руч. Мелдэк, Накхатанджа и Халанчикан интенсивно размывающих поля турмалин-кварцевых грейзенов.

Таким образом, руды месторождения Лора являются золотосодержащими. В качестве наиболее перспективных на содержание золота можно выделить руды, в которых отмечаются кварц + пирит + халькопирит + молибденит + пирротин + сфалерит + галенит (+ самородное золото) и эпидот + хлорит + биотит + КПШ + халькопирит + молибденит + энаргит + борнит + кубанит + блеклая руда + самородное золото минеральные ассоциации, условно отвечающие идеализированному: пирит-халькопиритовому и полисульфидному типу руд [Кривцов и др., 1985; Мигачев, и др. 1984; Nokleberg и др., 1995; Zacharias и др., 2001].

Гипергенный тип руд пока мало изучен и не может быть выделен как перспективный на наличие Au.

При дальнейшем изучении месторождения Лора, для установления степени золотосодержащих Cu-Мо-порфировых руд, необходимо уделить больше внимания халькопириту, как одному из концентраторов золота на месторождениях данного

* Атомно-абсорбционный анализ проведен в лаборатории геохимии СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Крячко Т. П.

типа [Кривцов и др., 1985; Кривцов, Юдин, 1978; Sillitoe, 1993; Nokleberg и др., 1995; Zacharias и др., 2001].

Выводы:

Для рассмотренного месторождения Лора характерно:

- ↓ локализация в центральной части крупного интрузивного массива, сложенного гранитоидами среднекалевой известково-щелочной магматической серии по составу соответствующих островодужному типу;
- ↓ прожилково-вкрапленный характер минерализации;
- ↓ пространственная и генетическая связь медного оруденения с дайками гранодиорит-порфириров, кварцевых диорит-порфириров и взрывчатых брекчий;
- ↓ полное отсутствие в пределах Кони-Пьягинской металлогенической зоны монцитов, столь широко распространенных в пределах многих Cu-Mo-порфировых месторождений;
- ↓ низкие содержания Cu в первичных рудах (в среднем 0,05–0,8 масс.%) и значительно более высокие в окисленных (в среднем 0,15–2,5 масс.%), при равномерном распределении в окисленных и первичных рудах Mo (0,001–0,15 масс.%);
- ↓ нестабильное отношение Cu к Mo колеблющееся от 0,5–15 до 85–140;
- ↓ устойчивый минеральный состав руд, среди рудных минералов преобладают – пирит, магнетит, халькопирит, молибденит, реже встречается – борнит, энаргит, халькозин, скудно распространена галенит-сфалерит-блеклорудная минерализация, наиболее широко среди нерудных минералов распространены – кварц, серицит, калиевый полевой шпат, биотит;
- ↓ развитие минерализации в зонах гидротермально измененных пород, представленных кварц-ортоклазовыми, биотит-ортоклаз-кварцевыми, биотит-кварцевыми и пропилитовыми типами метасоматитов, причем установлена тесная ассоциация молибденовой минерализации с эпидотизацией, а медной с хлоритизацией и биотитизацией;
- ↓ типичное для многих Cu-Mo-порфировых месторождений незначительное распространение карбонатизации;

↓ малый эрозионный срез (обнажение тел эрозионных брекчий, наличие пропилитовой и аргилитовой зон метасотатоза, широкое развитие зон турмалинизации и пиритизации, наличие цеолитов);

↓ наличие **Au** в 60% различных проб на уровне 0,01–0,1 г/т, реже 2–5 г/т, до 8–12,3 г/т, и установление **самородного золота** в парагенезисе с пиритом и халькопиритом в Cu-Mo-порфировых рудах (Скв. № 34, глубина 70 м).

Выделенные особенности месторождения Лора, показывают его сходство с крупным Cu-Mo-порфировым месторождением Яндерра (табл. 5в), которое находится на о. Новая Гвинея, в центральном нагорье Папуа [Grant, Nielsen, 1975; Павлова, 1978], а так же позволяют отнести его к слабо золотоносному, Cu-Mo-порфировому минеральному типу оруденения.

Таблица 5в. Сравнительные характеристики Cu-Mo-порфировых месторождений

Месторождения	Лора (Северо-Восток РФ)	Яндерра (о. Новая Гвинея)
Параметры		
Геодинамическая позиция	Палеоостроводужная система, над зоной Беньюффа	Современная островодужная система, над зоной Беньюффа
Состав рамы продуктивного плутона	Габбро, диориты, гранодиориты, граниты	Диориты, гранодиориты, монцониты
Площадь интрузивного тела	~2000 км ²	~1000 км ²
Абсолютный возраст: интрузивного тела – рудных тел –	126 МА 120 МА	12,5 МА 7 МА
Состав вулканогенных пород вмещающие продуктивный плутон	Андезиты, базальты и их туфы	Андезиты, базальты и их туфы
Состав рудоносной порфировой фазы	Гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты, эруптивные брекчии	Кварцевые диорит-порфириты, кварцевые монцонит-порфиры, эруптивные брекчии
Размер рудных тел	50–250 X 500 м	100–150 X 1500–2500 м
Степень минерализации рудных тел	5–10%	до 15%
Минеральный состав руд по преобладанию	Халькопирит, пирит, молибденит, магнетит, ильменит, борнит, сфалерит, галенит, гематит, редко – самородное золото.	Халькопирит, пирит, борнит, молибденит, сфалерит, галенит, магнетит, ильменит, гематит, редко – самородное золото
Содержания Cu в руде	0,05–0,8%	0,05–1%
Гипогенные изменения и их зональность	Кварц-ортоклазовые, биотит-ортоклаз-кварцевые и биотит-кварцевые, аргилитизация, пропилитизация, мусковит-кварцевые и турмалин-кварцевые грейзены	Ортоклаз-биотит-хлорит-серицитовые, кварц-аргилитизация-серицитовые, пропилитизация, хлоритизация, альбитизация
Общий тоннаж руды	395,8 млн. тон	500 млн.тонн

2.2 ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНО-ВИСМУТОВЫЙ ТИП

Золото-теллуридно-висмутовый тип минерализации был выявлен еще в начале тридцатых годов прошлого века [Линдгрэн, 1932; Шаповалов, Савва, 1979]. Долгое время этот тип оруденения, в связи с незначительными параметрами, по сравнению с золото-серебрянным, не представлял промышленного интереса. На данный момент конъюнктура рынка меняется, и на ряду с проявлением интереса к золото-сульфидным рудным объектам, не остаются в стороне и золото-теллуридно-висмутовые. Это связано с наличием в рудах не только значительных содержаний самородного золота и серебра, но и теллуру- и висмут содержащих минералов [Коваленкер и др., 1997]. На Северо-Востоке РФ золото-теллуридно-висмутовые месторождения распространены довольно широко (Хилали, Джугаджак, Нодди (Омсукчанский р-он); Нетчен-Хая, Турдем, Хурчан, Плацдарм (Мякитская площадь); Угрюный, Валун (Карамкенская площадь) и т.д) [Шаповалов, Савва, 1979; Фомина, 2005; Серебро, 1989]. В основном эти месторождения приурочены к мезозойским рудно-магматическим структурам (Джугаджак, Нодди – в архейских породах кристаллического фундамента) [Фомина, 2005], причем в пределах рудных полей этих объектов все породы интенсивно метасоматически изменены (пропилитизация, окварцевание, серицитизация, зачастую турмалинизация). Классическими примерами оруденения рассматриваемого типа является ряд месторождений молодых вулcano-плутонических поясов – Озерновское, Агинское, Зун-Колба (Россия), Кочбулак (Узбекистан), Зодское (Армения), Крипл Крик, Каунти (США), Тонгянг (КНР), Флоренсия (Куба) [Бортников и др., 1988; Коваленкер и др., 1997; Сидоров, 1987; Серебро, 1989]. Несмотря на почти вековое изучение месторождений золото-теллуридно-висмутового типа они остаются не до конца исследованными и не в полной мере востребованы промышленностью.

Один из таких рудных объектов был обнаружен на п-овах Кони и Пьягина [Савва, 2003б; Савва, Колова, 2005; Колова, 2008; Шубин, 2005Ф].

2.2.1 РУДОПРОЯВЛЕНИЕ РЫЖИК

Рудопроявление расположено в истоках р. Халанчига, на расстоянии 9 км в западном направлении от месторождения Лора, на контакте гранитоидов Средне-

нского массива с раннемеловыми вулканитами. Благоприятный прогноз на данную территорию первым сделал Скибин Ю. П. [Скибин, 1983Ф]. Здесь им были выделены три перспективных поля – Северное, Центральное и Западное. В то время штучное опробование показало следующие содержания: Au – 4,2–32,4 г/т, Ag – 12–30,1 г/т, Cu – до 0,15%, Bi – до 0,2%, As – до 0,2%, Mo – до 0,08%, на основании чего он предположил возможность обнаружения здесь ряда мелких рудных тел с промышленными содержаниями золота и серебра [Скибин, 1983Ф].

В 2000 г. на перспективных участках ОАО «Дукатской ГГК» были проведены геолого-поисковые работы [Шубин, 2005Ф], в которых автор принимал участие (отобрано 20 рудных образцов, выполнено 25 поисковых маршрутов, задокументированно порядка 100 пог. м. горных выработок, отобран петрогеохимический профиль). В результате этих работ было оконтурено рудное поле рудопроявления, названного Рыжик.

Геолого-структурная характеристика

Рудопроявление находится в эндоконтакте гранитоидов Средненского батолита с раннемеловыми вулканитами и диоритами ранней фазы внедрения (рис. 15). Рудопроявление приурочено к пересечению двух крупных систем разломов – северо-западного направления (Бабушкинская) и северо-восточного (ограничивающий экзоконтакт Средненского массива).

В строении рудного поля принимают участие раннемеловые габбро, граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры магаданского комплекса, позднемеловые нориты и диорит-порфириты, дайки субвулканических образований и вмещающие их раннемеловые вулканогенные отложения попереченской и мелдекской толщ (рис. 15). Широко развиты гидротермально-измененные породы – грейзены и пирит-кварцевые метасоматиты, расположение которых контролируется разломами северо-восточного простирания. Изменениям подвержены породы раннемелового интрузивного комплекса и вмещающие раннемеловые вулканогенные отложения, в то же время гранодиорит-порфиры завершающей фазы магаданского комплекса и позднемеловые габброиды прорывающие грейзены остаются неизмененными.

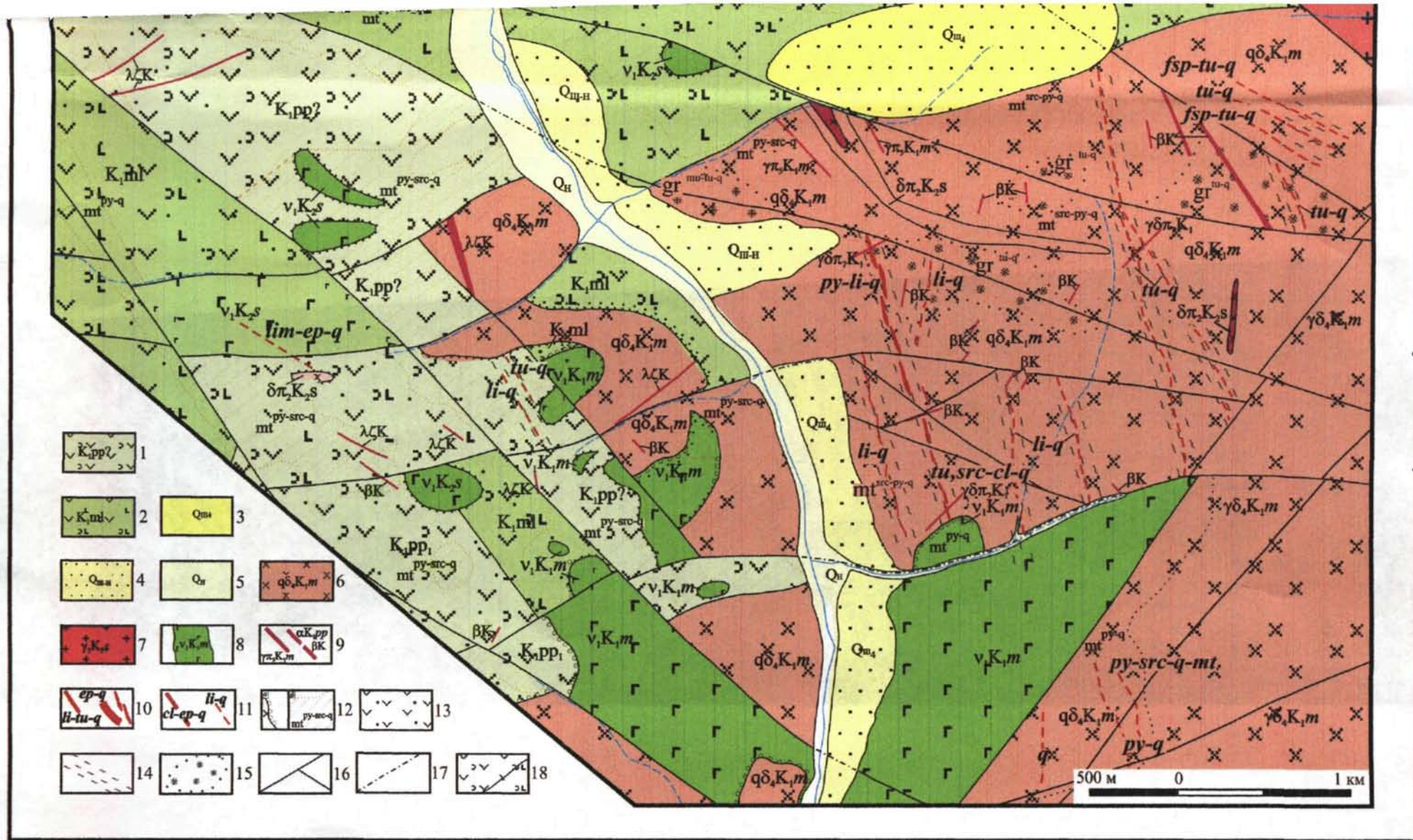


Рис. 15. Геологическая схема рудопроявления Рыжик (по данным С. А. Шубина, 2005Ф).

1 – 2 – раннемеловые вулканогенно-осадочные образования: 1 – попереченской толщи; 2 – мелдекской толщи; 3 – 5 – четвертичные рыхлые образования: 3 – нивально-гляциальные; 4 – нивальные и делювиальные; 5 – аллювиальные; 6 – 7 – раннемеловые гранитоиды Средненского массива: 6 – диориты, кварцевые диориты; 7 – граниты; 8 – раннемеловые тела габброидов; 9 – меловые дайки различного состава; 10 – заверенные горными выработками жилы лимонит-турмалин-кварцевого, эпидот-кварцевого, кварцевого и т.д. составов; 11 – жильные образования оконтуренные по штупфному опробованию; 12 – метасоматоз: а – контактового ороговикование, б – региональный, пирит-серицит-кварцевого и др. состава; 13 – региональное ороговикование; 14 – зоны рассланцевания; 15 – грейзенезация; 16 – 17 – тектонические нарушения: 16 – заверенные; 17 – предполагаемые; 18 – геологические границы.

Раннемеловые вулканогенные отложения представлены образованиями попереченской и мелдекской толщ, в составе которых преобладают четко слоистые туфы основного и среднего составов, чередующиеся с горизонтами и пачками туффогенно-осадочных пород. Мощность толщ по разрезу порядка 1700 м, породы залегают с падением на юг.

Меловые интрузивные образования в пределах участка слагают штокообразные тела (площадь выходов до 3 км²) и дайки протяженностью не более 250 м (рис.15). Все интрузивные тела обычно приурочены к разломам северо-западного простирания. Субвулканические дайки риодацитов, напротив тяготеют к тектоническим нарушениям северо-восточного простирания. Раннемеловые кварцевые диориты и гранодиориты являются наиболее распространенной породой в пределах рудного поля. Они слагают штокообразные тела (площадь выходов порядка 4 км²) в центральной и северо-восточной частях участка. В результате динамотермального метаморфизма они интенсивно рассланцованы и изменены: турмалинизированы, хлоритизированы, окварцованы, эпидотизированы, повсеместно серицитизированы и гидрослюдизированы (до 50%), часто пропитаны гидрогетитом и гидрогематитом (до 50%).

Главная разрывная структура (Бабушкинский глубинный разлом) состоит из отдельных субпараллельных разрывов северо-западного простирания, расположенных на расстоянии 100–500 м до 1–2 км. Эти разрывы сопровождаются оперяющими – северо-северо-западного и запад-северо-западного направления (рис.15). Их положение в плане и морфология указывает на то, что Бабушкинский разлом в целом, и его составляющие, имеют сдвиговый характер, а оперяющие возникали в условиях скалывания [Шубин, 2005Ф]. Нарушения северо-восточного простирания ограничивают северо-западную часть Средненского массива на протяжении 20 км, они трассируются цепочкой субвулканических тел основного состава и зонами повышенной трещиноватости пород. С разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания в пределах участка пространственно связаны поля пирит-серицит-кварцевого, пирит-кварцевого метасоматоза и мусковит-кварцевых и турмалин-кварцевых грейзенов. Кроме того, вдоль северо-западных нарушений, в кварцевых диоритах, отмечается вкрапленная пиритовая, пирит-халькопиритовая и халькопирит-пиритовая минерализация, аналогичная порфировой на рудопроявлении Лора [Шубин, 2005Ф], а так же поля пирит-

серицит-кварцевого, пирит-кварцевого метасоматоза и мусковит-кварцевых и турмалин-кварцевых грейзенов. Гидротермально-метасоматические изменения имеют четко выраженную латеральную зональность: во внутренних зонах размещаются кварц-турмалиновые метасоматиты и грейзеноподобные высокотемпературные (околоинтрузивные) вторичные кварциты с андалузитом, мусковитом и флогопитом; промежуточные зоны образованы кварц-серицитовыми метасоматитами; внешние – пропилитами эпидот-хлоритовой (с клино-хлором) и хлорит-карбонатной субфации.

Таблица 6. Характеристики рудных тел рудопроявления Рыжик

<i>Параметры</i>	<i>Характеристики рудных образований в различных вмещающих толщах</i>		
Вмещающие породы	Грейзены и грейзенизированные кварцевые диориты	Пропилитизированные гранодиориты и кварцевые диориты	Поля развития окварцевания и серезитизации в зонах рассланцевания кварцевых диоритов и гранодиоритов
Структура	Жилы	Жилы, прожилки, зоны прожилкования	Жилы, прожилки и будины
Состав	Турмалин-кварцевый	Кварцевый, пирит-хлорит-кварцевый, хлорит-кварцевый, эпидот-кварцевый, полевошпат-кварцевый	Пирит-лимонит-кварцевый, лимонит-кварцевый, сульфидно-эпидот-кварцевый, сульфидно-кварцевый
Мощность	от 0,5 м	от долей см до 0,5 м	не менее 0,5 м до 10 м
Протяженность	до ~1,0 км	Первые десятки метров	От 270 м до 1,2 км
Простираие	СЗ	СЗ	СЗ (345-350°)
Падение	-	-	аз пад 65-75° ∠35-70°.
Данные опробования	Au – не превышает 0,55 г/т	Au – не превышает 2,0 г/т	Au – от 1,8 до 110,4 г/т, Ag – от 12,8 до 105,8 г/т, Cu – 0,1 %, Вг → 0,1%

В пределах рудного поля широко распространены гидротермальные жильные тела (рис. 15), которые приурочены к трещинам сдвигового характера, северо-северо-западного простирания и ориентированны к разломам Бабушкинской системы под углами 50–70°. Они представлены серией жильно-прожилковых зон различного состава (табл. 6). Для полей грейзенов характерны турмалин-кварцевые жилы, мощностью 0,5 м, протяженностью до ~1 км. Содержание золота в них не превышает 0,55 г/т. В пропилитизированных породах проявлены зоны прожилкования, кварцевого, пирит-хлорит-кварцевого, хлорит-кварцевого, эпидот-кварцевого, полевошпат-кварцевого составов мощностью до 0,5 м, протяженностью около 10 м. Содержания золота в них не превышают 2,0 г/т. К зонам динамотермального метаморфизма и грейзенизации приурочены золото-пирит-кварцевые и золото-лимонит-кварцевые жилы и прожилки линзовидно-будинной морфологии, мощностью от 10 до 40 см, протяженностью не более 80 м. Жильные

тела осложнены серией пострудных, поперечных мелких сбросово-сдвиговых нарушений северо-восточного простирания сопровождающихся зонами дробления и повышенной трещиноватости, а так же маломощными дайками гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров завершающей фазы магаданского

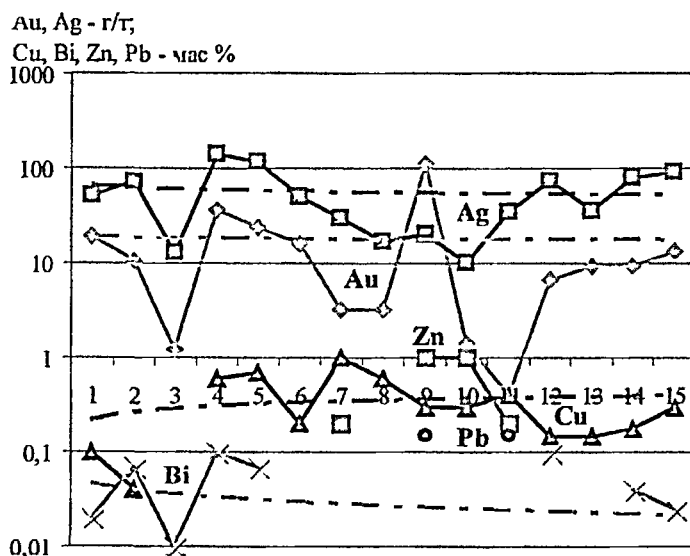


Рис. 16. График соотношения содержаний Au, Ag, Cu, Bi, Zn, Pb в рудах участка Рыжик и их логарифмические линии тренда. По данным спектрального анализа*.

комплекса [Шубин, 2005Ф]. По данным спектрального анализа* жильного материала, Au, Ag и Bi образуют геохимическую ассоциацию, при этом Cu соотносится с ними слабее (рис. 16). Предположительно это связано с более поздним ее проникновением.

В соответствии с типизацией главных структурных типов эндогенных рудных полей и месторождений [Вольфсон и др., 1975], рудопроявление Рыжик на основании имеющихся фактиче-

ских данных принадлежит к жильному типу, связанному с разрывными нарушениями.

Коллективом геологов АО «Дукатской ГГК» подсчитанные прогнозные ресурсы по категории P_2 для рудопроявления Рыжик, составили: Au – 17,4 тонн, Ag – 168,5 тонн [Шубин, 2005Ф].

Минералогические исследования

На основании материала отобранного в полевой сезон 2000 г, автором были проведены текстурные и минералогические исследования.

Тектурный анализ (см. табл. 7, рис. 17 и фото-табл. 3) показал, что в формировании облика руд рудопроявления Рыжик принимали участие процессы динамо-термального метаморфизма (широкое распространение полосчатых и линзовидно-полосчатых текстур), метасоматоза и слабого катаклаза (брекчиевидные и вкрапленные текстуры). Завершающий штрих внесли процессы выветривания.

*Спектральный анализ выполнен в лаборатории АО «Дукатская ГГК». Аналитик Корж В.И.

Таблица 7. Генетическая классификация текстур руд и вмещающих пород рудопроявления Рыжик

Генетический тип	Морфологический вид	Минералого-структурная характеристика
Метаморфогенные	Полосчатая, пятнистая	1) В слабо метаморфизованных гранодиоритах, турмалин и фрагменты апогранитных сланцев расположены полосам, просечками и пятнами, мощность полос и просечек от 0,2 до 2 см, диаметр пятен до 1,5 см 2) В тонко рассланцованных гранодиоритах будинированные блоки жильного кварца мощностью до 5 см 3) В слабо метаморфизованных гранодиоритах и кварцевых диоритах ориентированные в одном направлении мелкозернистые и чешуйчатые катаклазированные минеральные агрегаты магнетита, ильменита, граната и биотита
	Линзовидно-полосчатая	В рассланцованных и гидротермально-измененных кварцевых диоритах и гранодиоритах турмалинизация распределена послойно и линзовидно
	Брекчиевидная	В кварцевом цементе наблюдаются фрагменты не полностью прокварцованных сланцев
Выполнения	Вкрапленная	В интрузивных породах и жильном материале неравномерная, тонкая вкрапленность пирита и халькопирита. Количество сульфидов 1–3%.
	Гнездово-вкрапленная	В интрузивных породах и жильном материале тонкая вкрапленность и гнездовые скопления (d=до 1 см) пирита и халькопирита. Количество сульфидов 1–5%
	Жильно-прожилковая	Пирит-лимонит-кварцевые, лимонит-кварцевые, сульфидно-эпидот-кварцевые, сульфидно-кварцевые, кварцевые, пирит-хлорит-кварцевые, хлорит-кварцевые, эпидот-кварцевые, полевошпат-кварцевые жилы и прожилки
Коррозионные	Кавернозная	Пустоты выщелачивания пирита заполнены землистыми налетами гидроксидов железа.
	Корки и налеты	По трещинам развиты гидроксиды меди и железа

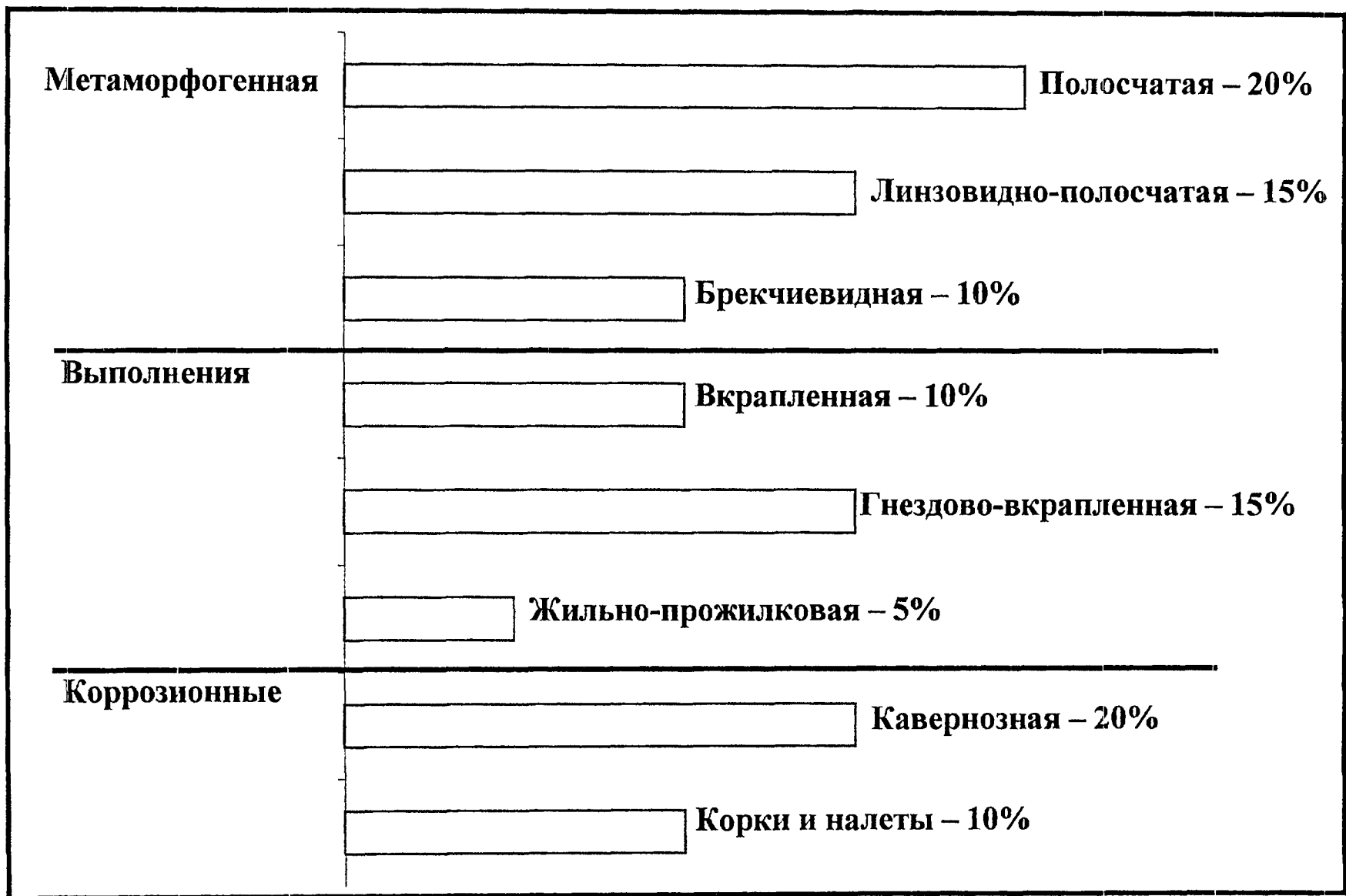


Рис. 17. Степень распространенности типов текстур на рудопроявлении Рыжик

При детальном минералогическом изучении в рудах установлено порядка 30 минералов (табл. 8). Рудные минералы распространены крайне не равномерно. Общая сульфидность 5–10%. Продуктивная минерализация преимущественно располагается по трещинкам и зальбандам жил.

Таблица 8. Минеральный состав руд участка Рыжик

<i>Группы минералов</i>	<i>Главные</i>	<i>Второстепенные</i>	<i>Редко встречающиеся</i>
<i>Метаморфогенно-магматические</i>	Биотит Магнетит	Турмалин Гранат	
<i>Гидротермально-пневматолитовые</i>	Кварц Турмалин Хлорит Пирит Пирротин Халькопирит	Эпидот Серицит Арсенопирит Галенит Сфалерит Молибденит	Карбонат Самородное Au Теллуросмугит
<i>Гипергенные</i>	Ярозит Смитсонит Церуссит Англезит	Малахит Азурит Мелантерит	Гипс? Самородное Ag Акантит

Свойства рудных минералов рудопроявления Рыжик принципиально не отличаются от описанных на аналогичных объектах, поэтому в работе приводится краткая характеристика главных рудных минералов.

Кварц – 1) кавернозный, каверны размером 1–5 мм выполнены лимонитом (10–20%), 2) белый с серыми, желтыми, розовыми, коричневыми и светло-зелеными оттенками, скрытокристаллический, друзовидный и мелкозернистый сахаровидный (гранулированный). В кварце из рудных жил были обнаружены первичные, первично-вторичные и вторичные двухфазовые газовой-жидкие включения размером 1–70 мкм, имеющие форму отрицательного кристалла или неправильную. В некоторых образцах кварца вместе с газовой-жидкими включениями встречаются сингенетичные им, существенно газовые, свидетельствующие о гетерогенном состоянии минералообразующего флюида (кипении). Двухфазовые газовой-жидкие включения в кварце гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 364–206°C и содержат водный раствор с концентрацией солей 14,0–1,7 масс.% экв. NaCl. В растворе этих включений преобладают хлориды натрия и магния (температуры эвтектики - 43 – - 29°C). Плотность флюида составляет 0,50–0,94 г/см³. В газовом пузырьке одного из включений вымораживалось небольшое количество углекислоты, которая плавилась при температуре - 59,3°C, что свидетельствует о небольшой примеси низкокипящих газов во флюиде. Существенно газо-

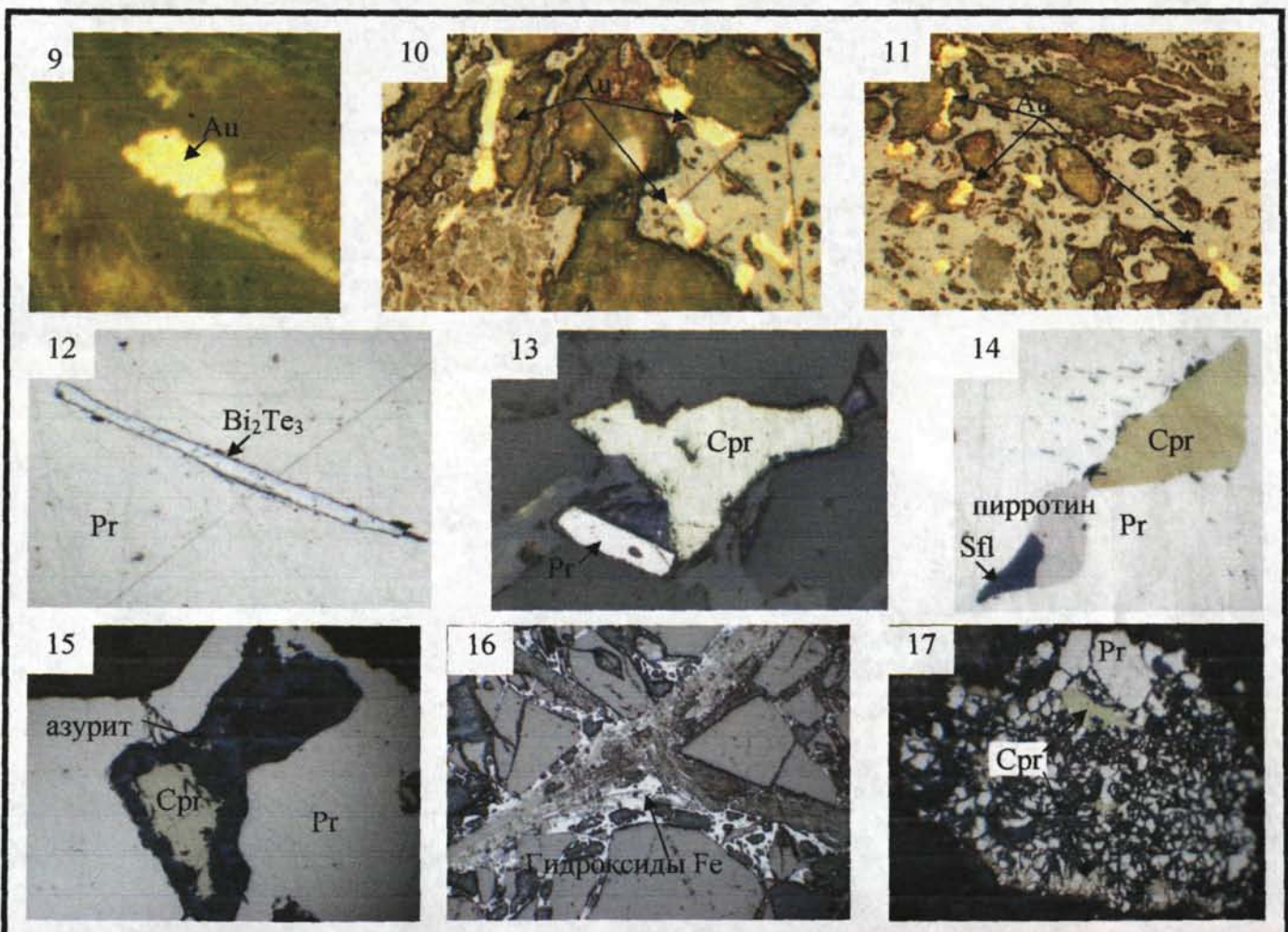
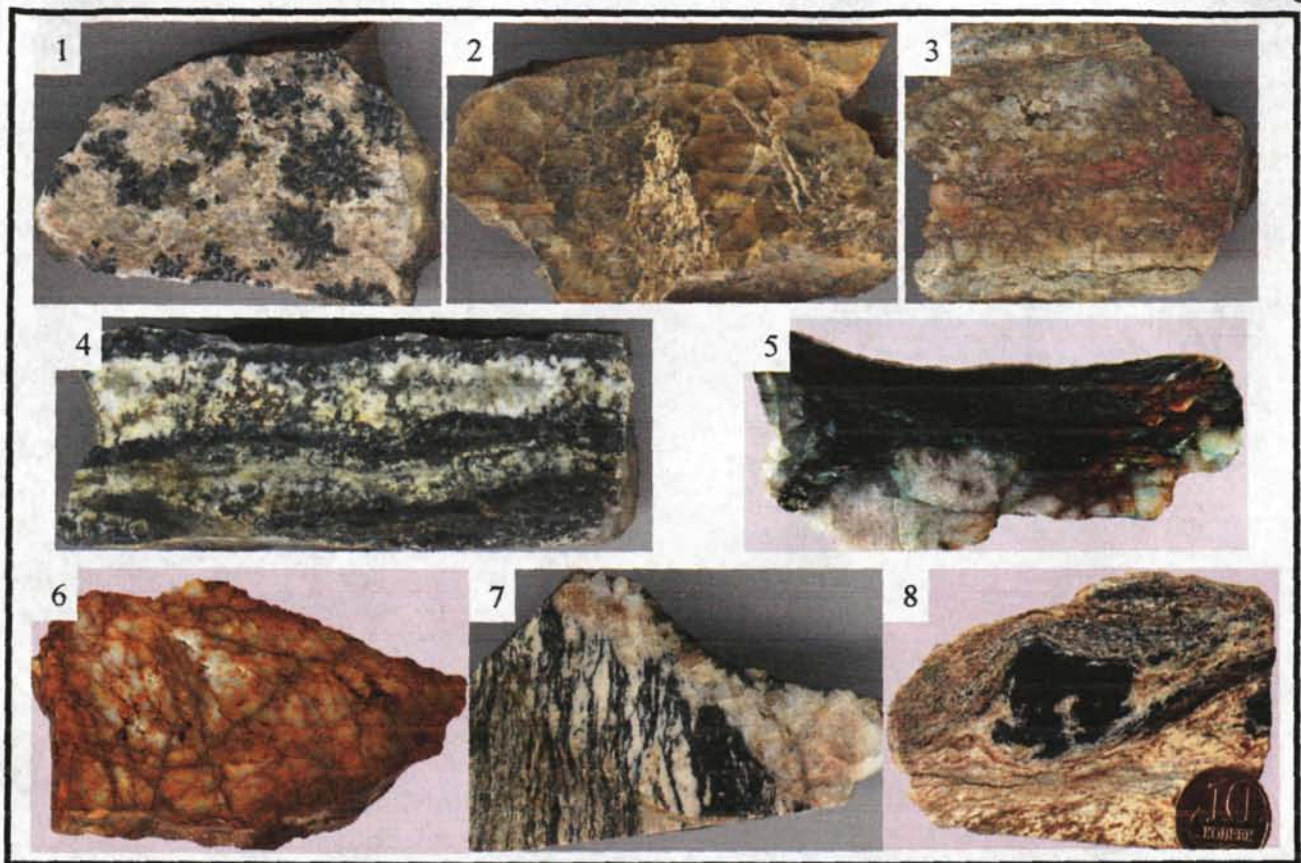


Фото-таблица 3. Текстуры руд и минеральные сростания рудопроявления Рыжик

1 – 8 – текстуры руд: 1 – пятнистая; 2 – 3 – брекчиевидная; 4 – 5 – полосчатая; 6 – кавернозная; 7 – полосчатая; 8 – полосчато-линзовидная; 9 – 17 – минеральные сростания, ув. X 200: 9 – самородное золото в разгнейсованном гранодиорите; 10 – 11 – самородное золото в кварц-лимонитовом агрегате; 12 – теллурувисмутит в пирите; 13 – халькопирит с пиритом; 14 – халькопирит, пирротин, сфалерит в пирите; 15 – халькопирит, азурит, пирит; 16 – гидроксиды Fe выполняют трещины в кварце; 17 – халькопирит и пирит (разрушенное зерно)

вые включения содержат похожий раствор (температуры эвтектики - 28°C) с концентрацией солей 1,7 мас.% экв. NaCl и гомогенизируются при температурах 431–321°C в газ. Давление изменялось от 360 бар при температуре 431°C до 110 бар при 321°C.

Турмалин – в жилах составляет 5–10%, образует пятнистые скопления и лучистые агрегаты черного цвета размером до 5 мм.

Пирит – составляет от 1% до 10% и образует две генерации: 1) мельчайшие каплевидные включения в кварце, 2) идиоморфные кристаллы и сростки до 3 мм. Пирит распределен крайне неравномерно, часто выщелочен и замещен гидроксидами железа.

Пирротин – встречается в виде каплевидных включений в пирите и халькопирите. Размер агрегатов до 0,2 мм. Редко наблюдается в парагенезисе со сфалеритом.

Халькопирит – составляет не более 1%. Размер зерен 0,5–1 до 3 мм. Наблюдается в виде каплевидной вкрапленности в кварце, турмалине и пирите, а также в ассоциации с пиритом, пирротинном, сфалеритом и гипергенными минералами Cu и Fe (фото-табл. 3). Края зерен извилистые, часто коррозионные.

Самородное золото – располагается в пустотах выщелачивания и межзерновых пространствах кварца (фото-табл. 3) Форма – каплевидная. Размер агрегатов 0,01–0,08 мм, редко 0,1–1 мм. Цвет – насыщенно желтый, кремово-желтый, розовато-желтый. Ассоциирует с гидроксидами железа и турмалином. По данным рентгеноспектрального анализа* пробность самородного Au – 850–860 ‰, а в его составе установлены типоморфные примеси Cu, Pb, Bi (табл. 9).

Таблица 9. Результаты рентгеноспектрального анализа* самородного золота из руд участка Рыжик

№	Содержание химических элементов, масс. %								
	Au	Ag	Cu	Fe	S	Pb	Sb	Bi	Сумма
1	85,71	11,59	0,97	0,47	0,31	0,68	0,43	0,86	101,02
2	84,86	11,07	0,79	0,41	0,49	0,0	0,0	0,0	97,62

Теллуrowисмутит (Bi₂Te₃) – размещается в пирите в виде удлиненно-призматических агрегатов, размером до 0,3–0,06 мм (фото-табл. 3). Цвет – ярко-белый, редко с легким серым оттенком. Рельеф – высокий. Состав теллуrowисмутита был изучен рентгеноспектральным анализом* (табл. 10). В его составе уста-

*Рентгеноспектральный анализ выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, на микроанализаторе САМЕВАХ, аналитик Подденежная Е.Н.

новлены типоморфные примеси Cu и Pb (согласно справочным данным, допускается вхождение Pb до 8%).

Таблица 10. Результаты рентгеноспектрального анализа* теллурувисмутит (Bi_2Te_3) из руд участка Рыжик

№	Содержание химических элементов, масс %										
	Au	Ag	Cu	Fe	S	Pb	Sb	Bi	Te	Zn	Сумма
1	0,0	1,22	0,85	1,64	1,46	9,69	0,0	58,86	32,59	0,04	106,35
2	0,0	0,02	0,00	0,0	0,0	8,17	0,0	62,82	30,01	0,0	101,02

Самородное серебро – локализуется в трещинках и пустотах кварца. Размер агрегатов 0,02–0,04 мм. Форма – каплевидная, листовидная. Структура губчатая. Цвет – ярко-белый, редко с легким бежевым оттенком.

Акантит – наблюдается в парагенезисе с самородным серебром. Форма – листовидная. Размер – около 0,1 мм: Структура губчатая.

Повсеместно наблюдаются *гипергенные минералы Cu и Fe* заполняющие пустоты, каверны, микротрещины, а так же образующие пленки и натеки.

Для рудного минералообразования на рудопроявлении Рыжик установлено пять последовательно сформировавшихся минеральных ассоциации (табл. 11): I – турмалин + магнетит + эпидот + хлорит + гидрослюда; II – кварц + пирит + халькопирит + пирротин + теллурувисмутит + самородное золото; III – гранат + биотит; IV – эпидот + хлорит + биотит + халькопирит; V – гидроксиды Fe + малахит + азурит + самородное серебро + акантит.

Последовательность минералообразования

Сочетание минералогического и текстурного анализа руд позволили наметить два этапа формирования: гидротермально-метасоматический (разделяется на четыре стадии) и гипергенный (табл. 11).

Первый этап – гидротермально-метасоматический, он связан с внедрением, кристаллизацией и остыванием Средненского интрузивного массива:

1 стадия – метасоматическая. В этот период происходили: метасоматоз вмещающих пород, возгонка летучих элементов и формирование мощного чехла турмалиновых грейзенов. Для данной стадии минералообразования характерна следующая минеральная ассоциация – турмалин + магнетит + эпидот + хлорит + гидрослюда. Температура минералообразования на этой стадии установленная по минералам-термометрам составляла 600–200°C.

*Рентгеноспектральный анализ выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, на микроанализаторе САМЕВАХ, аналитик Подденежная Е.Н.

Таблица 11. Схема последовательности минералообразования рудопроявления Рыжик.

Минералы	ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ				
	Гидротермально-метасоматический				Гипергенный
	Стадии минералообразования				
	I - стадия	II - стадия	III - стадия	IV - стадия	
Турмалин	=====				
Магнетит	=====				
Эпидот	=====			=====	
Хлорит	=====			=====	
Гидрослюды	=====				
Гранат			=====		
Биотит			=====		
Кварц		=====			
Пирит		=====			
Халькопирит		-----		=====	
Пирротин		=====			
Галенит		-----			
Сфалерит		-----			
Теллурувисмутит		=====			
Самородное золото		=====			
Самородное серебро		-----			=====
Гидроксиды Fe					=====
Малахит					=====
Азурит					=====
Температуры минералообразования	600° - 200°С (турмалин, эпидот)	364° - 206°С (кварц)	600° - 400°С (гранат, биотит)	600° - 200°С (биотит)	+40° - -40°С
Характерные текстуры руд	Массивная, пятнистая	Жильно-прожилковая	Линзовидно-полосчатая	Вкрапленная	Корки и налеты

I - стадия - метасоматическая; II - стадия - гидротермальная; III - стадия - динамо-термального метаморфизма; IV - стадия - внедрение меденосных кварцевых диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

2 стадия – гидротермальная. В это время вдоль северо-западных разломов и оперяющих их север-северо-западных и северо-восточных, формировались

жильно-прожилковые зоны различного состава в которых наблюдается следующая минеральная ассоциация: кварц + пирит + халькопирит + пирротин + теллуриовисмутит + самородное золото. Температура минералообразования была в пределах 364–206°C, с концентрацией солей на уровне 14,0–6,5 мас.% экв. NaCl.

3 стадия – динамотермального метаморфизма. В этот период вдоль северо-западных тектонических нарушений происходили движения и прогрев, с формированием зон рассланцевания в которых наблюдается гранат + биотитовая минеральная ассоциация. Температура минералообразования на этой стадии составляла порядка 600–400°C.

4 стадия – внедрение меденосных интрузивных тел гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов. С этой стадией связано наложение на руды метасоматических изменений и Cu-Mo минерализации, с образованием эпидот + хлорит + биотит + халькопиритовой минеральной ассоциации. Температура минералообразования установленная по минералам-термометрам составляла 600–200°C.

Второй этап – гипергенный. Разрушение и переход в другие минеральные формы сульфидов, укрупнение золота и серебра с формированием гидрооксиды Fe + малахит + азурит + самородное серебро + акантитовой минеральной ассоциацией.

Результаты дешифрирования аэрофотоснимков.

Во время участия автора в геологического-поисковых работах на участке «Рыжик» было проведено детальное дешифрирование аэрофотоснимков (залет 1966 г, масштаб 1:42000), с целью установления неотектонических нарушений которые осложняют морфологию рудных тел, а так же палеосейсмодислокаций усложняющих дальнейшие горно-разведочные работы [Колова, Смирнов, 2002; Колова, 2003].

Результаты дешифрирования:

- 1) район расположен на водоразделе «океан – континент», в зоне перехода от сильно расчлененных грядовых гор с преобладанием эрозионно-денудационных процессов, к средне расчлененным массивам гор с распространением денудационных процессов (рис.18; фото-табл.4);

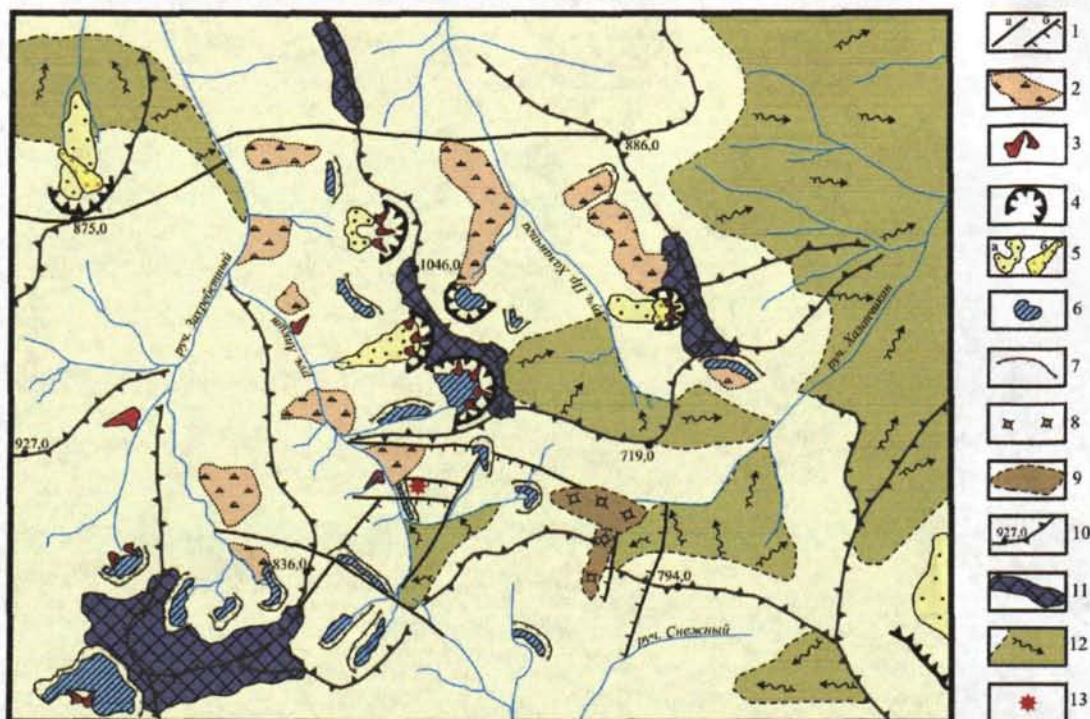
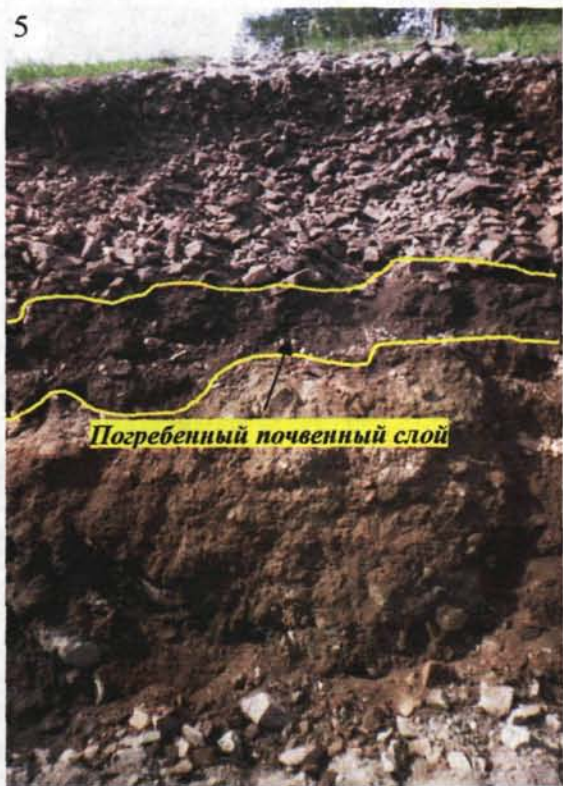


Рис. 18. Схема расположения опасных геоморфологических объектов на участке «Рыжик» и сопредельной территории (по данным дешифрирования аэрофотоснимков).

1 – тектонические объекты: а) разломы, б) крутые уступы, возможно сбросы или палеосейсмодислокации; 2 – 3 – гравитационные объекты: 2 – обвально-осыпные склоны; 3 – осыпные, лавинные и пролювиально-селевые конуса-выносы; 4 – 7 – нивально-гляциальные: 4 – стенки каров; 5 – каровые морены: а) ранней, б) поздней генерации; 6 – поверхности нагорных террас и снежники; 7 – нивальные ниши и цирки; 8 – мерзлотно-криогенные – пучение грунтов; 9 – 13 – прочие обозначения: 9 – участки заболачивания; 10 – линии водоразделов с абсолютными отметками высот; 11 – поверхности денудационного выравнивания; 12 – деллювиально-солифлюкционные склоны, с участками развития быстрой солифлюкции; 13 – рудопоявление Рыжик.

- 2) для крутых склонов характерно развитие нивально-гляциальных процессов, средней крутизны – деллювиально-солифлюкционных, солифлюкционных, и плоскостного смыва, повсеместно развит коллювиальный крип;
- 3) для всех геоморфологических процессов, характерны высокие скорости движения с быстрым обновлением поверхности (в стенках канав были вскрыты слои погребенной почвы перекрытые слоями не окатанного, средней величины обломочного материала мощностью 5–10 см (фото-табл. 4));
- 4) на водоразделах часто наблюдаются древние поверхности денудационного выравнивания, хорошей сохранности (фото-табл. 4);
- 5) широкие и плоские водоразделы заболочены, поражены различными формами мерзлотного пучения (фото-табл. 4);
- 6) опасных тектонических, активных разломов и гравитационных палеодислокаций не выявлено;



Погребенный почвенный слой



Новообразованный почвенный слой

Погребенный почвенный слой

Фото-таблица 4. Проявления геоморфологических процессов на территории рудопроявления Рыжик: 1 – нивальные формы рельефа, на юго-западном склоне горного отрога, где расположены рудные тела рудопроявления Рыжик (общий вид); 2 – среднегорье с альпинотипными формами – кары на дальнем плане. На переднем плане – крутой лавинно-осыпной склон с отчетливыми следами лавин и осыпей; 3 – криогенные бугры пучения на заболоченной выровненной поверхности в верховьях р. Халанчикан; 4 – на дальнем плане общий вид резко расчлененного низкогорья. Крутые склоны с осыпными и лавинными лотками, каровые ниши с моренами. На переднем плане – делювиально-солифлюкционный склон; 5 – 6 – характер склоновых отложений вскрытый расчисткой № 7.

- 7) **неотектонические нарушения** выделяются в три группы: 1 – сбросы, 2 – сдвиги, 3 – разломы с не выявленной кинематикой. Все нарушения имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное направление. В рельефе отражаются наличием серий седловин или понижений, уступами, наличием более крутых участков на фоне средней крутизны склонов, распространением растительности и характерным рисунком гидросети. Непосредственно в пределах рудного поля установлен ряд неотектонических нарушений сбросового характера осложняющих морфологию рудных тел;
- 8) осыпные процессы развиты в пределах распространения крутых склонов и в неогляциальных карах;
- 9) пролювиально-селевые конуса-выноса обладают небольшими площадями и недалеко проникают в долины;
- 10) ледниковые кары имеют северо-западную ориентировку, хорошую сохранность, заполнены моренными и ледниковыми образованиями. В двух из них существуют небольшие по площади ледниковые озера и осыпные лотки (фото-табл. 4);
- 11) с ледниковыми карами соседствуют нивально-гляциальные ниши заполненные снежниками. Снежники многолетние, преимущественно простых форм близких к эллипсу.

Таким образом, на рудопроявлении Рыжик вследствие дешифрирования аэрофотоснимков установлено наличие неотектонических нарушений осложняющих морфологию рудных тел, а так же отсутствие опасных гравитационных палеосейсмодислокаций. Но при дальнейших горно-геологических и строительных работах необходимо учитывать наличие в этом районе нивально-гляциальных каров, пролювиально-селевых конусов выноса и высокие скорости геоморфологических процессов.

Выводы:

На основании рассмотренных геолого-минералогических параметров золотую минерализацию рудопроявления Рыжик возможно отнести к Au-Te-Bi типу. Это рудопроявление обнаруживает все признаки, так называемой, Au-Te-Bi формации, выделяемой в других металлогенических зонах и поясах Северо-Востока России [Сидоров, 1987, 2001]. Его основные характеристики: надынtrizивное по-

ложение, присутствие в допродуктивных ассоциациях высокотемпературных минералов (пневматолитового генезиса), а в продуктивном – самородного золота и теллуридов Вi, структурный контроль оруденения, геохимическая ассоциация Au – Ag – Вi. При этом, за счет наложения более поздней медной, существенно халькопиритовой минерализации, руда здесь приобретает Cu геохимическую специализацию, в отличие от As – в Яно-Колымских мезозоидах [Шаповалов, Савва, 1979; Сидоров, 1998].

2.3 ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫЙ ТИП

Золото-сульфидный тип минерализации весьма распространен в земной коре и разнообразен по своему генезису, поскольку золото-сульфидные соединения наиболее легко мобилизуемый материал при реювенации любого типа [Сидоров, 1995; Сидоров, Томсон, 2000]. В последние года, этому типу оруденения привлечено как научное, так промышленное внимание. Поскольку месторождения рассматриваемого типа при весьма невысоких содержаниях Au и Ag, а так же попутных элементов, характеризуются большими объемами руд, что при карьерном способе отработки с привлечением новых технологий обогащения, ставит их в ряд экономически привлекательных рудных объектов.

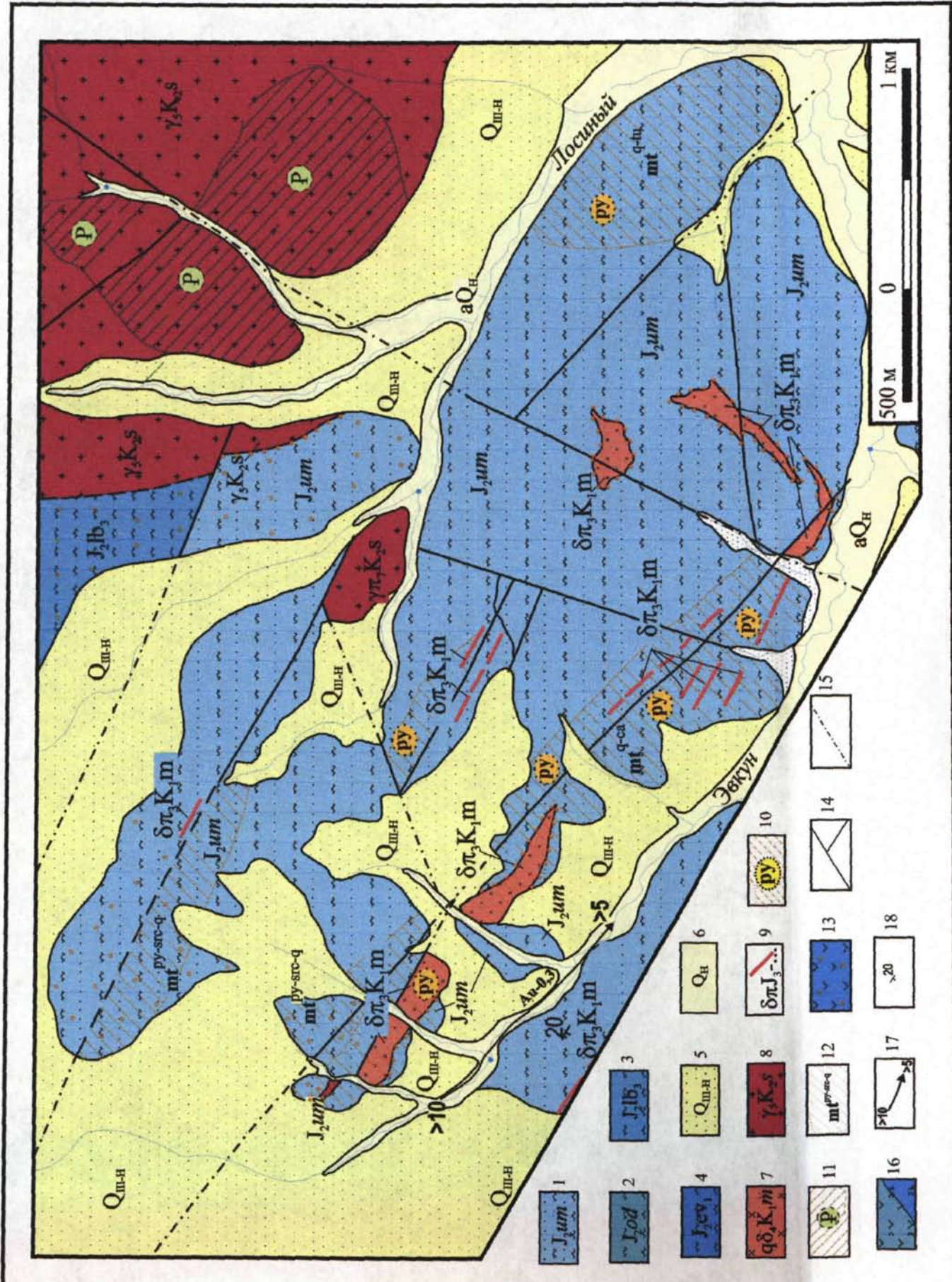
На территории Северо-Востока РФ известно десятки золото-сульфидных рудопроявлений и месторождений, но крупнейшими в настоящее время являются Нежданинское, Наталкинское и Майское. Они располагаются в перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса (ОЧВП) в черносланцевых толщах и сопровождаются многочисленными золоторудными проявлениями [Волков, Сидоров, 2001]. Для перечисленных объектов, как в прочем для подавляющего большинства месторождений золото-сульфидной формации, характерно присутствие в рудах повышенного количества мышьяка и золотоносность арсенопирита. Золото-пиритовых (безмышьяковых) месторождений в мире известно не много, наиболее крупными из которых, и обрабатываемые на данный момент, являются – Кумтор (Киргистан) и Поргера (Папуа-Новая Гвинея) [Новожилов, Гаврилов, 1999]. Месторождение Кумтор приурочено к складчатой области миогеосинклинального типа, в то время как Поргера располагается в молодой островодужной системе. Для этих объектов характерны: высокая сульфидность руд (до 25 %); наличие в рудах пирита, гематита, теллуридов золота и серебра, блеклых руд, галенита, сфалерита и редких сульфосолей серебра; преобладающее развитие карбонатов и полевых шпатов как в наиболее продуктивных жильно-прожилковых частях, так и в составе околорудных изменений. Эти два месторождения обладают огромными запасами золота (более 500 т) и сопутствующих элементов, при этом руды являются достаточно легко обогатимыми (количество упорного, субмикроскопического золота не превышает 25 %), т.е. в промышленном отношении подобные объекты являются весьма перспективными [Новожилов, Гаврилов,

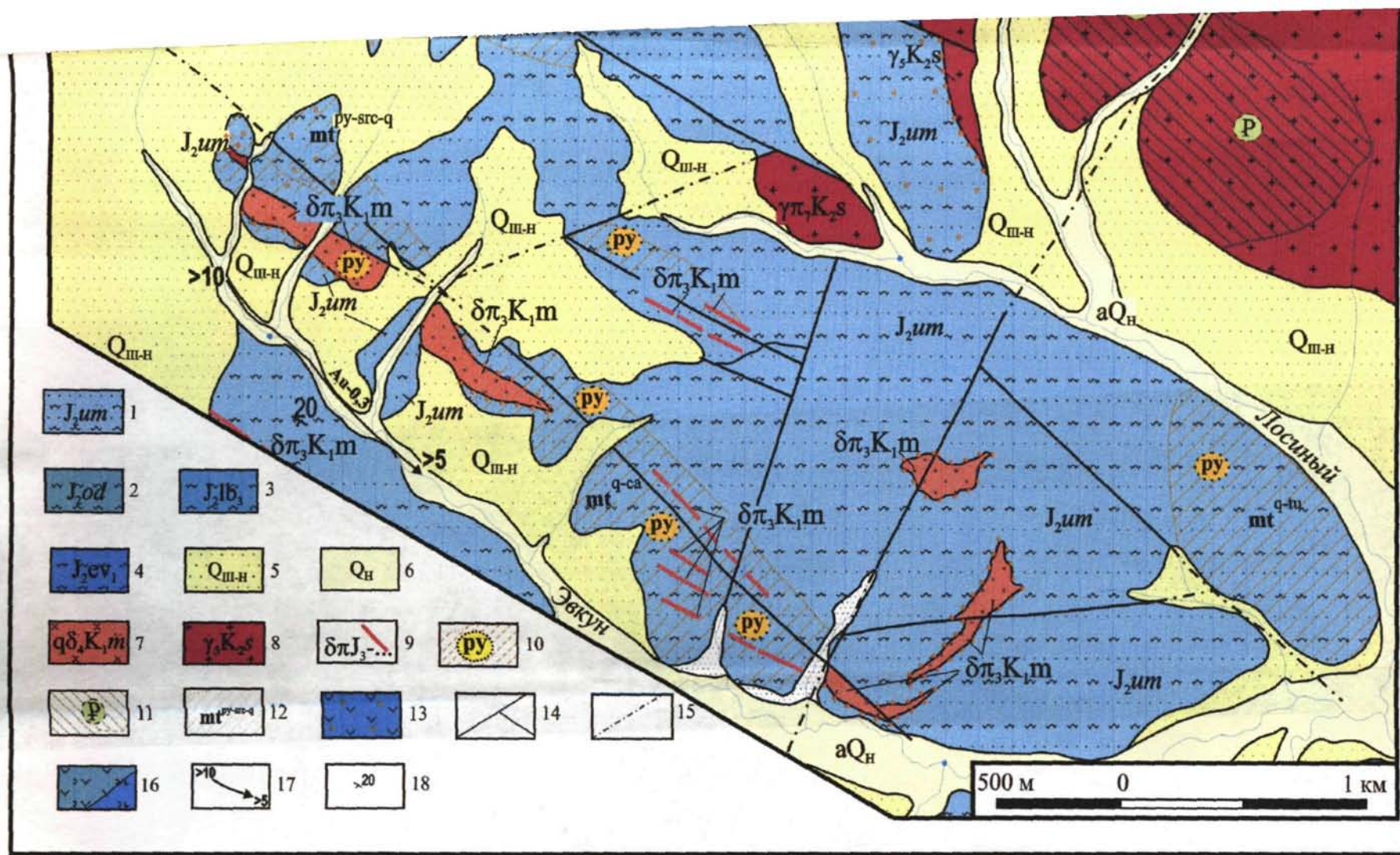
1999; Сидоров, 1995]. На территории п-овов Кони и Пьягина в период с 1985 по 1990 гг. в осадочно-вулканогенных толщах позднеюрского–раннемелового возраста была установлена золото-сульфидная (безмышьяковая) минерализация [Воробьев, 1990Ф]. К сожалению, в связи с направленность в то время в регионе геолого-поисковых работ на поиски крупных, эпипермальных золото-серебряных месторождений, данному типу оруденения не было уделено должного внимания. И только в 1999 – 2004 гг. в рамках проведения геолого-поисковых работ производимых ОАО «Дукатская ГГК» (в этих работах принимали участие как автор так и научный руководитель д. г.-м. н. Н. Е. Савва) обращенных на выявление золото-содержащих рудных объектов на п-овах Кони и Пьягина, были опоскованы и участки с золото-сульфидной минерализацией [Шубин, 2005Ф]. Шлиховым опробованием охвачено четыре зоны сульфидизации (басс. рр. Буочах, Тальниковый–Поворотный, Халанчига) и участок сгущения золото-сульфидных зон названный рудопроявлением Гурон.

2.3.1. РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ГУРОН

Участок расположен на междуречье Эвкун – Кум – Гурон в пределах северо-восточной зоны повышенной трещиноватости. Рудопроявление расположено в 15–20 км на северо-запад от Си-Мо-порфирового месторождения Лора (рис. 19).

В районе рудопроявления широко развиты четвертичные пролювиально-делювиальные отложения. Рудное поле сложено ороговикованными и пиритизированными песчаниками и алевролитами умаринской свиты (рис. 19). Они залегают моноклинально с падением до 30° на юго-запад. Среди них выделяется пласт, мощностью порядка 50 м, мелкозернистых песчаников, содержащих округлые конкреции размером до 3–5 см, редко до 8–10 см, в которых установлено около 10% пирротина и незначительное количество халькопирита [Воробьев, 1990Ф]. По разломам северо-западного и субширотного простирания песчаники прорваны дайкоподобными телами диорит-порфиритов и андезитов Старицкого и Светлинского комплексов (мощность до 150–200 м и протяженность порядка 1 км.) [Воробьев, 1990Ф; Шубин, 2005Ф]. Осадочные и интрузивные породы в различной степени серицитизированны, хлоритизированны, карбонатизированны и окварцованны.





Гурон. стр. 68

Рис. 19. Геологическая схема участка Гурон (по данным А. С. Шубина, 2005Ф)
 1 – 4 – юрские осадочные образования: 1 – алевролиты и песчаники умаринской свиты; 2 – алевролиты одянской свиты, 3 – лабиринтовской толщи, 4 – алевролиты и песчаники умаринской свиты; 5 – 6 – четвертичные отложения: 5 – ледниковые и водно-ледниковые; 6 – аллювиальные; 7 – 8 – меловые гранитоиды Средненского массива: 7 – кварцевые диориты; 8 – граниты; 9 – позднеюрские – раннемеловые дайки кварцевых диоритов; 10 – рудная пиритизация горных пород; 11 – рудная пиритизация горных пород; 12 – метасоматические изменения горных пород; 13 – ороговикование горных пород; 14 – разломы; 15 – предполагаемые палеогеновые коры выветривания; 16 – геологические границы; 17 – шлиховой поток самородного золота; 18 – элементы залегания осадочных пород.

В результате проведения в 1999 г. литогеохимического опробования по сети 100x20 м, на участке установлены довольно многочисленные, хотя и незначительные по размерам, слабо контрастные ореолы рассеяния золота и сопутствующих ему элементов [Шубин, 2005Ф]. Они формируют комплексную аномалию площадью 0,164 км², протягивающуюся на 600 м в широтном направлении при ширине 200–250 м/ Главными элементами ранжированного по продуктивности ряда являются Au и Pb, второстепенные представлены Co, Ni и Cu, незначительное участие принимают Mo, Zn и Ag. По периферии эта аномалия окаймлена контрастными ореолами рассеяния Mg.

Золотосодержащая минерализация приурочена к зоне интенсивной тектонической трещиноватости, которая является составной частью зоны регионально-го разлома северо-западного простирания и представлена пирит-серицит-гидрослюдисто-кварцевыми метасоматитами с прожилками кварц-пиритового состава мощностью 1–7 мм (рис. 20; табл. 12). Количество прожилков непостоянно, в отдельных блоках достигает 5–10 шт. на 1 м. Мощность зон сульфидизации достигает 500 м. Пирит образует обильную вкрапленность (до 5–10 до 25%). Содержание золота в руде непостоянно (от 0,02 до 100 г/т) и зависит от количества пирита в пробах (табл. 12), кроме того, в пробах установлены содержания Ag – до 4,1 г/т, Zn – до 0,6%, Pb – до 0,2%, Cu – до 0,14 %, As – до 0,1% .

Таблица 12. Характеристики зон прожилкования участка Гурон

<i>Параметры</i>	<i>Характеристики рудных образований</i>
Вмещающие породы	Пирит-серицит-гидрослюдисто-кварцевые зоны метасоматоза в песчаниках умаринской свиты.
Структура	Прожилково-вкрапленная, прожилковая
Состав	Кварц-пиритовый, турмалин-кварцевый
Мощность прожилков	1 – 7 мм
Интенсивность прожилкования	5 –10 шт. на 1 м ²
Простирание	СЗ (330 – 345 ⁰)
Падение	падение крутое (СВ, угол пад. 70 – 80°)
Данные опробования	Ру – до 1 – 3 %: Au – 0,02 – 2,2 г/т; Ру – около 5%: Au – до 15,6 г/т; Ру – более 20 %: Au – 50,2 - 97,2 г/т; Ag – до 4,1 г/т; Cu до 0,14 %.

Целенаправленных минералогических исследований руд в силу сложившихся обстоятельств на этом объекте не проводилось, о минералогическом составе возможно судить только по геологическим наблюдениям и изучению проб-протолок и шлиховой пробы отобранной в руч. Эвкун.

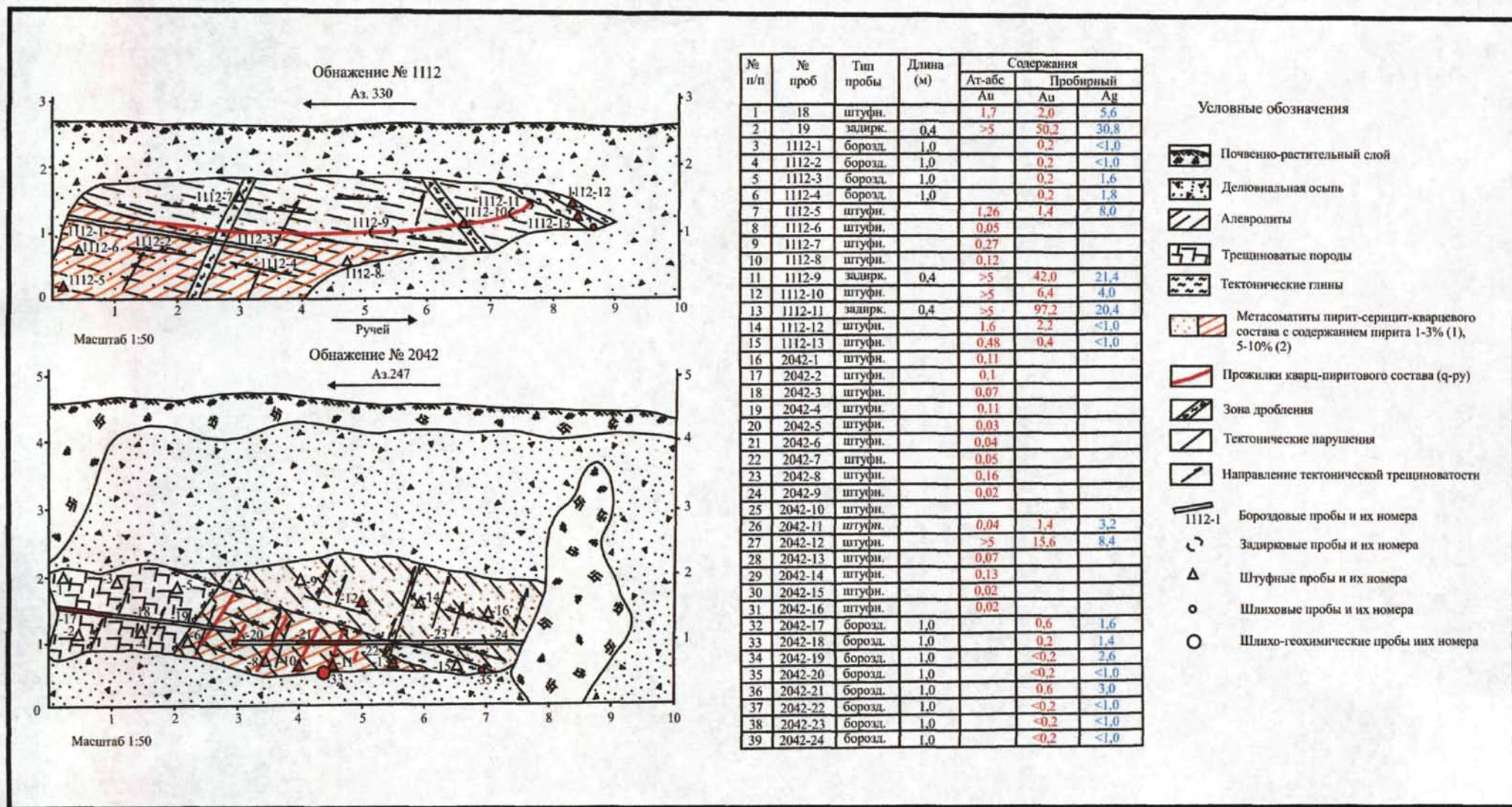


Рис. 20. Зарисовка обнажений с результатами атомно-абсорбционного и пробирного анализа штуфных, бороздовых и задирковых проб рудных образований участка «Гурон» (рисунок составлен Шубиным С.А., анализы были сделаны в лаборатории АО «Дукатская ГТК», аналитик Корж В. И. [Шубин, 2005Ф]).

В зонах метасоматоза, по данным Воробьева Ю. Ю. вторичный кварц и серицит составляют до 50–100 % объема породы [Воробьев, 1990Ф]. Пирит образует обильную вкрапленность (до 2–25%) и прожилки мощностью от 2–3 мм до 1 см. В



протолочках, так же установлены мелкие зерна аргентита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, и единичные знаки самородного золота.

В шлиховой пробе обнаружены единичные зерна амфибола, арсенопирита, биотита, брукита, галенита, гипса, карбоната, пироксенов,

полевых шпатов, хлорита, циркона, халькопирита, и самородного золота. Минералы отмеченные в пробе в процентных содержаниях показаны на рис. 21.

Самородное золото изучалось как непосредственно в шлихе, так и в монтированном аншлифе под микроскопом с увеличением в 250 раз [Савва Н.Е. 2003Ф].

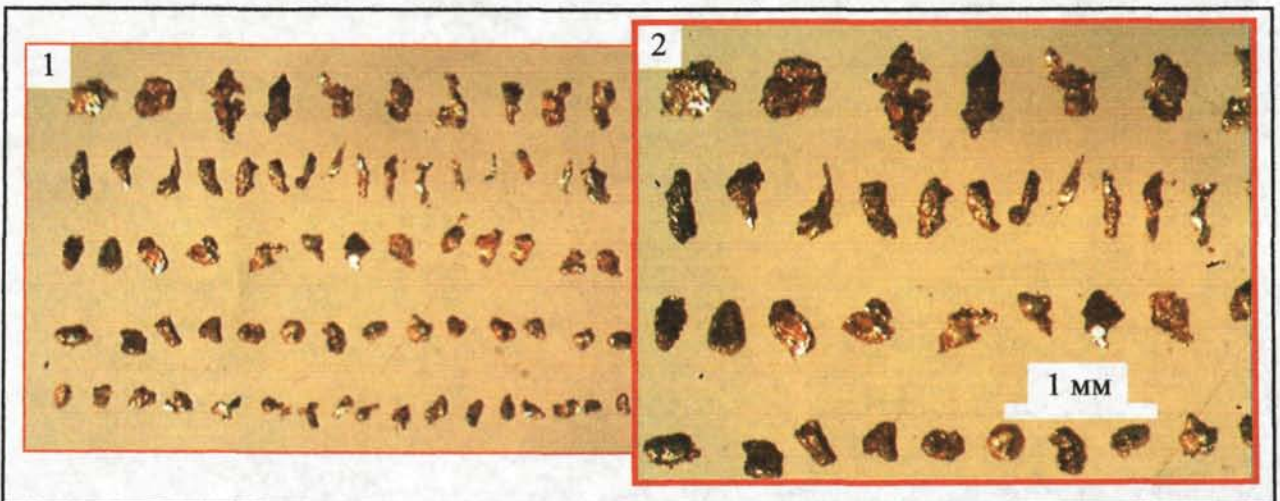


Фото-табл. 5. Морфология самородного золота из шлиховой пробы р. Эвкун (рудопоявление Гурон).

Морфология частиц (см. фото-табл. 5). Размер 0,01–0,9, редко до 1,2 мм, цвет – темно-желтый. Форма зерен зачастую ксеноморфна, часто несет черты степенного роста, реже отмечаются дендриты, пленочные, хлопьевидные выделения и сrostки кубоктаэдрических кристаллов. Частицы практически не окатанны и не

несут следов деформации в водном потоке, что свидетельствует о близости коренного источника.

Минеральные сростания. Установлены сростания самородного золота с кварц-лимонитовым и с кварц-хлорит-гидрослюдистым агрегатами. В самом же самородном золоте повсеместно встречены округлые и овальные, мельчайшие включения галенита. На одном из агрегатов окисленного пирита установлено пленочное образование самородного золота. Характерно, что самородное золото заполняет не только интерстиции в кварце и пирите, но и образует каплевидные включения внутри них. Минеральные сростания самородного золота говорят о том, что процесс высвобождения самородного золота находится на ранней стадии.

Внутренняя структура. Мелкая полигонально-зернистая с большим количеством полисинтетических двойников, что типоморфно для золотин из коренных источников среднеглубинного типа. На отдельных золотилах установлены высокопробные гипергенные каймы и гипергенные межзерновые прожилки. Характерно, что гипергенной проработке золотины подверглись односторонне, что обычно свойственно зонам окисления рудных месторождений.



Рис. 22. Гистограмма распределения пробности самородного золота из шлиховой пробы участка Гурон (по данным Н. Е. Савва, 2003Ф)

Пробность золота. Среднее значение пробности равно 862 ‰. Значения пробности колеблются от 691 до 920 ‰. Максимум находится в области 850–950 ‰.

Знаки золота обнаружены так же в аллювии притоков руч. Эвкун (Кум, Гурон), а так же в коре выветривания, расположенной на левобережье руч. Гурон сложенной обломками песчаников умаринской свиты и диорит-порфиринов, сцементированных интенсивно лимонитизированным песчано-гравийным материа-

* Атомно-абсорбционный анализ выполнен в химической лаборатории АО «Дукатская ГТК». Аналитик Корж В.И.

лом. По данным атомно-абсорбционного анализа* содержания золота в коре выветривания составляют: по штучному опробованию – до 0,05 г/т, по шлихогеохимическому – до 0,66 г/т.

На основе комплекса геолого-геофизических критериев в пределах участка «Гурон» прогнозируется выявление нескольких зон прожилково-вкрапленных руд протяженностью до 300 м, мощностью до 30 м, со средним содержанием золота около 4–5 г/т. Вертикальный размах оруденения ожидается в пределах 250–300 м. С учетом коэффициента рудоносности 0,5, прогнозные ресурсы золота по категории Р₃ для участка Гурон, составят 40 тонн [Шубин, 2005Ф].

Выводы:

Для рудопроявления Гурон, характерно:

- 1) преобладание золото-пиритовой минеральной ассоциации;
- 2) высокая сульфидность руд (до 20%);
- 3) прожилково-вкрапленный характер минерализации;
- 4) тесная парагенетическая связь самородного золота с пиритом (каплевидные включения в пирите, а так же прямая зависимость содержания золота от количества пирита (Р_у – более 20 %: А_и – 50,2 – 97,2 г/т).
- 5) локализация оруденения в осадочных и вулканогенно-осадочных палеоостроводужных толщах в околоинтрузивной зоне;
- 6) наличие тектонического контроля минерализации;
- 7) выраженная, по отношению к рудным телам, субпараллельная трещиноватость.

Перечисленные характеристики позволяют золотую минерализацию участка Гурон относится к золото-сульфидному типу. Рассматриваемый рудный объект пока недостаточно опробован, но имеет высокие перспективы.

2.3.2. ЗОНЫ СУЛЬФИДИЗАЦИИ

Шлиховым опробованием было охвачено четыре зоны сульфидизации (басс. рр. Буогах, Тальниковый, Поворотный, Халанчига) (см. рис. 3). Исследование шлиховых проб показало наличие единичных зерен золота, размер которых не превышает первых десятых долей мм, что позволяет считать их потенциально золотоносными.

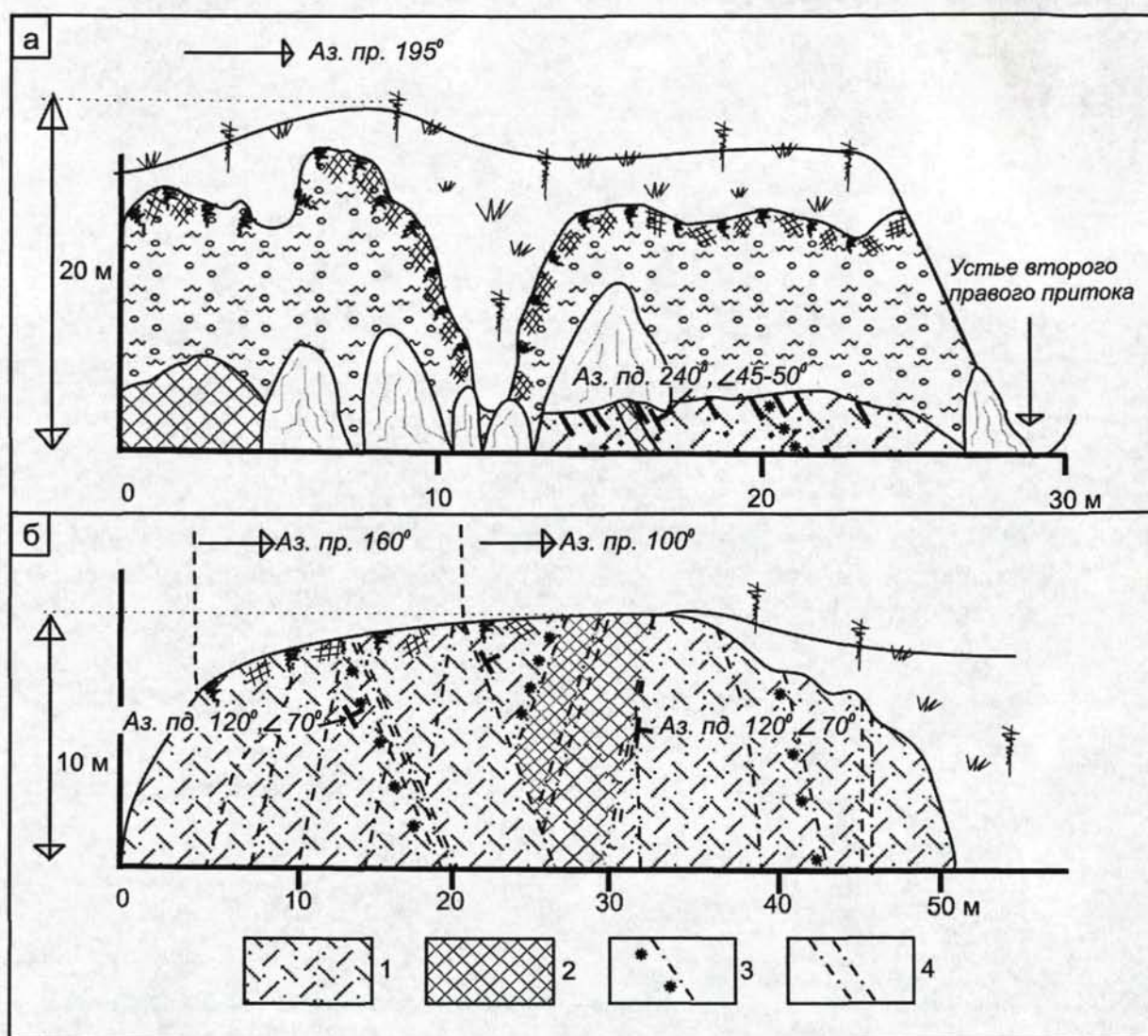


Рис. 23. Строение зон сульфидации: а – верховья рр. Поворотный – Тальниковый; б – устье правого притока р. Буоцах [Савва, 2003Ф].

1 – гидротермально измененный, пиритизированные андезиты; 2 – зоны повышенной сульфидации, плотность крапа в зависимости от степени сульфидации, от 2 % до 10 % редко до 20 %; 3 – лимонитизация по тектоническим нарушениям; 4 – тектонические нарушения.

Исследованные зоны сульфидации, локализуются в позднемеловых вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах среднего состава, интенсивно пиритизированных и метасоматически измененных (окварцевание, гидрослюдизация, хлоритизация, эпидотизация). В береговых обнажениях выходы зон сульфидации имеют мощность около 50 м (рис. 24), простирание север-северо-восточное близ меридиональное, протяженность 2–3 км. Текстура вмещающих пород, по отношению к рудным минералам – вкрапленная и гнездово-вкрапленная.

Концентрация пирита в зонах сульфидации достигает 10 %, редко до 20 %. Размеры вкрапленников пирита в метасоматитах от сотых долей мм до 1–2 мм. Мелкие вкрапленники ксеноморфные, крупные – идиоморфные. Внутри кристал-

лов пирита большинства зон сульфидизации содержатся многочисленные включения рутила, циркона, чешуйки слюды, а также округлые тельца сульфидов, самородных металлов и интерметаллидов (таб. 13). На наличие платиновой группы выполнен пробирный анализ* пиритового концентрата, в результате которого в одной пробе установлено содержание Pt = 60 г/т.

Таблица 13. Минералы-включения в пирите из зон сульфидизации п-овов Кони и Пьягина.

Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Халькопирит Пирротин Кубанит	Энарцит Блеклые руды Галенит Сфалерит Арсенопирит	Самородное Ag Самородное Au Самородный Bi? Минералы гр. Pt?

Количество минеральных включений в пирите (пиритовый тип руд) сильно варьирует. Наиболее часто, среди включений, встречаются халькопирит и пирротин.

Халькопирит – образует округлые и заливообразные включения в пирите, размером от 0,01мм до 0,08 мм. Срастается с кубанитом. Распределен халькопирит – неравномерно, но в отдельных случаях сгущения очень мелких включений сосредоточен в зонах роста или дефектах кристаллов пирита. Халькопирит так же отмечается «свободным» присутствием в зонах сульфидизации, что указывает на их генетическую связь с медно-порфировым оруденением.

Пирротин – подобно халькопириту образует мелкие каплевидные и червеобразные включения в пирите. Размер их варьирует от сотых до десятых долей мм. Приуроченность включений к центральным и внешним зонам кристаллов пирита в определенной степени связана с зональной структурой кристаллов.

Кубанит – отмечается в сростании с халькопиритом, образуя в халькопирите зернистые агрегаты. Нередко пластинки пересекаются под углом 60°, образуя решетчатую структуру типа структуры распада, заполняя до 50% площади халькопиритовых включений в пирите.

Энарцит – образует треугольные и прямоугольные включения в пирите размером от 10 мкм до 100–150 мкм. Редко достигая 400–700 мкм., а в отдельных случаях слагает микропрожилки в пирите.

Самородное серебро – обнаружено в одной пробе (р. Халанчига) в виде субмикроскопических округлых включений в пирите (они видны при увеличениях более 500х).

* Пробирный анализ выполнен в лаборатории геохимии СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Крячко Т.В.

Самородное золото – отмечается в одном образце (р. Тальниковый), включения в пирите аналогичны включениям самородного серебра.

По результатам химических анализов в зонах сульфидизации установлены повышенные содержания Ag – до 13 г/т, редко 184 г/т, Au – до 0,4 г/т, однако средние содержания Ag не превышают 4 г/т, Au до 0,67 г/т, но в основном, средние содержания Ag составляют 30 – 50 г/т, Au 0,2 г/т. В рудных пробах установлены повышенные содержания Pb > 1%, Mn > 1%, Ba > 0,7 %.

Предположительно зоны сульфидизации в период постметасоматических магматических активизаций служили источниками полезных компонентов для продуцирования жильных месторождений.

2.4 ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫЙ ТИП

Магаданская область является золото-серебряной провинцией мирового класса и отличается богатством и компактностью залегания руд. В последнее время приобретает все большую актуальность проблема выявления новых золото-серебряных эпитермальных месторождений, в связи с завершением отработки крупных рудных объектов области (запасы Au более 100 т), таких как Карамкен, Кубака, Джульетта и др. В условиях высокой геологической изученности территории, на фоне низкой инфраструктурной развитости региона, все больше внимание привлекается к рудным объектам с небольшими запасами, но расположенных вблизи автодорог и электролиний.

Исследование золото-серебряных рудных объектов Кони-Пьягинской металлогенической зоны определяется необходимостью пересмотра и выявления перспектив золотоносности рудно-магматических структур этого района. Здесь на данный момент времени известно пять золото-серебряных рудопроявлений и точек минерализации [Шубин, 2005Ф]. Автором настоящей работы были изучены минералого-геохимические и геолого-структурные особенности двух золото-серебряных рудопроявлений, которые различаются по своим характеристикам и времени образованию.

2.4.1 РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ГОРЕЛЫЙ

Расположено в верхнем течении р. Хивач (правый приток р. Сиглан). В 60 км в западном направлении от Си-Мо-порфирирового месторождения Лора.

Участок локализуется в зоне сочленения Кони-Пьягинского магматогенного поднятия и Ланковско-Тауйской вулканической грабен-синклинали [Скибин, 1979Ф; 1980Ф]. Предположение о наличии в пределах упомянутой структуры Au-Ag объекта, было высказано Скибиным Ю.П. в 1980 г, при проведении общих поисков Си-Мо-порфирирового оруденения [Скибин, 1980Ф]. В 1997 г. АО «Дукатской ГГК» в пределах этой территории, была проведена литогеохимическая съемка по сети 100x500 м, результатом которой, было выявление нескольких комплексных аномалий Ag, Bi и Pb [Шубин, 2005Ф]. Руководствуясь полученными данными в 2000 г. на участке Горелый были произведены геолого-поисковые работы, в

которых автор принимал участие (выполнено 20 поисковых маршрутов и задокументированно порядка 50 п.м. горных выработок).

Геолого-структурная характеристика

В строении рудопоявления принимают участие наклонно и субгоризонтально залегающие, в виде покровов, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы поперечной и пъягинской толщ (рис. 24).

Вулканиды, на площади участка и сопредельной территории, подвержены интенсивной пропилитизации карбонат-эпидот-кварцевой фации. На юго-восточном фланге участка вдоль одного из радиальных разломов выявлена мощная (до 130 м) зона кварц-полевошпат-турмалиновых метасоматитов пятнистой и брекчиевидной текстуры, образованной пятнистыми скоплениями (размер пятен 3–5 см) тонкоигольчатого зеленого турмалина и актинолита, цементированные полевошпат-кварцевым агрегатом или халцедоном. Зону метасоматитов пересекают более поздние прожилки мелкозернистого гребенчатого и халцедоновидного кварца. Зона полевошпат-турмалиновых метасоматитов вероятно связана с внедрением тел диорит-порфиритов ранней фазы магаданского комплекса.

Субвулканические образования представлены дайками дацитов, андезитов, базальтов поперечного субвулканического комплекса. Интрузивные – телами диорит-порфиритов ранней фазы магаданского комплекса.

Структура участка блоковая. Границы блоков в основном определяются сочетанием тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного направлений, осложненных субширотными и дуговыми трещинами.

Таблица 14. Характеристика рудных образований рудопоявления Горелый

<i>Параметры</i>	<i>Характеристики рудных образований</i>
Вмещающие породы	Пирит-гидрослюдисто-хлорит-кварцевые метасоматиты
Структура	Жильно-прожилковая
Состав	Пирит-гидрослюдисто-кварцевый, иногда с полевым шпатом и лимонит-кварцевый
Мощность	от 0,4 до 0,9м
Протяженность	более 1,5 км
Простираение	СЗ (320-325°)
Падение	падение крутое (аз.пад.230-235° ЮЗ, угол пад. 80-85°)
Данные опробования	Аи – 0,18 до 1,1 г/т, Аg – до 10 г/т, Си до 0,02%.

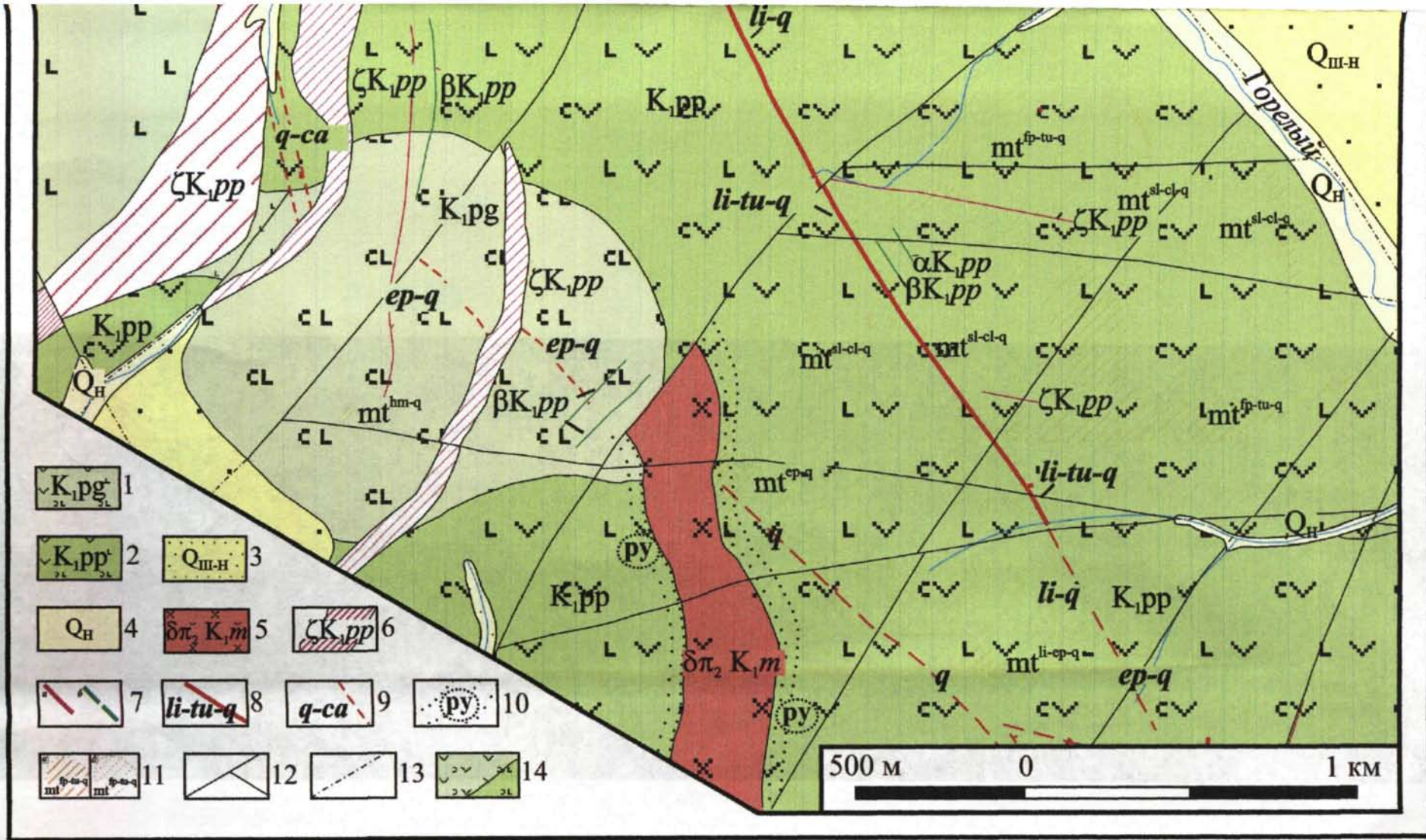


рис. 24. стр. 79

Рис.24. Геологическая схема участка Горелый (по данным С. А. Шубина, 2005Ф)

1 – 2 – раннемеловые вулканогенные образования основного и среднего состава: 1 – лавы андезитов и базальтов; 2 – туфы андезитов и базальтов; 3 – 4 – четвертичные отложения: 3 – ледниковые и водно-ледниковые; 4 – аллювиальные; 5 – тело меловых кварцевых диоритов; 6 – тела дацитового состава; 7 – меловые дайки: а) гранитов, риолитов, риодацитов, б) базальтов и андезитов; 8 – заверенные горными выработками рудные тела; 9 – рудные тела намеченные по делювиальным развалам рудного материала; 10 – рудная пиритизация горных пород; 11 – метасоматические изменения горных пород: а) хорошо проявленные локальные; б) слабо проявленные локальные; 12 – разломы; 13 – предполагаемые разломы; 14 – геологические границы.

Главными элементами формирующими геохимические аномалии в пределах рудопоявления являются – Ag и Bi, незначительными – Pb, Cu и Sb (литогеохимическая съемка по сети 100x500 м) [Шубин, 2005Ф]. При геологическом осмотре геохимических аномалий и проведении геолого-разведочных работ среди пирит-гидрослюдисто-хлорит-кварцевых метасоматитов установлены стволочная пирит-гидрослюдисто-кварцевая жила протяженностью более 1,5 км при мощности до 95 см и жильно-прожилковая система (морфологические характеристики жильных образований см. табл. 14). Минералогическими и полевыми наблюдениями установлен, более позднее время формирования кварцевых жил, по отношению к выявленным зонам кварц-полевошпат-турмалиновых метасоматитов (лимонит-кварцевая жила непосредственно граничит с полевошпат-турмалиновыми мета-

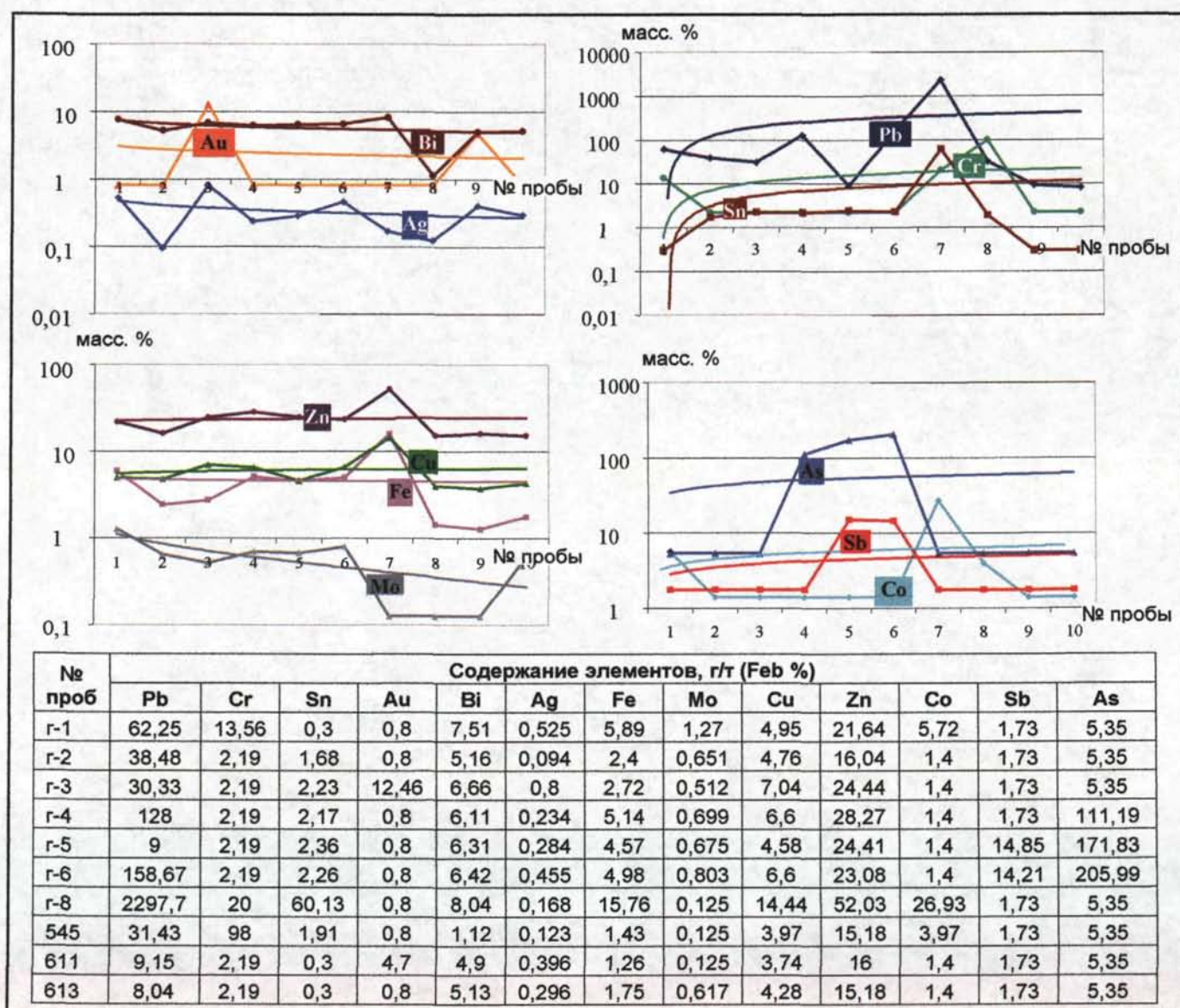


Рис. 25. Графики соотношения содержаний химических элементов в рудах участка Горелый и их логарифмические линии тренда. В таблице – данные спектрального анализа*.

* Спектральный анализ проводился в лаборатории геохимии СВКНИИ ДВО РАН. Аналитик Крячко Т.В.

соматитами и имеет с ними приваренный контакт, а кварц-халцедоновый материал цементирует турмалиниты).

По данным штуфного, сколкового и бороздowego опробования жильного материала (70 проб) только 8 проб показали содержания Au – более 1 г/т (максимальные Au – 5,8 и 7,2 г/т; Ag – 2 и 10 г/т).

Опробование метасоматитов установило в 50 % проб повышенные содержания Ag от 2 до 9,2 г/т (в единичных пробах установлено Au – 0,4–1,2 г/т), Pb – до 0,07 %, Zn до 0,03%, As до 0,6%. Для всего объема опробованного материала характерно стабильное повышенное содержание Bi до 0,001–0,005 % (в единичных случаях до 0,02–0,4 %).

По данным спектрального анализа* руд (рис. 25), установлено, что все выявленные химические элементы распределяются на четыре корреляционные ассоциации: 1) Au – Ag – Bi; 2) Pb – Cr – Sn; 3) Zn – Cu – Fe – Mo; 4) As – Sb – Co.

В шлиховом ореоле и склоновых шлиховых пробах постоянно присутствуют в весовых количествах – магнетит, эпидот, гематит, ильменит, турмалин, в знаковых – гранат, ильменит, хлорит, окисленный пирит [Савва, 2003].

Минералогические исследования

На базе отобранного в полевой сезон 2000 г. каменного материала проведен текстурный и минералогический анализ.

В жильных образованиях наиболее широко представлены ритмичные колло-морфно-полосчатые и прожилковые текстуры (табл. 15, рис. 26, фото-табл. 6), они обусловлены чередованием слоев (мощностью 1–3 мм) скрытокристаллического халцедоновидного кварца и халцедона с тонкими (не более 0,5 мм) прослоями гидрослюд. Этот тип текстур более характерен для призальбандовых частей жил, при этом, их центральные части сложены сплошным скрытокристаллическим кварцевым агрегатом. Для полнопроявленных полевошпат-кварц-турмалиновых метасоматитов характерна пятнистая и брекчиевидная текстура (фото-табл. 6). Гипергенные текстуры на участке распространены слабо.

По текстурным особенностям жильного материала рудопроявление Горелый можно отнести к эпипермальному типу.

* Спектральный анализ проводился в лаборатории геохимии СВКНИИ ДВО РАН. Аналитик Крячко Т.В.

Таблица 15. Генетическая классификация текстур рудопроявления Горелый

Генетический тип	Морфологический вид	Минералого-структурная характеристика
Гидротермальный	Колломорфно-полосчатая	Чередование слоев (мощностью 1–3 мм) скрытокристаллического халцедоновидного кварца и халцедона с тонкими (не более 0,5 мм) прослоями гидрослюды (в отдельных образцах вдоль полос гидрослюды отмечаются радиально-лучистые агрегаты пренита), этот тип более характерен для призальбандовых частей жил, при этом, их центральные части сложены равномернозернистым кварцевым агрегатом.
	Прожилковая	Кварцевые, пирит-гидрослюда-кварцевые, кварц-хлоритовые, кварц-эпидотовые прожилки мощностью 0,5–2 см в интенсивно измененных вулканогенно-осадочных породах
	Вкрапленная	Сульфидная (преимущественно пиритовая) вкрапленность в измененных вулканогенно-осадочных породах и кварцевых жилах и прожилках, размер вкрапленников до 0,7 мм, в жилах в основном распределена в виде тончайшей пыли, вблизи прослоев гидрослюд.
Метасоматический	Брекчивая	Обломки полнопроявленных сильно турмалинизированных метасоматитов, размером до 5–6 см, различной формы, цементируются скрытокристаллическим халцедоновидным кварцем и полевошпат-кварцевым агрегатом.
	Пятнистая	Пятнистые скопления (размер пятен 3–5 см) тонкоигльчатого зеленого турмалина и актинолита в полевошпат-кварц-турмалиновых метасоматитах.
Гипергенный	Корки и налеты	По трещинам, сколам, межслойным пространствам в колломорфно-полосчатом материале развиты корки, налеты и пропитки гидроксидов Fe, редко Cu.



Рис. 26. Степень распространенности текстур на рудопроявлении Горелый

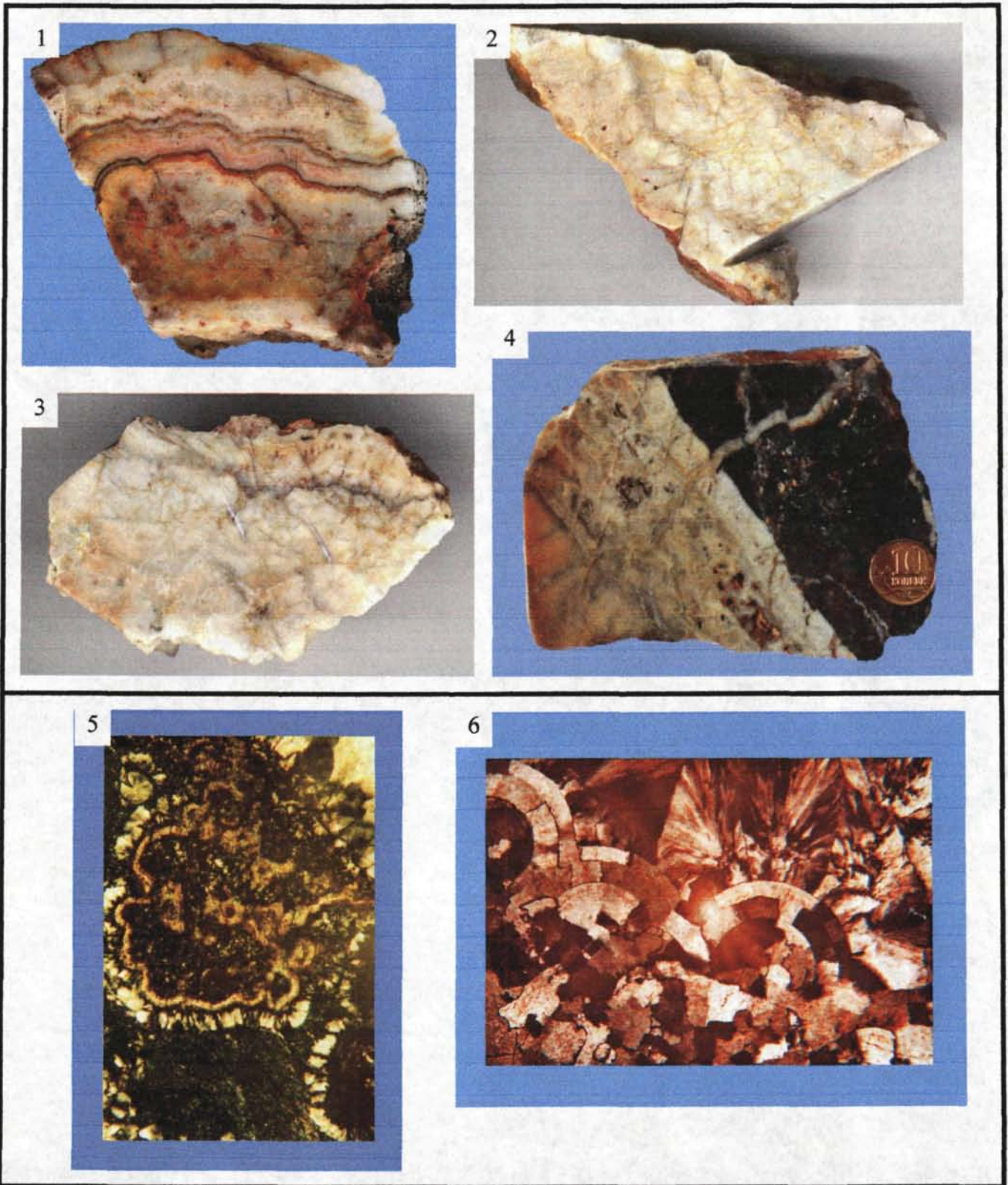


Фото-таблица 6. Текстуры и минералогические особенности руд участка Горелый

1 – 4 – текстуры руд: 1 – колломорфно-полосчатая; 2 – 3 – неясно полосчатая, массивная; 4 – прожилково-жильная, колломорфный кварц в метасоматически измененном андезибазальте; 5 – 6 – колломорфные образования в прозрачных шлифах, ув. 90*: 5 – кварц-хлоритовые; 6 – халцедоновые сферы.

При детальном минералогическом изучении в рудах установлено порядка 30 минералов перечисленных в табл. 16.

Общая сульфидность жил на превышает 1%. Тонкие пылевидные включения рудных минералов имеют осколочную морфологию и представлены остроугольными частицами (0,01–0,07мм) сульфидов и сульфосолей серебра, образующими скопления в виде темных полос (1–1,5 мм) в кварце вблизи прослоев гидрослюды. Это, может говорить о чрезвычайно низкотемпературном характере формирования жил и фракционировании раздробленных частиц сульфидов в жидком геле кремнезема.

Таблица 16. Минеральный состав руд рудопроявления Горелый

<i>Группы минералов</i>	<i>Главные</i>	<i>Второстепенные</i>	<i>Редко встречающиеся</i>
<i>Метасоматические</i>	Гидрослюды Эпидот Гематит Турмалин	Хлорит Каолинит?	Цеолиты?
<i>Жильные</i>	Кварц Халцедон Гидрослюды	Пренит	
<i>Рудные</i>	Пирит	Халькоприт Самородное золото	Миаргирит Прустит Фрейбергит Арсенопирит Молибденит
<i>Гипергенные</i>	Гидроксиды Fe	Ковеллин Халькозин Пирролюзит	Малахит Азурит Скородит

Свойства рудных минералов из руд рудопроявления Горелый принципиально не отличаются от описанных на аналогичных объектах, поэтому в работе приводится краткая характеристика главных рудных минералов.

Кварц – представлен колломорфно-полосчатыми образованиями, описанными выше. Структура – мелкозернистая до халцедоновидной. Цвет – обычно белый, кремово-белый, редко буровато-светло-серый. По результатам термо- и криптометрических исследований первичных и первично-вторичных включений в кварце проведенных в ИГЕМ РАН двухфазные газовой-жидкие включения гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 431° – 224°С и содержат водный раствор с концентрацией солей 5,3–7,5 мас.% экв. NaCl. В растворе этих включений преобладают хлориды натрия и магния, при плотности флюида 0,5–0,88 г/см³. Эти факты указывают на средне-низкотемпературные условия формирования рудных тел [Волков и др., 2006]

Таблица 17. Схема последовательности минералообразования рудопроявления Горелый.

Минералы	ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ		
	Гидротермально-метасоматический		Гипергенный
	I - стадия	II - стадия	
Турмалин	—————		
Гематит	—————		
Эпидот	—————		
Пренит	- - - - -		
Хлорит	—————		
Гидрослюды	—————		
Кварц		—————	
Халцедон		—————	
Пирит		—————	
Халькопирит		- - - - -	
Самородное золото		- - - - -	
Миаргирит		- - - - -	
Прустит		- - - - -	
Фрейбергит		- - - - -	
Гидроксиды Fe			—————
Ковелин			- - - - -
Халькозин			- - - - -
Температуры минералообразования	600° - 200°С (турмалин, эпидот)	431° - 224°С (кварц)	+40° - -40°С
Характерные текстуры руд	Массивная, брекчивая, пятнистая	Колломорфно-полосчатая, прожилковая, вкрапленная	Корки и налеты

I - стадия - метасоматическая; II - стадия - гидротермальная.

Пренит – распространен в кварце и халцедоне, образуя радиально-лучистые тонковолокнистые агрегаты белого и зеленовато-белого цвета с длиной волокон до 2 мм.

Пирит – образует идиоморфные вкрапленники размером от 0,5 до 1,5 мм. В метасоматитах, вмещающие жилу, его количество не превышает 1%, а в кварцевых жилах составляет 1–2%. При этом, он образует весьма редкую, рассеянную в халцедоновых ритмах, остроугольную (осколочную) вкрапленность. Пирит в рудах значительно преобладает над халькопиритом.

Халькопирит – отмечается в виде небольших (1–3 мм) гнезд в метасоматитах и образует пылевидную вкрапленность в ритмах жил.

Арсенопирит – распространен в виде осколочной пыли в кварц-халцедоновом агрегате и иногда сопровождается слабым ореолом желтовато-зеленого скородита.

В кварцевых жилах отмечаются также редкие обособления полуразложившихся серебряных сульфосолей (**миаргирит и прустит**).

Самородное золото – распространено в кварц-халцедоновом материале неравномерно. Это мельчайшие (размер не превышает 0,07 мм), ксеноморфные частицы желтого цвета (по цвету пробность примерно 700–750‰), и мелкие хлопьевидные частицы коллоидного золота желто-коричневого цвета. Привнос золота, так же как и серебра мог осуществляться вместе с привносом кремнезема.

Для рудного минералообразования на рудопроявлении Горелый установлено три последовательно сформировавшихся минеральных парагенезиса (табл. 17): I – турмалин + гематит + эпидот + пренит + хлорит + гидрослюда; II – кварц + халцедон + пирит + халькопирит + самородное золото + миаргирит + прустит + фрейбергит; III – гидроксиды Fe + ковелин + халькозин.

Выводы:

По наличию колломорфно-полосчатых текстур жильного материала, повышенным концентрациям Au и Ag в рудах, средне-низкотемпературным условиям формирования рудных тел (характеристики флюидных включений), геохимической ассоциации Au – Ag – (Bi) – золотую минерализацию рудопроявления Горелый возможно отнесем к эпитермальному Au-Ag минеральному типу с пониженной сереброносностью (Au:Ag в среднем – 4:1) и повышенным фоном As, Sb, Pb, Bi [Серебро, 1989; Сидоров, 1977, 2001].

2.4.2 РУДОПРОЯВЛЕНИЕ КРУТОЙ

Рудопроявление Крутой расположен в верховьях руч. Крутой (правые при- токи р. Сиглан) в 15 км на запад от Cu-Mo-порфирового месторождения Лора.

Как перспективный, этот объект был впервые выделен в 1987 г. [Воробьев, 1990Ф], в то время, на правом берегу руч. Крутой были найдены единичные об- ломки сульфидно-кварцевого материала, с содержанием Au в одной штуфной пробе 24,8 г/т, Ag – 188 г/т, Cu – 0,1%. В 2003–2004 г. на рудопроявлении, силами АО «Дукатская ГТК» были проведены геолого-поисковые работы, в которых участ- вовал автор (выполнено порядка 25 поисковых маршрутов, задокументированно около 200 пог.м. горных выработок, отобрано свыше 50 шт. образцов пород и руд, в камеральный период проведены минералогические исследования вошедшие в производственный отчет АО «Дукатской ГТК» [Шубин, 2005Ф].

Геолого-структурная характеристика

Рудопроявление находится в зоне сочленения Буочахской (меридионально- го направления) и Бабушкинской (северо-западного направления) зон глубинных разломов и расположено в экзоконтактовой зоне Среднинского интрузивного мас- сива.

Рудное поле (рис. 27) сложено преимущественно вулканогенными образо- ваниями попереченской и пьягинской толщ раннемелового возраста, которые вдоль северо-западных нарушений прорваны телами и дайками габбро-диоритов, габбро, дайками гранит-порфиров нижнемелового магаданского комплекса, и дай- ками базальтов, андезибазальтов, трахириодацитов(?) пьягинского субвулканиче- ского комплекса. По соотношению SiO_2 – K_2O опробованные породы на рудопрояв- лении Крутой принадлежат в основном к низкокалийевой толеитовой магматиче- ской серии (рис. 28).

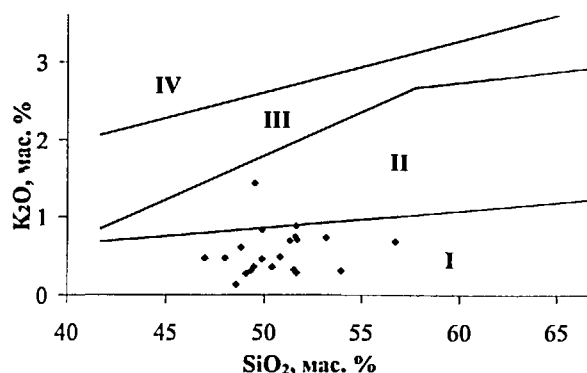
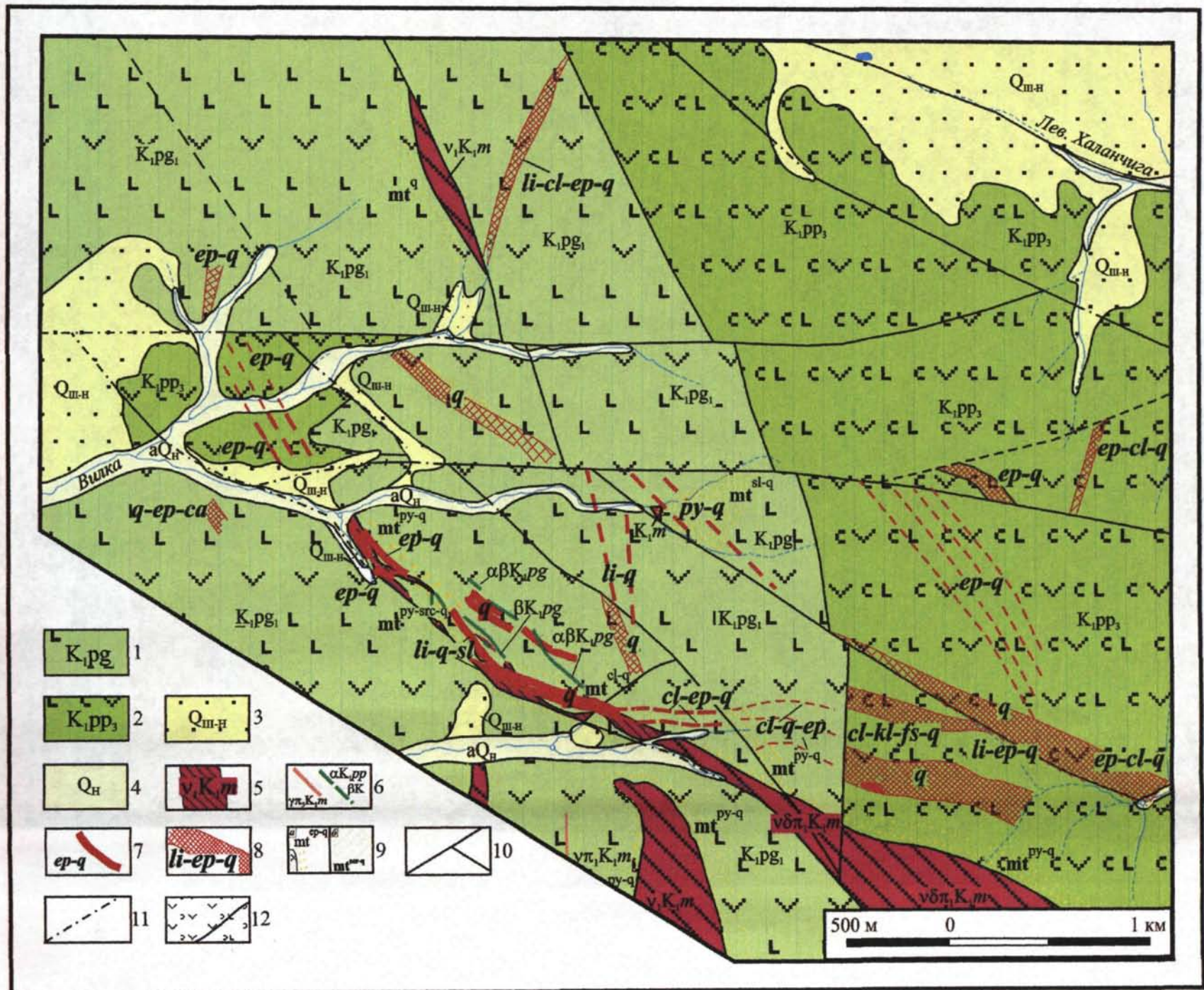


Рис. 28 Соотношение K_2O – SiO_2 в магмати- ческих породах рудопроявления Крутой. Поля диаграммы магматических пород (Whiteford et al., 1979): I – низкокалийевой то- леитовой, II – среднекалийевой известково- щелочной, III – высококалийевой известково- щелочной, IV – шошонитовой серии.



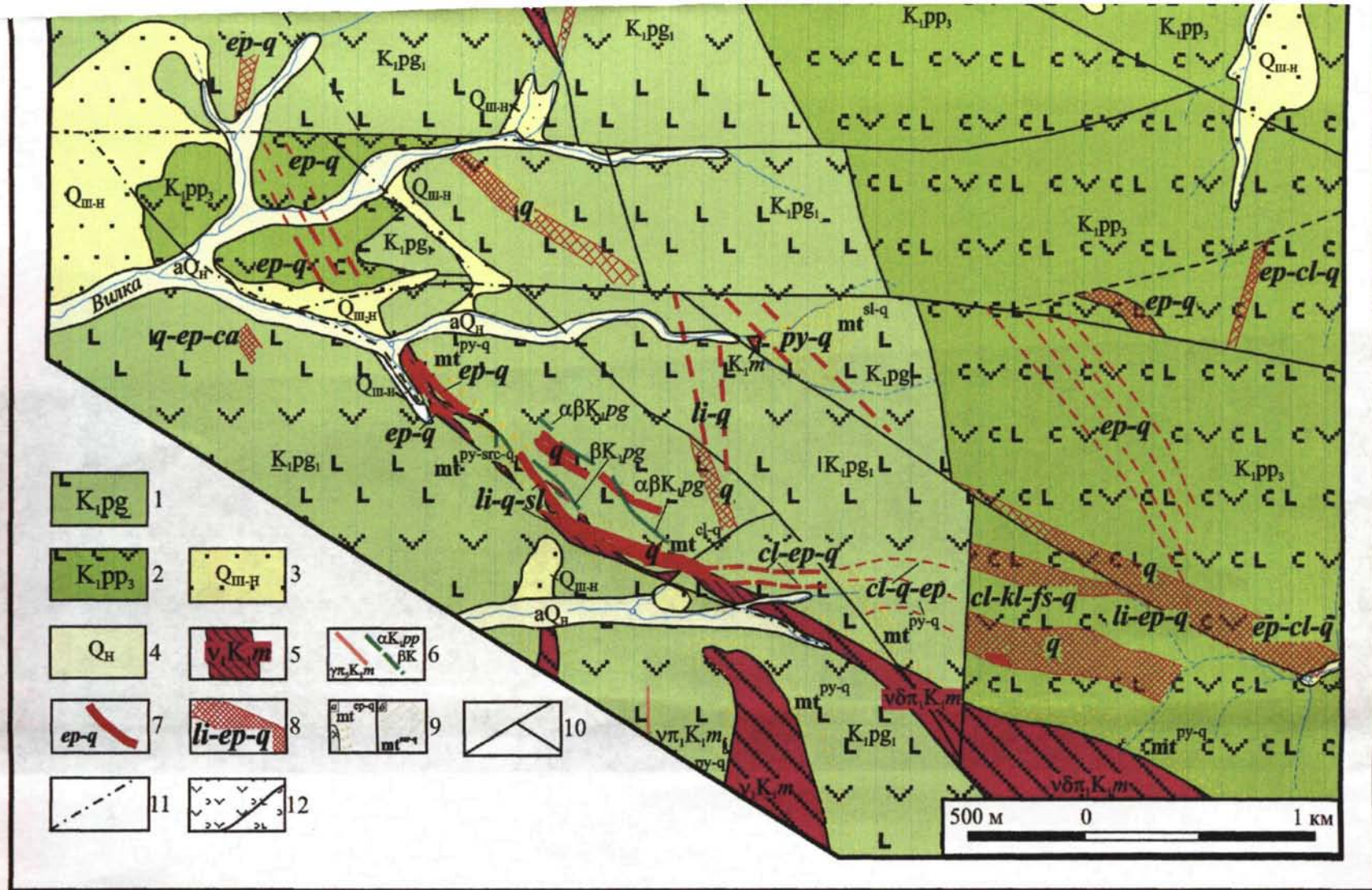


Рис. 27 Геологическая схема рудопоявления Крутой (по данным С.А. Шубина, 2005Ф)

1 – 6 – раннемеловые вулканогенные образования основного и среднего состава: 1 – туфы андезитов и базальтов; 2 – лавы и туфы базальтов и андезитов; 3 – 4 – четвертичные отложения: 3 – ледниковые и водно-ледниковые; 4 – аллювиальные; 5 – тела габброидов; 6 – меловые дайки гранодиоритов, базальтов и андезитов; 7 – заверенные горными выработками рудные тела; 8 – зоны рудного прожилкования; 9 – метасоматические изменения горных пород: а – контактовые; б – хорошо проявленные локальные; 10 – разломы; 11 – предполагаемые разломы; 12 – геологические границы.

На площади участка широко распространены эпидот-хлоритовые и пирит-серицит-кварцевые метасоматические изменения. Интенсивность метасоматоза крайне неравномерная: от слабо до полнопроявленных. Они распространены вдоль нарушений северо-западного направления, часто сопровождаются зонами прожилкования, либо кварцевыми жилами и прожилками. Мощность зон метасоматитов от первых см до 100 м, максимальная протяженность до 2 км. Количество сульфидов в них от 5 до 10 %. Пирит-серицит-кварцевые метасоматиты, содержат повышенные содержания Au от 0,03 до 1,2 г/т и Ag до 8,0 г/т. Среди зон метасоматоза сосредоточена рудная сульфидно-кварцевая прожилково-жильная зона мощностью до 90 см в которой содержания Au достигают 26,8 г/т, Ag – 266,8 г/т (рис. 27, табл. 18). Она пресекает без видимых смещений дайки гранит-порфиров средней фазы магаданского комплекса. В северной части рудной зоны вскрыта халькопирит-кварцевая жила мощностью до 0,6 м, линзовидной (будинной) морфологии. Халькопирита в жиле до 40%. Анализ бороздовых проб отобранных с этого участка жилы показал содержания Au до 385,7 г/т, Ag – 1114,7 г/т.

Таблица 18. Характеристики рудных образований участка Крутой

<i>Параметры</i>	<i>Характеристики рудных образований</i>
Вмещающие породы	Пирит-кварцевые, пирит-серицит, гидросерицит-кварцевые метасоматиты типа березитов
Структура	Ветвистая жильно-прожилковая
Состав	Сульфидно-кварцевый
Мощность	0,3–0,6 м
Протяженность	1,6 км
Простираение	СЗ (320–325°)
Падение	аз.пад. 70° СВ, угол пад. 42°
Отношение Au:Ag	1:10
Данные опробования	Au – 0,2–17,2 г/т до 385,7 г/т, Ag – 5–163,4 г/т до 1114,7 г/т, Cu до 0,4%.

По данным спектрального анализа* руд, среди выявленных элементов выделяются четыре корреляционных ассоциации (рис. 29): 1) Cu – Au – Ag – Bi, 2) Ba – Cr – Fe – Sn – Mo – W, 3) Pb – Li – Al – Ti, 4) Zn – Co – Ni – Ca – Ga – Mg – Ge. Стоит отметить, что распределение Cu и Mo несколько отличается от других и не согласуется между собой, возможно, это связано с неоднократным их привнесением в руды и породы, а так же перераспределение в них за счет длительного формирования (порядка 70 млн. лет) интрузивного комплекса на территории п-овов Кони и Пьягина.

* Рентгеноспектральный анализ выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, аналитик Мануилова В И.

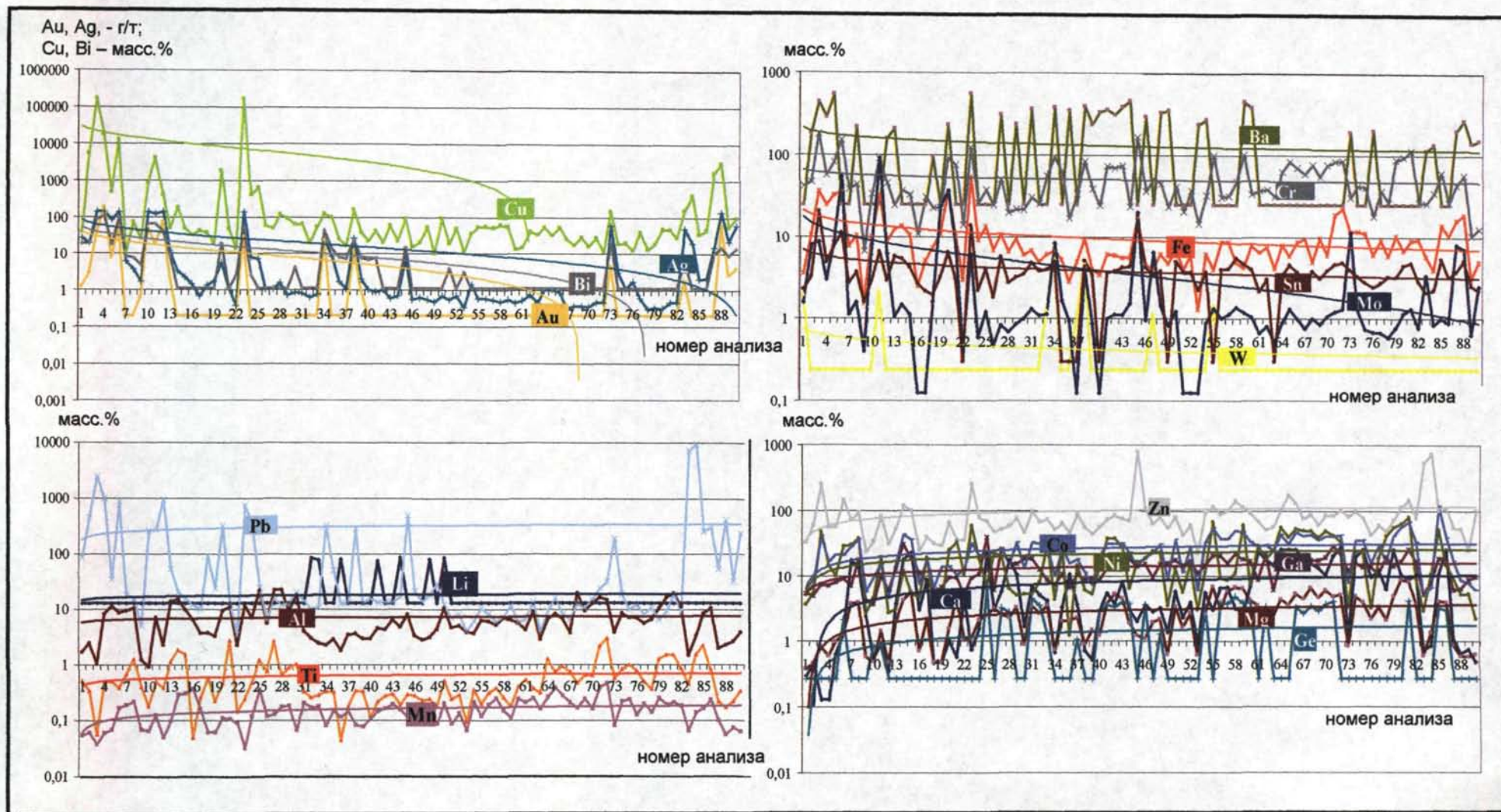


Рис. 29. Графики соотношения содержаний химических элементов в рудах участка Крутой и их логарифмические линии тренда.

В шлиховом ореоле присутствуют магнетит, существенно преобладающий над гематитом и ильменитом, а так же эпидот (ед. находка его марганцовой разновидности – пьемонтита) и гидроксиды Fe. В небольших количествах установлены: диопсид, гранат и пирротин. Среди сульфидов преобладает пирит с кубическим и кубоктаэдрическим габитусом кристаллов. В меньших количествах присутствуют циркон и халькопирит. Сульфиды иногда окислены. В семи шлиховых пробах встречены единичные знаки самородного золота размером 0,05–0,6 мм, слабо окатанного пластинчатой, листовидной и комковидной формы с налетами гидроокислов Fe.

Коллективом геологов АО «Дукатской ГГК» подсчитанные прогнозные ресурсы по категории P_{2+3} , для рудопроявления Крутой, составили: Au – 18,4 тонн, Ag – 85,7 тонн [Шубин, 2005Г].

Минералогические исследования

На основании материала отобранного автором в полевой сезон 2001 г были проведены текстурные и минералогические исследования [Колова, Савва, 2004а, 2004б; Колова, 2005, 2006; Ивановский и др., 2008].

В пределах рудопроявления Крутой было выявлено несколько генетических текстурных групп: метаморфогенные, выполнения, замещения, катаклаза, коррозионные и выделен ряд микротектур (табл. 19, рис. 30, фото-табл. 7). Наибольшим распространением в рудах продуктивного парагенезиса пользуются прожилково-вкрапленные, массивные, брекчиевые и трещиноватые типы текстур. Часто имеет место зональное строение прожилков: в зальбандах – эпидот + хлорит + гидрослюда, в центре – кварц. Золото-серебряная минерализация отлагается в интерстициях кварца, в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Отличительной чертой руд рассматриваемого объекта является полное отсутствие типичных для эпитермальных Au-Ag месторождений – колломорфно-полосчатых текстур и значительное количество коррозионных указывающее на интенсивное развитие гипергенных процессов. В оруденении активно участвовали процессы метасоматоза, что выражено в стирании первичных признаков пород за счет замещения их вторичными минералами (кварц, гидрослюда, эпидот), а так же в присутствии пятнистых и вкрапленных текстур (фото-табл. 7).

*Спектральный анализ выполнен в лаб. геохимии СВКНИИ ДВО РАН. Аналитик Крячко Т.В..

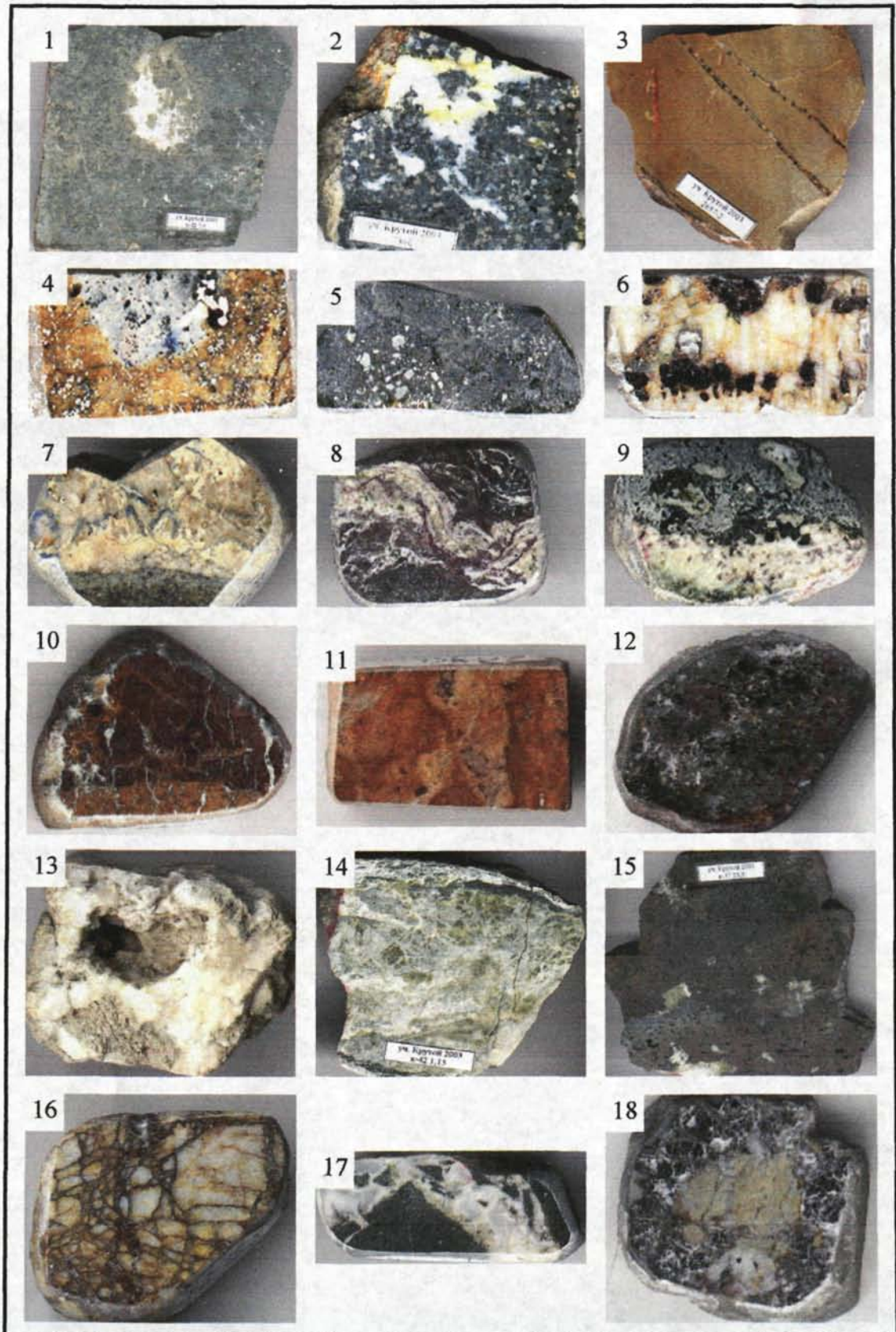


Фото-таблица 7. Текстуры руд участка «Крутой»

1 – гнездовая; 2 – гнездово-вкрапленная; 3 – тонко прожилково-вкрапленная; 4 – 6 – вкрапленная; 7 – прожилковая; 8 – плейчатая; 9 – нодулярно-прожилковая; 10 – 12 – массивная; 13 – кавернозная, кварц внутри каверны – друзовидный; 14 – 15 – пятнистая, на фото 15 – с элементами флюидальности; 16 – трещиноватая; 17 – 18 – брекчивая.

Таблица 19. Генетическая классификация текстур золото-серебряных руд рудопроявления Крутой

Генетический тип	Морфологический вид	Минералого-структурная характеристика
<i>Метаморфогенные</i>	Будинажа	Будины кварц-пирит-халькопиритового состава, расположены в метасоматитах кварц-полевошпат-серпичитового состава выполняющих зону тектонического трения Размер будин до 15 см Мощность тела метасоматитов 0,3–1,4 м, вскрытая протяженность зоны порядка 45 м, Аз.пр 125°, Аз пад 125°.
<i>Выполнения (заполнения пустот в породах и рудах)</i>	Гнездовая	Гнезда кварцевого (массивный, сахаровидный, редко – массивный по краю, в центре каркасно-пластинчатый), кварц-эпидотового, кварц-эпидот-хлоритового, редко кварц-карбонатного состава Дислоцируются в разной степени метасоматически измененных вмещающих породах (преимущественно андезиты) Размер гнезд до 3,5–4 см в поперечнике Гнезда редко несут рудную минерализацию
	Гнездово-вкрапленная	Гнезда кварцевого, кварц-эпидотового, кварц-эпидот-хлоритового и халькопирит-пиритового состава Вкрапленность – пирита, редко халькопирита, магнетита Данный вид текстуры распространен преимущественно в метасоматически измененных андезито-базальтах и рудных кварцевых зонах Размер гнезд до 3 см в поперечнике Размер вкрапленный до 1,5 мм, распространены равномерно, редко кучно.
	Гнездово-прожилковая	Распространена в зоне кварц-эпидотового прожилкования, мощностью порядка 15 см Гнезда эпидотового, кварц эпидотового состава дислоцируются в кварцевой массе В гнездах эпидот и кварц мелкозернистые Размер гнезд 0,3 – 1 см Распространены гнезда неравномерно, разбиты тонкой сеткой кварцевых прожилков Рудная минерализация убогая и не превышает 1%
	Вкрапленная	Вкрапленность пирита, халькопирита, гематита, магнетита, магнетит+ильменита, эпидота, кварца, полевых шпатов, турмалина, рутила, анатаза (?) Золотая и серебряная минерализация приурочена к существенно пирит-халькопиритовой вкрапленности Размер вкрапления от сотых долей мм, до 0,5–1 см
	Прожилковая	Прожилки кварцевого, эпидотового, кварц-эпидотового, кварц-эпидот-хлоритового состава Мощность прожилков от десятых долей см, до 1–5 см Эпидот и хлорит часто выполняют зальбанды прожилков Кварц преимущественно мелко/среднезернистый, массивный, редко среднезернистый, кокардовой структуры. Рудная минерализация в прожилках убогая, сульфидность редко превышает 2–5%, представлена включениями пирита, халькопирита, магнетита, реже галенита и золото-серебряных минералов
	Тонкопрожилково-вкрапленная	Мощность прожилков менее 1–2 мм Форма извилистая, часто прожилки образуют сетчатый рисунок Дислоцируются в метасоматически измененных породах, метасоматическом рудном материале. Состав прожилков кварцевый, редко кварц-эпидотовый Вкрапленность выполняется сульфидами Размер зерен от сотых до десятых долей мм
	Прожилково-нодулярная	От основного кварц-эпидот-хлоритового прожилка отходят нодулы аналогичного состава, размером 0,3–0,6 мм в поперечнике В ассоциации с хлоритом в нодулях наблюдаются самородное Au, Ag, акантит с галенитовым и серебряным центрами, и сульфидная минерализация В прожилках халькопирит замещается борнит-халькозинном
	Полосчатая	Обусловлена наличием разных структур кварца (среднезернистый, массивный – мелкозернистый, массивный – среднезернистый, друзовидный – мелкозернистый массивный). Весь кварц катаклазирован

	Плющчатая	В туфах кварц-эпидот-гематитовое прожилкование. Текстуриный рисунок задает сильно извилистая форма прожилков. Ритмичность невыдержанная. Мощность зон прожилкования до 1,5 см.
	Массивная	Характерна для безрудных кварцевых прожилков, халькопирит-пиритовых стяжений, прожилков метасоматического кварца и метасоматически измененных пород
	Друзовая	Возникает в кварц-эпидотовых гнездах в андезитах. Кристаллы кварца и эпидота в пустотах образуют друзы нарастания. Размер кристаллов до 0,5 см.
Замещения	Массивная	Обусловлена интенсивной эпидотизацией, серицитизацией и окварцеванием вмещающих пород при метасоматозе и замещении пирита и халькопирита вторичными минералами Fe и Cu в участках массивной сульфидизации.
	Вкрапленная	Метасоматическая вкрапленность пирита, гематита, эпидота, гидрослюда, хлорита, кварца во вмещающих породах. Размер минеральных индивидов редко превышает десятые доли мм.
	Пятнистая	Обусловлена неравномерным распределением эпидотизации, серицитизации и окварцевания вмещающих пород при метасоматозе; замещением пирита и халькопирита вторичными минералами Fe и Cu в участках массивной сульфидизации.
Катаклаза	Брекчивая	Брекчинь однократной цементации развиты в центральных частях зон рудного и безрудного прожилкования. В зонах рудного прожилкования при условиях катаклаза обломки метасоматического кварца и пирита сцементированы халькопиритом, в последствии частично замещенного вторичными минералами Fe и Cu. Размер обломков 0,1–1 см. Соотношение цемента к обломкам 1:3. В зонах нерудного прожилкования кварцевый и эпидот-кварцевый агрегат цементируют обломки вмещающих пород. Размер обломков 0,1–1 см форма обломков остроугольная. Соотношение цемента к обломкам 3:1.
	Трещиноватая	Наблюдается в минеральных агрегатах из зон рудного прожилкования. Кварцевый материал в процессе тектонического дробления испытал сильное растрескивание разной направленности. Преимущественно трещины расходятся под углами 45°, 90°, 110–120°. В последствии трещины были залечены массами лимонита.
Коррозионные	Землистые и сажестые налеты	По трещинам и кавернам развиваются налеты, корки лимонита, пиролюзита и медных выцветов.
<i>Микротекстуры</i>		
	Реликтовая	Реликты пирита, халькопирита в гидроокислах железа и магнетите. Реликты пирита в халькопирите. Размер реликтов редко превышает 0,1 мм. Форма реликтов оскроугольная, часто края корродированы
	Каемочная	Каймы вторичных минералов Fe и Cu вокруг халькопирита и пирита Структура кайм зональная. Размеры каемок в поперечнике измеряются сотыми долями мм.
	Петельчатая (скелетная)	Возникает в кристаллах пирита. При росте скелета кристалла по удобным для этого межзерновым пространствам кварца захватываются и корродируются его зерна, образуя петельчатый рисунок. Размер зерен пирита 0,01–0,03 мм.
	Эмульсивидная	Капельвидная вкрапленность халькопирита в зернах пирита, и пирита в кварце. Размер “капель” 0,01 мм. Распространена неравномерно.
	Решетчатая	Образуется при распаде твердого раствора магнетит (титаномагнетит) – ильменит. При этом ильменит размещается вдоль кристаллографических направлений магнетита.



Рис. 30. Степень распространенности текстур на рудопоявлении Крутой

При детальном минералогическом изучении в рудах установлено порядка 20 минералов (таб. 20).

Таблица 20. Минеральный состав руд участка Крутой по степени распространенности

<i>Группы минералов</i>	<i>Главные</i>	<i>Второстепенные</i>	<i>Редко встречающиеся</i>
<i>Жильные</i>	Кварц	Эпидот Магнетит (-ильменит) Хлорит Светлая слюда	Каолинит Рутил Анастаз Циркон
<i>Рудные</i>	Пирит Халькопирит	Пирротин Галенит Гематит Самородное золото Самородное серебро Акантит	Блеклая руда Бурнонит Кубанит Энаргит Марказит Сфалерит Петцит Au-Ag сульфиды
<i>Гипергенные</i>	Гидроксиды железа	Азурит Халькозин Ковеллин	Скородит Англезит

По характеру распределения рудных минералов, руды можно отнести к прожилково- и тонковкрапленным, с весьма неравномерным, в пределах рудного тела; распространением полезного компонента, с участками значительного обогащения – бонанцами [Вольфсон, Яковлев, 1975]. Их положение определяется структурой рудного поля. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Свойства рудных минералов из руд рудопроявления Крутой принципиально не отличаются от описанных на аналогичных объектах, поэтому в работе приводится краткая характеристика главных рудных минералов.

Кварц – широко распространен, слагает прожилки мощностью от 1 мм до 50 см и гнезда во вмещающих породах. Кварц преимущественно мелко-среднезернистый, иногда сахаровидный, в пустотах образует друзовидные агрегаты, при этом головки кристаллов прозрачные. Размер кристаллов не превышает 3–5 мм. Кварц ассоциирует со слюдой, эпидотом и хлоритом, а так же рудными минералами.

По результатам термо- и криометрических исследований первичных и первично-вторичных включений в кварце, проведенных в ИГЕМ РАН – двухфазные газово-жидкие включения гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 429°–143°С и содержат водный раствор с концентрацией солей 12,7–21,0 мас.% экв. NaCl. В растворе этих включений преобладают хлориды натрия и магния, при плотности флюида 0,64–1,08 г/см³ [Волков и др, 2006].

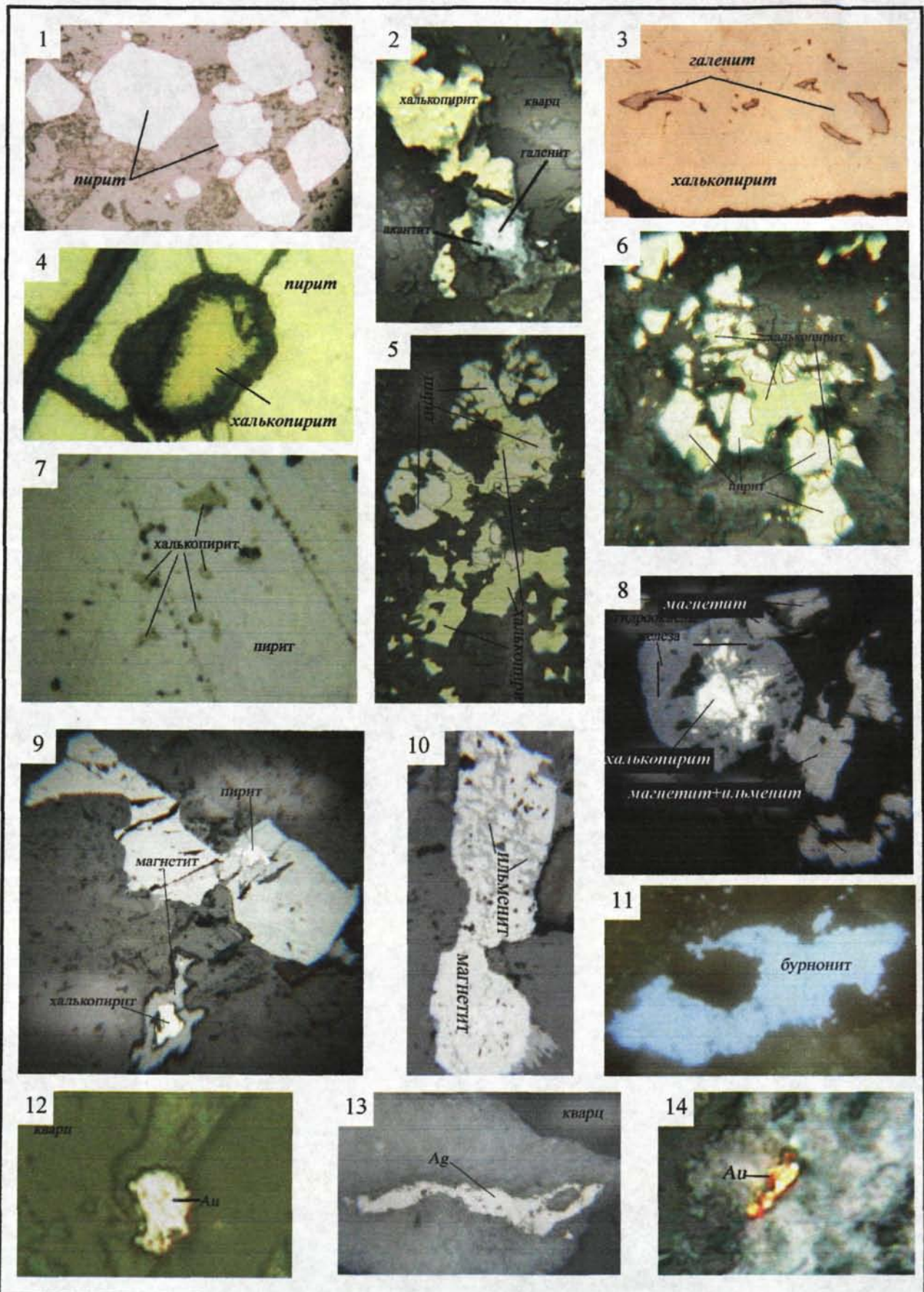


Фото-таблица 8. Минеральные сростания в рудах участка Крутой, ув. X20.

1 – пирита с кварцем; 2 – халькопирита, акантита, галенита и кварца; 3 – халькопирита с галенитом; 4 – пирита, халькопирита и гипергенных минералов Cu; 5 – 6 – пирита, халькопирита 2-ой генерации и кварца; 7 – пирита и халькопирита 1-ой генерации; 8 – магнетита, халькопирита, ильменита и кварца; 9 – магнетита, пирита, халькопирита и кварца; 10 – магнетита и ильменита; 11 – бурнонита с кварцем; 12 – самородного золота с кварцем; 13 – самородного серебра с кварцем; 14 – самородного золота с кварцем.

Эпидот – наряду с кварцем широко распространенный минерал. Развивается по вмещающим породам и кальциту, отлагается преимущественно в при-зальбандовых частях кварцевых прожилков и гнезд в ассоциации с кварцем, хлоритом, гидрослюдами, магнетитом, очень редко с пиритом. Цвет характерный – фиштакково-зеленый, ед. находка марганец содержащего эпидота вишневого цвета (пьемонтит или сюсартит). Размер кристаллов до 2 мм.

Магнетит (-ильменит) – широко распространен во вмещающих породах и жильных образованиях, количество его в аншлифах иногда достигает 20 % (фото-таб. 8). Размеры выделений 0,01–0,05 мм. Ильменит выделяется как продукт распада твердого раствора магнетит–титаномагнетит, распространяется по кристаллографическим направлениям в магнетите, образуя решетчатую микротекстуру. По оптическим свойствам хорошо определим, редко встречаются индивиды с качествами не характерными для него. Т.е. сильно анизотропные, при повороте столика с анализатором направление штриховки резко меняется на 90°. П. Рамдор, это объясняет наличием “аномальных твердых растворов” и их распадом, что происходит при понижающихся температурах [Рамдор, 1962]. По краям зерен магнетита редко развивается лепидолит.

Светлая гидрослюда – распространена повсеместно в виде мелкочешуйчатых агрегатов. Обогащает призальбандовые части кварцевых жил, а также образует стяжения на участке замещения обломков вмещающей породы кварцем. Здесь она ассоциирует с хлоритом, каолинитом и пиритом

Пирит – наиболее распространенный рудный минерал. Кристаллы имеют кубический и кубоктаэдрический габитус (фото-табл. 8). Размер кристаллов 0,7–1,5 мм. Пирит часто содержит каплевидные включения халькопирита, пирротина, имеется единичная находка пирита с включениями матильдита и галенита. Пирит интенсивно окислен, нередко полностью замещается гидроокислами железа. Характерной особенностью пирита является его повышенная трещиноватость. По трещинам катаклаза развивается халькопирит. В наиболее обогащенной рудной зоне, в сульфидных будинах, выявлен пирит для которого характерно: меньшая твердость, развитие по краю каймы обогащения более оранжевого цвета, подверженность световому травлению, на основании перечисленных признаков представляется возможным определить его как Ni-содержащий пирит.

Халькопирит – один из наиболее распространенных рудных минералов (фото-табл. 8). Выделяются две генерации халькопирита:

I-вая – в виде эмульсионной вкрапленности в пирите и вкрапленности в кварц-эпидотовых прожилках и вмещающих породах в ассоциации с пиритом, галенитом и матильдитом.

II-вая – цементирующий и корродирующий пирит располагающийся в будинах и кварц-эпидот-хлоритовых прожилках.

Размеры обособлений халькопирита от сотых долей мм (эмульсионная вкрапленность в пирите) до 0,5–1,5 мм. Часто края окислены с образованием тонкой каймы, состоящей из смеси ковеллина и халькозина. Халькопирит ассоциирует с пиритом, реже с галенитом, пирротинном, матильдитом, сфалеритом. В ассоциации с пирротинном мелкие обособления халькопирита нередко содержат линзы кубанита.

Пирротин – встречается значительно реже халькопирита (фото-табл. 8). Его ксеноморфные обособления размером 0,3–0,5 мм приурочены к призальбандовым частям кварцевых жил. Он сильно окислен и образует каркасные структуры лимонитового агрегата. Иногда отмечается переход пирротина в **марказит**. В основном ассоциирует с пиритом часто замещая его и в виде включений в нем. Пирротин образовался одновременно с пиритом и халькопиритом I-вой генерации.

Галенит – встречается в основном в интерстициях пирита и кварца, реже в виде линзовидной вкрапленности в халькопирите в ассоциации с матильдитом и пиритом (фото-табл. 8), а так же в сростании с пиритом и халькопиритом. Единичная находка галенита, где он выполнял центральную часть акантита. Размер выделений 0,01–0,1 мм.

Гематит – встречается часто в виде густой дисперсной вкрапленности во вмещающих породах и кварц-эпидотовых агрегатах в виде просечек, линзочек, тонких прожилков. Ассоциирует с эпидотом, хлоритом, пиритом.

Самородное золото – локализуется преимущественно в тонких извилистых трещинах катаклаза, рассекающих кварц в призальбандовых участках жил (фото-табл. 8). Здесь оно тесно ассоциирует с лимонитом и гипергенными минералами меди, образуя пленочные и хлопьевидные обособления. Так же встречаются сростания золота с пиритом в гнездовом обособлении кварца. Кроме того, золото отлагается в интерстициях кварца в ассоциации с блеклой рудой и с *Au-Ag*

сульфидами, здесь оно развивается в виде губчатого агрегата, возможно за счет разложения *Au-Ag* сульфидов, либо *петцита*. Цвет колеблется от светло-желтого до кирпично-красного, редко индивиды имеют каймы обогащения. Размер самородного золота не превышает 0,1 мм.

Рентгеноспектральным анализом* установлено наличие **селенистого золота** (табл. 21) [Колова, Савва, 2004б]. Оно развито в кварцево-жильных образованиях, где слагает преимущественно мелкие агрегаты (0,01 – 0,05мм) с губчатой, хлопьевидной структурой. Селенистое золото отлагается в интерстициях кварца и в его тонких извилистых трещинах в ассоциациях с золотосодержащим акантитом (Au до 0,6 мас.%), лимонитом и *Au-Ag* сульфидами. Для селенистого золота характерна розоватая и оранжево-желтая окраска. Выявление структуры селенистого золота не представляется возможным из-за тонкой размерности выделений. К особенностям его минеральных сростаний можно отнести следующие: 1) обособления в виде эмульсий в золото-серебряных сульфидах, 2) тонкодисперсный характер развития в лимоните, 3) формирование губчатых кайм на акантите. В составе золота, установлены (табл. 21): Fe до 1,8 мас.%, Se от 1,1 до 2,3, Ag от 7,7 до 10,4, Au от 86,7 до 88,0 мас.%. На основе анализов всех селен-содержащих фаз (акантит, селенистое золото, *Au-Ag* сульфиды и тонкая минеральная смесь лимонита с селенистым золотом) выявлена логарифмическая коррелируемость содержаний Se, Fe, Cu с Au, и S с Ag (рис. 31).

Таблица 21. Результаты рентгеноспектрального анализа* Ag и Au содержащих минералов участка Крутой

№№ п/п	Содержание химических элементов, мас. %							Сумма
	Fe	Cu	S	Zn	Se	Ag	Au	
Акантит								
1	0,1	0,1	13,9	0,0	0,1	85,4	0,3	99,9
2	0,1	0,0	13,8	0,0	0,1	86,0	0,4	100,6
3	0,1	0,0	13,9	0,0	0,0	84,8	0,6	99,4
4	0,4	0,2	14,0	0,0	0,0	85,2	0,3	100,1
5	2,6	0,2	14,6	0,0	0,0	84,0	0,2	101,6
Селенистое золото								
1	1,0	0,0	0,0	0,0	1,2	9,7	87,1	99,0
2	1,2	0,0	0,1	0,0	1,1	10,4	88,0	100,8
3	1,4	0,0	0,1	0,0	2,3	7,7	88,0	99,5
4	0,8	0,0	0,0	0,1	2,1	9,2	87,0	99,2
5	1,1	0,0	0,0	0,0	1,2	9,7	87,0	99,0
6	1,8	0,1	0,0	0,0	1,9	8,7	86,7	99,2
7	1,8	0,0	0,0	0,0	1,7	9,2	86,8	99,5
Au-Ag сульфиды								
1	0,9	0,0	7,4	0,0	0,6	60,7	28,9	98,5
2	1,2	0,1	7,8	0,0	0,0	70,0	19,0	98,1
3	0,6	0,3	9,3	0,0	0,4	74,5	14,8	99,9
4	0,4	0,0	6,7	0,0	0,7	62,2	30,8	100,8
5	4,4	0,1	4,6	0,0	1,1	34,2	54,2	98,6
6	1,1	0,3	7,8	0,0	0,0	70,0	19,0	98,2

* Рентгеноспектральный анализ выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, на микроанализаторе «САМЕВАХ», аналитик М.И.Парфенов

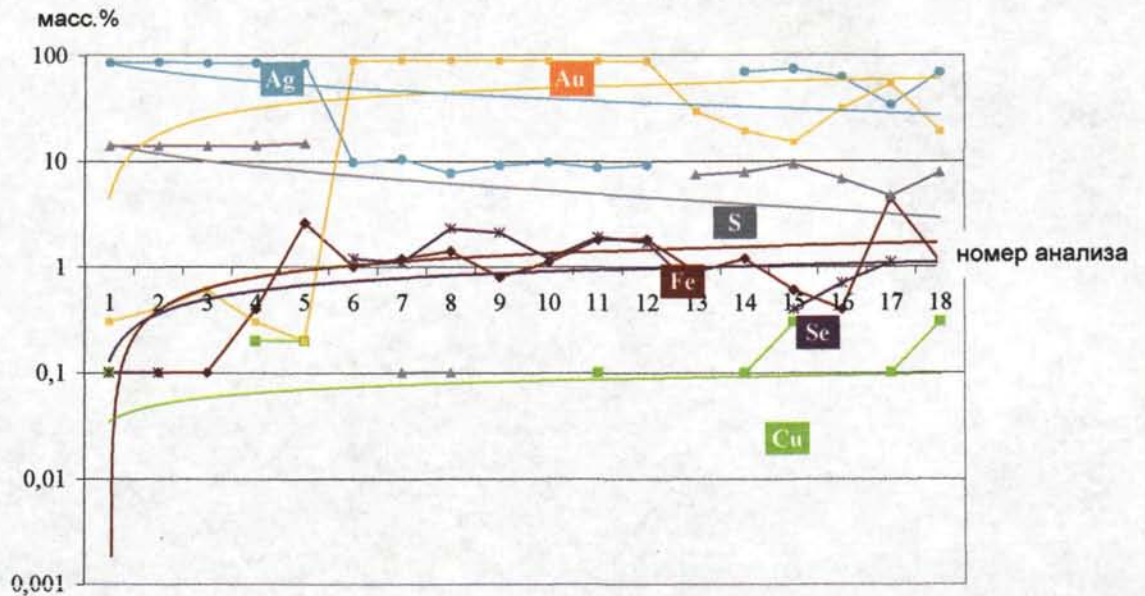


Рис. 31. Графики соотношений Au, Ag, S, Se, Fe, Cu в селен-содержащих фазах из руд участка Крутой и их логарифмические линии трендов. По данным рентгеноспектрального анализа*

Селенистое золото может иметь гипергенную природу возникновения [Берман, 1982; Бочек, 1979; Колова, Савва, 2004б]) на это указывают следующие факты: 1) широкое развитие в рудах гипергенных минералов Fe и Cu, 2) губчатая и хлопьевидная морфология частиц, 3) логарифмическая коррелируемость Au с Se, Fe и Cu, 4) относительно высокая средняя пробность (880‰), 5) вхождение в состав селенистого золота примеси Fe, 6) тонкодисперсный характер сростания селенистого золота с лимонитом, 7) присутствие Se-содержащих Au-Ag сульфидов.

Самородное золото в рудах участка «Крутой» предположительно выделилось в два этапа:

I-ый – гидротермальный, мало продуктивный с кварцем, эпидотом, пиритом, галенитом;

II-ой – гипергенный, одновременно с образованием лимонита, вторичных минералов меди и серебра.

Самородное серебро – в аншлифах встречается гораздо чаще, чем самородное золото [Колова, Савва, 2004б]. В рудных образцах самородное серебро развито в кварцевых прожилках и метасоматитах и как правило, приурочено к интерстициям пирита и кварца, гнездам гидрослюды, либо к пустоткам выщелачивания, образуя агрегаты хлопьевидной, ленточной и дендритообразной формы. Структура как правило глобулярная, губчатая (фото-табл. 8). Размеры частиц 0,01–0,2 мм. Редко содержит небольшие включения акантита, кюстелита. Само-

* Рентгеноспектральный анализ выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, на микроанализаторе «САМЕВАХ», аналитик М.И.Парфенов

родное серебро выделяется в ассоциации с лимонитом, и вторичными минералами меди.

Широкое развитие самородного серебра связано в основном с гипергенными процессами. На это указывают: формы свободного роста (дендритовидная, ленточная), губчатая и глобулярная структуры, а также постоянная приуроченность его обособлений к пустоткам выщелачивания [Сахарова и др., 1985]. Не исключено, что глобулярная структура связана с сульфатредукционной деятельностью бактерий [Яхонтова и др., 1994], либо с разложением метастабильных соединений – золото-серебряных сульфидов и тонких минеральных смесей [Колова, Савва, 2004б].

Акантит – в рудах отмечается в сростании с халькопиритом самородным серебром и галенитом (фото-табл. 8). Для него характерны интерстициальные обособления в кварце в ассоциации с халькопиритом. Размер зерен 0,05–0,07 мм. Включения самородного серебра и галенита приурочены к центральной части зерен, реже самородное серебро образует в акантите эмульсионную вкрапленность. Структуры губчатые, глобулярные с ярко проявленной зональностью.

Блеклая руда – выявлена в сульфидно-кварцевом жильном материале. Представлена мелкой (до 0,05 мм) линзовидной вкрапленностью в халькопирите, редко в пирите в ассоциации с галенитом. В сульфидном агрегате составляет не более 1% всей массы.

Бурнонит – (ед. находка) расположен в кварц-каолинит-гидрослюдистом метасоматите, с реликтами породы (предположительно среднего состава), гнездами кварца (размер 1–2 мм.) и мелкой сульфидной вкрапленностью. Минерал серо-голубой, слабо анизотропный. Структура паркетовидная. По краю реакционная, тонкая кайма с цветовым переходом голубой – розовый – желтый. Размер агрегата 0,2 мм. На расстоянии 1 мм по окружности от крупного зерна густая вкрапленность очень мелких (фото-табл. 8).

Кубанит, энаргит, сфалерит, петцит в рудах встречаются крайне редко.

Гидроксиды железа – распространены повсеместно. Наиболее четко различаются по форме выделений лимонит и гидрогетит. Лимонит образует рыхлые массы заполняющие трещины межзерновые пространства, образуя оторочки вокруг гидрогетита с реликтами пирита. Гидрогетит образует натечные формы, псевдоморфно замещает пирит зачастую содержит мелкую вкрапленность золота.

Гидроксиды железа отлагаются по трещинам в породе, псевдоморфно замещают пирит, халькопирит. Окрашивают кварц и породы в бурый, рыжий цвет. Парагенетически связаны с вторичными минералами меди.

Вторичные минералы меди (азурит, халькозин, ковелин) по сравнению с лимонитом распространены меньше. Развиваются в виде кайм, пленок и по плоскостям спайности в халькопирите.

На основании пространственно временных взаимоотношений минералов установлены следующие продуктивные парагенетические минеральные ассоциации: I – магнетит + эпидот + хлорит + гидрослюда + пирит + халькопирит; II – кварц + пирит + халькопирит + пирротин + самородное золото + самородное серебро; III – самородное серебро + акантит + золото-серебряные сульфиды + самородное золото + гидроксиды Fe + ковелин + халькозин.

Характеристика минералов в рудной и бортовых пробах

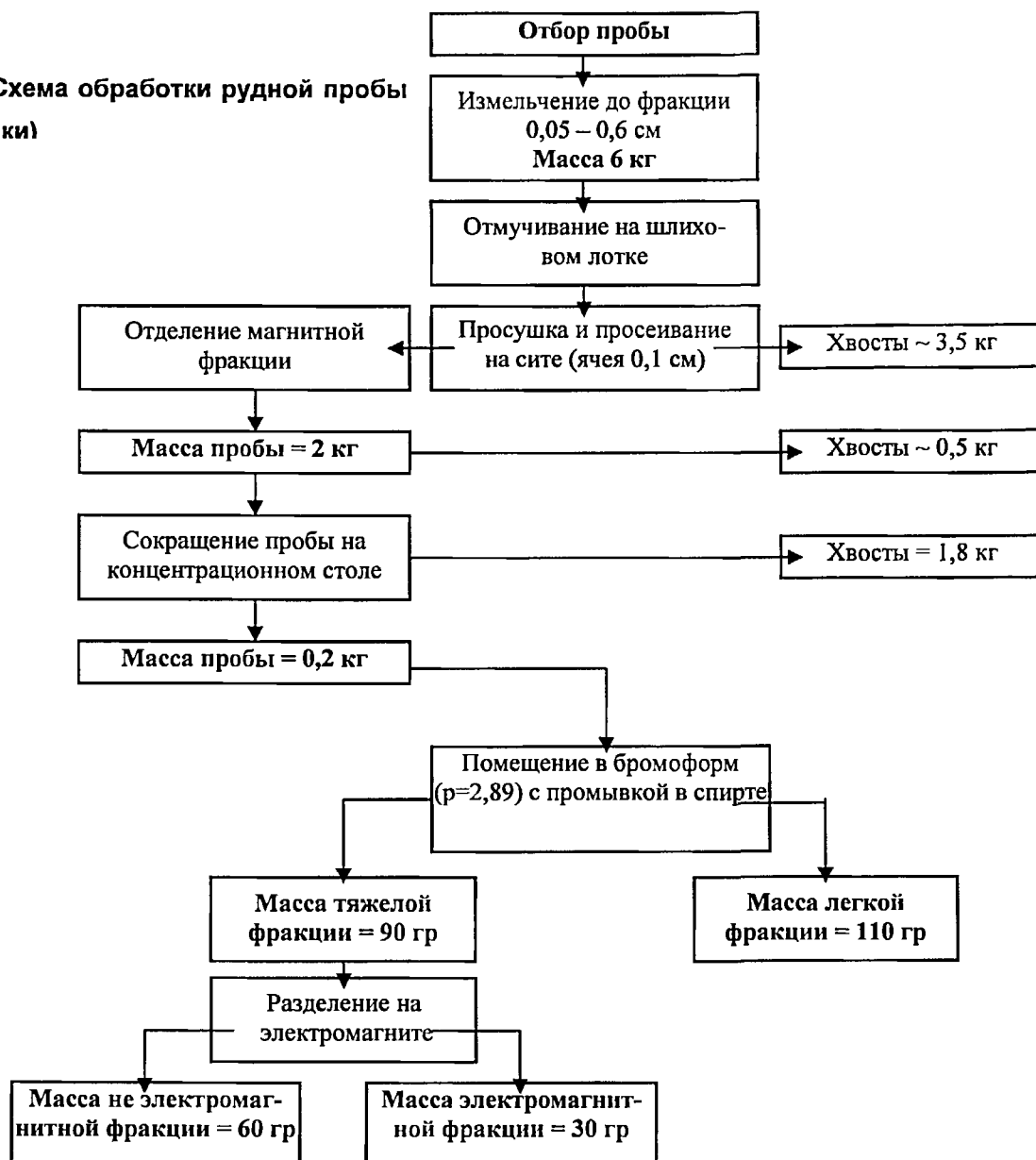
Для выявления максимально возможного спектра минералов в наиболее богатом участке рудной зоны участка Крутой, с отвалов и бортов канавы 31А, автором были отобраны 6 бортовых (шлиховых) и одна рудная (протолочка) пробы.

Бортовые (шлиховые) пробы отбирались механическим способом из закопшек в скоплениях рыхлого материала в верхней части отвалов канавы на глубине 0,3–0,6 м. Масса каждой из отобранных проб равна порядка 7–10 кг. Обработка проб производилась методом промывки на шлиховом лотке в три этапа: 1 – отмучивание; 2 – отмывка; 3 – доводка до шлиха. Далее пробы просушивались, после чего отделялась магнитная фракция.

Рудная проба (протолочка) была отобрана из наиболее представительных, на наличие полезного компонента, обломков руды из полотна канавы 31А. Схема обработки рудной пробы (протопочки) показана на рис. 32.

Учитывая средний размер агрегатов золота и серебра (менее 0,1 мм.), выбранный путь обработки рудной пробы (протопочки) был выбран неверно, в следствии чего, потери полезных компонентов составили порядка 60–70%. Но тем не менее в ней было установлено порядка 10 минералов, в том числе **самородные золото и серебро**, что позволило их изучить наиболее полно.

Рис. 32 . Схема обработки рудной пробы (протопочки)



Изучение бортовых (шлиховых) проб

В камеральный период 2001–2002 г., с привлечением микрофотографического устройства МФУ – 1 были изучены 6 бортовых (шлиховых) проб, в их составе установлено порядка 15 минералов, содержание которых для каждой пробы приведены в таб. 22.

Во всех бортовых (шлиховых) пробах присутствуют кварц, плагиоклазы, слюда, эпидот, кальцит, в небольших количествах встречается циркон и гранат, существенно преобладают, над всеми обнаруженными минералами, агрегаты гидроокислов железа которые образуют ассоциативные связи практически со все-

ми минералами. Часто встречаются сростания кварца с карбонатом, светлой слюдой, плагиоклазами, реже с эпидотом. Обломки горных пород представлены кварц-гидрослюдистыми, лимонит-гидрослюдистыми, эпидотизированными метасоматитами, зачастую калионизированными обломками светлых пород (гранодиориты). Из сульфидов преобладает пирит. Причем, "свежего" пирита не наблюдалось, он весь покрыт полупрозрачными пленками и корочками гидроокислов железа. Редко наблюдается галенит и каплевидный акантит. Из благородных металлов встречено только самородное золото.

Таблица 22. Минеральный состав бортовых (шлиховых) проб

<p>7385-1 Гидроокислы железа - 35% Кварц -25% Кальцит - 5% Плагиоклазы -15% Пирит - 10% Обломки горных пород - 10% Слюда - ед. зерна Циркон -ед. зерна <u>Золото - около 40 знаков</u></p>	<p>7385-4 Гидроокислы железа - 20% Кварц - 30% Кальцит - 10% Плагиоклазы -20% Пирит - 5% Обломки горных пород - 15% Слюда - ед. зерна Циркон -ед. зерна Эпидот - ед. зерна <u>Золото - около 15 знаков</u></p>
<p>7385-2 Гидроокислы железа - 60% Кварц -10% Кальцит - 5% Плагиоклазы -10% Пирит - 10% Обломки горных пород - 10% Слюда - ед. зерна Циркон -ед. зерна Эпидот - ед. зерна Пьезонтит- ед зерна <u>Золото - около 60 знаков</u></p>	<p>7385-5 Гидроокислы железа - 20% Кварц -30% Кальцит - 10% Плагиоклазы -20% Пирит - 10% Обломки горных пород - 10% Слюда - ед. зерна Циркон -ед. зерна Эпидот - ед. зерна <u>Золото - около 20 знаков</u></p>
<p>7385-3 Гидроокислы железа - 30% Кварц -30% Кальцит - 5% Плагиоклазы -15% Пирит - 10% Обломки горных пород - 10% Слюда - ед. зерна Циркон -ед. зерна <u>Золото - около 20 знаков</u></p>	<p>7385-6 Гидроокислы железа - 45% Кварц - 20% Кальцит - 5% Плагиоклазы -15% Пирит - 5% Галенит - >1% Обломки горных пород - 10% Слюда - ед. зерна Циркон -ед. зерна Эпидот - ед. зерна Гранат- ед. зерна Аргентит - ед. зерна <u>Золото - около 20 знаков</u></p>

Характеристика самородного золота из бортовых (шлиховых) проб

Морфология. Форма разнообразная – широко распространены удлиненные, уплощенные, дендритообразные, комковидные частицы, а так же монокристаллы кубоктаэдрического габитуса (фото-табл. 9). Размеры золотинок варьируют в широком диапазоне от 0,3 мм. до 2 мм. Преобладает золото размером 1,5 мм. Все золото низкой, средней окатанности. Цвет – от светло-желтого, до кирпично-желтого, преобладают зерна светло-желтого цвета с насыщенно желтой каймой. Каймы обычно тонкие, извилистые, повторяющие очертания зерен, цвет – часто с оранжевым оттенком.

Минеральные сростания установлены с кварцем, гидроксидами железа, блеклой рудой. При просмотре монтированных аншлифов в зернах самородного золота выявлены мелкие включения акантита, что говорит о их одновременном образовании (фото-табл. 9).

Внутренняя структура самородного золота определялась структурным травлением полированных зерен в монтированном препарате. В качестве травителя, применялись растворы хромового ангидрида в соляной и азотной кислоте: в результате выявилась однородная, монозернистая, слабо зональная и пятнистая структура, редко с высокопробными каймами и тонкими просечками – результат гипергенного обогащения (фото-табл. 9).

Вариации пробности самородного золота (пробность самородного золота определялась оптическим методом на модернизированном приборе ПООС-1 с высокой стабилизацией ФЭУ и источника света, внутренний стандарт – пирит из руд Березовского месторождения, эталонированный в Международной комиссии по рудной микроскопии. В каждом индивиде золота проводилось 5–10 измерений, всего порядка 206 замеров, обработка результатов измерения проводилась по программе “GOLD”, созданной С.В.Прейсом в 1992 г.). На гистограммах (рис. 33) четко видно, что около 40% золота имеет пробность порядка 751–800‰, это является одним из признаков среднеглубинного формирования руд. Разброс пробности по всей выборке сравнительно небольшой, что говорит о наличии одной генерации золота.

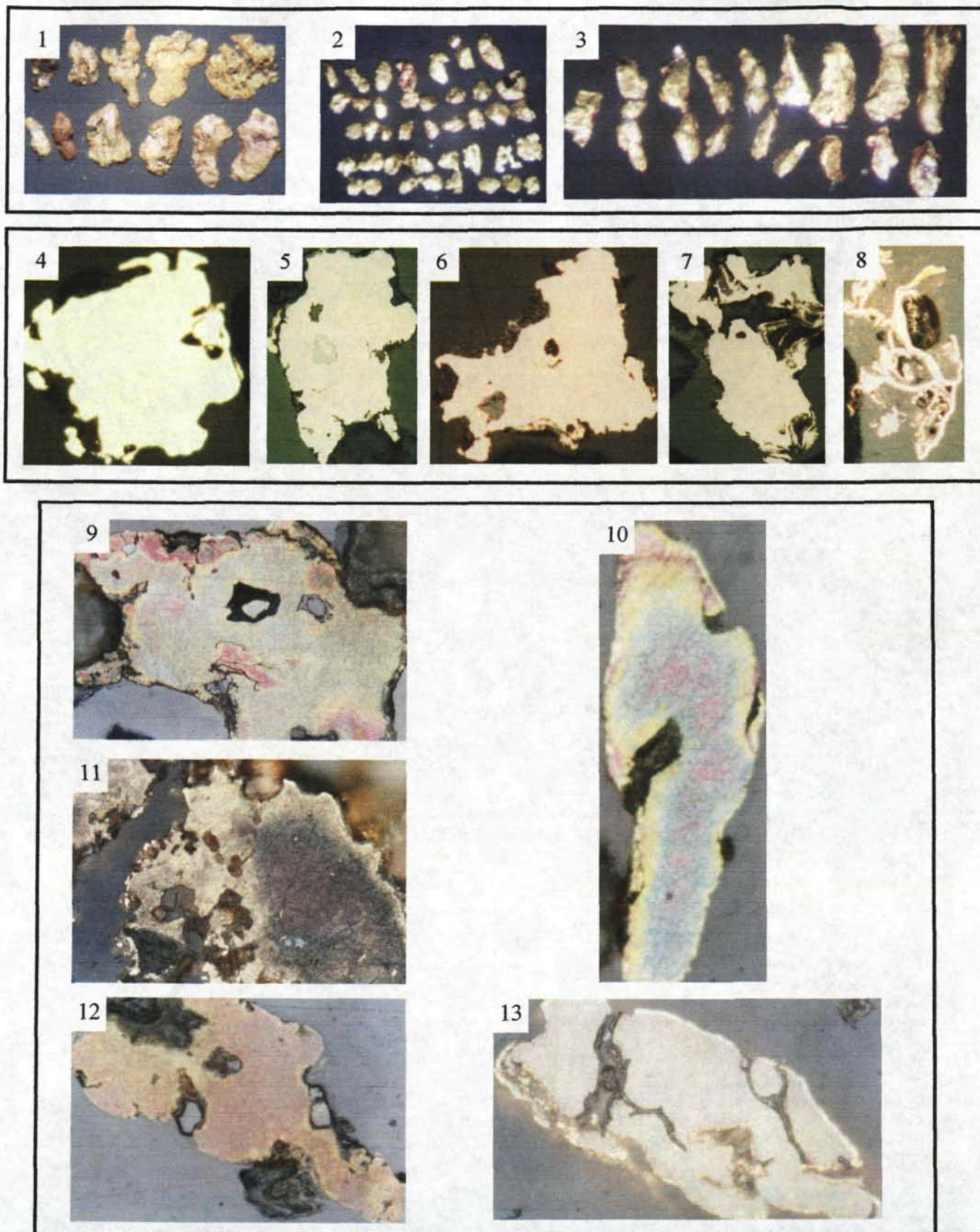


Фото-таблица 9. Морфология и внутренняя структура самородного золота рудопроявления Крутой (из бортовых (шлиховых) проб, размер золотинок 0,3–2 мм).

1 – 3 – самородное золото удлиненной, уплощенной, дендритообразной, комковидной интерстициальной формы и монокристаллы кубиктаэдрического габитуса, увел. X4; 4 – 8 – внутренняя структура самородного золота: монозернистые агрегаты листовидной и дендритообразной формы, с включением акантита (фото 5), увел. X10; 9 – 13 – внутренняя структура самородного золота выявленная травлением, увел. X20: 9 – 10 – слабо зональная, каемчатая, пятнистая, с тонкими прерывистыми высокопробными каймами, с включением акантита (фото 9); 11 – слабо пятнистая, с просечками высокопробного золота; 12 – 13 – монозернистая, с тонкими прерывистыми высокопробными каймами.

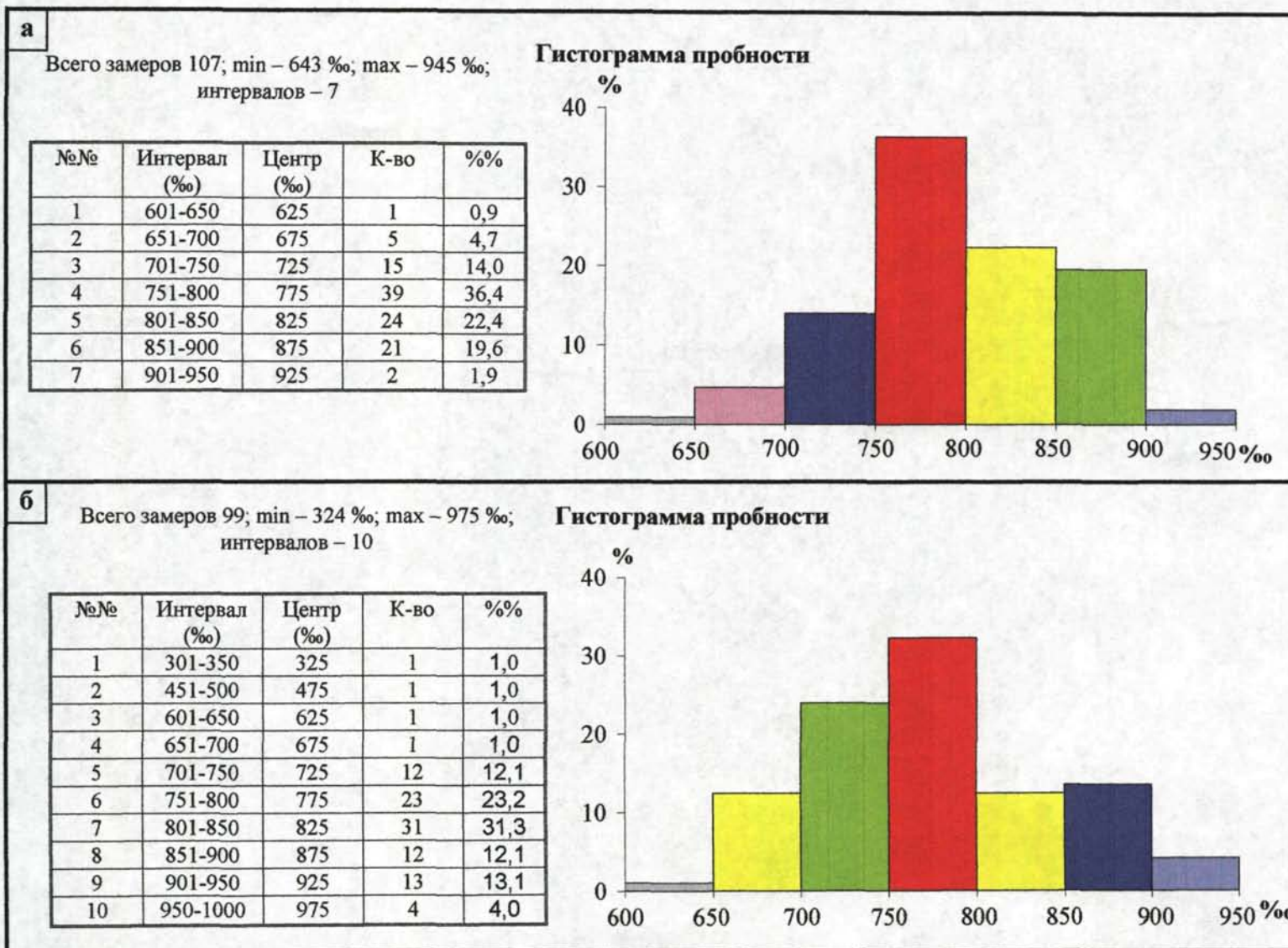


Рис. 33. Гистограммы распределения пробности самородного золота участка Крутой: а – из бортовых (шлиховых) проб; б – из рудной пробы (протоочки)

Изучение рудной пробы (протопочки)

В рудной пробе (протопочке) автором, с привлечением микрофотографического устройства МФУ – 1, было установлено порядка 15 минералов (табл. 23).

Таблица. 23. Минеральный состав рудной пробы (протопочки)

№ п/п	Минерал	Содержание
1	Пирит	80%
2	Гидроокислы железа	15-20%
3	Галенит	>1%
4	Плагиоклазы	>1%
5	Слюда	ед. зерна
6	Гранат	ед. зерна
7	Акантит	>1%
8	Самородное золото	~60 зн.
9	Самородное серебро	~100 зн.

В рудной пробе (протопочке) так же как и в бортовых пробах преобладает пирит, но здесь он имеет более «свежий» вид, хотя часто наблюдается в "рубашках" гидроокислов железа, последние по распространенности не уступают пириту.

Примерно в равных количествах присутствуют зерна галенита и комковидного акантита. При изучении которого, в монтированных и полированных аншлифах, наблюдалась зональная, губчатая структура, при этом зачастую в центре акантитовых зерен отлагалось самородное серебро массивной структуры.

Характеристика самородного золота в рудной пробе (протопочке)

Морфология самородного золота. Зерна имеют разную форму (из-за механической обработки, истинная форма некоторых зерен могла деформироваться). Широко распространены удлиненные, уплощенные, комковидные формы, а так же часты монокристаллы кубоктаэдрического габитуса (фото-табл. 10). Размеры агрегатов золота варьируются в широком диапазоне от 0,08 мм до 3 мм. Преобладает золото размером 1,5 мм. Все золото имеет шагреневую поверхность. Цвет от светло-желтого, до кирпично-желтого, преобладают агрегаты приглушенного желтого цвета, с насыщенной желтой каймой аналогичной золоту из бортовых (шлиховых) проб.

Минеральные сростания. В сростании с самородным золотом установлены: кварц, гидроокислы железа, блеклая руда. В монтированных аншлифах в зер-

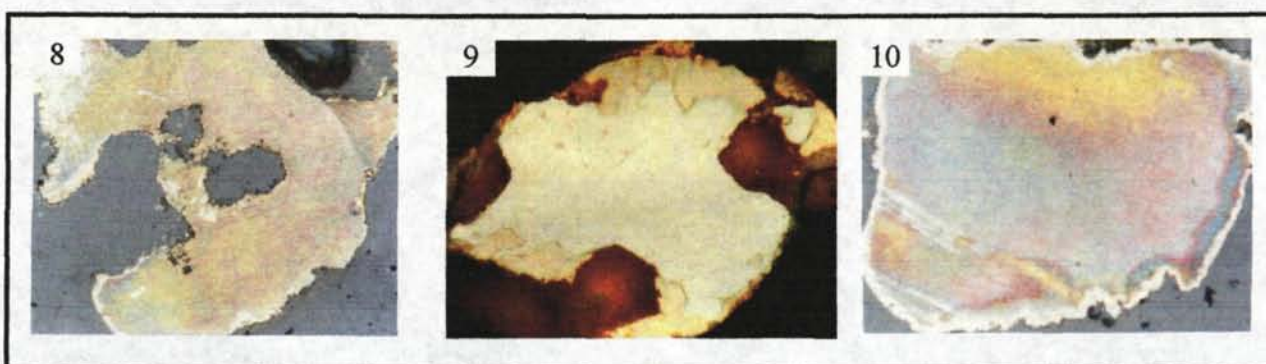
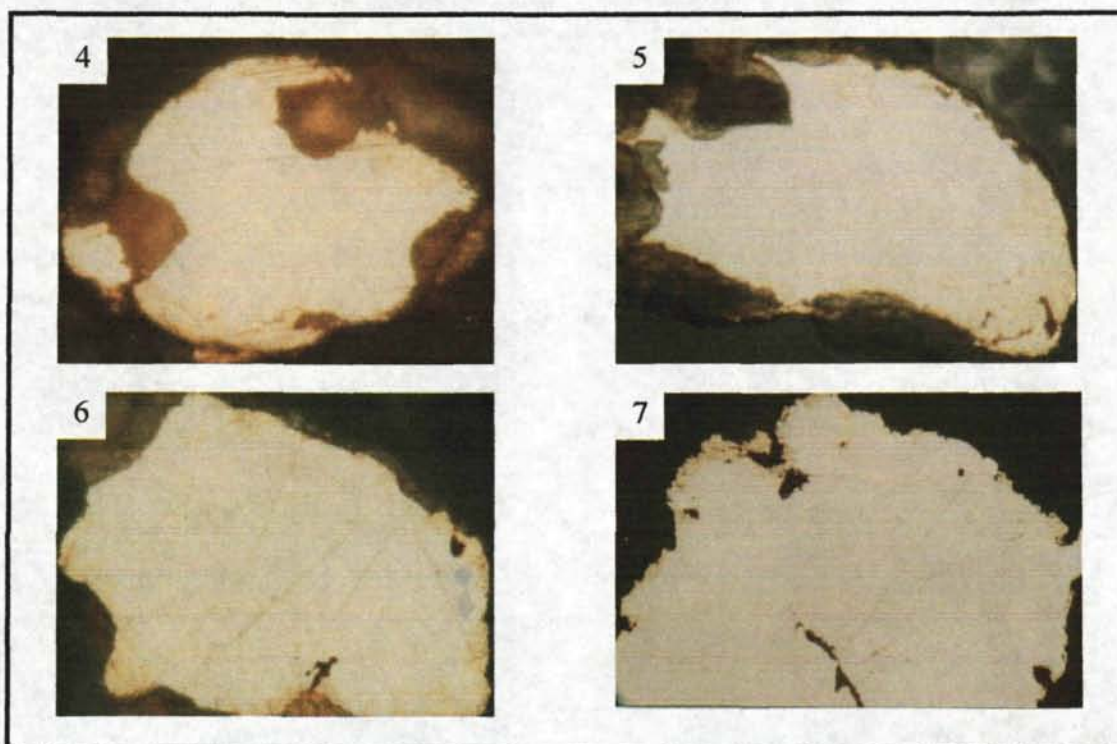
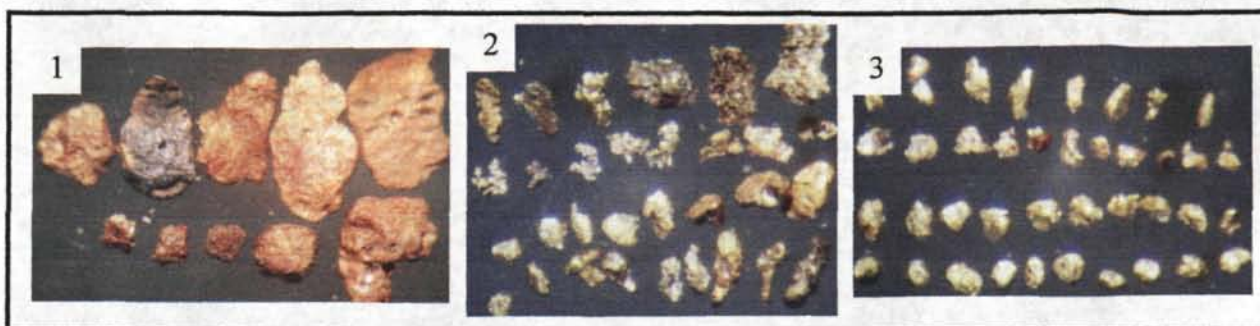


Фото-таблица. 10. Морфология и внутренняя структура самородного золота рудопоявления Крутой (из рудной пробы (протоочки), размер золотинок 0,08 – 3 мм).

1 – 3 – самородное золото удлиненной, уплощенной, комковидной, интерстициальной формы и монокристаллы кубиктаэдрического габитуса, ув. X4; 4 – 7 – внутренняя структура самородного золота, монозернистые агрегаты с каймами обогащения и включениями акантита (фото 6); 8 – 10 – внутренняя структура самородного золота выявленная травлением, ув. X20: 8 – монозернистая, пятнистая с тончайшей каймой высокопробного золота, размер агрегата 1,5 мм; 9 – каемчатая, слабо гранулированная, размер агрегата 1 мм; 10 – монозернистая, слабозональная, размер агрегата 2 мм.

нах самородного золота наблюдались мелкие каплевидные включения акантита (фото-табл. 10), который так же как пирит и гидроксиды железа является сопутствующим минералом в шлихе.

Внутренняя структура самородного золота. Внутренняя структура определялась структурным травлением полированных зерен в монтированном препарате в рамках технологии описанной выше. Внутренняя структура характеризуется как монозернистая, с высокопробными каймами, слабо гранулированная, зональная и пятнистая (фото-табл. 10).

Вариации пробности самородного золота. Пробность самородного золота определялась оптическим методом на модернизированном приборе ПООС-1 в рамках технологии описанной выше. В каждом индивиде золота проводилось 5–10 измерений, всего произведено порядка 110 замеров (рис. 33).

Около 45 % золота размером более 0,3 мм, и 21 % золота размером 0,08–0,3 мм, имеет пробность порядка 800–850 ‰. Золото размером 0,08–0,3 мм отличается равномерным распределением пробностей, тогда как для золота размером более 0,3 мм выделяется пик пробности в районе 800–850 ‰. Это объясняется интенсивностью обогащения, большей подвижностью мелких агрегатов золота. Разброс пробности по всей выборке сравнительно небольшой от 698 до 946 ‰ (рис. 33).

Характеристика самородного серебра из рудной пробы (протоочки)

Морфология самородного серебра. Зерна самородного серебра в рудной пробе обладают таблитчатыми, ленточными, комковидными и дендритообразными формами (из-за механической обработки, истинная форма некоторых зерен могла деформироваться) (фото-табл. 11). Дендриты – плоскопластинчатые, лапчатые, редко плоско-объемные, состоящие из мельчайших блоков гексагональных очертаний, часто сглаженных и округлых. Их характерной особенностью является нарастание гроздевидного глобулярного агрегата на ветвистый скелет дендрита. Размер зерен 0,3–2,0 мм, с преобладанием фракции <1 мм. Все исследованные зерна самородного серебра имеют глобулярную и губчатую структуру. В монтированном аншлифе единичное наблюдение самородного серебра каемчатой структуры. Кайма занимает 2/3 площади зерна, обладает на-

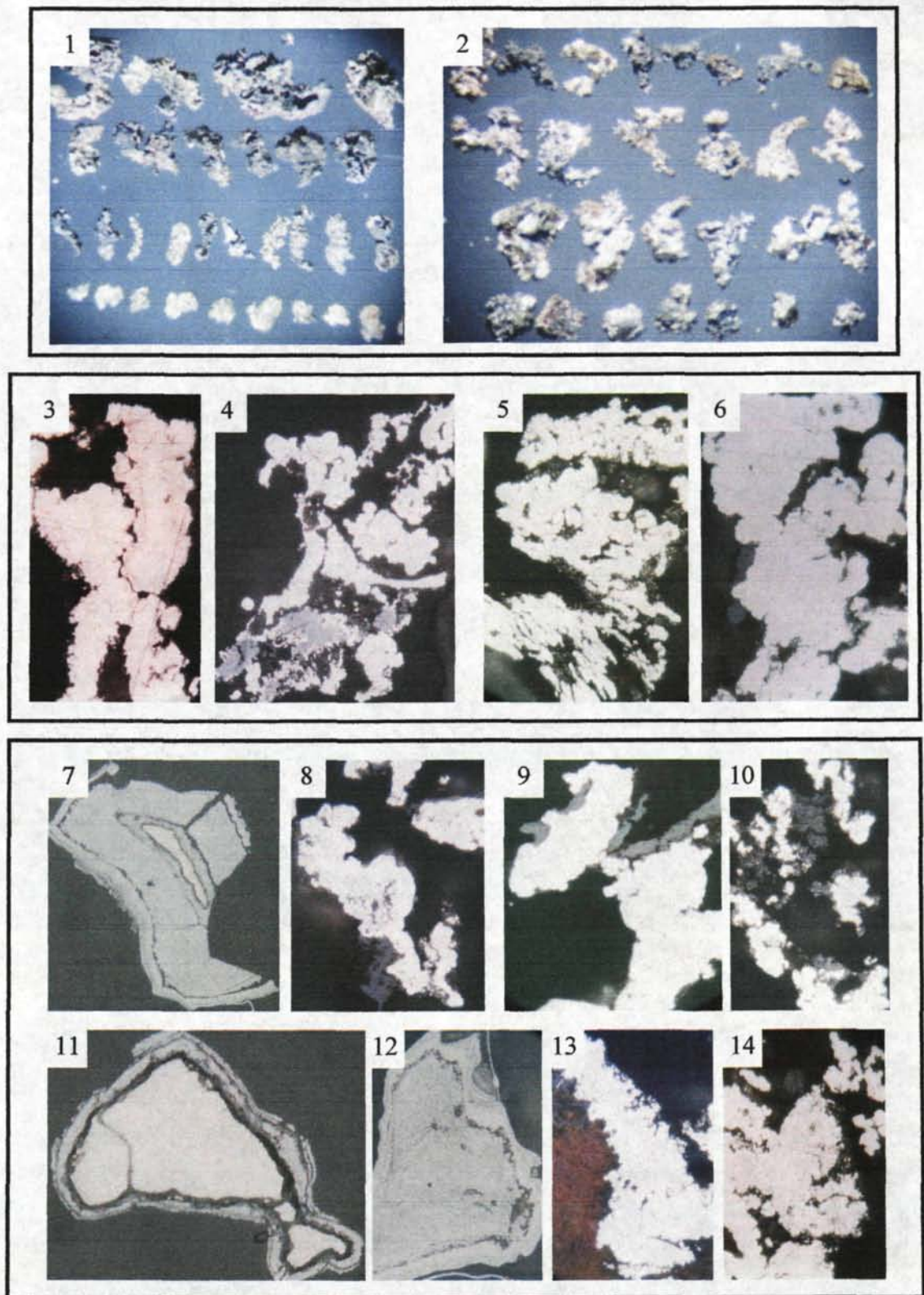


Фото-таблица 11. Морфология и внутренняя структура самородного серебра рудопоявления Крутой (из рудной пробы (протоочки), размер зерен 0,3–2,0 мм).

1 – 2 – самородное серебро таблитчатых, ленточных, комковидных и дендриобразных формы, ув. X4; 3 – 6 – внутренняя структура самородного серебра, ув. X20: 3 – каемчатой, кайма занимает 2/3 площади зерна, обладает насыщенно бежевым оттенком глобулярной, губчатой структуры; 4 – глобулярной, дендритообразной; 5 – глобулярной и губчатой; 6 – глобулярной; 7 – 14 – минеральные соаггустации самородного серебра. ув. X20: 7 – 12 – с акантитом: 13 – 14

сыщенно бежевым оттенком. Зерно предположительно содержит серу. Цвет серебра серебристо-белый, до серебристого с оттенком бежевого.

Минеральные сростания. В монтированных аншлифах наблюдаются сростания самородного серебра с лимонитом, блеклой рудой (фото-табл. 11). В самородном серебре наблюдаются небольшие включения акантита.

Внутренняя структура самородного серебра. Внутренняя структура определялась структурным травлением приполированных зерен в монтированном препарате. В качестве травителя применялся раствор азотной кислоты. Структурным травлением не выявлено кристаллической зернистости. Зерна быстро за-травливаются становясь черными.

Широкое развитие самородного серебра связано в основном с гипергенными процессами. На это указывают формы свободного роста (дендритовидная, ленточная), а также губчатая и глобулярная структуры [Колова, Савва, 2004б].

Последовательность минералообразования

Сочетание минералогического и текстурного анализа руд позволяют наметить два этапа их формирования (таб. 24): магматогенно-гидротермальный и гипергенный.

Первый этап – гидротермально-метасоматический, он связан с формированием Средненского интрузивного массива, в том числе и внедрением меденосных тел гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров.

I-ая стадия – метасоматическая. В это время проходили активные тектонические процессы сопровождавшиеся дроблением, а так же метасоматические изменения вмещающих пород (формирование зон вкрапленной сульфидной минерализации; окварцевание, эпидотизация, хлоритизация, гематитизация, гидрослюдизация). Температура минералообразования установленная по минералам-термометрам (магнетит, эпидот) составляла в это время 600–200°C. Для данной стадии минералообразования характерна магнетит + эпидот + хлорит + гидрослюда + пирит + халькопиритовая минеральная ассоциация.

II-ая стадия – гидротермальная. В это время происходило приоткрытие отдельных систем трещин и залечивание их жильным материалом в котором отмечается главная продуктивная минеральная ассоциация – кварц + пирит + халь-

копирит + пирротин + самородное золото + самородное серебро. Температура минералообразования была в пределах 429 °–143°C.

Таблица 24. Схема последовательности минералообразования рудопроявления Крутой.

Минералы	ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ		
	Гидротермально-метасоматический		Гипергенный
	I - стадия	II - стадия	
Магнетит	—————		
Эпидот	—————		
Хлорит	—————		
Гидрослюды	—————		
Кварц		—————	
Пирит	—————		
Халькопирит	—————	-----	
Пирротин		—————	
Галенит		-----	
Сфалерит		-----	
Самородное золото		—————	
Самородное серебро		—————	—————
Au-Ag-сульфиды			-----
Акантит		-----	—————
Бурнонит		-----	
Кубанит		-----	
Энардит		-----	
Гидрооксиды Fe			—————
Ковеллин			—————
Халькозин			—————
Температуры минералообразования	600° - 200°C (магнетит, эпидот)	429° - 143°C (кварц)	+40° - -40°C
Характерные текстуры руд	Массивная, брекчавая, пятнистая	Жильно- прожилковая вкрапленная	Корки и налеты

I - стадия - метасоматическая; II - стадия - гидротермальная.

Второй этап – гипергенный. Разрушение и переход в другие минеральные формы сульфидов, укрупнение золота и серебра с формированием гипергенной минеральной ассоциацией – самородное серебро + акантит + золото-серебряные сульфиды + самородное золото + гидроксиды Fe + ковелин + халькозин.

Сравнительная характеристика Au-Ag (Se-содержащих) объектов (рудопро- явление Крутой и месторождение Сергеевское)



Для понятия генетических причин образования Au-Ag оруденения селенидного типа на участке Крутой был проведен сравнительный анализ с аналогичным месторождением Сергеевское (рис. 34) [Колова, 2005, 2006].

Месторождение Сергеевское расположено в Анадырской шовной зоне ОЧВП. Рудное поле сложено сеноман-туронскими вулканогенными и субвулканическими образованиями среднего и основного состава, прорванными интрузией гранодиоритов поздне- мелового возраста, несущей убогое Cu-Mo-порфировое оруденение [Бочек, 1979]. Вулканогенные и интрузивные образования перекрыты толщей палеогеновых базальтов, дайки базальтов местами нарушают рудные тела. Руды месторождения Сергеевское были сформированы в процессе шести стадий (рис. 35), каждой из которых соответствует свой минеральный комплекс [Бочек, 1979]. Процесс рудоотложения был прерывистым, осложненным более мелкой цикличностью внутри стадий и сопровождался подвижками и брекчированием пород. Рудные тела месторождения Сергеевское представлены адуляр-кварцевыми жилами колломорфно-полосчатой текстуры и зонами прожилкования [Бочек, 1979]. Структурно-текстурные особенности рудных тел типичны для эпитермальных условий рудообразования (таб. 25).

Таблица 25. Геолого-минералогическая характеристика Au-Ag объектов Крутой и Сергеевское

Характеристики		Крутой	Сергеевское [Бочек, 1979]
Геологическая структура		ОЧВП (Охотский отрезок)	ОЧВП (Анадырская шовная зона)
Возраст вмещающих пород		K ₁	K ₁
Состав вмещающих пород		Лавы и туфы андезитов, базальтов	Андезитобазальты, туфы
Морфология рудных тел		Ветвящиеся, прерывистые прожилково-жильные зоны (m=до 90 см, d=780м)	Жилы и зоны кварцевого прожилкования (m= до 3м, d=1-2 км)
Текстуры		Прожилково-вкрапленные, брекчивые, массивные	В равной степени колломорфно-полосчатые и брекчивые
Геохимический профиль		Au-Ag-Cu-Se-Sb?	Au-Ag-Cu-Se-(Pb-Zn)-Sb-As-S
Сульфидность руд в%		1-5(10)	2
Пробность, % / Крупность, мм		880 / 0,07-0,1	610 / 0,01-0,1
Среднее Au-Ag отношение		1:10 (1:20)	1:10
Минералы	Главные	Py, Hm	Py
	Второстепенные	Pyр, Chp, Au, Ak	Gal, Sfl, Ak, Agv, Chp,
	Редкие	Cub, En, Bl, Ars, Gal, Sph, Sel (Au)	Sel (Au), Au, Hm
	Жильные	Q, Ser	Q, Ca, Ad
Минеральные ассоциации		Q-Py-Ser; Au Ag- Py-Q; Q-Cpy; Q-Ca	Q-Py; Sfl-Gal, Ad-Q; Au-Agv-Cpy, Au-Ak-Pers, Au-Ak; Au-Ad-Q, Q Py-Cpy-Q; Q-Ca

Как видим, взятые для сравнения Au-Ag объекты различаются по ряду признаков (табл. 25, рис. 35), но и имеют достаточно много общих черт, среди них:

- ✓ широкое распространение брекчивых текстур, указывающее на то, что формирование руд на этих объектах проходило в тектонически-неспокойных обстановках;
- ✓ распространение вкрапленных, а так же реликтовых и каемочных микротекстур, стирание первичных признаков пород за счет замещения их вторичными минералами (кварц, хлорит, гидрослюда, эпидот) свидетельствуют о непосредственном участии метасоматических процессов в образовании оруденения;
- ✓ широкое распространение в рудах Se-содержащих минералов Au и Ag, которые по мнению Л.И.Бочек формировались примерно в одно время с галенитом, и позже остальных сульфидов [Бочек, 1979], по нашим минералогическим наблюдениям на участке Крутой, галенит тесно ассоциирует с акантитом и халькопиритом, что указывает на генетическую связь продуктивных ассоциаций с медно-молибден-порфировой системой;
- ✓ близкая по значению сульфидность обоих объектов;

Месторождение Сергеевское
[Бочек Л.И., 1979]

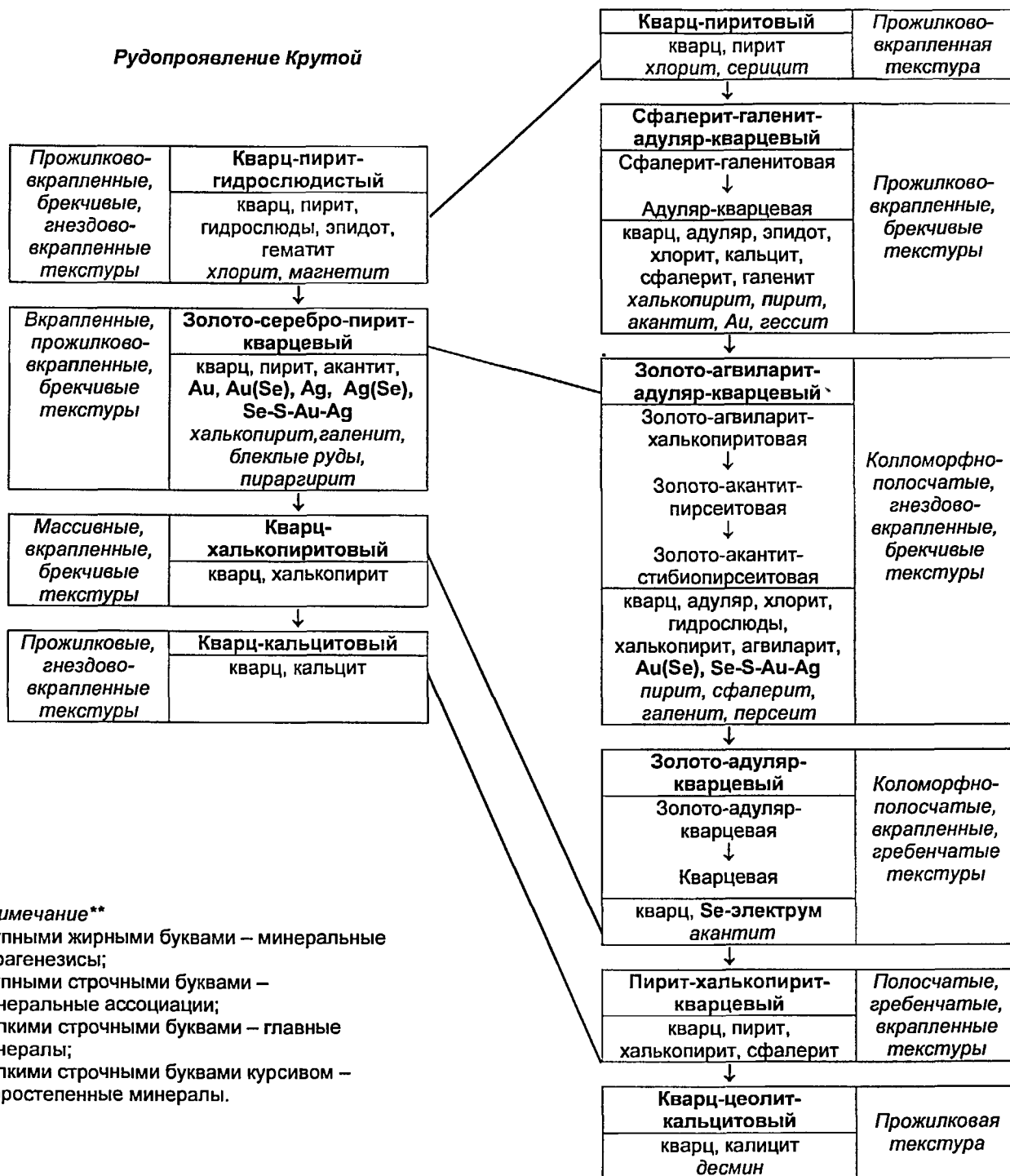


Рис. 35. Соотношение минеральных парагенезисов Au-Ag объектов Крутой и Сергеевское

- ✓ наличие коррозионных текстур руд, высокая положительная корреляция Au, Ag с Fe, тонкодисперсный характер сростания селенистого золота с лимонитом в связи с широким распространением гипергенных процессов на этих участках.

Отличительной особенностью руд участка Крутой является отсутствие колломорфно-полосчатых текстур. Это позволяет предположить, что оруденение является среднеглубинным.

Более богатое минеральное разнообразие руд, на месторождении Сергеевское предположительно связано с большей мощностью земной коры, по сравнению с п-овами Кони и Пьягина, что является дополнительным источником вещества и обеспечивает более высокую масштабность месторождения.

Выводы:

По преобладанию золота и серебра в рудах, высокому золото-серебряному отношению (Au:Ag = 1:10), средне-низкотемпературным условиям формирования рудных тел (характеристики флюидных включений), монокристаллической внутренней структуре и средней дисперсии пробности самородного золота, а так же геохимической ассоциацией Au – Ag – Cu – (Bi) – минерализация рудопроявления Крутой, отнесена нами к эпитермальному Au-Ag минеральному типу.

О постпорфировом времени формирования рудопроявления Крутой, а так же о том, что он является поздним дифференциатом Cu-Mo-порфирового оруденения позволяют говорить следующие структурно-геологические и минералогические характеристики:

- ↓ рассеянный характер рудных минералов, раннего парагенезиса (вкрапленная и гнездово-вкрапленная пиритовая минерализация);
- ↓ отсутствие колломорфно-полосчатых текстур свойственных эпитермальным Au-Ag месторождениям;
- ↓ эпидот-хлоритовые метасоматические изменения, аналогичные порфировому этапу на Cu-Mo-порфировом месторождении Лора;
- ↓ геохимическая ассоциация Au – Ag — Cu – (Bi);
- ↓ широкий спектр минералов Cu;
- ↓ отсутствие признаков наложения Cu минерализации;
- ↓ отсутствие турмалинизации.

2.5. ГИПЕРГЕННАЯ И РОССЫПНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КОНИ-ПЬЯГИНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Наряду с гипогенной благороднометалльной минерализацией, на п-овах Кони и Пьягина широко развиты гипергенная и россыпная.

По данным геолого-съёмочных работ в Кони-Пьягинской металлогенической зоне, гипергенное минералообразование происходило в неоген-голоценовое время. С неогеновым периодом связано заложение Накхатанджинской впадины, формирование золотоносных кор выветривания, зон окисления и вторичного сульфидного обогащения руд, а также толщ керамических и кирпичных глин. Их образованию способствовали климатические факторы (повышенная влажность и солёность воздуха, резко меняющиеся температуры) обусловленные близостью моря и расположением этой территории на границе перехода океан – континент. С четвертичным и голоценовым периодами связано образование шлиховых ореолов и россыпей самородного Au в обрамлении впадин и долин водотоков, размывающих золотоносные коры выветривания и зоны окисления рудных проявлений.

Автором и научным руководителем данной работы изучены типоморфные особенности самородного золота как в коренных источниках, так и в корях выветривания и россыпях [Колова, Савва, 2008].

Установлено, что типоморфные признаки самородного золота россыпей Кони-Пьягинской металлогенической зоны в совокупности отражают все выявленные нами типы коренной золоторудной минерализации.

2.5.1. ЗОЛОТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Коры выветривания в пределах п-овов Кони и Пьягина распространены весьма широко. В связи с все возрастающим вниманием к ним как к источнику промышленного золота нами была впервые изучена золотоносность кор выветривания п-овов Кони и Пьягина. В настоящее время объекты такого генетического типа по экономической актуальности занимают лишь четвертое место [Хаин, 2004]. Проблема научной оценки золотоносности кор выветривания стоит доста-

точно остро, поскольку объекты этого типа недостаточно изучены, тем более на Северо-Востоке РФ.

Золотоносность кор выветривания нами была исследована на трех участках (рр. Юж. Буочах, Тальниковый, Поворотный). Они залегают на интенсивно метасоматически измененных, пиритизированных (сульфидизированных) вулканогенно-осадочных и вулканогенных раннемеловых породах среднего состава (зонах сульфидизации). Мощность кор выветривания варьирует от 1–3 до 8 м. (р. Поворотный). О масштабах эрозии судить сложно. Характеристика материала кор выветривания приведена в таб. 26 и фото-табл. 12.

Таблица 26. Морфологическая характеристика материала кор выветривания (латеритного типа) и его золотоносность

Расположение	Морфологическая характеристика				Au
	Текстура	Характеристика материала			
		Цемент	Обломки	Цемент/обломки	
р. Юж. Буочах	Брекчивая	Песчано-глинистый, лимонитовый	Полуокатанные, каолинизированные метасоматиты, размер – 0,5–0,7 до 2–3 см.	1:1, 1:5	-
р. Поворотный	Брекчивая	Бурый, песчано-глинистый	Остроугольные, интенсивно-выветрелые обломки пород среднего состава, размер – 2–3 до 8–10 см.	1:1	+
р. Тальниковый	Брекчивая	Бурая, охристая песчано-глинистый, часто с подтеками чистого гидрогетита	Остроугольные, интенсивно-выветрелые обломки пород среднего состава, размер – 2–3 до 10–20 см.	1:1	+

Шлиховое опробование кор выветривания наиболее продуктивным оказалось в бассейнах рр. Тальниковый и Поворотный, где стадия цементации материала не завершена, здесь было установлено в каждой пробе весом порядка 15 кг по 1–3 знака **самородного золота**. Оно крючковатое с небольшими отвлетлениями, а так же палочковидное, уплощенное, размер от 0,5–1,5 до 3 мм, для него характерно наличие на поверхности, налетов бурых гидроксидов железа и высокая пробность (900–1000‰). По мнению Хаина А. Ф. [Хаин, 2004], самородное золото из кор выветривания наследует многое от первичной минерализации материнских пород, но и претерпевает существенное модифицирование в результате растворения, регенерации, дорастания индивидов, их кристалломорфологической эволюции и т.д. По морфологическим признакам, порядка 80 % самородного золота из кор выветривания п-овов Кони и Пьягина – **гипергенное** (палочковидное с

высокой пробностью) сформировавшееся в результате выветривания кварц-сульфидно-гидрослюдистых метасоматитов. Самородное золото в данных породах локализуется в виде субмикроскопических включений в пирите, при протекании процессов выветривания (попадания метеорных вод) пирит окисляется, при этом образуются слабо сернокислые растворы в которые попадает высвободившееся золото, а коры выветривания с их пористой структурой и преимущественно лимонитовым составом служат своеобразным «электрохимическим инкубатором» для концентрации и роста самородного золота [Сахарова, 1968]. В следствии этих процессов, самородное золото обладает палочковидной морфологией и рафинированным составом (пробность 900–1000‰) [Николаева, 1979].

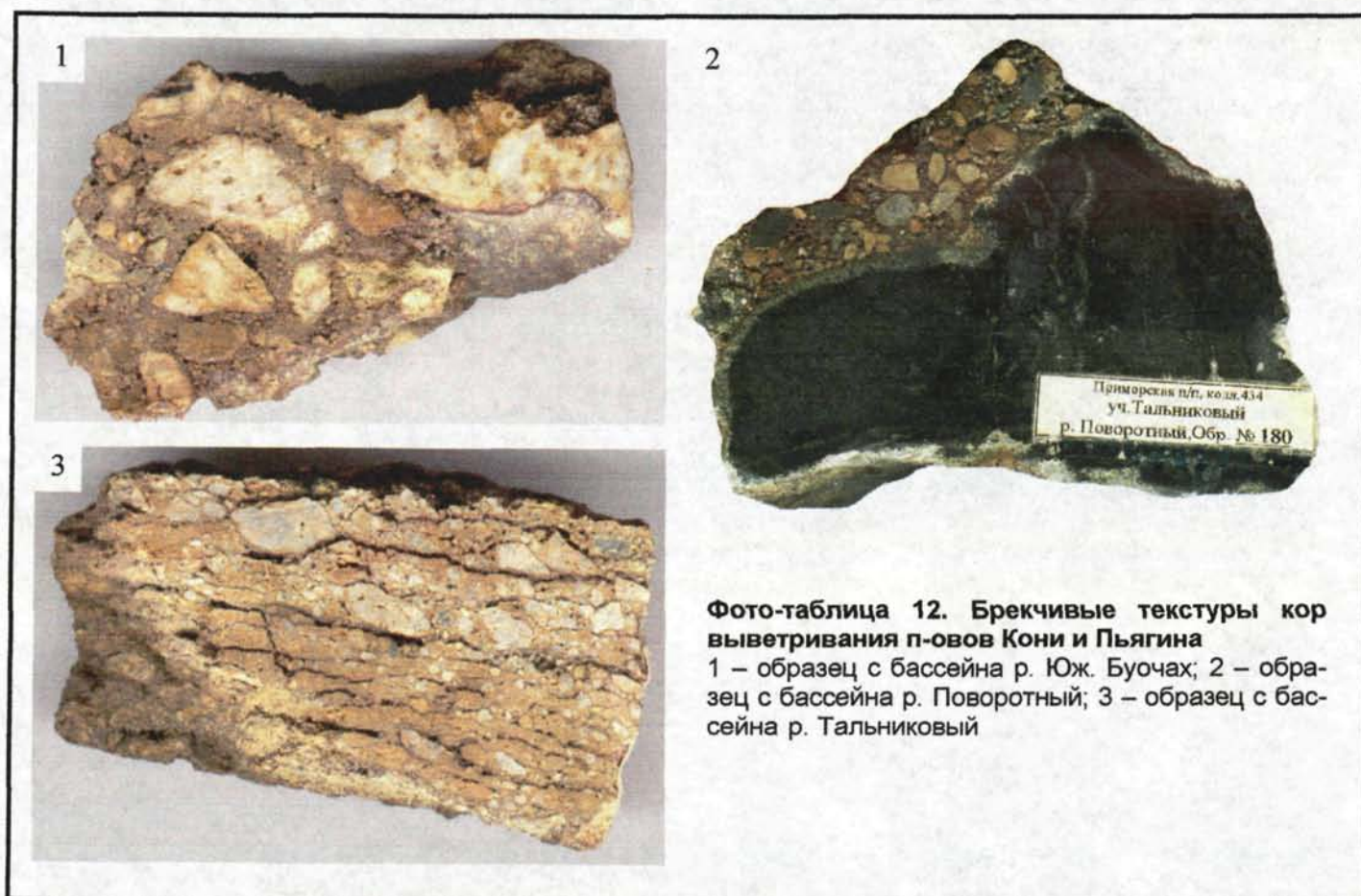


Фото-таблица 12. Брекчивые текстуры кор выветривания п-овов Кони и Пьягина

1 – образец с бассейна р. Юж. Буочах; 2 – образец с бассейна р. Поворотный; 3 – образец с бассейна р. Тальниковый

Положение кор выветривания, в береговых обнажениях показывает, что их образование завершилось до формирования террас первого и второго уровней. Таким образом, при врезке речных долин самородное золото из кор выветривания разнесено и отложено в террасах и косах. Т.е. коры выветривания, развитые на зонах сульфидизации в пределах п-овов Кони и Пьягина, могли служить одним из источников золота в россыпях.

2.5.2 РОССЫПИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

В 30-х годах прошлого столетия при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:1 000 000 и 500 000, район п-овов Кони и Пьягина был выделены в качестве перспективного на обнаружение промышленных россыпей золота. В последующие годы, при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000, было установлено шесть шлиховых ореолов распространения золота в пределах которых концентрируются различные по масштабам россыпи [Карпичев, 1964Ф; Скибин, 1979Ф; Юдин, 1969Ф; Юдина, 1976Ф] (характеристики самородного золота из всех шлиховых ореолов приведены в табл. 27). Наиболее богатые установлены в Накхатанджинском и Северо-Конинском шлиховых ореолах.

Таблица 27. Характеристика самородного золота из россыпей распространенных в шлиховых ореолах п-овов Кони и Пьягина (по данным: В. Н. Юдиной, 1976Ф; С. А. Шубина, 2003Ф).

Название шлихового ореола	Содержания Au	Размер Au, мм	Форма Au	Шлиховые ассоциации
Южно-Конинский (руч. Бургаули)	ед. знаки в 8 пробах из 20	первые доли	округло-неправильная, пластинчатая, дендритовидная	циркон, ильменит, кварц, очень редко киноварь и шеелит
Северо-Конинский (рр. Умара, Орохонджа, Калькутта)	ед. знаки в 17 пробах из 20, уч. «Луговой» – до 2 г/м ³	от долей до 1,4		
Сигланский (пойма р. Сиглан)	до 0,25 г/м ³	первые доли	тонкочешуйчатая, пластинчатая, редко дендритовидная	нет данных
Халанчиготальничный (рр. Халанчига, Тальниковый, Халанчиган)	Устойчивая знаковая золотоносность	0,3 – 0,8	комковидная	кварц, пирит, гематит, рутил, эпидит, корунд, андалузит, кордиерит, редко шеелит
Накхатанджинский (от бух. Шхиперовой до рр. Накхатанджа, и Конречан)	от 0,1 до 1,75 г/м ³ , максимум до 4,75 г/м ³	0,25 – 1	дендритовидная, палочковидная, реже уплощенная, пластинчатая, редко комковидной, крючковатой	циркон, гематит, касситерит, пирит, халькопирит, арсенипирит, киноварь, лимонит, магнетит
Северо-Пьягинский (руч. Иткликан, Торцион, Оглядка, Пронина)	от 1 до 4 зерен в 20 пробах из 119	0,05 – 0,2 до 3	пластинчатая	ильменит/магнетит (до 95 %), рутил, гранат, циркон, корунд, эпидот, гидрокислы Fe, редко шеелит

Накхатанджинский шлиховой ореол расположен в южной части одноименной неотектонической впадины (бассейны р. Первая, Вторая и Третья Шхиперовая, Навар, Конречан, Хрустальный, Накхатанджа, бухта Шхиперовая). Впадина выполнена рыхлыми континентальными отложениями плиоценового и чет-

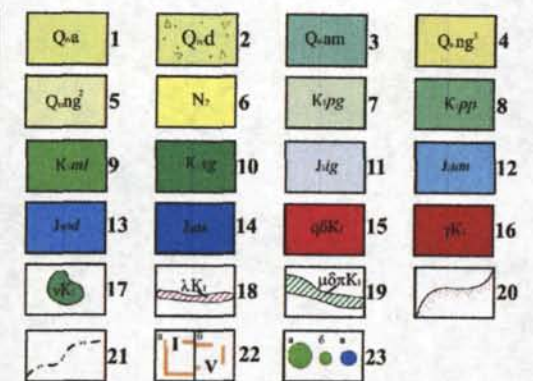
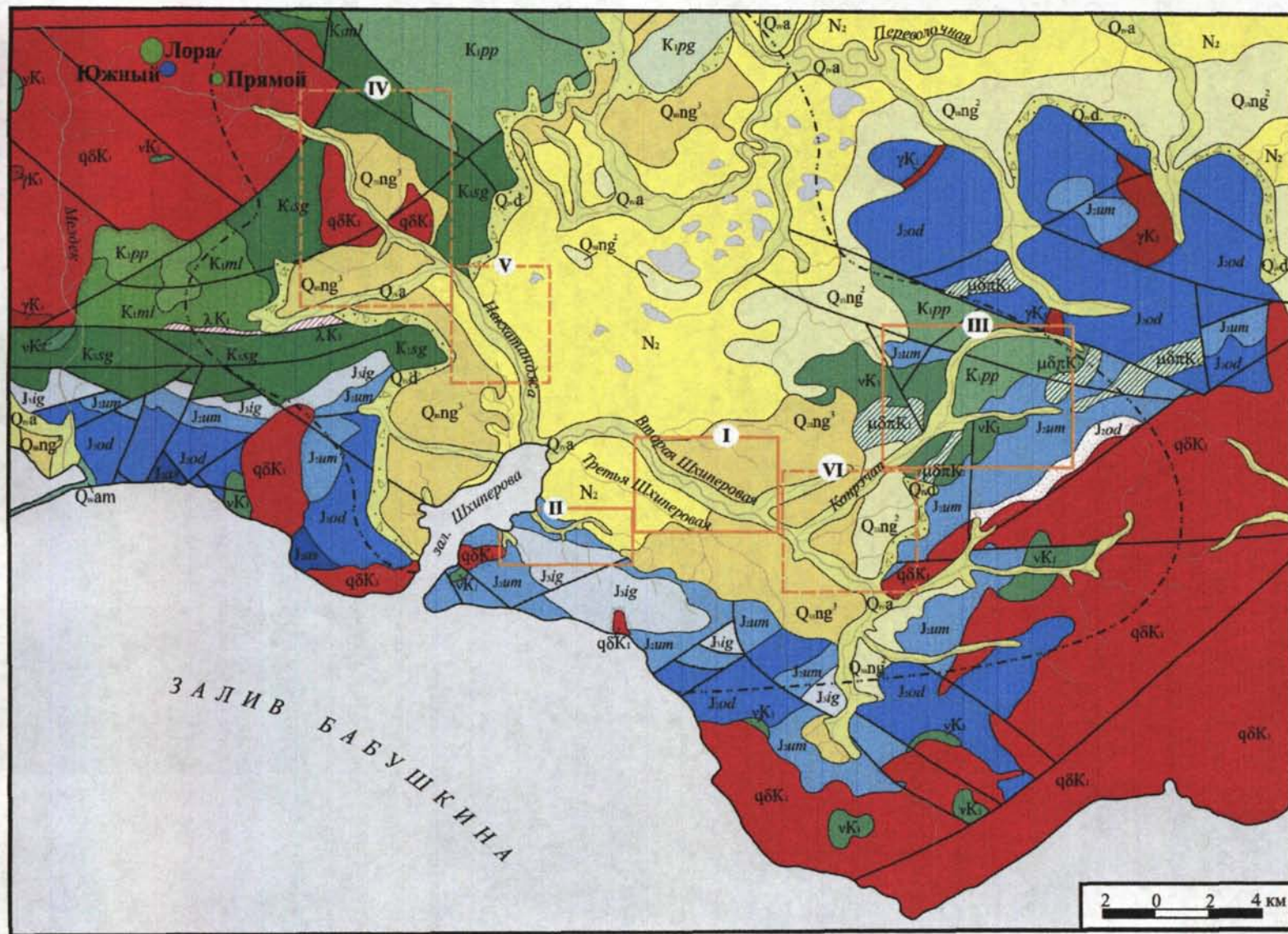


Рис. 36. Геологическая схема Накхатанджинского шлихового ореола.

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – современные делювиальные отложения; 3 – современные аллювиально-морские отложения; 4 – верхнечетвертичные нивально-гляциальные отложения эпохи каргинского межледникового; 5 – верхнечетвертичные нивально-гляциальные отложения зырянского оледенения; 6 – неогеновая система (пески, галечники, глины); 7 – 10 – меловая система: 7 – пьинская толща (лавы и туфы базальтов); 8 – поперечная толща (туфы андезитов и базальтов, алевролиты); 9 – мелководническая толща (конгломераты, алевролиты, песчаники); 10 – сигланская свита (базальты, андези-базальты, туфы основного и среднего состава); 11 – 14 – юрская система: 11 – иганджинская свита (песчаники, алевролиты); 12 – умаринская свита (песчаники, гравелиты, алевролиты); 13 – одянская свита (базальты, андезиты и их туфы); 14 – асатканская свита (песчаники, алевролиты); 15 – 17 – раннемеловой интрузивный комплекс: 15 – граниты; 16 – роговообманково-биотитовые гранодиориты, кварцевые диориты; 17 – габбро, габбродиориты; 18 – 19 – раннемеловые субвулканические тела: 18 – риолиты; 19 – диорит-порфириды; 20 – контактово-измененные породы; 21 – границы Накхатанджинского шлихового ореола; 22 – границы распространения: а – золотоносных россыпей пригодных к промышленной отработке (I – Шхиперовские, II – уч.Сигнал, III – Конрзчанские; б – золотоносных россыпей с малыми содержания полезного компонента (IV – верховья р. Накхатанджа, V – среднего течения р. Накхатанджа, VI – Конрзчано-Шхиперовские); 23 – месторождения и рудопроявления: а – Си-Мо-порфировое месторождение, б – Си-Мо-порфировое рудопроявление, в – Au-Te-VI рудопроявление.

вертикального возраста мощностью от 3–5 до 10–20 м, иногда до 90 м (рис. 36). Наиболее золотоносными являются верхнечетвертичные и современные отложения, наименее – плиоценовые. Россыпи и весовые содержания самородного золота встречены лишь на участке «Сигнал».

Участок «Сигнал»

Площадь участка порядка 8 км², включает в себя бассейны рек и ручьев Ханива, Бонгадыях, Озерный, Парус, Навар, Оброк, Сигнал (рис. 37). В 70-х годах, здесь были проведены разведочные работы, в результате которых запасы золота оценены как не превышающие 40–50 кг.

Таблица 28. Типоморфные особенности самородного золота участка «Сигнал»

Параметры		Ручьи в которых расположены россыпи золота участка Сигнал			
		Навар	Сигнал	Парус	Оброк
Морфология самородного Au	Размер	Средний – 0,5 мм			
	Форма	Палочковидные, дендритовидные сростки кристаллов, комковидная	Листовидное, дендритовидное, комковидное, монокристаллы	Листовидное, дендритовидное, комковидное	Уплотненно-комковидное, дендритовидное, уплотненное, монокристаллы
	Степень окатанности	Средняя и слабая	Высокой (35%), средней (45%) низкой (20%)	Средней (60%) слабой (40%)	Высокой (20%), средней (60%) низкой (20%)
Минеральные сростания		Кварцем, редко арсенипитом, галенитом и галеновисмутином	Кварцем, слюдой, лимонитом, галенитом	Кварцем, слюдой, лимонитом, галенитом, арсенипитом	Кварцем, слюдой, лимонитом, галенитом, блеклой рудой, арсенипитом
Шлиховая ассоциация (% тяжелой фракции)		Длиннопризматический бесцветный циркон (55), гематит (30), короткопризматический касситерит (3–5), пирит (3), халькопирит (3), арсенипит (1), киноварь (1), лимонит (2)			
Внутренняя структура		Полигонально-зернистая, пятнисто-гранулярная, монокристалльная, с простыми двойниками и линиями трансляции. Часто присутствуют высокопробные каймы.	Гипергенной грануляции, неяснозональная, полигонально-зернистая, 45% с гипергенными оболочками	Неяснозональная, 80% с гипергенными оболочками	Неяснозональная, 50% с гипергенными оболочками
Средняя проба в ‰ (рис. 38)		828	841	824	873

В геоморфологическом отношении участок представляет собой пологую равнину, слабо наклоненную на северо-запад и расчлененную долинами небольших водотоков, врез которых не превышает 7–8 м.

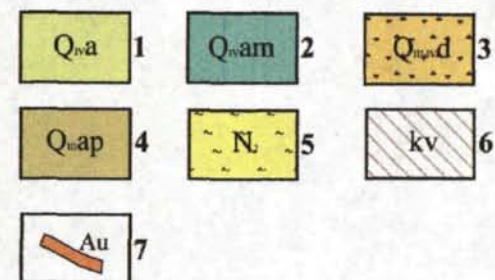
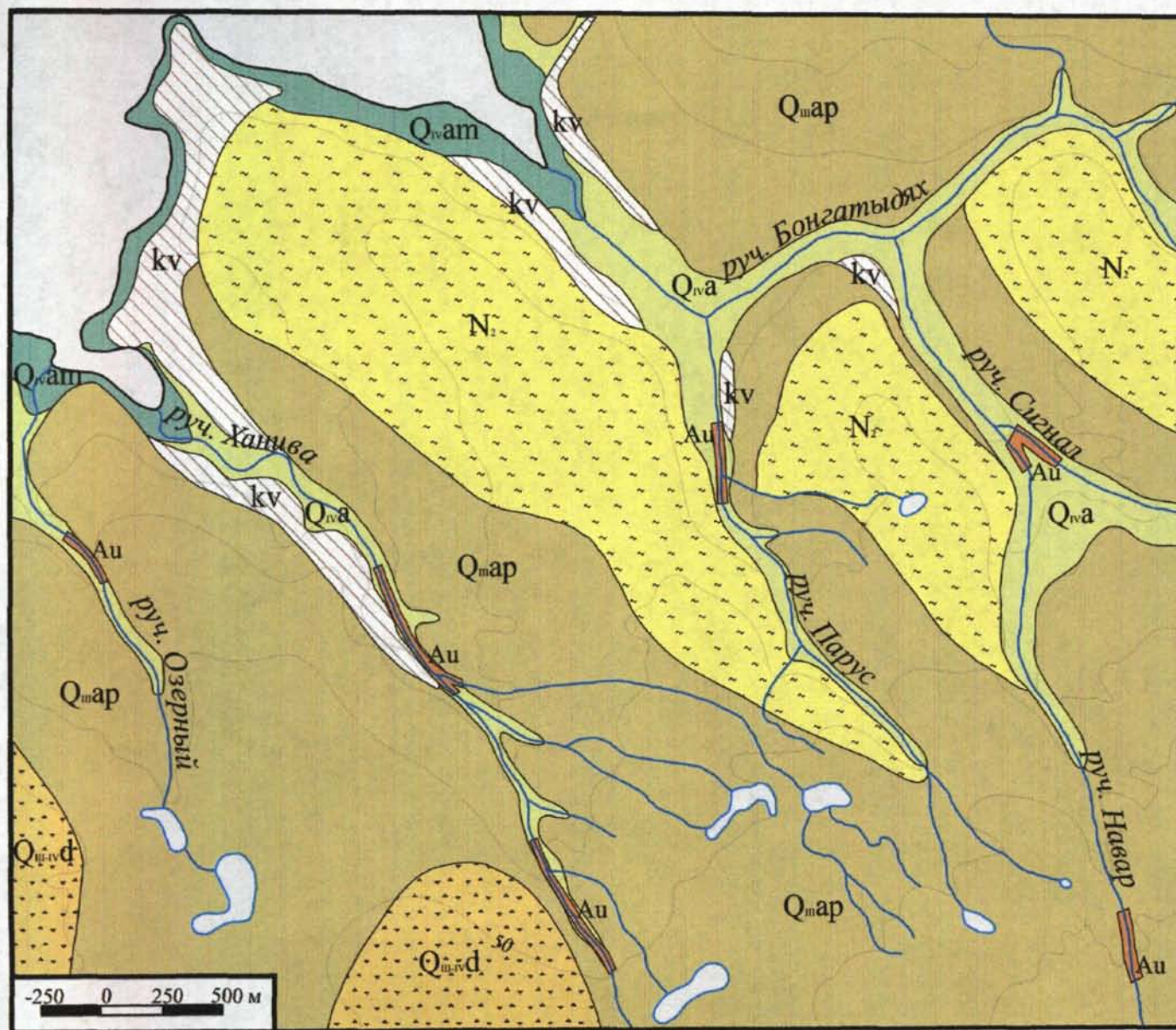


Рис. 37. Геологический план участка Сигнал

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – современные аллювиально-морские отложения; 3 – верхнечетвертичные-современные делювиальные отложения; 4 – верхнечетвертичные аллювиально-пролювиальные отложения; 5 – плиоценовые отложения; 6 – кора выветривания; 7 – промышленные россыпи золота.

В долинах водотоков обнажаются толщи вулканогенно-осадочных и осадочных отложений юрского возраста, по которым повсеместно развита площадная кора выветривания мощностью от первых метров до 30 м, перекрытая в свою очередь чехлом плиоценовых и четвертичных отложений, мощностью до 20–25 м. Россыпи участка «Сигнал» с промышленными содержаниями от 1,5 до 12,7 г/м³ локализованы в современных отложениях сложенных слоями плохо окатанного щебня, дресвы, с суглинистым и песчаным заполнителем, а также валунно-галечного материала. Типоморфные особенности самородного золота участка см. в табл. 28 и фото-табл. 13.

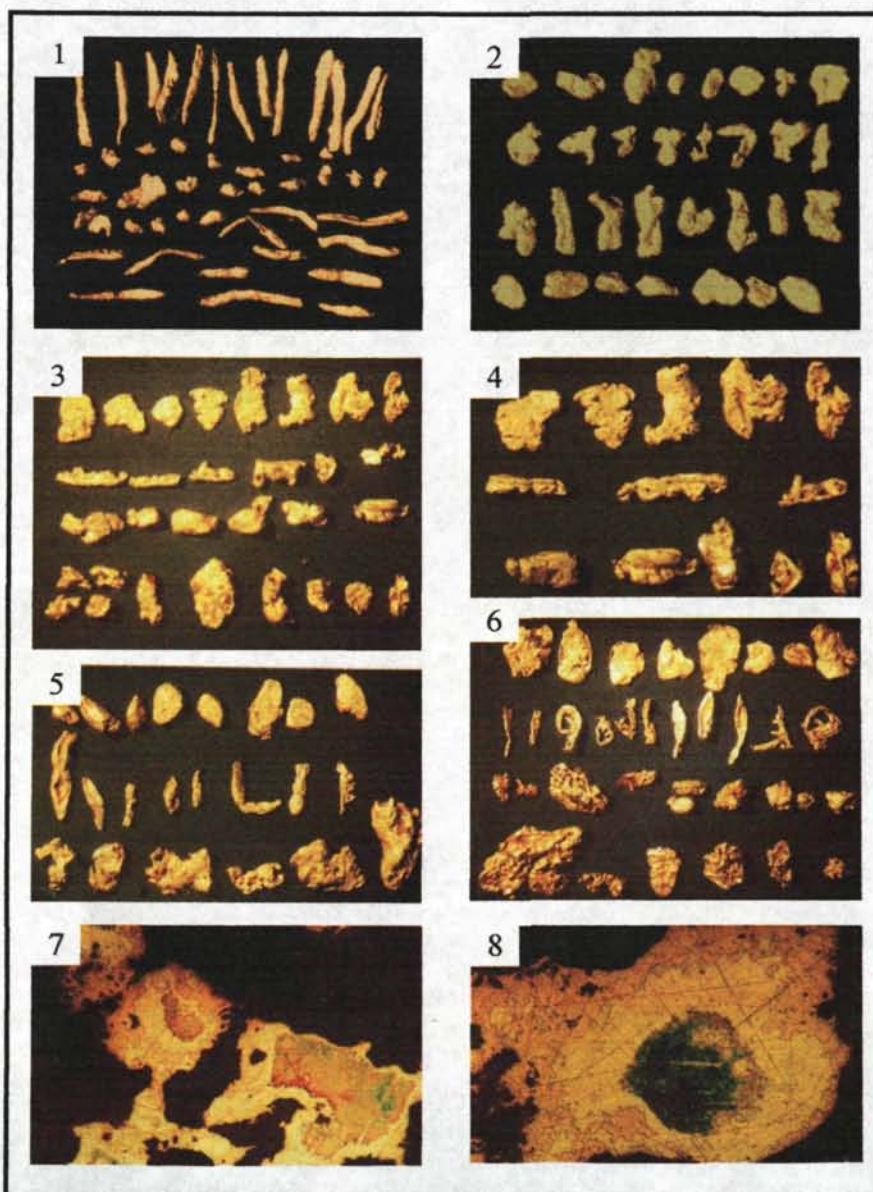


Фото-таблица 13. Типоморфные особенности и внутренняя структура самородного золота из россыпей участка «Сигнал»

1 – 2 – самородное золото из россыпи руч. Навар (ув. 20х): 1 – дендриты; 2 – пластинчато-листовидное, комковидное, монокристаллы; 3 – 4 – самородное золото из россыпи руч. Парус – пластинчато-листовидное, дендриты, комковидное и монокристаллы (фото 3 – ув. 20х, фото 4 – ув. 40х); 5 – самородное золото из россыпи руч. Оброк (ув. 20х) – объемные и расплюснутые монокристаллы, дендриты, уплощенно-комковидное; 6 – самородное золото из россыпи руч. Сигнал (ув. 20х) – пластинчато-листовидное, дендриты, комковидное и монокристаллы с налетами гидроокислов Fe; 7 – 8 – внутренняя структура самородного золота из россыпи руч. Парус, травление $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$: 7 – двойная гипергенная высокопробная оболочка на золоте средней пробы со значительным преобладанием внешней наиболее высокопробной (ув. 120х); 8 – двойная гипергенная высокопробная оболочка занимающая около 55 % от площади золотины (ув. 210х)

На поверхности крупных золотин хорошо сохраняются скульптуры роста, а так же слегка подвернутые лентовидные выступы, иногда отмечаются грубые налеты гидрогематита и пиролюзита. Спектр установленных в шлихе минералов отражает гетерогенность областей сноса и глубокую эрозию магматических пород содержащих циркон.

Самородное золото из россыпей участка «Сигнал» по морфологическим характеристикам разделяется на две группы.

↓ Первая – составляет порядка 85%. Преобладающая фракция – 0,5 мм, максимум – 3–4 мм. Его морфологической особенностью являются формы свободного роста – палочковидная, дендритовидная, монокристалльная (фото-табл. 13). Характерно, что в отличие от низкопробных дендритовидных золотин эпитермальных месторождений, это золото имеет исключительно высокие значения пробности (максимумы на гистограммах лежат в области 900–950‰), а разброс значений – в пределах от 900 до 1000‰ (рис. 38). На поверхности частиц золота повсеместно отмечаются бурые налёты гидроокислов железа. Палочковидные золотины при структурном травлении выявляют структуры простого двойникования по удлинению и отсутствие структур пластических деформаций. Таким образом, чистота состава («рафинированное» золото), формы свободного роста и налёты гидроокислов железа позволяют говорить о **гипергенной природе** описанного золота [Савва, Нехорошков, 1997; Savva, 2001; Николаева, 1979]. Предположительно в россыпи оно поставляется из зон окисления и вторичного сульфидного обогащения развитых над золото-сульфидно-кварцевыми рудами (палочковидное золото).

↓ Вторая – составляет порядка 15 %. Это золото – комковидное и пластинчатое отличается меньшими размерами (0,1–0,4 редко до 2 мм), образует срастания с кварц-турмалиновым агрегатом, пиритом, реже с халькопиритом, иногда содержит включения галенита. Для 5 % золота этой группы характерны структуры грануляции, полученные в результате термометаморфизма за счет наложенных процессов. Возможно оно поставляется в россыпь из золото-теллуридно-висмутовых рудных объектов, локализованных в полях грейзенов. Порядка 10 % обладает зональной структурой, при травлении $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{HCl}$ монтированных в аншлиф комковидных золотин, выявляет высокопробные гипергенные оболочки различной мощности, подвергшиеся гипергенной рекристаллизации и обладающие высоким разбросом значений пробности (700–900‰).

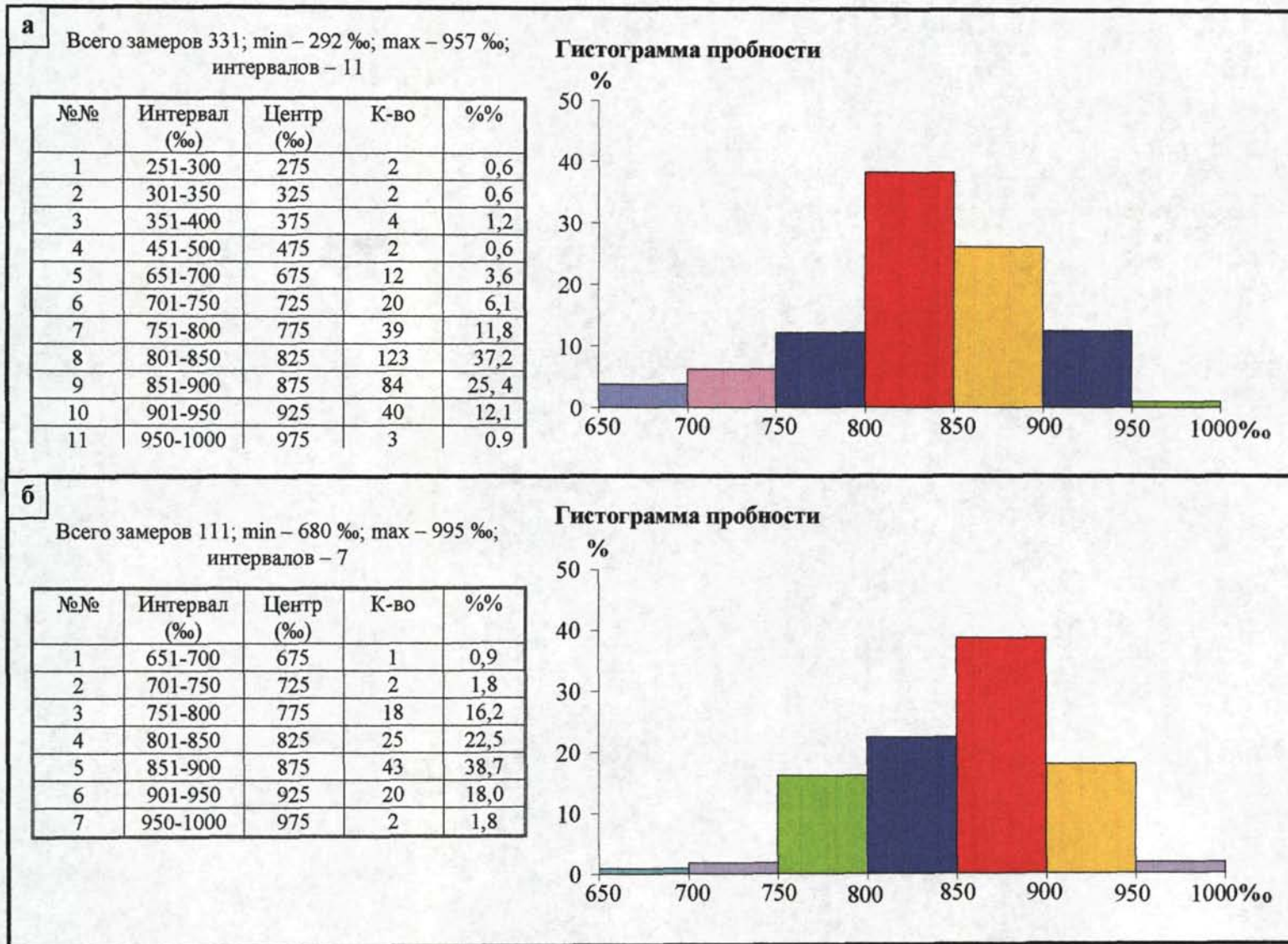


Рис. 38. Гистограммы распределения пробности самородного золота из россыпей участка Сигнал: а – из россыпи руч. Навар; б – из россыпей руч. Парус, Сигнал, Оброк.

Приведенные типоморфные особенности самородного золота позволяет соотнести его с золотом из эпитермальных золото-серебряных руд.

По дальности сноса источники самородного золота в россыпи представлены следующими типами: 1) дальнего сноса, и/или из промежуточного коллектора расположенного под большим слоем рыхлых отложений – сильно уплощенное, листовидное золото с линиями трансляции; 2) небольшой дальности сноса, или длительного пребывания в аллювиальных условиях, возможно, что современные водотоки дренируют зоны окисления руд, находящиеся в плотике – комковидное золото в «рубашках» гидроксидов Fe и с гипергенными каймами; 3) наименьшей дальности сноса, недавно высвободившееся – монокристаллы и дендритовидное золото, без высокопробных оболочек.

Результаты исследования самородного золота участка Сигнал, данные о золотоносности рр. Вторая и Третья Шхиперова и руч. Конрэчан (содержание золота в шлихе до $4,5 \text{ г/м}^3$), в совокупности с морфоструктурным анализом территории, позволяют предположить, что поступление самородного золота в ручьи расположенные с правой стороны Накхатанджинской впадины, осуществлялось(ся) из полей грейзеназации и метасоматических изменений экзоконтакта массива Кекурный и вмещающих его толщ юрской системы. Не исключено, наличие палеоводотока северо-восточного направления (примерно 65°) существовавшего в период формирования впадины, что дает надежду на выявление в дельте предполагаемого палеоводотока пляжевой россыпи.

Северо-Конинский шлиховой ореол расположен в северной части п-ова Кони, ограничен рр. Умара, Орохолинджа и Калькутта (рис. 39). Долины этих рек выполнены рыхлыми континентальными отложениями четвертичного возраста мощностью от 2 м. Наиболее перспективная россыпь была установлена в приустьевой части руч. Луговой – левого притока р. Калькуты.

Участок «Луговой»

Здесь в 1983 г. под руководством В. Д. Юдина, были проведены детальные поисковые и разведочные работы [Юдина, 1976Ф]. В пределах участка (рис.39) распространены пропилитизированные и ороговикованные базальты и их туфы среднеюрского возраста (J_2od) повсеместно пронизанные сантиметровыми прожилками и гнездами кварцевого, кварц-эпидотового и кварц-хлоритового состава.

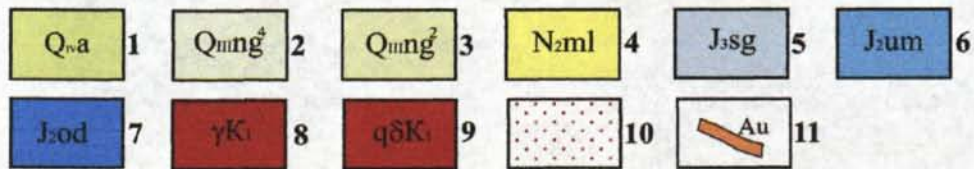
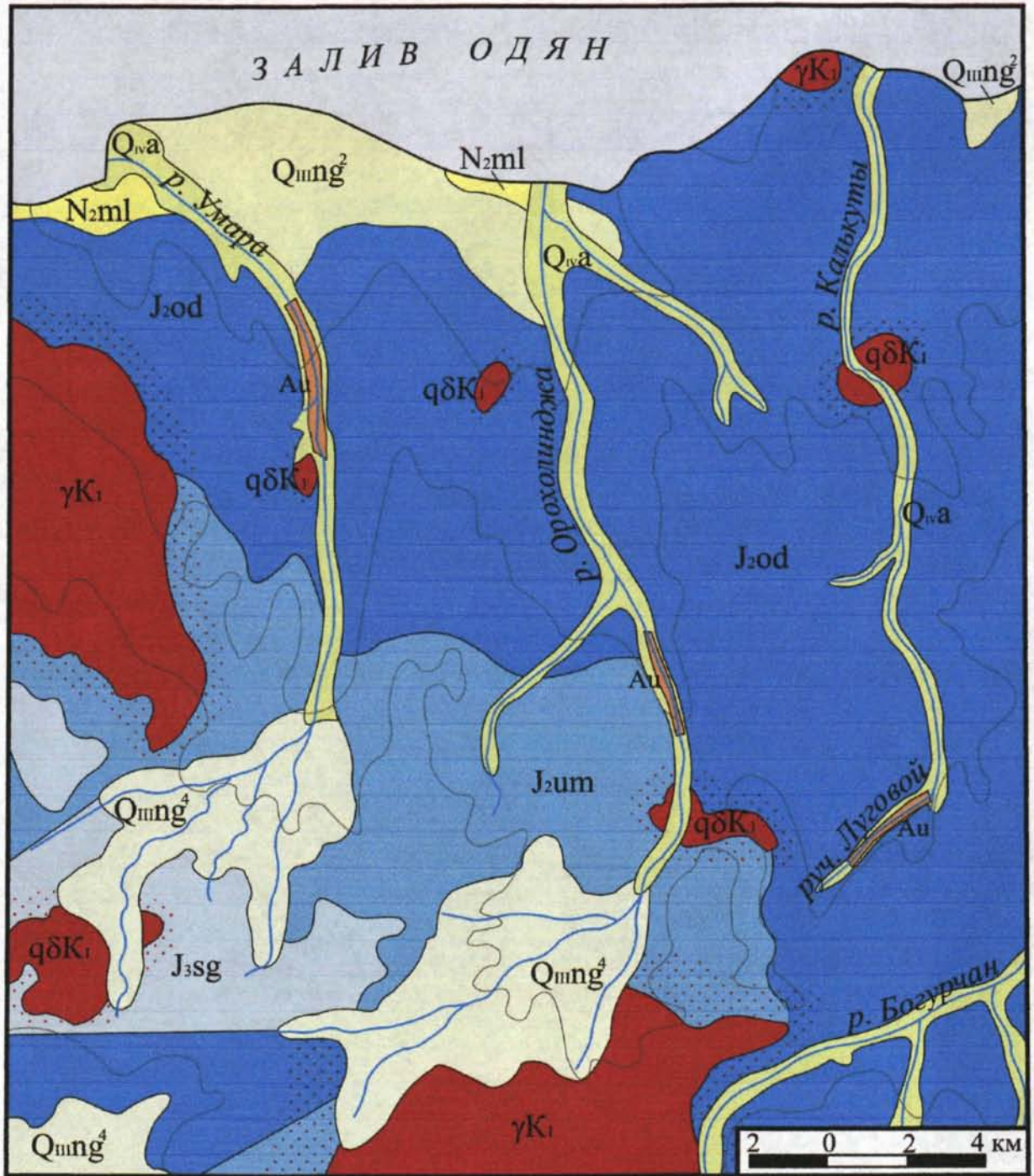


Рис. 39. Геологическая схема Северо-Конинского шлихового ореола

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – верхнечетвертичные нивально-гляциальные отложения второй стадии последнего оледенения; 3 – верхнечетвертичные нивально-гляциальные отложения первой стадии последнего оледенения; 4 – неогеновая система, мелководненская свита (конгломераты, песчаники); 5 – 7 – юрская система: 5 – сигланская свита (базальты, андезибазальты, андезиты); 6 – умаринская свита (туфы андезитов, туффиты, туфопесчанники); 7 – одянская свита (базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы); 8 – 9 – раннемеловой интрузивный комплекс: 8 – граниты; 9 – роговообманково-биотитовые гранодиориты, кварцевые диориты; 10 – контактово-измененные породы; 11 – промышленные россыпи золота.

На юрских породах залегают рыхлые, четвертичные образования, мощность 0,5–15 м, представленные галечниками с глиной, песком и валунами коренных пород.

Таблица 29. Типоморфные особенности самородного золота участка Луговой (по данным В. Н. Юдина, 1976Ф)

Морфология самородного Au	Размер	Крупнее 2 мм – 50%, 2-1 мм – 35%, 1-0,5 – 12,8%, 0,5-0,1 – 1,7%
	Форма	Палочковидные, проволочковидные, эллипсоидные, колосовидные, комковидные, чешуйчатые, пластинчатые, часто с бугристой поверхностью
	Степень окатанности	Хорошая и средняя
Минеральные сростания		Кварц, редко галенит и сфалерит
Средняя пробытность в ‰		800
Микропримеси, %		Cu – 0,026, Pb – 0,005, Fe – 0,0025

В пределах участка знаковая золотоносность отмечается в террасах всех уровней, а в пойме установлен шлиховой поток протяженностью около километра, интенсивностью 1 г/т. Наиболее богатый пласт располагается в приплотиковой террасе. Его ширина 12 м., протяженность порядка 300–400 м, средняя мощность 0,6 м., содержание золота составляет 16,55 г/м³, типоморфные особенности самородного золота из руч. Луговой указаны в табл. 29 и фото-табл. 14.

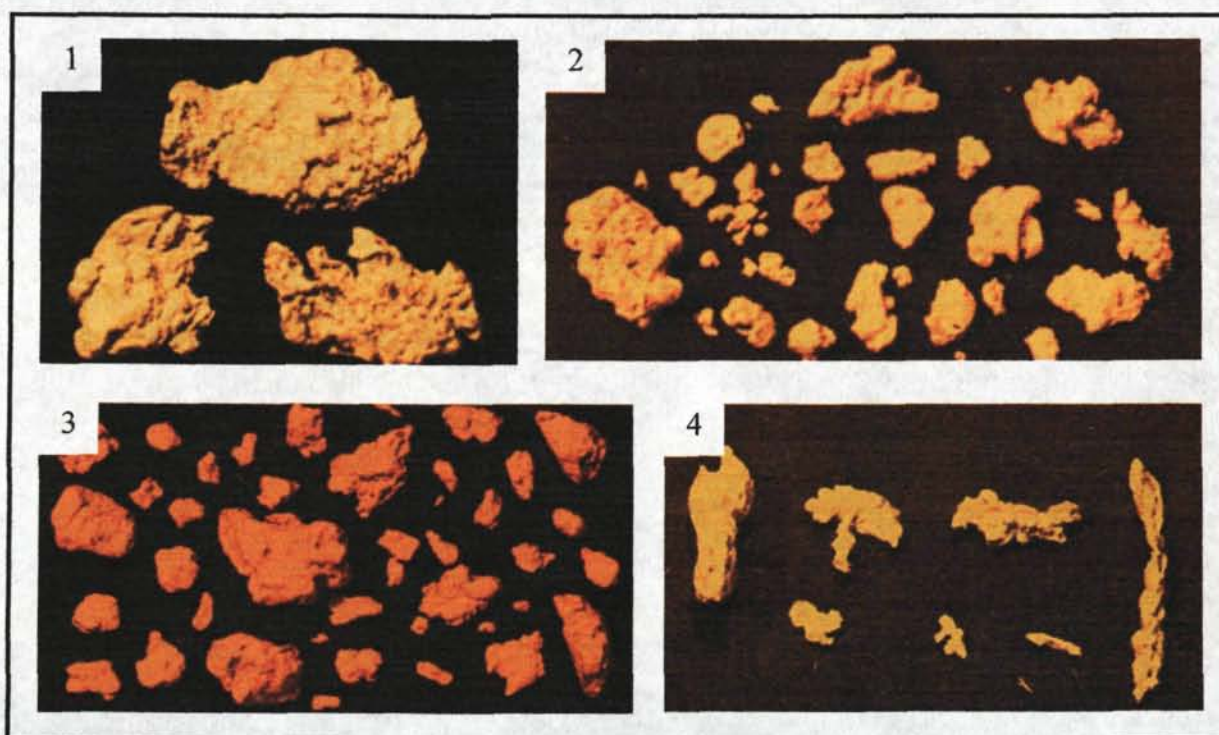


Фото-таблица 14. Типоморфные особенности самородного золота из россыпи руч. Луговой (по данным В. Н. Юдина, 1976Ф)

1 – знаки самородного золота плохой окатанности, комковидное и пластинчато-листовидное (ув. 20х); 2 – самородное золото рудного облика (ув. 20х); 3 – самородное золото хорошей и средней окатанности, комковидное и пластинчато-листовидное (ув. 20х); 4 – дендриты (колосоподобные), монокристаллы, (ув. 40х).

Таблица 30. Типоморфные особенности самородного золота из руд выделенных минеральных типов золотого оруденения Кони-Пьягинской металлогенической зоны

Этап	Допорфировый			Синпорфировый	Постпорфировый	Гипергенный	
	Аu-сульфидный	Аu-Те-Vi	Аu-Ag	Си-Мо-порфировый золотоносный	Аu-Ag	Золотоносные коры выветривания	Россыпи самородного Au
Тип руд							
Размещение	в интерстициях и в виде каплевидных включений в кварце, пирите	в пустотах выщелачивания и межзерновых пространствах кварца	в виде каплевидных включений в кварце	в виде каплевидных включений в пирите	в пустотах выщелачивания, трещинах катаклаза, межзерновых пространствах кварца	в рыхлом цементирующем материале	в четвертичных аллювиальных образованиях
Минеральные ассоциации	с кварцем, гидроксидами железа, хлоритом, слюдой, пиритом и галенитом	с гидроксидами железа и мусковитом	с кварцем	с пиритом, халькопиритом, гидроксидами железа и гипергенными минералами меди	с гидроксидами железа, гипергенными минералами меди, блеклой рудой, акантитом, халькопиритом, кварцем	с гидроксидами железа	с гидроксидами железа; минералы-спутники в россыпях – магнетит, циркон, пирит
Размер, мм	0,02–1,5	0,01–0,8	менее 0,07	менее 0,1	0,08–3	до 1	0,5
Форма	ксеноморфно, несет черты стесненного роста; редко пленочные выделения	каплевидная	ксеноморфные и хлопьевидные частицы	каплевидная	удлиненные, уплощенные и комковидные агрегаты, монокристаллы кубоктаэдрического габитуса, пленочные и хлопьевидные обособления	крючковатое, удлиненное	палочковидная, дендритовидная, монокристалльная
Внутренняя структура	мелкая полигонально-зернистая с полисинтетическими двойниками	полигонально-зернистая и гранулированная			монозернистая, с высокопробными каймами, редко слабо гранулированная, зональная и пятнистая		простое двойникование по удлинению и отсутствие структур пластических деформаций
Пробность, ‰	850-900	850–860	700-750		800–850	850-900	850-950 (1000)
N, шт	40	20, 2**	3		206	4	442

** - по данным рентгеноспектрального анализа

Типоморфные особенности самородного золота участка «Луговой» позволяют говорить о его небольшой дальности сноса, возможно, что современный водоток дренирует зону окисления руд, на что указывает наличие среди зерен золота форм свободного роста.

Выводы:

Рассмотренные выше, два наиболее перспективных и изученных участка россыпей самородного золота, конечно не в полной мере характеризуют россыпную золотоносность п-овов Кони и Пьягина, но тем не менее проведенные исследования самородного золота позволили сделать вывод о гетерогенности коренных источников, поставляющих золото в россыпи, при этом типоморфные признаки самородного золота россыпей в совокупности отражают все выявленные нами типы коренной золоторудной минерализации (табл. 30). Самородное золото из Au-Te-Bi и Au-сульфидных коренных источников сохраняет присущую ему структуру грануляции, полученную в результате термометаморфизма за счет наложенных процессов, а из Au-Ag источников имеет зональную структуру и высокий разброс значений пробности.

ГЛАВА 3

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СООТНОШЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

На основании изучения геолого-хронологической последовательности магматических событий и пространственно-временных отношений минеральных парагенезисов создана принципиальная геолого-генетическая модель.

По изотопным датировкам в сочетании с геологическими данными выделяются три крупных периода, в которых на п-овах Кони и Пьягина происходили различные геологические процессы, сформировавшие облик исследуемой территории:

Первый до 160 млн. лет назад – в это время в мелководных условиях шло накопление продуктов вулканизма, формировалась Кони-Тайгоноская система, предположительно в этот промежуток времени образовывались колчеданные залежи (наличие которых подтверждают находки их ксенолитов);

Второй от 160 до 140 млн.лет – ознаменовался тектоно-магматической активизацией и орогенезом (внедрением Старицкого габбро-плагиогранит-гранитного комплекса, заложением Кони-Пьягинского глубинного разлома и систем тектонических нарушений меридионального и субширотного простирания).

Третий начался со 140 млн.лет и продолжился вплоть до 65 млн.лет. В этот период в Кони-Пьягинской металлогенической зоне происходили активные магматические и рудообразующие процессы, изучив которые по геологическим взаимоотношениям и минеральным парагенезисам автор и научный руководитель данной работы установили [Колова, Савва, 2006, 2008]:

Формирование золотого оруденения в вещественном и пространственно-временном отношении проходило последовательно и тесно сопряжено с тремя этапами развития Средненской медно-молибден-порфировой системы, и по отношению к третьему – порфировому этапу, может рассматриваться как допорфировое, синпорфировое и постпорфировое.

I этап – внедрение интрузий диоритов ранней фазы (рис. 40 А), которое сопровождалось контактовым и автометасоматозом, а возможно и гидротермальной деятельностью.

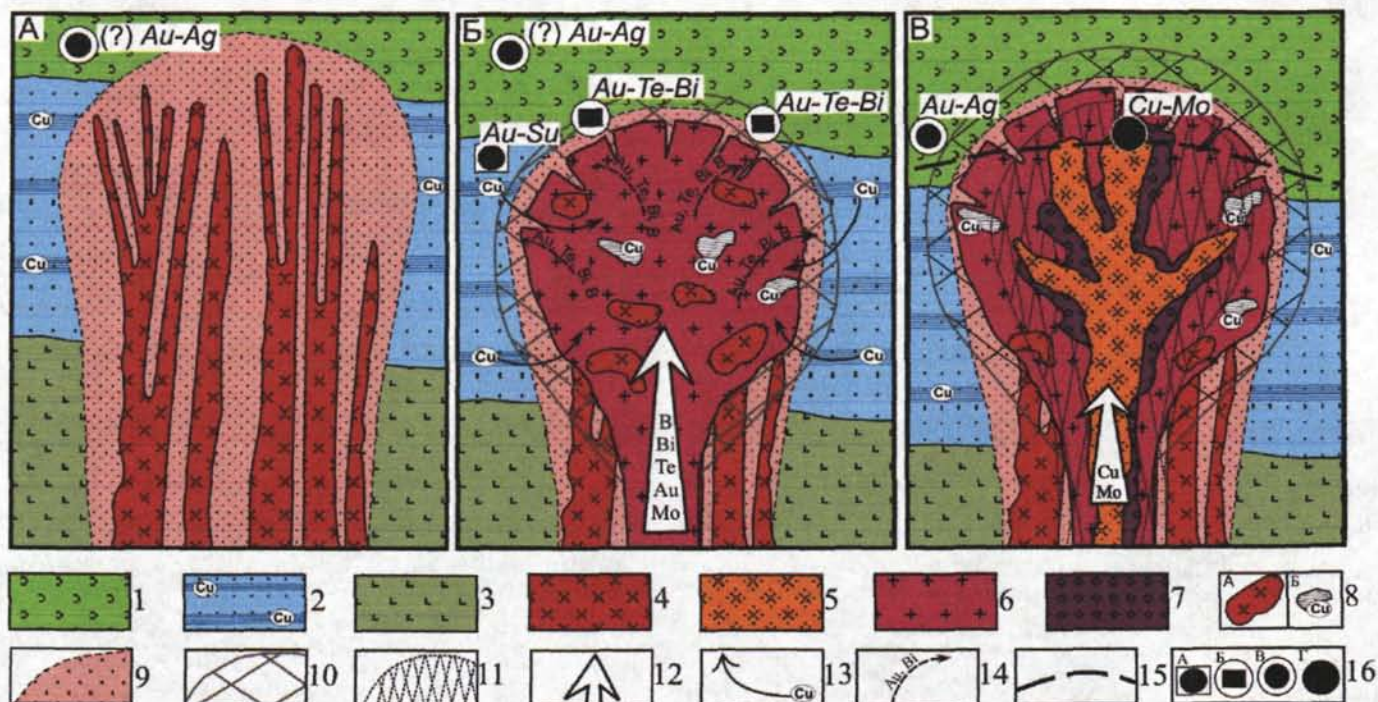


Рис. 40. Идеализированная модель формирования Cu-Мо-порфировой системы Средненского массива. по стадиям: А – внедрение диоритов ранней фазы; Б – формирование гранитоидного плутона; В – внедрение гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров заключительной фазы.

1 – вулканогенно-осадочные образования ОЧВП (K_{1-2}); 2 – осадочно-вулканогенные образования Тайгонской геосинклинальной зоны (I_1) с Cu-колчеданными залежами; 3 – островодужные базальты; 4 – диориты ранней фазы; 5 – гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры заключительной фазы; 6 – гранодиориты (Средненский магматогенный свод); 7 – эруптивные брекчи; 8 – ксенолиты: А – диоритов ранней фазы; Б – Cu-колчеданного материала; 9 – 11 – продукты метасоматического изменения и штокверкообразования по стадиям: 9 – окварцевание; 10 – грейзенизация, турмалинизация, сульфидизация; 11 – эпидотизация, калишпатизация, биотитизация, хлоритизация; 12 – 14 – направления миграции рудообразующих растворов: 12 – магматогенных; 13 – активизированных метеорных; 14 – смешанных; 15 – современный эрозионный срез.

В диоритах развита убогая рудная минерализация (тонкая рассеянная пиритизация). В гранитоидах Средненского батолита диориты ранней фазы обнаруживаются в виде многочисленных ксенолитов размером от 5 см до 1,5 м, а на удаленных от него участках иногда имеют самостоятельное площадное развитие.

Со становлением тел ранних диоритов мы связываем время формирования золото-серебряной минерализации рудопроявления Горелый. Возможно, оно связано и со становлением гранодиоритов средней фазы, а так как этот объект находится на значительном удалении от Средненской Cu-Мо-порфировой системы, то допустимо, что он имеет отношение к другому очагу вулканоплутонической деятельности. Тем не менее, по отношению к главной порфировой фазе, несущей медное и молибденовое оруденение, Au-Ag оруденение рудопроявления Горелый рассматриваться нами как *допорфировое*, на это указывают и геохимические

данные – Au и Ag соотносятся с Bi, а не с Cu, как мы видим на постпорфировом рудопроявлении Крутой.

II этап – внедрение интрузии гранодиорит-тоналитового состава, с постепенным подъемом и кристаллизацией Среднинского плутона (рис. 40 Б). В этот период осуществлялись:

- автометасоматоз – альбитизация, окварцевание, гидрослюдизация, пиритизация; *грейзенизация* – формирование мощной – 300–800 м оболочки существенно турмалиновых грейзенов вокруг интрузива и заполнение ими радиальных и концентрических трещин купольной структуры; вкрапленная магнетитовая и пиритовая минерализация (количество магнетита в гранодиоритах достигает 1–3%, пирита до 5%);
- привнос В, Bi, Au, Ag, Te;
- формирование в зонах грейзенизации золотого оруденения Au-Te-Bi типа (рудопроявления Южный, Рыжик). По отношению к главной порфировой фазе Средненской Cu-Mo-порфировой системы Au-Te-Bi минерализация является **допорфировой**, на что указывает: 1) локализация оруденения в грейзенах; 2) отчетливо проявленный наложенный характер медной минерализации на все ранние рудные образования (цементация катаклазированных зерен пирита халькопиритом); 3) интенсивная грануляция самородного золота.
- формирование в обрамлении интрузива вкрапленного золотого оруденения Au-сульфидного типа, (рудопроявление Гурон и зоны сульфидизации). Оно рассматривается нами как **допорфировое**, на что указывают: 1) тесная парагенетическая связь самородного золота с пиритом; 2) устойчивое преобладание пиритовой минерализации над халькопиритовой; 3) наложенный характер последней.

III этап – порфировый – внедрение кварцевых диорит-порфиритов завершающей фазы и эруптивных брекчий (рис. 40 В). С этим этапом связаны:

- автометасоматоз вмещающих пород – биотитизация, эпидотизация, хлоритизация, калишпатизация, сульфидизация;
- мощный привнос Cu и Mo и формирование Cu-Mo-порфировых руд месторождения Лора с **синпорфировой** золотой минерализацией, на что указывает: 1) прямая зависимость содержания золота от количества халькопирита и интенсивности хлоритизации руд; 2) установленный в Cu-Mo-порфировых рудах парагенезис самородного Au с пиритом;

- формирование Au-Ag рудопроявления Крутой жильно-прожилкового типа. По структурно-геологическим и минералогическим признакам мы предполагаем **постпорфировое** время его образования. Об этом свидетельствуют: 1) пересечение золотоносными кварцевыми жилами тел кварцевых диорит-порфиров поздней фазы; 2) будинирование и цементирование существенно медных руд золотоносным кварцем; 3) отсутствие колломорфно-полосчатых текстур, свойственных многим эпитермальным Au-Ag месторождениям, но характерно для эпитермального Au-Ag оруденения, являющегося элементом зональности медно-порфировых систем; 4) эпидот-хлоритовые метасоматические изменения, сопутствующие также продуктивному на медь порфировому этапу месторождения Лора; 5) коррелируемость Au с Ag, Cu, (Bi); 6) широкий спектр минералов Cu; 7) отсутствие признаков наложения медной минерализации; 8) отсутствие турмалинизации.
- обогащение S, Cu, Mo, Au, Ag – рудных объектов и зон динамотермального метаморфизма;
- наложение Cu-Mo-минерализации на Au-Te-Bi, Au-Ag и Au-сульфидную (Рыжик, Южный, Гурон).

Второй этап – гиппергенный. В этот период, формировались зоны окисления руд и их вторичного обогащения в которых наряду с окислением сульфидов, произошло высвобождение самородных Au и Ag из руд и концентрация их в зонах вторичного обогащения, а так же образование Au-Ag сульфидов и акантита. В этот же этап образовались известные на п-овах Кони и Пьягина россыпи самородного Au.

Таким образом, установлено, что цепь событий рудогенеза происходила в следующем порядке (рис. 41): **допорфировое оруденение** – Au-Ag (Горелый), Au-Te-Bi (Рыжик, Южный), Au-сульфидное (Гурон), золотоносные зоны сульфидизации → **синпорфировое** – золотосодержащее Cu-Mo-порфировое (Лора, Прямой) → **постпорфировое** – Au-Ag (Крутой), → гиппергенное обогащение Cu, Au, Ag, при чем каждый из выделенных этапов минералообразования связан с разными фазами магаданского интрузивного комплекса. Выделенные типы золотой минерализации относятся: допорфировое оруденение – золото-серебряного типа к золото-серебряной рудной формации, золото-сульфидного типа к золото-сульфидно-кварцевой формации, золото-теллуридно-висмутового типа к золото-теллуридно-висмутовой формации; синпорфировое – золотоносного медно-

молибден-порфирирового типа к медно-молибденовой формации; постпорфировое – золото-серебряного типа к золото-серебряной рудной формации медно-порфирирового ряда.

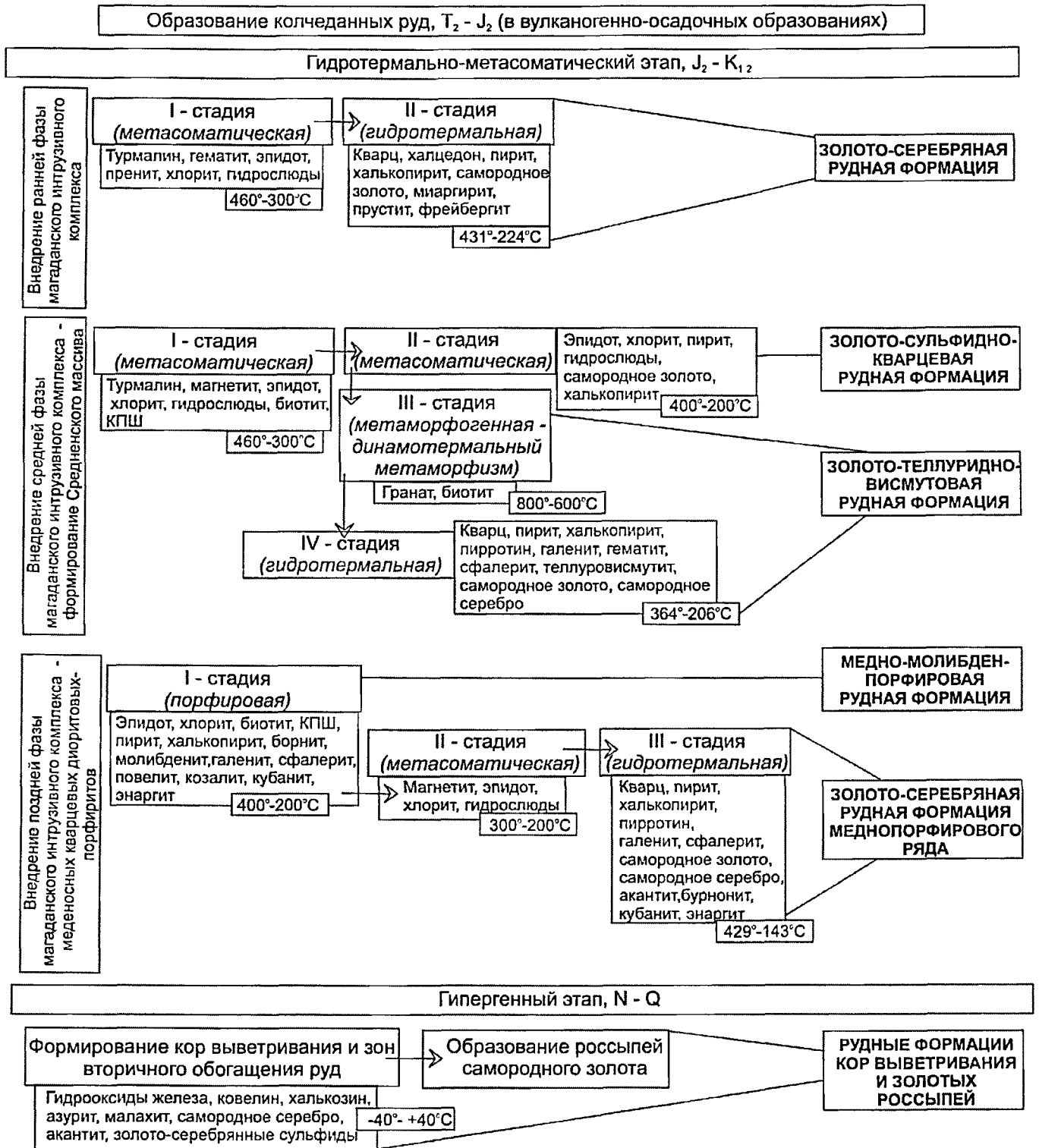


Рис. 41. Рудноформационные связи золотой минерализации с Cu-Mo-порфировой.

Для всех рассматриваемых в этой работе рудопоявлений отмечаются: 1) четкая пространственная связь с порфировыми интрузиями гранитоидного состава; 2) смена зон метасоматитов: биотит-калишпатовая – кварц-серицитовая (с турмалином); 3) прожилково-вкрапленный характер минерализации; 4) отсутствие на Au-Ag рудопоявлениях расположенных зонально относительно Cu-Mo-порфировой интрузии, текстурных признаков эпитермального оруденения; 5) характерный для Cu-Mo-порфировой системы набор главных рудных минералов (пирит, халькопирит, магнетит); 6) повышенные как в рудах, так и вмещающих породах содержания Cu, Mo и Bi.

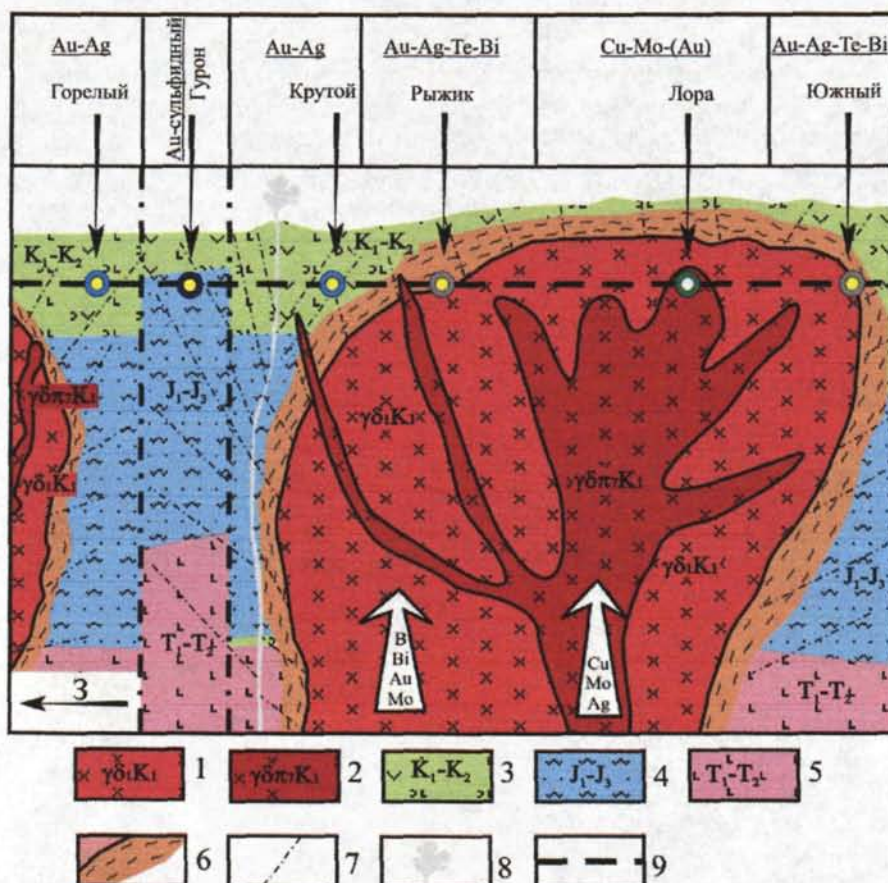


Рис. 42. Модель формирования оруденения п-вов Кони и Пьягина

1 – 2 – раннемеловые гранитоиды Средненского массива: 1 – граниты, кварцевые диориты первой фазы внедрения; 2 – кварцевые диориты седьмой фазы внедрения (меденосные); 3 – меловые вулканогенно-осадочные образования среднего и основного состава; 4 – юрские осадочные образования Тайгонской геосинклинальной зоны с Cu-колчеданными залежами; 5 – триасовые островодужные базальты; 6 – зона метасоматических и динамотермальных изменений вмещающих пород (грейзенизация, турмалинизация, рассланцевание); 7 – тектонические нарушения различной кинематики; 8 – направление миграции магматогенных рудообразующих растворов; 9 – вулканическое жерло; 10 – уровень современного эрозионного среза.

В целом, можно сказать, что в пространственном размещении золотой минерализации и формировании ее минералого-геохимических особенностей большую роль играл Средненский массив (рис. 42).

ГЛАВА 4

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ ПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КОНИ-ПЬЯГИНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Для успешного прогнозирования рудных полей, районов и месторождений необходимо использование широкого комплекса критериев. На данный момент геологическая изученность недр Магаданской области позволила сформулировать поисковые признаки для многих рудных районов и месторождений. Рудные объекты Кони-Пьягинской металлогенической зоны долгое время считались незначительными для промышленного освоения. А многолетнее ориентирование геологических изысканий в Магаданской области на поиск и разведку крупных Au-содержащих эпитермальных месторождений не лучшим образом отразилось на истории геологического изучения рудопоявлений и месторождений Кони-Пьягинской металлогенической зоны обладающей Cu-Mo геохимической специализацией. В результате поисковые признаки для них не были определены в полном объеме. Значительный рост цен на цветные и благородные металлы на мировых минерально-сырьевых рынках, широкое внедрение в промышленность новых технологий извлечения металлов из руд, а так же истощение мировой минерально-сырьевой базы, в последние годы делают геологические изыскания разного уровня все более и более привлекательными для инвестиций. Все чаще в число наиболее перспективных выдвигаются рудные объекты с относительно низкими концентрациями полезных компонентов, преимущественно вкрапленного типа. В Кони-Пьягинской металлогенической зоне установлены присутствие проявлений медно-молибденовой прожилково-вкрапленной минерализации, а также выявлен ряд рудопоявлений золото-телуридно-висмутового, золото-сульфидного и золото-серебряного типов. В данное время все выявленные рудопоявления в той или иной степени изучены. По совокупности имеющихся данных, изложенный в предыдущих главах, возможно определить ряд поисковых признаков для золотого и медно-порфирового (принципиально золотоносного) оруденения, которые существенно облегчают прогнозирование месторождений. Автором и его научным руководителем Н. Е. Савва, был проведен минералогический анализ руд многих объектов п-вов Кони и Пьягина [Колова, Савва, 2004а, 2004б, 2005, 2006, 2008; Колова, Шубин, 2006; Савва, Колова, 2005; Савва, 2001а, 2001б, 2003а, 2003б,

2003Ф, 2005; Сидоров и др., 2006; Волков и др., 2006], в совокупности с имеющимися геологическими данными о них [Белый, Федошин, 1985; Воробьев, 1985, 1988; Скибин, 1980, 1982, 1988а, 1988б; Умитбаев, 1986], возможно определить ряд структурно-тектонических, литологических и минералого-геохимических поисковых признаков для золотого и золотоносного медно-молибден-порфирового оруденения Кони-Пьягинской металлогенической зоны [Колова, 2008].

1. Структурно-тектонические. Основная металлогеническая роль в формировании рудных объектов в пределах п-овов Кони и Пьягина принадлежит Среднинскому магматогенному своду (к внешней зоне свода приурочены 12 рудопроявлений золота, меди и большинство пунктов минерализации, россыпи золота, большое количество шлиховых ореолов золота и геохимических потоков и ореолов золота, серебра, меди, молибдена и цинка). Большую рудоконтролирующую роль играет разломная тектоника [Колова, 2005]. Очагами разгрузки гидротерм в данном случае служат места пересечения разломов северо-западного и меридионального направления, редко северо-восточного. К ним приурочены: жильные образования и зоны гидротермально-измененных пород (окварцевание, пиритизация, пропилитизация); интрузивы кварцевых диорит-порфиритов раннемелового возраста, с которыми связано Cu-Mo-порфировое оруденение Средненской медно-молибден-порфировой системы; проявления катаклаза; динамотермального метаморфизма.

2. Литологические и метаморфические. Поисковым признаком Аутеллуридно-висмутового оруденения является его локализация в экзоконтактах Средненского массива с раннемеловыми вулканитами и диоритами ранней фазы внедрения, где активно проявлена интрузивная деятельность. Следует отметить широкое разнообразие составов интрузивных пород в полях развития Аутеллуридно-висмутового оруденения, здесь присутствуют: раннемеловые габбро, кварцевые диорит-порфириты и граниты, позднемеловые нориты и диорит-порфириты, дайки субвулканических образований основного состава. Этому разнообразию пород соответствуют и гидротермально-метасоматические изменения – турмалин-кварцевые грейзены, пирит-кварцевые метасоматиты, хлоритизация, окварцевание, эпидотизация, серицитизация, породы часто гидрослюдизированы, пропитаны гидрогетитом и гидрогематитом, а так же расланцованны. Гидротермально-метасоматические изменения имеют четко выраженную латеральную зо-

нальность: во внутренних зонах размещаются кварц-турмалиновые метасоматиты и грейзеноподобные высокотемпературные (околоинтрузивные) вторичные кварциты с андалузитом, мусковитом и флогопитом; промежуточные зоны образованы кварц-серицитовыми метасоматитами; внешние – пропилитами эпидот-хлоритовой (с клино-хлором) и хлорит-карбонатной субфации [Скибин, 1980Ф].

Au-сульфидная минерализация приурочена к пластам песчаников позднеюрского возраста прорванных дайкоподобными телами диорит-порфиритов и андезитов.

Au-Ag оруденение, приурочено к раннемеловым вулканогенно-осадочным образованиям среднего и основного составов, принадлежащих к низкокалиевой толеитовой магматической серии. Оно контролируется выходами интрузивных тел магаданского, светлинского комплексов (кислого состава) и субвулканическими – пьягинского (основного и среднего состава). Au-Ag оруденение сопровождается пропилитизацией (эпидот-хлоритовая фации), вдоль северо-западных разломов на фоне пропилитов проявлены пирит-кварцевые, пирит-серицит и гидросерицит-кварцевые метасоматиты типа березитов, довольно широко встречается гематитизация, которая по мнению А. А. Сидорова, является признаком калиеносности пород и особенностью предгидротермальных вулканогенных процессов [Сидоров, 1987].

Cu-Mo-порфировое оруденение локализуется в интрузивных породах магаданского комплекса (кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры) принадлежащих в основном к среднекалиевой известково-щелочной магматической серии, и сопровождающиеся эксплозивными брекчиями, а так же находится в тесной пространственной, а возможно, генетической связи с поздними «порфировыми» фазами тоналит-диоритовой и гранодиорит-гранитной формаций. Гидротермальные и метасоматические изменения проявлены в виде линейно-вытянутых в северо-западном направлении полей зональной структуры. Центральная зона характеризуется кремнещелочным метасоматозом (кварц-ортоклазового, биотит-ортоклаз-кварцевого и биотит-кварцевого состава) и аргилитизацией. По периферии распространена пропилитизация (серицитизация, эпидотизация, окварцевание). Признаком появления молибденита всегда является эпидотизация, а меди – хлоритизация и биотитизация [Савва, 2003Ф]. Далее развиты поля высокотемпературных мусковит-кварцевых и турмалин-кварцевых грейзенов. Геологические и

минералогические наблюдения позволили сделать вывод о том, что Cu-Mo-порфировое оруденение наложено на грейзены.

3. Минералого-геохимические: Au-Ag минерализация может быть выявлена как по гипогенным, так и по гипергенным минеральным парагенезисам [Петровская, 1971]. В первую очередь это развалы кварцевого материала с вкрапленностью сульфидов (пирит, халькопирит) и самородного золота (размером 0,01–0,1 мм, редко до 0,2–0,5 мм, пробность 700–950‰). В шлиховых ореолах Au-Ag минерализация выявляется по наличию гипергенного парагенезиса гидроокислов железа, самородного серебра (размером 0,01–0,2 мм до 0,3–2,0 мм, с преобладанием фракции <1 мм, глобулярной структуры) и акантита (размером 0,05–0,07 мм, глобулярной и зональной структуры) [Колова, Савва, 2004а, 2004б]. Au-Ag минерализация тесно ассоциирует с пиритом (на Au-сульфидных объектах от его количества напрямую зависит содержание Au в рудах) и гидроксидами Fe, реже с халькопиритом, отлагается в интерстициях кварца, по трещинкам и зальбандам жил. Общая сульфидность жил 1–5 %, редко до 10 %. По характеру распределения рудных минералов, золотоносные руды относятся к прожилково- и тонковкрапленным, с весьма неравномерным, в пределах рудных тел, распространением полезного компонента, с участками значительного обогащения – бонанцами. Главными элементами, формирующими геохимические аномалии на золотосодержащих объектах являются: Ag – до 51,2 г/т и Bi – до 24,2 г/т; незначительными: Pb – до 8,7 г/т, Cu и Sb – до 7,5 г/т. В шлиховых ореолах и склоновых шлиховых пробах наряду с самородным золотом, серебром и акантитом постоянно присутствуют в весовых количествах – магнетит, эпидот, гематит, ильменит, турмалин, в знаковых – гранат, ильменит, хлорит, окисленный пирит.

Основным минералогическим признаком Cu-Mo-порфирового оруденения, на изученной территории, является широкое развитие халькопирита (99 %) и слабое проявление вторичных минералов меди (борнит, малахит, азурит, ковеллин (1 %)) и молибденовой минерализации (молибденит и повелит) которая тесно ассоциирует с эпидотом. В породах рамы широко развит магнетит (его содержание часто достигает 1–3 %), повсеместно с различной интенсивностью проявлена пиритизация, в меньшей степени развита медная минерализация. Весьма убого в Cu-Mo-порфировых рудах проявлена галенит-сфалерит-блеклорудная минерализация, типичная для верхнерудных горизонтов порфировых месторождений. Ха-

рактер распределения рудных минералов во вмещающих породах, и рудах можно отнести к вкрапленным и прожилково-вкрапленным, с весьма неравномерным распространением полезных компонентов.

Для Au-Ag, Au-Te-Bi и Au-сульфидных руд типичны прожилково-вкрапленные, массивные, полосчатые, линзовидно-полосчатые, брекчиевые, трещиноватые и гипергенные типы текстур. На Au-Ag объектах пространственно удаленных от Средненского массива повсеместно наблюдаются ритмичные колломорфно-полосчатые и прожилковые текстуры, при этом гипергенные текстуры распространены слабо.

Cu-Mo-порфировое оруденение характеризуется преобладанием прожилковых, вкрапленных, гнездово-вкрапленных и в меньшей степени брекчиевых текстур руд.

Т.о. из выше приведенного следует, что при совмещении в пространстве ряда структурно-тектонических, литологических и минералогических факторов повышается шанс обнаружения перспективных золоторудных объектов. Важнейшие поисковые признаки золотого оруденения Кони-Пьягинской металлогенической зоны можно разбить на две группы – косвенные и прямые. К косвенным относятся: 1) экзо- и эндоконтакт крупного гранитоидного массива; 2) места пересечения разломов северо-западного и меридионального направления, редко северо-восточного направления; 3) широкое разнообразие составов интрузивных пород и метасоматических изменений в рудном поле (продуктивные – гематитизация и хлоритизация). К прямым: 1) повышенные содержания Au, Ag, Bi, Pb, Cu в геохимических ореолах; 2) наличие кварцевых прожилково-жильных систем и повышенной (10–15 %) сульфидной минерализации пород и руд; 3) наличие видимого самородного золота и серебра как в рудах, так и в шлиховых ореолах. Так же, для рудных объектов Кони-Пьягинской металлогенической зоны характерно присутствие вкрапленных, прожилковых, брекчиевых текстур. Колломорфно-полосчатые текстуры здесь встречаются крайне редко и не могут быть выделены в качестве поискового признака.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геолого-структурных особенностей территории позволил наметить последовательность формирования оруденения и понять закономерности размещения Au и золотоносного Cu-Mo-порфирового оруденения на п-овах Кони и Пьягина, а также показать, что в расположении полей золотой минерализации основная роль принадлежит Средненскому массиву и связанной с его формированием разломной тектонике, которая играет роль как рудоконтролирующей, так и рудолокализирующей структуры.

Минералогические и геохимические исследования оруденения п-овов Кони и Пьягина дали возможность установить, что **золотая минерализация Кони-Пьягинской металлогенической зоны представлена различными типами рудных проявлений: золотоносным – Cu-Mo-порфировым, золото-теллуридно-висмутовым, золото-серебряным, золото-сульфидным, золотоносными зонами сульфидизации, а так же в районе установлены золотоносные коры выветривания и россыпи самородного золота.**

Для всех рассматриваемых в этой работе рудопроявлений отмечаются: 1) четкая пространственная связь с порфировыми интрузиями гранитоидного состава; 2) смена зон метасоматитов: биотит-калишпатовая – кварц-серицитовая (с турмалином); 3) прожилково-вкрапленный характер минерализации; 4) отсутствие на Au-Ag рудопроявлениях расположенных зонально относительно Cu-порфировой интрузии и не удаленных как рудопроявление «Горелый», текстурных признаков эпитермального оруденения; 5) характерный для Cu-порфировой системы набор главных рудных минералов (пирит, халькопирит, магнетит); 6) повышенные как в рудах, так и вмещающих породах содержания Cu, Mo и Bi.

На основании изучения геолого-хронологической последовательности магматических событий и пространственно-временных отношений минеральных парагенезисов выяснено, что **формирование золотого оруденения в вещественном и пространственно-временном отношении прошло последовательно и тесно сопряжено с тремя этапами развития Средненской медно-молибден-порфировой системы, и по отношению к третьему – порфировому этапу, может рассматриваться как допорфировое, синпорфировое и постпорфировое.**

Цепь событий рудогенеза здесь происходила в следующем порядке: допорфировое оруденение – Au-Ag (Горелый), Au-Te-Bi (Рыжик, Южный), Au-сульфидное (Гурон) → синпорфировое – Cu-Mo-порфировое (Лора, Прямой) → постпорфировое – Au-Ag (Крутой), гипергенное обогащение на рудных объектах Cu, Mo, Au, Ag.

Установлено, что **наряду с гипогенной благородно-метальной минерализацией, на п-овах Кони и Пьягина, широко развиты гипергенная и россыпная, при этом типоморфные признаки самородного золота россыпей в совокупности отражают все выявленные нами типы коренной золоторудной минерализации.**

Гипергенная минерализация представлена мелкими высокопробными дендритовидными и монокристалльными образованиями самородного золота, губчатыми и глобулярными агрегатами самородного серебра и акантита.

На основании исследований можно отметить, что потенциал территории п-овов Кони и Пьягина в рудном отношении к настоящему времени окончательно не определен, но довольно высок. Требуют более детальных специализированных исследований: колчеданное оруденение; процессы россыпеобразования; оценка эрозионных срезов как Cu-Mo-порфировых объектов, так и Au (Ag)-содержащих. Большой потенциал в плане золотого оруденения могут иметь пока еще слабо изученные, но широко развитые на данной территории золотоносные зоны сульфидизации. Стоит уделить более пристальное внимание рудным объектам Au-Te-Bi типа. Если учитывать их генетическую связь со Средненским плутоном и его масштабность, то возможно обнаружение промышленно-значимых объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ОПУБЛИКОВАННАЯ

Андреева Н. В., Давыдов И. А., Люскин А. Д. Главный этап интрузивного магматизма Северного Приохотья и его возраст по результатам изотопного датирования // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 175–191.

Алексеев М. Д., Онухов Ф. С. Молодые тектонические движения в районе п-ова Кони // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. I конференция молодых геологов ДВ. – Хабаровск : Институт тектоники и геофизики, 1974. – С. 89–91.

Барышев А. Н. Магматогенная тектоника – одна из основ создания количественных моделей рудообразующих систем и месторождений // Отечественная геология, 1995, № 1. – С. 53–59

Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. – М.; Недра, 1982. – 152 с.

Белый В. Ф. Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в бассейне р. Пеньжины // Советская геология, 1973, № 1. – С. 86–99.

Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М. : Наука, 1978–213 с.

Белый В. Ф. Зоны андезитового вулканизма Тихоокеанского сегмента Земли // Советская геология, 1981, № 7. – С. 108–117.

Белый В. Ф. Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана // Тихоокеанская геология, 1985, № 5. – С. 23–32.

Белый В. Ф. Краинно-континентальные тектоно-магматические пояса Тихоокеанского сегмента земли. – Магадан : СВКНИИ РАН, 1998. – 58 с.

Белый В. Ф. Тихоокеанские краинно-континентальные тектоно-магматические пояса пространственно-временные и геодинамические закономерности развития // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Мат. IV регионального петрографического совещания по СВ РФ. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 44–46.

Белый В. Ф., Котляр И. Н. Новые данные по геологии западной части п-ова Пьягина // Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. Вып. 22. – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1975. – С. 74–85.

Белый В. Ф., Сидоров А. А. К проблеме перехода континент-океан (на примере Тихоокеанского тектонического пояса) // Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985-1990 гг). – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. – С. 3–7.

Белый В. Ф., Федошин Ю. И. Новые данные о гранитоидном магматизме п-ова Кони, предшествовавшем формированию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1985, № 4. – С. 34–38.

Беляев И. В., Корсаков О. Д., Чиков Б. М., Юнов А. Ю. Тектоническое районирование залива Шелихова и прилегающих районов (по геофизическим данным) // Док. АН СССР, 1966, Т. 171, № 5. – С. 1149–1152.

Берман Ю. С. Селен и теллур в рудах близповерхностных золото-серебряных и золотых месторождений // Труды ЦНИГРИ, вып. 167, 1982. – С. 7–10.

Бин Р. Э., Титли С. Р. Медно-порфировые месторождения // Генезис рудных месторождений. Т. 1. Пер. с англ. Под ред. Скиннера Б. – М. : Мир, 1984. – С. 245–333.

Бортников Н. С., Крамер Х., Генкин А. Д. и др. Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология рудных месторождений, 1988, № 2. – С. 49–61.

Бочек Л. И. Селеновая минерализация мезо-кайнозойского золото-серебряного месторождения // Минералогия серебра близповерхностных месторождений. Тр. ин-та. Вып. 149. – М. : ЦНИГРИ, 1979. – С. 37–43.

Ващилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Советская геология, 1963, № 4. – С. 54–72.

Волков А. В., Сидоров А. А. Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН; М.: ИГЕМ РАН, 2001. 180 с.

Волков А. В., Савва Н. Е., Сидоров А. А., Егоров В. Н., Шаповалов В. С., Прокофьев В. Ю., Колова Е. Е. Закономерности размещения и условия формирования Au-содержащих Cu-Mo-порфировых месторождений СВ РФ // Геология рудных месторождений. – 2006. – Т. 48, № 6. – С. 512–539.

Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений (учеб. Пособие). Москва, Изд. Недра, 1975. – 271 с.

Воробьев Ю. Ю. Триасово-юрский вулканизм п-ова Кони // Тихоокеанская геология, 1985, № 4. – С. 39–44.

Воробьев Ю. Ю. Меловые интрузивные комплексы Кони-Пьягинского магматогенного поднятия // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50: Тез. докл. совещ. Магадан, 1988. – С. 48–49.

Городинский М. Е., Гулевич В. В., Титов В. А. Проявление медного оруденения на Северо-Востоке СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 24. – Магадан, 1978. – С. 151–158.

Горячев Н. А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов СВ РФ: сборник научных трудов. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 17–38.

Гулевич В. В., Титов В. А. О перспективах поисков медно-порфирового оруденения на Северо-Востоке СССР // Колыма, 1975, № 5. – С. 42–43.

Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Котляр И. Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. – М. : Наука, 2007. – 358 с.

Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. – М. : Наука, 1977. – 279 с.

Заборовская Н. Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе // Труды ГИН АН СССР, Вып 315. – М. : Наука, 1978. – 199 с.

Звездов В. С. Строение рудоносных штокверковых месторождений // Геология рудных месторождений, 1983, № 3. – С. 17–30.

Звездов В. С. Крупные и сверхкрупные месторождения медно-порфирового семейства в ранговых рядах запасов и содержаний // Отечественная геология, 2005, № 2. С. 46–56.

Звездов В. С., Кривцов А. И., Старостин В. И. Структурно-петрофизические условия формирования медно-порфировых месторождений // Геология рудных месторождений. Т. XXVII. – М. : Наука, 1985. – С. 3–21.

Звездов В. С., Мигачев И. Ф. Строение и условия формирования не выходящего на поверхность медно-порфирового месторождения Кызата // Геология рудных месторождений, 1986, № 1. – С. 73–80.

Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Гирфанов М. М., Заури Н. М. Обстановки формирования медно-порфировых рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений, 1989, № 4. – С. 23–37.

Ивановский А. С., Булдаков И. В., Колова Е. Е., Савва Н. Е. Геолого-структурные черты Au-Ag оруденения связанного с Cu-порфировой системы на примере объекта Крутой (Магаданская область) // Молодые – наукам о земле. Межвузовская научная конференция молодых ученых, аспирантов и студентов, Москва, РГГРУ, 26–28 марта 2008.

Ичетовкин Н. В. Глубинные разломы Примагаданского района Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их металлогеническое значение // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 24.* – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР , 1978. – С. 13–19.

Ичетовкин Н. В. Пространственно-временные тренды петрохимического состава гранитоидов Северного-Приохотья и их использование для тектоно-магматического районирования // *Тихоокеанская геология*, 1988, № 2. – С. 68–76.

Ицксон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса // *Геология рудных месторождений*, 1963, № 2. – С. 28–45.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. – М. : Недра, 1997. – 248 с.

Коваленкер В. А., Сафонов Ю. Г., Наумов В. Б. и др. Эпитермальное золототеллуридное месторождение Кочкбулак (Узбекистан) // *Геология рудных месторождений*, 1997, Т. 39, № 2. – С. 127–152.

Комплексные модели месторождений порфирирового типа цветных и благородных металлов. Атлас. – М. : ЦНИГРИ, 1995.

Колова Е. Е., Смирнов В. Н. Геоморфологические процессы в зоне сопряжения континентального и морского климата Северного Приохотья // *Сергеевские чтения.* – Москва: МГУ, 2002. – С. 220–221.

Колова Е. Е. К вопросу распространения катастрофических геологических явлений в горах Северного Приохотья // *Стратегия развития Дальнего Востока: возможности и перспективы: Материалы регион.науч.-практ. конф., г.Хабаровск, 12-13 февр. 2003 г.:* В 4 т./ Ред.совет: А.Г. Гранберг и др. – Хабаровск: ДВГНБ, 2003 – Т.4. Экология. – С. 1117–1121.

Колова Е. Е. Особенности формирования Au-Ag оруденения связанного с Cu-порфировой системой // *Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России. Новые технологии переработки благороднометалльного сырья,*

Благовещенск, 2005 / Отв. ред. В.Г. Моисеенко; - Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2005. – С. 84–89.

Колова Е. Е. Особенности золоторудной минерализации во внутренней зоне ОЧВП // Рудогенез и металлогения Востока Азии, Материалы конф. к 100-летию д. г.-м.н., лаур. Гос. прем. Б.Л. Флерова, г. Якутск, 2006 / Отв. ред. В.А. Трунилина; Ин-т геологии алмазов и благородных металлов СО РАН. – Якутск, 2006. – С. 92–96.

Колова Е. Е. Поисковые признаки благороднометалльной минерализации в пределах Кони-Пьягинской металлогенической зоны // Молодые науки Северо-Востока. Межвуз. Науч. конф. молодых ученых и аспирантов, Магадан, СВКНИИ, 29-30 мая 2008. – С. 109–113.

Колова Е. Е. Золото-редкометалльное оруденение медно-порфировой системы // Золото Северного обрамления Пацифика. Международный горно-геологический форум. тез. докл. Всеколымской горно-геологической конференции, посвященной 80-летию Первой Колымской экспедиции Ю. А. Билибина (Магадан, 10–14 сентября). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. – С. 80–83.

Колова Е. Е., Савва Н. Е. Селенистое золото в рудном проявлении Си-Мо металлогенической зоны // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: Тез. Третьего Всерос. симпозиума с междунар. участием, Улан-Удэ, 21–25 сен. 2004 / Отв. ред. А.В. Татарин; ГИН СО РАН. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004а. – С. 181–183.

Колова Е. Е., Савва Н. Е. Самородное серебро из эпитермальных руд Кони-Пьягинской металлогенической зоны // Минералогия во всем пространстве сего слова: Материалы X съезда РМО, - Санкт-Петербург, – 2004 / Отв. ред. Ю.Б. Марин; РМО. – СПб: Изд-во СПбГУ, 2004б. – С. 140–141.

Колова Е. Е., Савва Н. Е. Роль разломной тектоники в размещении золоторудных проявлений на п-ове Кони-Пьягина // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетардиционных типов руд. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005. – Т.1. – С. 65–67.

Колова Е. Е., Савва Н. Е. Рудно-магматическая модель Си-порфирового месторождения Лора (Северное приохотье) // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении: Тез. докл. Междунар. совещ., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. В.А. Кузнецова, г. Новосибирск, Академ-городок, 10-12 апр. 2006 / Ред. М.И. Кузьмин; Ин-т геологии и минералогии СО РАН. - Новосибирск: Академ. Изд-во «Гео», 2006. – С. 106–108.

Колова Е. Е., Савва Н. Е. Соотношение медно-молибден-порфирового и золотого оруденения на п-вах Кони и Пьягина (Северное Приохотье) // Вестник СВНЦ, 2008, № 4. – С. 2–15.

Колова Е. Е., Шубин С. А. Геолого-геохронологическая модель магматизма п-овов Кони и Пьягина (Северное Приохотье) // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России: Материалы Дальневост. регион. конф., посвящ. памяти А.П. Васьковского и в честь его 95-летия (Магадан, 28 – 30 нояб. 2006 г.) / Отв. ред. И. А. Черешнев. – Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 2006. – С. 131–135.

Котляр И. Н., Белый В. Ф., Милов А. П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М. : Наука, 1981. – 223 с.

Котляр И. Н., Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Гагиева А. М. Схема расчленения мезозойских магматических комплексов Колымо-Охотского региона и некоторые особенности их эволюции // Магматизм и метаморфизм северо-востока Азии. Мат. IV регионального петрографического совещания по СВ РФ. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 48–53.

Котляр И. Н., Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Гагиева А. М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – 319 с.

Котляр И. Н., Русакова Т. Б. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматогенной провинции (Северо-Востока провинции) // Тихоокеанская геология – 2005, Т. 24, № 1. – С. 25–44.

Котляр И. Н., Русакова Т. Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2004. – 152 с.

Кошелкина З. В., Теплых В. И., Юдин В. Д., Воробьев Ю. Ю. Новые данные по биостратиграфии средней юры района п-ова Кони – п-ова Пьягина // Тихоокеанская геология, 1984, № 4. – С. 41–48.

Кривцов А. И. Типы районов медно-порфирового оруденения // Геология рудных месторождений, 1977, № 4. – С. 44–57.

Кривцов А. И. Типы районов медно-порфирового оруденения и геологические основы их прогнозирования // Геологические основы прогнозирования районов медно-порфирового оруденения. – М. : 1978. – С. 3–21.

Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфиновых месторождений. – М. : Недра, 1983. – 256 с.

Кривцов А. И. Распределение масс и содержаний металлов в гидротермальных рудообразующих системах // Отечественная геология, 1996, № 8. – С. 13–20.

Кривцов А. И. Медно-порфировые месторождения. – М. : ЦНИГРИ, 2001. – 232 с.

Кривцов А. И., Макеева И. Т. Источники рудного вещества эндогенных месторождений // Рудные месторождения. – М. : ВИНТИ, 1981. Т. 11. – С. 133–160.

Кривцов А. И., Макеева И. Т. Рудообразующие процессы // Итоги науки и техники, серия «Рудные месторождения». Т. 14. – М. : ВИНТИ, 1984. – С. 65–90.

Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Минералого-геохимические типы руд медно-порфировых месторождений – золотоносность и зональность // Геохимия, 1985, № 10. – С. 1417–1429.

Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения мира. – М. : Наука, 1986. – 236 с.

Кривцов А. И., Юдин И. М. Вопросы рудно-метасоматической зональности медно-порфировых месторождений // Труды ЦНИГРИ, 1978. Вып 134. – С. 33–41.

Лингрен В. Месторождения золота и платины. – М. : Цветметиздат, 1932. – 187 с.

Матвеев В. Т., Радкевич Е. А. К поиску молибденовых и молибден-медных месторождений на востоке СССР // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. – Новосибирск : Наука, 1976. – С. 56–74.

Мигачев И. Ф., Шишаков В. Б., Сапожников В. Г., Каминский В. Г. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфирового месторождения на Северо-Востоке СССР // Геология рудных месторождений, 1984, № 5. – С. 91–94.

Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления / Шило Н. А., Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н., Ряховская С. К., Брызгалов И. А. М. : Наука, 1992. – 256 с.

Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М. Золото-сульфидные месторождения в углисто-терригенных толщах / Под ред. Курбанова Н. К. М.: ЦНИГРИ, 1999. – 175 с.

Николаева Л.А. Проба эндогенного золота // Труды ЦНИГРИ, в. 143, 1979. – С. 3–26.

Павлова И. Г. О региональных закономерностях размещения молибденово-медных месторождений порфирового типа // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Сборник научных трудов. – Л. : Геологический институт имени Г. В. Плеханова, 1971. – С. 289–297.

Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. (Закономерности размещения и критерии прогнозирования). – Л.; Недра, 1978. – 275 с.

Парфенов Л. М. Континентальные окраины, островные дуги мезозойской Северо-Востока Азии. – Новосибирск : Наука, 1984. – 192 с.

Парфенов Л. М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология, 1995, №6. – С. 32–43.

Петровская Н. В. Минералогические признаки и критерии оценки рудных месторождений гидротермального генезиса // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л. : Наука, 1981. – С. 26–37.

Пискунов Л. Л. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. – М. : Наука, 1987. – 37 с.

Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента земли. – М.: Наука, 1972. – 222 с.

Радкевич Е. А. О связи гранитоидных интрузий Тихоокеанского рудного пояса с тектоникой // Мезозойский тектогенез. Тез. докл. VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и ДВ. – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1969. – С. 296–298.

Радченко Ю. И., Шубин С. А., Ртищева Л. И., Савва Н. Е. Геологическая позиция и этапы формирования Си-Мо месторождения Лора (Примагаданский отрезок Охотской металлогенической зоны) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 2 Металлогения. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 70–74.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М. : Из-во ин. литерат, 1962. – 487 с.

Савва Н. Е. Этапы формирования нового медно-молибден-порфирирового месторождения Лора (Северное Приохотье) // Минералогия – основа использования комплексных руд. Тез. докл. Годичного собрания Минерал. об-ва РАН. 30. 05 – 1. 06. 2001. – СПб. : Горный институт, 2001а. – С. 87–89.

Савва Н. Е. Особенности самородного золота Кони-Пьягинской металлогенической зоны // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Мет. Межд. науч. конференции, посвященной 300-летию геол. службы России, г. Благовещенск, 28–30 августа 2000. – Благовещенск: АмурКНИИ АмурНЦ ДВО РАН, 2001б. – С.119–122.

Савва Н. Е. Об источниках вещества медно-порфирирового оруденения Северного Приохотья // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Северной Пацифики: Мат-лы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию акад. Шило Н. А. Т. 2. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003а. – С. 225–229.

Савва Н. Е. Соотношение золото-редкометалльной и медно-порфировой рудных формаций Кони-Пьягинской металлогенической зоны // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Северной Пацифики: Мат-лы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию акад. Н. А. Шило. Т. 2. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003б. – Т. 3. – С. 74–77.

Савва Н. Е. Медно-порфировые металлогенические пояса северо-западной окраинноморской провинции Тихого океана // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России: сборник научных трудов. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 38–59.

Савва Н. Е., Колова Е. Е. Минералого-геохимические типы золотого оруденения на п-ове Кони-Пьягина (Кони-Мургальская металлогеническая зона) // Наука Северо-Востока России – начало века: Материалы Всерос. науч. конф., посвящ. памяти акад. К.В. Симакова и в честь его 70-летия (Магадан, 26-28 апр. 2005 г.). – Магадан : СВНЦ, 2005. – С. 212–214.

Савва Н. Е., Нехорошков Ю. Ф. Типоморфизм самородного золота из россыпи п-ова Пьягина // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые СВ Азии. Тез. Докл. X сессии СВО ВМО. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 156–159.

Сахарова М. С. Роль электрохимических факторов в образовании гидротермальных месторождений золота // Междунар. геол. конгр. XIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. – М. : Наука, 1968. – С. 48–60.

Сахарова М. С., Посухова Т. В., Артеменко О. В. Типоморфизм самородного серебра // Минералогический журнал, 1983. Т. 5, № 3. – С. 3–14.

Сендек С. В. О закономерностях размещения молибденовой минерализации на территории Северного Приохотья // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Сборник научных трудов. – Л. : Геологический институт имени Г. В.Плеханова, 1971. – С. 297–309.

Сендек С. В., Дорофеев В. К. Новые данные о верхнемеловых интрузивах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их молибденоносности (бассейн р.Ола) // Материалы по петрографии и геологии месторождений ПИ. Вып. 1. – Л. : Недра, 1968. – С. 3–18.

Серебро (геология, минералогия, генезис закономерности размещения месторождений) / Авторы: Сидоров А. А., Константинов М. М., Еремин Р. А., Савва Н. Е., Копытин В. И., Сафронов Д. Н., Найборodin В. И., Гончаров В. И. – М. : Наука, 1989. – 240 с.

Сидоров А. А. Минеральные ассоциации золото-серебряных месторождений // *Материалы по геол. и пол. ископ. СВ СССР, 1977, № 23, кн. 1. – С.140–148.*

Сидоров А. А. Рудные формации фанерозойских провинций (северная часть Тихоокеанского подвижного пояса). Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. – 85 с.

Сидоров А. А. Большеобъемные рудные мсторождения // *Вестник Российской АН, 1995, Том 65, № 10. – С. 907–912.*

Сидоров А. А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 246 с.

Сидоров А. А. О рудных формациях окраино-материковых металлогенических поясов Северо-Востока Азии // *Доклады АН, 2001, Т. 376, № 4. – С. 514–518.*

Сидоров А. А., Томсон И. Н., Савва Н. Е., Волков А. В., Колова Е. Е. О соотношении порфировых месторождений с их жильными сателлитами // *ДАН. – 2006. – Т. 409, № 6. – С. 859–864.*

Сидоров А. А., Томсон И. Н. Металлоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // *Вестник ОГГГН РАН, № 1 (11), 2000. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp125/h_dgggms/1-2000/sidtom.htm#begin*

Скибин Ю. П. Магматизм и некоторые металлогенические особенности структурно-формационных зон Северного-Приохотья // *Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Тез. докл. II Северо-Восточного петрографического совещания. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1980. – С. 134–135.*

Скибин Ю. П. Медно-молибденовое оруденение Северного Приохотья // *Советская геология, 1982, № 1. – С. 78–85.*

Скибин Ю. П. Домеловые габбро-плагиогранитовые ассоциации Тайгоносской андезитовой геосинклинали // *Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление госгеолкарты-50. Тез. докл. III Регионального петраграфического совещания по Северо-Востоку СССР. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН 1988а. – С. 47–48.*

Скибин Ю. П. Рудоносные “порфиры” позднемезозойских магматических комплексов Северного Приохотья // *Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление госгеолкарты-50. Тез. докл. III Регионального петраграфического совещания по Северо-Востоку СССР. –Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1988б. – С. 98–99.*

Скибин Ю. П. Вопросы систематики месторождений медно-молибденовых прожилково-вкрапленных руд Северо-Востока СССР // Рудные формации Северо-Востока СССР. – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 109–119.

Скибин Ю. П., Андреева Н. В. Доорогенные интрузии Северного Приохотья // Минералы и минеральные парагенезисы горных пород и руд Северо-Востока СССР. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986. – С. 181–193.

Сурков В. С., Зиннатуллин М. З., Липилин А. В. и др. Глубинное строение земной коры вдоль профиля 2ДВ по гравитационным и аэромагнитным данным // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Тихоокеаники: Мат-лы. Всерос. совещ. XII годовое собрание СВФ ВМО. – Магадан : СВНЦ, 2003. – Т. 1. – С. 66–69.

Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойского севера Тихоокеанского кольца. Тр. СВКНИИ, Вып. 40. – Новосибирск : Наука, 1973. – 325 с.

Умитбаев Р. Б. Структурно-металлогеническое районирование и главные типы рудоконтролирующих структур ОЧВП // Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на СВ. Вып. 69. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ, 1976. – С. 86–110.

Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). – М. : Наука, 1986. – 286 с.

Умитбаев Р. Б. К проблеме вулcano-плутонических ассоциаций и формаций ОЧВП // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Мат. IV регионального петрографического совещания по СВ РФ. – Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН РФ, 2000. – С. 47–48.

Умитбаев Р. Б., Сидоров А. А., Соболев А. П., Скибин Ю. П. Металлогеническая зональность Охотско-Чаунской области в связи с кислым магматизмом // Тихоокеанская геология, 1985, № 5. – С. 78–86.

Фирсов Л. В. О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете определений абсолютного возраста // Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 10. – С. 12–20.

Фомина М. И. Золото-редкометалльное оруденение в экзоконтактах палеозойских интрузивов (Омолонский срединный массив) // Проблемы металлогении рудных районов СВ РФ: сборник научных трудов. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 77–92.

Чехов А. Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинно-морская модель). – М. : Научный мир, 2000. – 204 с.

Шапавалов В. С., Савва Н. Е. Некоторые генетические особенности формирования редкометальных месторождений Северо-Востока СССР // Колыма, 1979. № 8. – С. 33–35.

Шаргородский А. М., Новиков И. М. Михеевское месторождение медно-порфириновых руд на Южном Урале // Отечественная геология, 2005, № 2. – С. 57–61.

Щепетов С. В. Позднемезозойские отложения Северного Приохотья (Схемы распространения региональных и местных стратиграфических подразделений). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1994. – 12 с.

Хаин А. Ф. Минералогия золотоносной коры выветривания на Приполярном Урале. Автореферат диссертации на соискание уч. степени к.г.-м.н.. Сыктывкар, 2004.

Юдин С. С. К тектоники Северного побережья Охотского моря // Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. Вып. 17. – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1964. – С. 49–56.

Юдин С. С. Позднемеловые очаговые магматогенные структуры примагаданского фрагмента ОЧВП // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Тез. докл. II Северо-Восточного петрографического совещания. – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1980. – 39 с.

Юдин С. С., Измайлов Л. И. Челомжа-Ямский разлом // Док. АН СССР. 1966, Т. 166, № 5. – М.: Наука. – С. 1191–1194.

Юдин С. С., Майков Л. А., Теплых В. И. Региональные мезозойские магматогенные структуры Северного Приохотья и Верхнего Приколымья // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Тез. докл. II Северо-Восточного петрографического совещания. – Магадан, 1980. – С. 145–147.

Юдин С. С., Скибин Ю. П., Теплых В. И. Позднемезозойские магматические серии центральной части Северного Приохотья // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Тез. докл. II Северо-Восточного петрографического совещания. – Магадан, 1980. – С. 37–39.

Яхонтова Л. К., Грудев А. П., Зувев В. В. Проблемы изучения системы минеральный субстрат – микроорганизм // Вестн. МГУ, 1994, Т. 345, № 4. – С. 526–529.

Grant N. J., Nielsen R. L. Geology and geochronology of the Jandera porphyry copper deposit, Papua New Guinea // Economic Geology. Vol. 70, 1975, № 7. – P. 1157–1174.

Hedenquist J.W. Porphyry to epithermal transition: lithocaps and high-sulfidation deposits form on the shoulders of porphyry systems // Золото северного обрамления Пацифика. Международный горно-геологический форум. Тезисы докладов Всеколымской горно-

геологической конференции, посвященной 80-летию Первой Колымской экспедиции Ю. А. Билибина (Магадан, 10–14 сентября). – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2008. – С. 9–10.

Hedenquist J.W., Loewenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // *Nature*. 1994. V.370. – P. 519–527.

Herbert R., Constantine M. Petrology of hydrothermal metamorphism of oceanic layer 3 implications for sulfide parageneses and redistribution // *Econ. Geol.* 1991. V 86. № 3. P. 472–485.

Sillitoe R. H. The Tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposit // *Economic Geology*. Vol. 68, 1973. – P. 799–815.

Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry copper deposits; geological model and exploration implication // *Geological Association of Canada. Special Paper 40*. 1993. – P. 465–478.

Nokleberg W. J., Bundtzen T. K., Brew D. A. and Plafker G. Metallogenesis and tectonics of porphyry copper, molybdenum (gold, silver), and granitoid-hosted gold deposits of Alaska // *Porphyry Deposits of the Northwestern Cordillera of North America*. Edited by T. G. Schroeter. Special v. 46. – Canadian institute of mining, metallurgy and petroleum, 1995. – P. 103–142.

Savva N. E. The native gold peculiarities of the Koni-Pyagin metallogenic zone // *Материалы Междунар. научн. конф. посвящ. 300-летию геол. службы*. – Благовещенск : Амур КНИИ, АмурНЦ ДВО РАН, 2001 г. – С. 121–122.

Savva N.E., Palyanova G.A., Kolova E.E. Genesis of utenbogaardite and petrovscaite at Yunii, Ulachan and Kubaka deposits (North-East of Russia) // *Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21-st century. 12-th Quadrennial IAGOD symposium, Moscow, 21-24 August, 2006*. – P. 53–60.

Whiteford D. G., Nicholls I. A., and Taylor S. R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. Vol. 70. – P. 341–356.

Zacharias J., Petrold Z., Pudilova M., Zak K., Petroldova J., Stein H., Markey R. Geology and genesis of Variscan porphyry-style gold mineralization Petrackova hora deposit, Bohemia Massif, Czech Republic // *Mineralium Deposita*, V. 36, 2001. – P. 517–541.

ФОНДОВАЯ

Андреева Н. В. Петрология мезозойских гранитов Охотско-Колымского водороздела. – Магадан : АН СССР ДНЦ СВКНИИ, 1981.

Андреева Н. В. Состав и эволюция Магаданского полихронного плутона. Диссертация на соискание степени к. г.-м. н. – Новосибирск : 1988.

Белый В. Ф., Котляр И. Н. Информационный отчет о полевых работах Пьягинского отряда (июль – август 1970). – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1970.

Белый В. Ф., Котляр И. Н., Милов А. П. Отчет (промежуточный этап). Основные черты геологии и петрологии кислых вулканических пород ОЧВП. – Магадан : АН СССР ДНЦ СВКНИИ, 1971.

Белый В. Ф., Котляр И. Н., Милов А. П., Голубев В. Н. Петрохимия магматических формаций ОЧВП. Окончательный отчет. – Магадан : СВКНИИ СО СССР, 1977.

Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития ОЧВП. – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1965.

Воробьев Ю. Ю. Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000 с общими поисками на площади листов О–56–6–В, Г; О–56–18–А, Б, В, Г; О–56–30–А, Б (Верхне-Сигланская ГСП, 1986–1990 гг.). – п. Хасын : 1990.

Воробьев Ю. Ю., Васецкий Ф. Н. Отчет о производстве геологической съёмки масштаба 1:50 000 и поисков золоторудных, золото россыпных, медно-порфировых и молибденовых рудопроявлений групповым методом в пределах листов О–56–19, 20, 31, 32 на площади 2200 кв. км (Тальничный ГГСО, 1982–1986 гг.). – п. Хасын : 1986.

Государственная геологическая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1:500 000 / Гл. ред. Городинский М. Е. – Магадан : СВГУ, 1980.

Геологическая карта Охотско-Колымского региона. Масштаб 1: 500 000 / Ред. Сосунов Г.М. Авторы-составители: Огородов В. А., Вознесенский С. Д., Маннафов Н. Г. Объяснительная записка. – Магадан : МПР, КПР по Магадан. обл., ГП «Магадангеология», 1999.

Карпичев В. Ф. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Магаданская серия. Лист О-56-IX. Объяснительная записка. – Магадан : СВТГУ, 1964.

Лютаев В. М., Воробьев Ю. Ю., Гурин В. Г. Отчет о поисках молибден-медных месторождений на Накхатанжинской и Уликской перспективных площадях в пределах листов О–56–19, О–56–20 (Мелдекский ПО, 1985–1987 г.г.). – п. Хасын : 1987.

Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. Масштаб 1: 1 500 000 / Гл. ред. Цопанов О. Х. – Магадан : СВКГИН, 1994.

Одинец В. Ю., Осипов В. Д. и др. Отчет о результатах опережающей геохимической съёмки по потокам рассеяния в помощь госкартированию. Листы: Р–56–XXXVIII, XXXIV, О–56–IV, VI, X, XII. Масштаб 1:50 000. – Магадан : 1978.

Савва Н. Е. Отчет по теме: «Вопросы региональной минералогии Кони-Пьягинской металлогенической зоны». – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003.

Скибин Ю. П. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Магаданская серия. Лист О–56–IV, X. Объяснительная записка. – Магадан : СВГУ, 1979.

Скибин Ю. П. Отчет о результатах общих поисков медно-порфирового оруденения в Примагаданском рудном районе, проведенных в 1978. (Сигнальный ПО). – Магадан : 1980.

Соболев А. П. Петрология, условия формирования и рудоносность мезозойских гранитоидных комплексов СВ СССР. Том 2. – Магадан : АН СССР ДНЦ СВКНИИ, 1983.

Тильман С. М. Срединные массивы севера Тихоокеанского кольца. – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1968.

Умитбаев Р. Б., Бабайцев О. В. Зоны динамотермального метаморфизма Северного Приохотья и их положение в структурах СВ Азии. – Магадан : СВКНИИ СО АН СССР, 1974.

Шубин С. А. Отчет о поисково-оценочных работах на рудопроявлении Лора (Мэлдекский ПОО). – Магадан : ОАО Дукатская ГГК, 2003.

Шубин С. А. Отчет о поисковых работах в Накхатанджинском рудном узле в центральной части полуостровов Кони и Пьягина на площади 5250 км² (Приморская ГПП). – Магадан : ОАО Дукатская ГГК, 2005.

Юдина В. Н. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Магаданская серия. Лист О–56–V, VI, XI, XII. Объяснительная записка. – Магадан : СВГУ, 1976.

Юдина В. Н., Семенов В. Ф. Отчет о производстве геологической съемки масштаба 1:50 000 и поисков золото-серебряных, медно-порфиновых и молибденовых проявлений групповым методом на п-ве Кони. – Магадан : 1983.

Юдин С. С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Магаданская серия. Лист О–56–VII, VIII. Объяснительная записка. – Магадан : СВГУ, 1969.