

На правах рукописи



Савинова Олеся Вячеславовна

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ
ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ТОПОЛЬНИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ
(ГОРНЫЙ АЛТАЙ)**

Специальность 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых,
минералогия

Автореферат
диссертации на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Томск – 2014

Работа выполнена в Федеральном государственном автономном образовательном учреждении высшего образования «Национальный исследовательский Томский политехнический университет»

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, профессор
Ворошилов Валерий Гаврилович

Официальные оппоненты:

Сазонов Анатолий Максимович

доктор геолого-минералогических наук, профессор,
ФГАОУ ВПО «Сибирский федеральный университет» (г. Красноярск),
профессор кафедры петрографии

Гусев Анатолий Иванович

доктор геолого-минералогических наук, профессор,
ФГБОУ ВПО «Алтайская государственная академия образования имени
В.М. Шукшина», профессор кафедры географии и экологии

Ведущая организация:

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского
отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск)

Защита диссертации состоится «29» декабря 2014 года в 15 час 00 мин на заседании диссертационного совета Д 212.269.07 при ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет» по адресу: 634034, Томск, просп. Ленина, 2 (строение 5), 20-й корпус ТПУ, ауд. 504.

С диссертацией можно ознакомиться в научно-технической библиотеке ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский политехнический университет» (г. Томск, ул. Белинского, 55) и на сайте: <http://portal.tpu.ru/council/914/worklist>

Автореферат разослан «___» ноября 2014 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,
к. г.-м. н., доцент



Л.В. Жорняк

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследования обусловлена напряженным состоянием минерально-сырьевой базы золоторудной промышленности Сибири и необходимостью выявления и оценки новых золоторудных месторождений, прежде всего, вблизи действующих золотодобывающих предприятий. К числу таких объектов относятся золото-скарновые проявления Топольнинского рудного поля, как возможный резерв расширения сырьевой базы рудника Веселого, ведущего отработку Синюхинского золото-скарнового месторождения. Разработка прогнозно-поисковых критериев золотого оруденения в Топольнинском рудном поле позволит более эффективно выявлять подобные объекты в пределах Северо-Алтайского золотоносного пояса и в других регионах.

Топольнинское рудное поле известно с 30-х годов 19-го века. Вопросами геологии и перспективности Топольнинского рудного поля на коренное и россыпное золото занимались такие геологи как Розен М.Ф., Коновальцев В.Ф., Коржнев Н.С., Тверитинов Ю.И., Сыроватский В.В., Рузаев В.С., Семенцов Б.Г., Бедарев Н.П., Гусев А.И. и др. С 2003 года по Топольнинскому рудному полю апробированы прогнозные ресурсы золота категории P_1 в количестве 4 т (проявления Лог 26 и Баяниха) и категории P_2 в количестве 26 т, что характеризует рудное поле как одно из перспективных на поиски золотого оруденения.

Выявленные и изученные в работе закономерности формирования метасоматитов, руд, геохимических полей и золотого оруденения могут использоваться не только в гносеологических целях, но и применяться геологоразведочными организациями при прогнозировании, поисках и разведке подобных объектов золото-скарнового типа.

Цель. Выявить закономерности формирования и разработать комплекс прогнозно-поисковых критериев золотого оруденения в пределах Топольнинского рудного поля.

Основные задачи работы:

- изучить и классифицировать гидротермально-метасоматические образования рудного поля;
- исследовать условия формирования и минерально-геохимические особенности золоторудной минерализации;
- разработать геолого-поисковую модель золотого оруденения в пределах Топольнинского рудного поля.

Защищаемые положения.

1. *В пределах Топольнинского рудного поля установлены продукты метасоматических процессов, относящиеся к формациям: известковых скарнов, пропилитов, березитов.*
2. *В составе рудной минерализации выявлены следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): молибденит-пирит-арсенопиритовая → сульфидно-полиметаллическая → золото-теллуридно-сульфидная.*
3. *Разработаны прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения в Топольнинском рудном поле, характеризующиеся комплексом минералого-*

геохимических признаков, отражающих условия формирования оруденения и особенности его размещения в рудоконтролирующих структурах.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положены материалы полевых, камеральных и лабораторных исследований золото-скарновых объектов Топольнинского рудного поля, собранные лично автором в период с 2011 по 2014 годы в составе научной группы Томского политехнического университета, выполнявшей НИР по хоздоговору с ОАО «Горно-Алтайская экспедиция». Проведено также обобщение материалов предшествующих исследований.

Автором лично выполнено: описание более 200 прозрачных и полированных шлифов пород и руд, обработано более 150 микрозондовых определений химического состава минералов, изучены физико-механические свойства пиритов и золота (около 50 замеров), выполнен комплекс изучения термодатиметрических характеристик в более чем 200 флюидных включениях, проанализированы данные изотопии углерода и кислорода карбонатов (20 замеров). Автором использовались данные лабораторных исследований, предоставленные ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»: пробирный, спектрохимический, силикатный и рентгеноструктурный анализы, проведена статистическая обработка геохимических данных.

Петрографические, минералогические и физико-химические исследования проводились на современном оборудовании лабораторий Института Геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) и Национального исследовательского Томского политехнического университета (г. Томск).

Обработка материалов проводилась с использованием современных компьютерных программ: STATISTICA, Corel Draw X4, ArcGIS, Surfer, PetroExplorer и др.

Научная новизна работы. Для рудного поля впервые разработана детальная классификация гидротермально-метасоматических образований. Дана подробная геохимическая и минералогическая характеристика выделенных метасоматических формаций. Установлены пространственно-временные соотношения метасоматитов и сопряженного золото-сульфидного оруденения. Термобарогеохимическими методами установлены температуры и соленость законсервированных в газовой-жидких включениях растворов, сформировавших скарны, пропилиты и березиты с сопряженным золото-сульфидным оруденением. Методами электронной микроскопии впервые в рудном поле установлены минералы: герсдорфит $(\text{Fe}_{0,17}\text{Ni}_{0,5}\text{Co}_{0,36})\text{As}_1\text{S}_{0,93}$, цумоит $\text{Bi}_{1,02}\text{Te}_1$, гессит $\text{Ag}_{1,81}\text{Te}_1$, кобальтин $\text{Co}_1\text{As}_{1,08}\text{S}_{1,19}$, раклиджит $(\text{Bi}_{1,97}\text{Pb}_1)_{2,97}\text{Te}_{4,02}$, ульманит $\text{Ni}_1\text{Sb}_{1,35}\text{S}_{1,38}$, поубаит $\text{Pb}_1\text{Bi}_{1,71}(\text{Se}_{0,56}\text{Te}_{0,14}\text{S}_{3,85})_{4,55}$, самородный висмут. Разработана геолого-поисковая модель золотого оруденения Топольнинского рудного поля.

Практическая значимость работы. Проведенные исследования могут быть использованы геолого-разведочными организациями при проведении прогнозно-поисковых работ на золото-скарновое оруденение. Полученные результаты дополняют и обобщают имеющуюся информацию по подобным объектам.

Апробация работы и публикации. По результатам исследований составлен научно-исследовательский отчет, разработаны рекомендации и критерии, которые использовались ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» при проведении поисковых и

оценочных работ в Топольнинском рудном поле. Основные положения диссертации докладывались: на XVI, XVII и XVIII Международных научных симпозиумах студентов и молодых ученых им. Академика М.А.Усова (г. Томск, 2012-2014), Пятой научно-практической конференции молодых ученых и специалистов с международным участием (г. Москва, 2013), научно-практической конференции «Интерпретация и оценка разноранговых рудогенных геохимических аномалий в сложных ландшафтно-геологических условиях» (г. Москва, 2013), Международной научно-практической конференции «Актуальные вопросы науки и образования» (г. Тамбов, 2013), Всероссийской научной конференции «Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах» (г. Новосибирск, 2014).

Всего по теме исследования опубликовано 12 работ, в том числе - 2 статьи в журналах, рецензируемых ВАК с импакт-фактором РИНЦ>0,1 и 2 статьи в журнале, индексируемый реферативной базой данной SCOPUS и Web of Science.

Объем и структура работы. Диссертационная работа объемом 120 страниц машинописного текста состоит из 6-ти глав и введения, заключения и списка литературы, включающего 219 названий. Диссертация иллюстрирована 16 рисунками и 30 таблицами.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю профессору, д.г.-м.н. В. Г. Ворошилову за руководство и непосредственное участие в работе. Особую благодарность автор выражает профессору, д.г.-м.н. А. К. Мазурову, который оказал неоценимую помощь в ее реализации. Автор благодарит весь коллектив НИ ТПУ в лице Т.В. Тимкина, Ю.С. Ананьева, И.В. Кучеренко, Е.А. Синкиной, Л.А. Краснощековой, Н.Ф. Столбовой, А.Я. Пшеничкина, Л.П. Рихванова, С.С. Ильенка, Т.Ю. Черкасовой и С.М. Сваровского. Автор выражает особую благодарность сотрудникам Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

Содержание работы

Геологическое строение района.

Топольнинское рудное поле расположено в пределах Ануйского структурного блока, который по зонам крупных разломов - на западе Башчелакского, на востоке Куячинского, граничит соответственно с Талицким и Катунским блоками. В металлогеническом плане Топольнинское рудное поле входит в состав Ануйского рудного района Алтае-Кузнецкого золоторудного пояса или, по современным представлениям, является составной частью Ануйского медно-золоторудно-россыпного узла Северо-Алтайского золоторудного пояса (Гусев, 2013; Бедарев, 1998).

Стратиграфический разрез рассматриваемого рудного поля сложен нижнесилурийскими терригенной чинетинской, терригенно-карбонатной полатинской свитами, карбонатно-терригенной громотухинской серией, терригенной чесноковской, нижнедевонской карбонатно-терригенной камышенской свитами.

Интрузивные образования представлены двумя массивами и многочисленными дайками топольнинского габбро-гранодиорит-гранитового комплекса (D_2), штоками и линейными субвулканическими телами куяганского риолит-дацит-андезитового комплекса (D_2). В экзоконтактах массивов вмещающие породы сильно ороговикованы и скарнированы.

ОСНОВНЫЕ ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Первое защищаемое положение. В пределах Топольнинского рудного поля установлены продукты метасоматических процессов, относящиеся к формациям: известковых скарнов, пропилитов, березитов.

Для рудного поля характерно распространение контактово-метаморфических и метасоматических пород, которые пространственно и парагенетически связаны со становлением гранитоидных интрузий Топольнинского комплекса (Гусев, 2006).

Контактово-метаморфические породы рудного поля представлены роговиками кварц-биотитового, биотит-полевошпатового, реже пироксен-плагиоклаз-роговообманкового и плагиоклаз-пироксенового состава и распространены в зонах экзоконтактов Топольнинского и Караминского массивов, в пределах экзоконтактов которых роговики образуют полосы мощностью от 300 до 1500 м. В данной работе контактово-метаморфические образования не изучались.

Изученность метасоматитов Топольнинского рудного поля недостаточная, поэтому исследования были сосредоточены на выяснении возрастной последовательности появления различных типов метасоматитов и руд. В настоящей работе классификация и номенклатура метасоматических пород дана на основании работ (Жариков, 1998; Петрографический кодекс ..., 2009; Классификация и номенклатура..., 1992).

Основная масса *скарнов* в Топольнинском рудном поле приурочена к зонам переслаивания карбонатных и терригенных отложений в экзоконтактовой зоне интрузивов топольнинского комплекса, часто в пространственной связи с дайками второй фазы этого комплекса. Рудовмещающими толщами являются терригенно-карбонатные громотухинская (S_{1gr}), реже камышенская (D_{1km}) свиты. Скарны образовались биметасоматически-инфильтрационным путем с преобладанием

инфильтрационной составляющей. По минеральному составу выделяются пироксен-гранатовые, гранатовые, волластонит-пироксен-гранатовые скарны, в единичных случаях встречается везувиан. Ниже приведена минерально-петрографическая характеристика этих пород.

Пироксен-гранатовые скарны – одна из самых распространенных разновидностей скарновых тел. Состав пироксен-гранатовых скарнов, развивающихся по алюмосиликатным породам, следующий: гранат (45–80 %), клинопироксен (10–35 %), амфибол (1–8 %), хлорит (0–10 %), кварц (2–10 %), кальцит (5–10 %). Гранаты в породе всегда преобладают над другими минералами. Состав граната переменный: содержание андрадитовой молекулы от 12 до 63 %. Для гранатов характерна как полная изотропия, так и аномальная анизотропия и зональное строение. Клинопироксены также имеют переменный состав. Содержание в них геденбергитовой молекулы меняется от 0 до 60 %. Преобладают пироксены с содержанием 15–25 % геденбергитовой молекулы.

Гранатовые скарны – широко распространенные породы скарновых тел. На 90 % сложены гранатом. Из других минералов встречаются кварц, кальцит, хлорит, лимонит. Состав граната переменный: содержание андрадитовой молекулы изменяется от 32 до 87 %. Для граната с преобладаниемgrossуляровой молекулы характерна аномальная анизотропность и зональное строение, тогда как андрадиты характеризуются полной изотропностью и сливными агрегатами.

Волластонит-пироксен-гранатовые скарны встречены в единичных образцах. Содержание волластонита не превышает 15 %. Волластонит развивается в виде радиально-лучистых, шестоватых, сноповидных агрегатов.

Кристаллизация скарновых минералов рудопроявления Баяниха Топольнинского рудного поля происходила при температуре 640–450°C, что соответствует надкритической области гидротермальной деятельности, при достаточно высокой солёности флюидного потока: концентрация солей в газовой-жидких включениях скарновых гранатов и пироксенов варьирует в пределах 33...20 мас.% NaCl-экв (Гусев, 2006).

Во внешних оторочках скарновых тел и вдоль рудоконтролирующих дизъюнктивов развиты метасоматические изменения *пропилитового* типа. По результатам петрографического изучения и данных, полученных методом термобарогеохимии, выделяются две термодинамические ступени пропилитизации: среднетемпературная (320–200°C) эпидот-актинолитовая и низкотемпературная (225–174°C) хлорит-эпидотовая, в которых иногда наблюдаются реликты первичных скарновых минералов. Внешне это породы мелко- и среднезернистой структуры от травяно- до темнозеленого цвета, в которых количество новообразованных минералов колеблется от 5 до 90 %.

На площади Топольнинского рудного поля преобладает *эпидот-актинолитовая* ассоциация (фация) пропилитов. Минералы группы эпидота представлены эпидотом и клиноцоизитом. Средняя железистость анализируемых эпидотов не превышает 41%. Амфиболы образуют длиннопризматические и игольчатые выделения. По своему химическому составу все исследованные амфиболы относятся к актинолит-ферроактинолитам. Магнезиальность амфиболов варьирует от 34 до 65%. Образование

эпидот-актинолитовой пропилитовой фации проходило при температурах порядка 320-200°C, при этом отмечается колебание солёности (19 ... 10 масс. % NaCl-экв.) во включениях при общем тренде понижения температуры.

Эпидот-хлоритовая ассоциация встречается реже и сменяет эпидот-актинолитовую по мере удаления от интрузивных и скарновых тел. Для хлоритов характерны сноповидные и чешуйчатые агрегаты. Средняя железистость хлоритов варьирует от 20 до 38%. По данным рентгеноспектрального анализа железистость эпидотов от эпидот-актинолитовой фации к эпидот-хлоритовой уменьшается и составляет в последней не более 35%. К эпидотам этой пропилитовой ассоциации установлена приуроченность минералов фосфатов редких земель – ксенотима и флоренсита.

Изучение газово-жидких включений в кальците эпидот-хлоритовой фации указывает, что её формированию происходило при температурах от 225°C до 174°C при общей понижающейся солёности 10...6 масс. % NaCl-экв.

Завершающие *кварц-эпидот-кальцитовые прожилки (эпидозиты)* сложены существенно клиноцоизитом и кальцитом. В незначительном количестве может присутствовать кварц. Средняя железистость эпидота варьирует от 5 до 7%. Температуры образования эпидозитов (по данным флюидных включений в кальците) снижается от 190 до 170°C при солёности 9...5 масс. % NaCl-экв.

Процесс завершается образованием маломощных (до 1,5 см) кальцитовых прожилков, секущих основную массу скарнированных и пропилитизированных пород. Температура гомогенизации флюидных включений в них составляет 190...180°C при солёности 6...2 мас. % экв. NaCl.

На эпидот-хлоритовую ассоциацию накладываются процессы метасоматического преобразования, которые по минеральным парагенезисам относятся к семейству *березитов*. Минеральные ассоциации *березитов* сопровождают кварц-карбонатные жилы и прожилки в теле диоритового штока. В скарнах процесс березитизации фиксируется в виде окварцевания. Предшественниками березиты детально не изучались.

По составу метасоматические породы семейства березитов представлены кварц-анкерит-серицитовой, устойчивой в кислых гидротермальных растворах и хлорит-серицит-анкеритовой ассоциацией, минералы которой устойчивы в слабощелочных и щелочных условиях. Такое сочетание кислотного и щелочного парагенезисов некоторыми авторами (Жариков В.А. и др., 1978; Плюшев Е.В. и др., 1972) описывается как единый петрогенетический процесс и, кроме фильтрационного эффекта, может быть объяснено вскипанием гидротерм, отделением паровой фазы, превращающейся в кислый конденсат, и запаздывающим наложением ощелоченного остаточного гидротермального раствора. В строении метасоматической колонки березитов можно выделить две зоны – внутреннюю и внешнюю. Внутренняя зона характеризуется кварц-анкерит-серицитовым составом и наличием кварцевых прожилков с сульфидами, мощность которых не превышает 3 см. Внешняя зона имеет хлорит-серицит-анкеритовый состав.

Серицит является главным типоморфным минералом березитов. Он представлен тонкочешуйчатыми агрегатами и имеет оптические свойства, ясно распознаваемые

только при достаточном размере зерен (вплоть до мусковита). Рентгеноспектральный анализ показал, что слюды относятся к мусковит-пирофиллитовому ряду.

Карбонат в березитах представлен анкеритом и встречаются в виде тонкозернистого агрегата в тесном сростании со слюдой (серицитом), а также в виде отдельных крупнокристаллических гнезд. В поздних низкотемпературных прожилках карбонат представлен чистым кальцитом.

Хлориты характерны для внешних зон березитизации. В березитах преобладает железистая разновидность хлоритов рипидолит-тюрингитового ряда ($f=60\%$).

Анализ общей картины эволюции термофлюидного потока (по данным изучения газово-жидких включений в типоморфных минералах) показал, что после отделения от магмы водно-солевого флюида соленость его вначале возросла до 45–60 мас.% экв. NaCl вследствие ретроградного кипения, а затем постепенно снижалась по мере падения температуры растворов (рис. 1, Тренд 1).

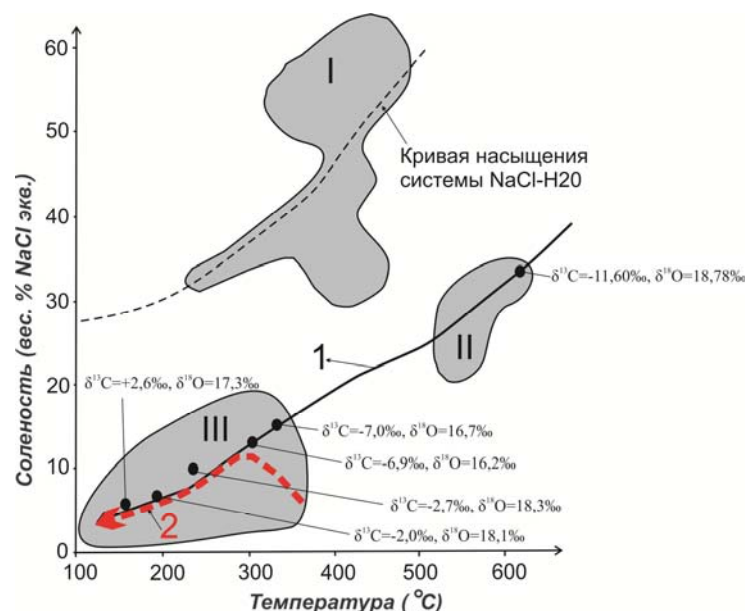


Рис. 1. Соотношение температуры гомогенизации и солености флюидных включений в минералах скарновых месторождений. I–III – относительно обособленные области (с привлечением данных (Рёддер, 1987; González-Partida E., and all, 2006; Гусев А.И., 2006; Рейф Ф.Г., 2009; Mollai H., and all, 2009; Catchpole H., and all, 2011; Li N., and all, 2012):

I – высокотемпературные включения в скарновых минералах; II – среднетемпературные высокоминерализованные включения в минералах скарнов и порфировых интрузий; III – низкоминерализованные включения минералах всех групп гидротермальных месторождений;

1 – тренд эволюции высокоминерализованного флюида; 2 – тренд эволюции низкоминерализованного флюида по данным флюидных включений в кальцитах

Топольнинского рудного поля.

При этом отделившаяся при кипении парогазовая смесь конденсировалась при температурах 400–350°C в виде слабоминерализованного раствора (до 5 мас.% экв. NaCl). Его соленость, по мере охлаждения, вначале возрастала (до 10...13 мас.% экв. NaCl), а при достижении температуры около 230°C начала снижаться вплоть до 2...1 мас.% экв. NaCl (рис. 1, тренд 2).

Феномен возрастающей солености на фоне снижающейся температуры можно объяснить как периодическим вскипанием растворов при резких перепадах давления, так и вытеснением воды из флюидов во вмещающие породы вследствие проявления эффекта обратного осмоса на начальном этапе рудоотложения, когда давление флюидов было достаточно высоким. В процессе охлаждения, снижения общего давления флюида и прохождении рубежа осмотического давления (Рейф, 2009), наступает момент смены обратного осмоса прямым и начинается интенсивный подток вод из окружающего пространства. В Топольнинском рудном поле инверсия движения растворов начинается при снижении температуры растворов до 235° С и достижении солености растворов 10...13 мас.% экв. NaCl. С этого момента соленость растворов начинает устойчиво снижаться вплоть до 2...1 мас.% экв. NaCl на фоне падения температуры минералообразования до 190...180°С.

Данные изучения изотопии углерода и кислорода различных генераций кальцита золото-скарновых проявлений Топольнинского поля подтверждают данное предположение. В ранних кальцитах значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются в пределах -17,0...-6,9‰, что указывает на существенную роль ювенильного («мантийного») углерода в составе этих минералов. В кальцитах, образовавшихся ниже 230°С, значения $\delta^{13}\text{C}$ резко возрастают до -2,7...+2,6. Эти значения указывают на то, что углерод поздних кальцитов в значительной мере заимствован из вмещающих мраморизованных известняков. В то же время, узкий диапазон изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (+16,2...+19,0‰) на всем интервале формирования кальцитов свидетельствует в пользу того, что разбавление флюидов на завершающих этапах гидротермального минералообразования осуществляется преимущественно теми же водами, что ранее были вытеснены из зоны рудоотложения в окружающее пространство.

Второе защищаемое положение. В составе рудной минерализации выявлены следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): молибденит-пиритова-арсенопиритовая → сульфидно-полиметаллическая → золото-теллуридно-сульфидная.

Исследования особенностей взаимоотношений сульфидной минерализации показали, что руды формировались с образованием нескольких последовательных минеральных ассоциаций, при этом основные концентрации золота связаны с поздними парагенезисами. Отсутствие внутриминерализационных даек, приуроченность разновременных рудных минералов к одним и тем же структурам, единство околорудного метасоматоза безрезитового типа при наличии одной волны эволюции кислотности-щелочности растворов, – все это не позволяет разделять рудную минерализацию на стадии в понимании этого термина Д.С. Коржинским и его последователями. Выделенные рудные ассоциации мы параллелизуем со ступенями минерального равновесия в пределах единой стадии рудоотложения.

Ранняя минеральная ассоциация представлена кварцем, кальцитом, пиритом и арсенопиритом, реже молибденитом. Вторая ступень минерализации характеризуется отложением сульфидов полиметалльного состава. В отложения минералов этой ступени равновесия термодинамические условия процесса изменялись, вследствие чего менялся минеральный состав близодновременных минеральных ассоциаций, частично

разобщенных в пространстве: в первую очередь образовалась кварц-пирротин-халькопирит-эпидот-амфибол-кальцитовая минеральная ассоциация, затем сфалерит-галенитовая, затем борнитовая. С третьей ступенью равновесия связана золото-теллуридно-сульфидная минеральная ассоциация.

Ниже приведена минералогическая характеристика рудных минеральных ассоциаций.

Ранняя относительно высокотемпературная (310-207°C) ступень представлена молибденит-пирит-арсенопиритовой ассоциацией. В этот период происходило отложение следующих минералов.

Молибденит встречается как в березитах, так и в виде секущих сульфидно-карбонатных прожилков в скарнах. Для молибденита характерны пластинчатые, деформированные агрегаты. Нередко в межзерновом пространстве молибденита фиксируются ультрамелкие включения золота и минералов поздней золото-теллуридной ассоциации. Состав молибденита: Mo – 66,09...67,33 мас.%; S – 36,04...37,85 мас.%. Прямых взаимоотношений молибденита с пиритом и арсенопиритом не выявлено, их пространственная разобщенность обусловлена, видимо, зональностью отложения.

Пирит является одним из наиболее распространенных минералов в рудах. Для пирита отмечаются различные формы выделения. Изучение термоЭДС пиритов показало присутствие в рудах одного типа кристаллов – с дырочным типом проводимости, значения которого изменяются в интервале от 40 до 74 мВ при микротвердости не превышающей 1550 кгс/мм². По морфологическим особенностям кристаллы пирита относятся к кубическому и пентагондодекаэдрическому габитусам. В составе пиритов по данным рентгеноспектрального анализа выявлено (в мас.%): S – 45,44...53,06; Fe – 36,03...45,62; изоморфные примеси Co, Ni и As.

Содержание *арсенопирита* в рудах достигает 10 % от общего числа сульфидов, в отдельных образцах он может слагать мономинеральные прожилки. Состав минерала: Fe – 31,86...34,13 мас.%; As – 43,13...48,17 мас.%; S – 17,76...20,07 мас.%; отмечается примесь Co и Ni. Арсенопирит формировался частично одновременно с пиритом, частично позже.

Вторая ступень минералообразования представлена борнит-галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновой (полиметаллической) ассоциацией.

Рудоотложение этой стадии начиналось с *пирротина-I*. Его содержание относительно рудных минералов от 5 до 90 %. Для минерала характерны пойкилитовые включения актинолитов, что свидетельствует об их близодновременном образовании. Встречаются микровключения зерен пирротина в сфалерите. Но наиболее распространенная ассоциация – это зерна пирротина, сцементированные аллотриоморфным агрегатом халькопирита. По данным рентгеноспектрального анализа зафиксированы также микровключения пирротина-II, вместе с цумоитом, в виде реакционной каймы вокруг тетрадимита, на контактах его с хлоритом.

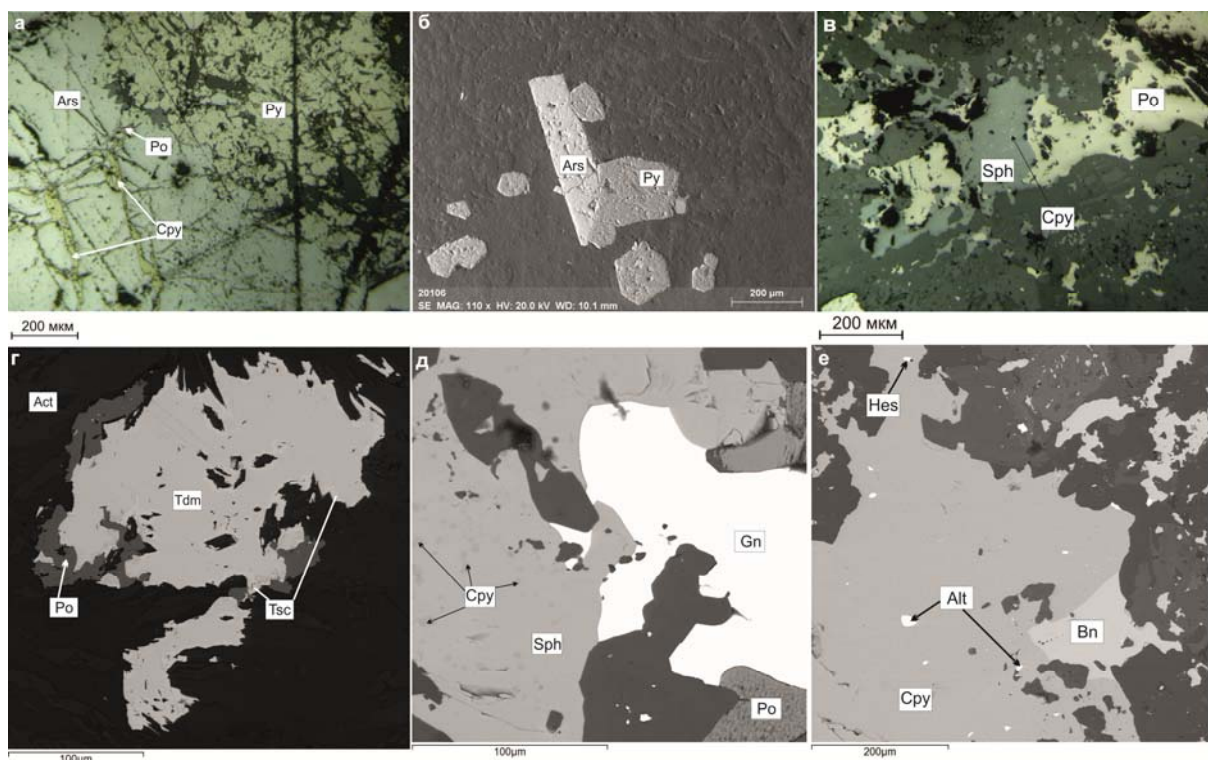


Рис. 2. Взаимоотношения сульфидов в минеральных ассоциациях:

а, б – молибденит-пирит-арсенопиритовая (Ars – арсенопирит, Py – пирит, Cpy – халькопирит); в, г – пирротин-халькопиритовая (Po – пирротин, Cpy – халькопирит, Tdm – тетрадимит, Tsc – цумоит, Act - актинолит); д – сфалерит-галенитовая (Sph – сфалерит, Gn – галенит); е – борнитовая (Bn – борнит, Alt – алтаит, Hes – гессит). а, в – изображение в отраженном свете. б, г, д, е – снято на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионной системой микроанализа.

Халькопирит часто наблюдается в ассоциации с пирротин-халькопиритом, сфалеритом, галенитом и борнитом. Выделены две генерации халькопирита. Халькопирит-I ассоциирует с пирротин-халькопиритом, пиритом, арсенопиритом и борнитом. Для халькопирита-I, как и для пирротина, характерно наличие множества пойкилитовых включений амфиболов, что говорит об их сингенетичном образовании. Халькопирит-II проявлен в виде эмульсионных вкрапленников в сфалерите, которые имеют самые разнообразные формы: округлые, точечные, нитевидные и другие. Размеры этих включений варьируют от микроскопических до 1...2 мм и нередко содержание их достигает до 30 % площади зерна сфалерита. Детальные микроскопические исследования характера распределения включений халькопирита в сфалерите показывают, что они могли возникнуть как продукты распада твердого раствора.

Сфалерит представлен клейофаном. Встречается как в виде эмульсионной вкрапленности в халькопирите, так и в виде отдельных зерен или их скоплений в ассоциации с пирротин-халькопиритовым агрегатом. В рудах встречается редко.

Галенит-1 наблюдается в ассоциации со сфалеритом. Галенит-2 встречается в виде субмикронных прожилков и вкраплений вместе с минералами теллура, селена и

самородным золотом и висмутом. Содержание галенита в рудах незначительны. Галенит образует аллотроморфные агрегаты с характерными треугольниками выкрашивания вокруг зерен ранних сульфидов, иногда залечивает микротрещинки в этих минералах.

Борнитовая минерализация наблюдается редко. Борнит имеет характерные пластинчатые и решётчатые структуры распада с халькопиритом и часто замещается вторичными минералами, такими как ковеллин и халькозин и. В этой минеральной ассоциации встречены также более поздние мелкие вкрапления золота, алтаита, гессита.

В составе третьей ступени минерализации рентгеноспектральным микроанализом нами впервые для рудного поля установлены: герсдорфит $(\text{Fe}_{0,17}\text{Ni}_{0,5}\text{Co}_{0,36})\text{As}_1\text{S}_{0,93}$, цумоит $\text{Bi}_{1,02}\text{Te}_1$, гессит $\text{Ag}_{1,81}\text{Te}_1$, ковальтин $\text{Co}_1\text{As}_{1,08}\text{S}_{1,19}$, раклиджит $(\text{Bi}_{1,97}\text{Pb}_1)_{2,97}\text{Te}_{4,02}$, ульманит $\text{Ni}_1\text{Sb}_{1,35}\text{S}_{1,38}$, поубаит $\text{Pb}_1\text{Bi}_{1,71}(\text{Se}_{0,56}\text{Te}_{0,14}\text{S}_{3,85})_{4,55}$, самородный висмут. Зафиксированы также ранее известные тетрадимит и тетраэдрит. Минералы третьей ступени, в основном, образуют прожилки и просечки в агрегатах вышеописанных ранних ассоциаций. Секущих взаимоотношений между минералами внутри данной ступени не установлено. Минерал поубаит встречен в единичных образцах, анализ его структурных взаимоотношений с висмутом и галенитом позволяет отнести их к одному минеральному парагенезису. Морфологические особенности выделений висмута (отсутствие двойниковой структуры, тонкозернистые агрегаты, формирующие прожилки) свидетельствуют об его кристаллизации из нейтральных-слабощелочных и восстановительных растворов при температуре ниже 271°C (Вахрушев, 1972).

В гипергенный этап первичные сульфидные минералы подверглись окислению с образованием плёнок, примазок, охр и прожилков лимонита, малахита и азурита.

Самородное золото находится обычно в парагенезисе с минералами третьей ступени: с цумоитом, алтаитом, гесситом, галенитом, раклиджитом, герсдорфитом, поубаитом, тетраэдритом, самородным висмутом. Размер включений золотин варьирует от 5 до 20 мкм. Формы золотин в рудных телах разнообразные: пластинчатые, амебовидные. Химический состав изменяется в пределах: Au – 60,36...90,06 мас. %, Ag – 7,98...35,09 мас. %. Среднее значение микротвердости – 92,845 кгс/мм². Золото кристаллизовалось с большим разрывом во времени относительно образования скарных минералов и выделялось в заключительные моменты сульфидного минералообразования.

Золото, связанное с березитами среди гранитоидов, локализуется преимущественно в молибденит-кальцитовых прожилках в виде тонких прожилков и включений между пластинок молибденита. Размер золотин не превышает 5-12 мкм. Золото по данным рентгеноспектрального анализа имеет следующий состав (в мас.%): Au – 86,91...88,46; Ag – 7,41...8,26. Вместе с золотом здесь встречается цумоит, образующий аналогичные прожилки между чешуек молибденита.

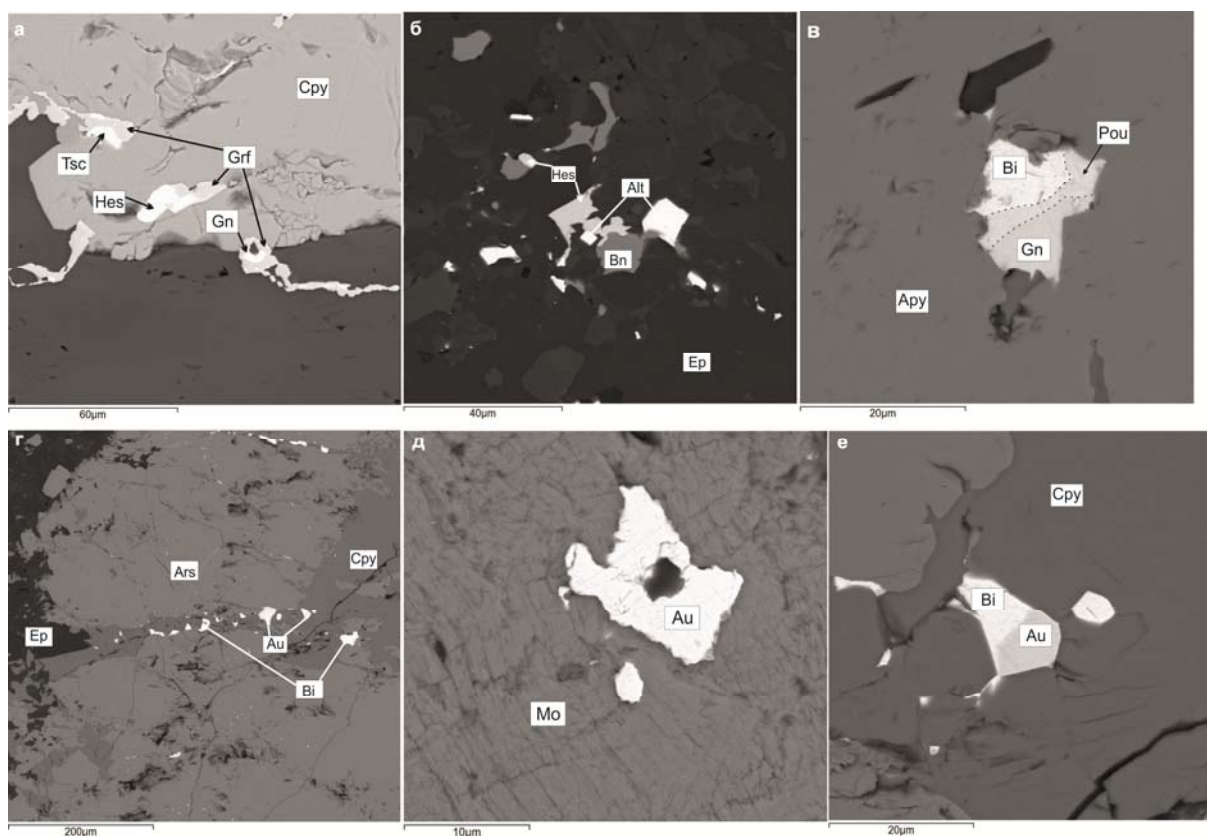


Рис. 3. Взаимоотношения минералов золото-теллуридно-сульфидной минеральной ассоциации с более ранними сульфидными ассоциациями:

Ars – арсенопирит, Cpy – халькопирит, Tsc – цумоит, Hes – гессит, Gn – галенит, Grf – герсдорфит, Alt – алтаит, Bn – борнит, Ep – эпидот, Bi – самородный висмут, Pou – поубаит, Au – самородное золото, Мо - молибденит. Снято на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионной системой микроанализа.

Ниже приведена парагенетическая схема (рис. 4), отражающая последовательность образования выше описанных метасоматитов и наложенных руд. В диссертационной работе для силикатных и рудных минералов представлены таблицы химических составов, рассчитаны кристаллохимические формулы, результаты анализов вынесены на классификационные диаграммы.

Анализ опубликованной литературы обнаруживает явное сходство Топльнинского рудного поля с большинством золото-скарновых объектов Алтае-Саянской складчатой области (Гусев, 2013; Ворошилов, 2011; Санин, 2010; Тимкин, 2009; Коробейников, 2006; Вахрушев, 1972; Столбова, 1970).

Эпоха	Гипогенная								Гипергенная
Этап	Гидротермальный								
Стадия	Скарновая	Пропилитовая			Березитовая	Рудная			
Степень		Эпидот-актинолитовая	Эпидот-хлоритовая	Кварц-эпидот-кальцитовая		Молибденит-арсенопирит-пиритовая	Сульфидно-полиметаллическая	Золото-теллуридно-сульфидная	Пострудная
Минеральная ассоциация									Гидротермально-карбонатная
Гранат									
Пироксен									
Волластонит									
Шеелит									
Скалопит									
Кварц									
Кальцит									
Амфибол									
Эпидот									
Хлорит									
Альбит									
К.п.ш.									
Апатит									
Фосфаты редких земель									
Серпентин									
Арсенопирит									
Пирит									
Молибденит									
Пирротин									
Халькопирит									
Сфалерит									
Галенит									
Борнит									
Халькозин									
Ковеллин									
Тетрадимит									
Тетраэдрит									
Теллуриды Pb, Bi и Ag*									
Селениды Bi и Pb**									
Сульфиды Ni, Co и As***									
Золото (спектр)									
Висмут самород.									
Лимонит									
Малахит									
Азурит									
Тектонические подвижки, интенсивность их проявления									
Температура, °C	640-450	320-200	225-174	190-170		310-207	240-187		190-180
Соленость, мас. % NaCl-экв.	33...20	19...10	10...6	9...5		19...11	9...4,5		6...2
Изотопия $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов, ‰	$\delta^{13}\text{C}=-11,60\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}=18,78\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}=-7,0...-6,9\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}=16,7...16,2\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}=-2,7...-2,0\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}=18,3...18,1\text{‰}$						$\delta^{13}\text{C}=+2,6\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}=17,3\text{‰}$

Рис. 4. Схема последовательности минералообразования в пределах Топольнинского рудного поля. Теллуриды Pb, Bi и Ag: цумоит, гессит, алтаит; селениды Bi и Pb: поубаит, раклиджит; сульфиды Ni, Co и As: кобальтин, ульманит, герсдорфит.

Третье защищаемое положение. Разработаны прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения в Топольнинском рудном поле, характеризующиеся комплексом минералого-геохимических признаков, отражающих условия формирования оруденения и особенности его размещения в рудоконтролирующих структурах.

В региональном плане золото-скарновое оруденение приурочено к центральным и периферическим частям крупных очаговых структур. Данные структуры проявляются кольцевым комплексом дуговых элементов рельефа, геологических границ, структур, опознаваемых на аэро-космоснимках.

К таким очаговым структурам приурочены гранитоидные массивы топольнинского комплекса, контролирующие размещение золото-скарнового оруденения. В локальном плане отмечается также тесная связь оруденения с дайками диорит-порфириров, гранодиорит- и гранит-порфиров II этапа топольнинского комплекса (Гусев, 2006).

Из других индикаторных признаков оруденения следует отметить развитие комплекса гидротермально-измененных пород: скарнов, пропилитов и березитов. Для них характерно зональное строение. Зональность скарнов проявлена относительно контактов интрузивов топольнинского комплекса и подчиняется структурному контролю, что отражает биметасоматически-инфильтрационный механизм образования скарнов в рудном поле. По мере удаления от контакта интрузивов гранатовые скарны сменяются пироксен-гранатовыми и локально волластонит-пироксен-гранатовыми. По периферии скарновых тел и в линейных зонах разрывных нарушений развиваются пропилитовые метасоматиты. Зональное строение пропилитов выявляется по различию в минеральном составе и типоморфизму некоторых минералов. Для ранней эпидот-актинолитовой фации характерны амфиболы актинолит-ферроактинолитового ряда и эпидот с высокой железистостью (до 41 %). По мере удаления от контакта интрузивов и скарновых тел эпидот-актинолитовые пропилиты сменяются эпидот-хлоритовыми. Эпидоты из эпидот-хлоритовой фации пропилитов характеризуются меньшей железистостью (около 35 %); кварц-эпидот-кальцитовые прожилки содержат эпидот с еще более низкой железистостью, равной 5...7 %. Применение микротермометрического метода также позволило разделить метасоматиты по температурам образования и солености флюидных включений, законсервированных в минералах-индикаторах каждой фации (см. парагенетическая схема). Наиболее богатые руды приурочены к участкам развития эпидот-актинолитовой фации пропилитов.

Березиты занимают секущее положение относительно скарнов и пропилитов, в линейных зонах метасоматоза березиты залегают субсогласно с пропилитами. Оруденение приурочено к внутренней, кварц-карбонат-серицитовый зоне березитов.

Характер пространственных взаимоотношений продуктов выделенных метасоматических формации показаны на рисунке 5.

Объемная рудная зональность ранга рудных тел является концентрической и выражена в постепенном сокращении объема продуктов рудоотложения от ранних минеральных ассоциаций к поздним. В центральных частях рудных тел обычно

развиты все рудные минеральные ассоциации; на периферии рудных тел фиксируются только ранние минералы – пирит, арсенопирит, молибденит.

В масштабах рудного поля известные рудопроявления фиксируются аномалиями Au, Ag, Bi, Cu, As, Sb и контролируются разломами северо-западного и северо-восточного направлений, малыми кольцевыми (до 9,5 км в диаметре) и дуговыми структурами (рис. 6а). Аномалии Co, Ni и V образуют дуговые ореолы, окаймляющие участки развития ассоциации Au, Ag, Bi, Cu (выделенной автором при многомерной статистической обработке геохимических данных) и тяготеющие к контурам кольцевых структур.

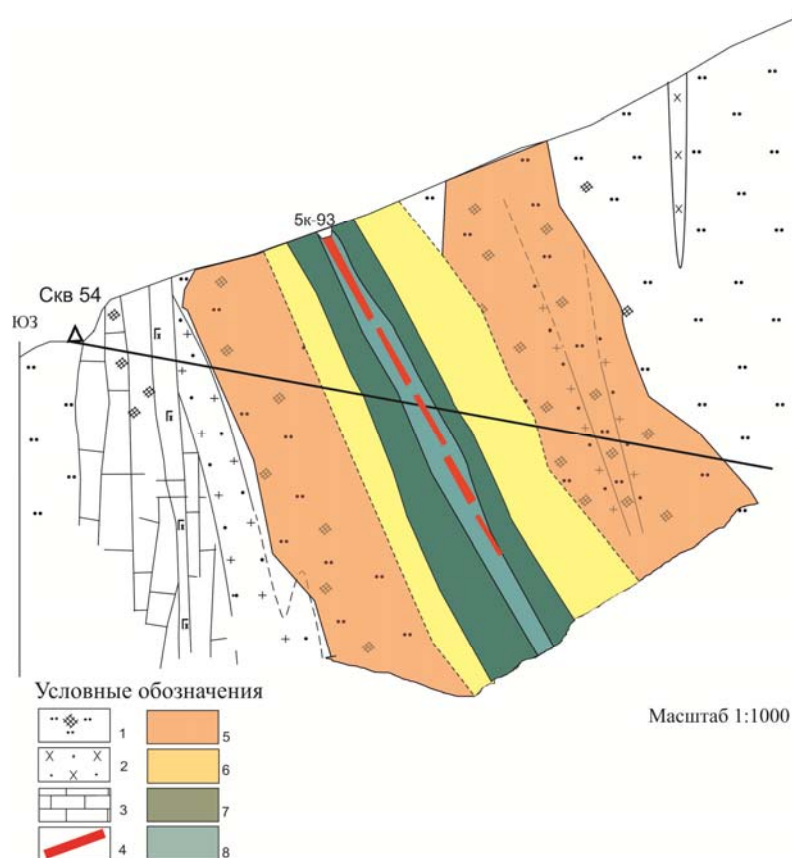


Рис. 5. Пространственное взаимоотношение метасоматических формаций (скважина 54, участок Баяниха): 1) ороговикованные алевролиты с гнездами скарнов; 2) диоритовые порфириты; 3) известняки; 4) рудное тело; 5) гранатовые скарны; 6) пропилиты; 7) хлорит-серицит-анкеритовая зона; 8) кварц-карбонат-серицитовая зона.

Сами кольцевые структуры приурочены к выходам гранитоидных интрузивов и связаны, судя по всему, с воздействием потоков магматогенных флюидов. Большая часть контрастных аномалий Au, Ag, Bi, Cu, а также As и Sb, группируется в узлы по периферии выявленных кольцевых структур, что отражает приуроченность оруденения к контактовой зоне интрузивов топольнинского комплекса и косвенно подтверждает парагенетическую связь оруденения с названным комплексом.

Объекты ранга месторождений фиксируются концентрически зональными аномальными структурами геохимического поля, в строении которых обособляется ассоциации, выявляемых факторным анализом геохимических данных (рис. 6б). Для центральных (ядерных) зон АСГП характерна ассоциация Au, Ag, Cu, Bi, (Pb, Zn, W, Sn). Промежуточная зона АСГП фиксируется близфоновыми концентрациями всех элементов. Во фронтальной зоне концентрируются Co, Ni, Cr, при фрагментарном повышении содержаний вышеперечисленных халькофильных элементов.

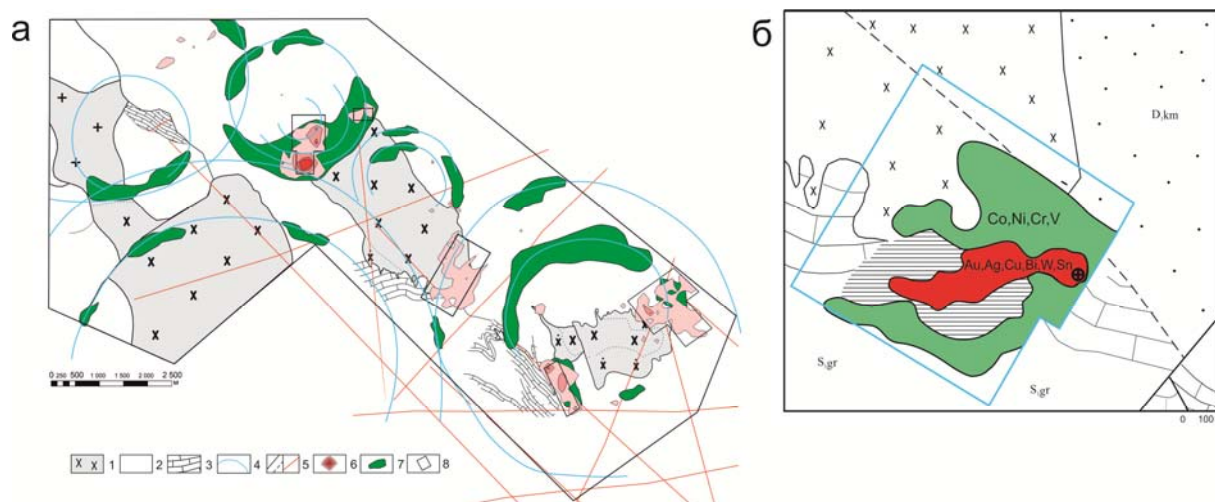


Рис. 6. Распределение геохимических ассоциаций:

а – в пределах Топольнинского рудного поля; б – в пределах рудопроявления Чертова Яма; 1) магматические интрузии 2) терригенные породы; 3) известняки; 4) линеаменты, трактуемые как разрывные нарушения; 5) кольцевые структуры; геохимические ассоциации: 6) Au-Ag-Bi-Cu-(As-Sb); 7) Co-Ni-V; 8) золоторудные рудопроявления.

Геофизические предпосылки локализации различных типов оруденения имеют свои специфические особенности. В гравитационном поле, в отличие от других золото-скарновых полей региона, рудогенерирующие интрузивы не фиксируются, в связи с отсутствием во вмещающей толще более плотных эффузивов основного состава.

На карте магнитного поля фиксируются слабомагнитные гранитоиды Топольнинского интрузива и среднемагнитные диориты Караминского массива, в зонах экзо- и эндоконтактов которых развиты магнитные разности. При этом аномалии интенсивностью до 670 гамм над Караминским интрузивом смещены к его восточному контакту, в район скарнового проявления Рыбный Лог II. Над Топольнинским массивом поле отрицательное, что связано, вероятно, с преобладанием немагнитных разновидностей пород в его составе. Вдоль контактов Топольнинского массива прослеживаются три положительные аномалии интенсивностью до 50 гамм на фоне отрицательных в 100–150 гамм. Такие значения спектромагнитной шкалы характерны для ареалов гидротермально измененных пород, претерпевших разуплотнение с понижением характеристик намагниченности. Проявление оруденения в электрических полях обусловлено ассоциацией золота с высокопроводящими сульфидами. В целом

Топольнинское рудное поле располагается на периферии контрастного максимума ЕЭП. В полях КП и КС объект выражен локальным минимумом, вытянутым в СЗ направлении.

Анализ литературных материалов по золото-скарновым месторождениям Алтае-Саянской складчатой области и других регионов показывает, что выявленные для рассматриваемого рудного поля геолого-генетические особенности являются характерными для большинства золото-скарновых месторождений Алтае-Саянской складчатой области и других регионов (Гусев, 2013; Ворошилов, 2011; Санин, 2010; Тимкин, 2009; Коробейников, 2006; Вахрушев, 1972; Столбова, 1970).

Заключение

В результате выполненных исследований изучены гидротермально-метасоматические образования Топольнинского рудного поля. Впервые для объекта предложена их классификация на базе современных представлений о классификации и номенклатуре метасоматических образований. Исследованы условия формирования и минерально-геохимические особенности золоторудной минерализации. По результатам микрозондового анализа определены рудные минералы (цумоит, гессит, раклиджит, поубаит, герсдорфит, ульманит, кобальтин, самородные висмут, серебро и кремний), которые до этого в рудном поле были неизвестны. Автором применен комплекс исследований (оптическая и электронная микроскопия, термобарогеохимический анализ, изучение изотопии карбонатов, изучение физических и механических свойств минералов, и ряд других) с помощью которых были выявлены геолого-генетические особенности рудного поля и предложена прогнозно-поисковая модель золотого оруденения в Топольнинском рудном поле.

Список опубликованных работ по теме диссертации

1. **Савинова (Логвиненко) О.В.**, Тимкин Т.В. Вещественный состав и последовательность минералообразования рудопроявления Лог-26 Топольнинского золоторудного поля (Горный Алтай) // Вестник Томского государственного университета. – 2014 – №. 383. – С. 212-220.
2. **Савинова О.В.**, Тимкин Т.В., Асканакова О.Ю. Флюидные включения и изотопия карбонатов Топольнинского золото-скарнового поля (Горный Алтай) // Фундаментальные исследования. – 2014 – №. 8-5. – С. 1107-1113.
3. Voroshilov V.G., **Savinova O.V.**, Ananjev Y.S., Abramova R. N. Anomaly Geochemical Fields in Siberian Hydrothermal Gold Deposits [Electronic resources] // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science: XVIII International Scientific Symposium in Honour of Academician M. A. Usov. - Bristol: IOP Publishing Ltd., 2014 – Vol. 21 – P. 1-6. – Mode of access: <http://iopscience.iop.org/1755-1315/21/1>
4. Pshenichkin A.Y., Oskina Y.A., **Savinova O.V.**, Dolgaya T.F. Gold in Pyrite within Altai – Sayan Folded Belt Gold Deposits [Electronic resources] // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science: XVIII International Scientific Symposium

in Honour of Academician M. A. Usov - Bristol: IOP Publishing Ltd., 2014 – Vol. 21 – P. 1-4. – Mode of access: <http://iopscience.iop.org/1755-1315/21/1>

5. Савинова (Логвиненко) О.В. Перспективы поисковых работ на золото в пределах Топольнинского рудного поля (Горный Алтай) // Проблемы геологии и освоения недр. – Томск: Изд. ТПУ, 2012. – С. 206-208.
6. Савинова (Логвиненко) О.В. Стадийность минералообразования Топольнинского рудного поля (Горный Алтай) // Проблемы геологии и освоения недр. – Томск: Изд. ТПУ, 2013. – С. 201-203.
7. Савинова (Логвиненко) О.В. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов золото-скарновых проявлений Топольнинского рудного поля (Горный Алтай) // Международный научно-исследовательский журнал. – 2013. – №. 12 (19) Часть 2. – С. 5-6.
8. Савинова (Логвиненко) О.В. Вещественный состав и последовательность минералообразования рудопроявления Лог-26 Топольнинского золоторудного поля (Горный Алтай) // Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых: тезисы докладов Пятой научно-практической школы-конференции молодых ученых и специалистов с международным участием, посвященной 150-летию со дня рождения академика В.А. Обручева. – Москва, 11-12 Декабря 2013. – Москва: ФГУП ВИМС, 2013. – С. 79-80.
9. Тимкин Т.В., **Савинова (Логвиненко) О.В.** Особенности геохимической зональности рудопроявления «Чертова Яма» Топольнинского золоторудного поля (Алтайский край) // Материалы конференции «Интерпретация и оценка разноранговых рудогенных геохимических аномалий в сложных ландшафтно-геологических условиях». – Москва, 2013. – С. 39-40.
10. Савинова (Логвиненко) О.В. Самородное золото, висмут и теллуриды в скарнах Топольнинского рудного поля // Актуальные вопросы образования и науки: сборник научных трудов по материалам Международной научно-практической конференции. – Тамбов, 30 Декабря 2013. – Тамбов: Изд-во ТРОО "Бизнес-Наука-Общество", 2013. – с. 69-72
11. Савинова (Логвиненко) О.В. Интерпретация данных изучения флюидных включений в минералах скарнов Топольнинского рудного поля (Горный Алтай) // Проблемы геологии и освоения недр. – Томск: Изд. ТПУ, 2014. – С. 221-222.
12. Савинова О.В. Условия формирования золотоскарновых рудопоявлений Топольнинского рудного поля (Горный Алтай) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – №. 3. – С. 105-108.

Подписано к печати 27.10.2014. Формат 60x84/16. Бумага «Снегурочка».
Печать XEROX. Усл. печ. л. 1,22. Уч.-изд. л. 1,10.
Заказ 1085-14. Тираж 100 экз.



Национальный исследовательский Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Издательства Томского политехнического университета
Сертифицирована в соответствии с требованиями ISO 9001:2008



ИЗДАТЕЛЬСТВО  **ТПУ**. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30
Тел./факс: 8(3822)56-35-35, www.tpu.ru