

**Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования «Национальный исследовательский Томский
политехнический университет»**

На правах рукописи

Молукпаева Диана

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СОХАТИНОМ РУДНОМ ПОЛЕ
(ПРИКОЛЫМСКИЙ ТЕРРЕЙН)**

Специальность 1.6.10 Геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения (геолого-минералогические науки)

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор
Ворошилов Валерий Гаврилович

Томск – 2026 год

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ИЗУЧЕННОСТЬ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ.....	9
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	14
ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГИЯ СОХАТИНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	32
ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ.....	59
ГЛАВА 6. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СОХАТИНОГО ТИПА.....	79
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	110
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	112

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Сохатиное золоторудное поле локализовано в протерозойских метаморфических толщах одного из блоков Приколымского террейна. До недавнего времени золото здесь добывалось только из россыпей. Большинство золоторудных месторождений Восточной Якутии и Магаданской области, приуроченных к зонам сопряжения надвигов и секущих рудоконтролирующих структур, являются потенциальными объектами промышленной добычи рудного золота, но на многих из них, включая Сохатиное, условия локализации и вещественный состав руд изучены недостаточно, что сдерживает их освоение и определяет актуальность выполненных исследований. Кроме того, Сохатиное рудное поле по составу рудовмещающих пород, минералогии руд, их геохимическим особенностям и степени сохранности кор выветривания отличается от объектов-аналогов в регионе, что определяет необходимость уточнения генезиса и разработки критериев прогнозирования и поисков месторождений этого типа.

Целью диссертационной работы является исследование минерального состава руд и метасоматитов Сохатиного месторождения, их геохимических особенностей и условий формирования, выявление закономерностей размещения золотого оруденения и разработка критериев его прогнозирования в Сохатином рудном поле.

Фактический материал и методы исследования

Минералогия метасоматитов и руд изучалась по образцам из разведочных канав и керн поисково-оценочных скважин, пройденных ООО «Дюамель» в 2017-19 годах. Химический состав пород, метасоматитов и руд исследован по данным геохимического картирования керн и полотна канав. Петрографические описания пород и руд проводились методом оптической микроскопии на тонких срезах образцов горных пород с использованием микроскопа Carl Zeiss Axio Imager.A2m (исполнители Исаева Е.Р., Молукпаева Д.). Химический состав минералов

определялся методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с использованием микроскопа Tescan Vega 3 SBU (Чехия, TESCAN), оснащенного рентгеновским энергодисперсионным детектором Oxford X-Max 50 (EDX) с Si/Li кристаллическим детектором (НИ ТПУ, аналитик Якич Т.Ю.). Ускоряющее напряжение для СЭМ съемки и анализа составляло 20 кВ с интенсивностью тока зонда в пределах 4...11,5 нА. Локальный рентгеноспектральный анализ выполнялся с предварительной калибровкой интенсивности зонда (11,4...11,5 нА) по кобальтовому стандарту при рабочем (фокусном) расстоянии 15 мм. СЭМ фотографии накапливались для двух основных детекторов: вторичных электронов (SE – secondary electrons) и обратно-рассеянных электронов (BSE – backscattered electrons).

Рентгенофазовый анализ (РФА) образцов горных пород проводился в АО ТомскНИПИнефть (г. Томск, аналитик Кравченко Г.Г.) на рентгеновском дифрактометре RIGAKU ULTIMA IV с реализацией съемки рентгенограмм в геометрии Брега-Брентано.

Для исследования флюидных включений были подготовлены полированные пластины из образцов кварца. Изучения проводились по первичным включениям, которые определялись по характеру расположения и распространению их в минерале. Флюидные включения изучались с помощью прибора Linkam THMS600, совмещенного с оптическим микроскопом Carl Zeiss Axio Imager и рамановского спектрометра (КР-спектроскопии) Thermo Scientific Fisher DXR2 (длина волны излучения 785 нм) в режиме конфокальной съемки с пространственным латеральным разрешением до 1 мкм и по глубине порядка 3 мкм (НИ ТПУ, аналитик Молукпаева Д.). На температурном столике определялись: температура гомогенизации (Тг.), температура эвтектики (Тэвт.), температура полного плавления льда (Тп.л.), с помощью которых можно судить о минимальной температуре формирования кварца, состава водной фазы и солености флюидного раствора (Реддер 1987; Борисенко 1977; Vodnar 1994). Спектрометр комбинационного рассеяния позволил определить состав водной и газовых фаз флюидных включений, а также определить их плотность с помощью «диад Ферми»

по спектру $^{12}\text{CO}_2$ в проявленных значениях 1285 и 1388 cm^{-1} (Kawakami, 2003; Frezzotti, 2012).

Многоэлементный масс-спектрометрический анализ с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) и силикатный анализ пород методом плазменно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES) проводились в ООО «Химико-аналитический центр», г. Томск, аттестат аккредитации РОСС RU № 0001.516895. Ответственные исполнители Филипас Т.А., Маковенко А.Н.

Фазовый анализ серы общей и серы сульфатной проводился в АО «Иргиредмет», г. Иркутск, аттестат аккредитации № Росс RU.0001.510043. Ответственные исполнители Синькова Л.В., Горбунова К.М.

Научная новизна.

– В работе представлены новые данные о минеральном составе руд и последовательности рудоотложения. Впервые для рудного поля установлены термобарические параметры процесса рудоотложения. Обновлена парагенетическая схема минералообразования, включающая 7 минеральных ассоциаций, объединенных в 4 стадии.

– Выявлен комплекс элементов-индикаторов золотого оруденения для всех типов первичных и окисленных руд. Разработана модель аномального геохимического поля Сохатиного месторождения.

– Разработан комплекс прогнозно-поисковых критериев для золотого оруденения сохатиного типа.

Основные защищаемые положения:

1) Выделено четыре стадии гидротермального рудного процесса: 1) пропилитовая, включающая I) эпидот-магнетит-хлоритовую и II) кварц-пирит-хлорит-кальцитовую ассоциации; 2) березит-пиритовая, включающая ассоциации: III) кварц-хлорит-карбонат-серицитовую и IV) кварц-анкерит-пиритовую; 3) золото-полиметаллическая, объединяющая V) золото-полисульфидную и VI) золото-висмут-теллуридную ассоциации; 4) пострудная, включающая VII) кварц-кальцитовую ассоциацию.

2) В пределах месторождения элементы-индикаторы золотого оруденения формируют концентрически зональные аномальные геохимические поля. Ядерная зона концентрирования сложена двумя геохимическими ассоциациями: накопление Au, Ag, As, Bi, Mo (рудные тела) в пределах более обширных комплексных аномалий Pb, Cu, Te, Se, W, связанных с зонами березитов. Фронтальная зона представлена ассоциацией Be, Sb, Tl.

3) Разработан комплекс критериев локализации богатого золотого оруденения: приуроченность оруденения к зонам сопряжения пологопадающих надвигов и крутопадающих разрывов, контрастно отражающихся в геофизических и геохимических полях, наличие галенит-халькопиритовой и теллуридно-висмутовой минерализации в зонах березитов, фиксируемой полиэлементными аномалиями Au, Cu, Pb, Ag, Bi, Te, As, Se, W, Mo.

Практическая значимость работы. Проведенные исследования могут быть использованы геологоразведочными и горнодобывающими организациями при проведении в регионе прогнозно-поисковых работ на золотое оруденение. Полученные результаты дополняют и обобщают имеющуюся информацию по подобным объектам.

Личный вклад автора. Автором сформулированы цели и задачи диссертационной работы, самостоятельно проведен ряд лабораторных исследований (петрографические описания, исследования газовой-жидких включений), обработка и интерпретация полученных результатов.

Апробация работы. Основные положения и результаты работы докладывались на научных конференциях: Международный симпозиум имени академика М. А. Усова в 2023, 2024, 2025 годах в г. Томск, XII Российская молодёжная научно-практическая Школа «Новое в познании процессов рудообразования (г. Москва, 2023 г.), VII Всероссийская Байкальская молодёжная научная конференция ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ, 2024 г.).

Публикации по теме диссертации. По результатам диссертационного исследования опубликовано 12 работ, в том числе 6 статей в журналах из перечня

ВАК, индексируемых Web of Science и Scopus, 6 публикаций в материалах международных и всероссийских научных конференций.

Объем и структура работы.

Диссертационная работа объемом 125 страниц машинописного текста состоит из 6 глав, введения, заключения и списка литературы из 126 наименований. Диссертация иллюстрирована 45 рисунками и 12 таблицами.

Во **введение** изложены актуальность темы диссертации, ее цели, задачи и методы решения.

В **первой** главе дан ретроспективный анализ проблемы исследования золоторудных месторождений Приколымского террейна, охарактеризована степень изученности Сохатиного рудного поля.

Во **второй** главе приведена информация об использованных материалах и методах исследования.

Третья глава посвящена геолого-структурной позиции золотого оруденения, дана геологическая характеристика района, рудного поля и Сохатиного месторождения, включая стратиграфию, магматизм, тектоническое строение.

Четвертая глава посвящена обоснованию первого защищаемого положения – дано описание метасоматических пород, вещественного состава руд, представлены данные термобарогеохимических исследований флюидных включений в жильном кварце. Определены состав гидротермального флюида и его РТ-параметры в дорудную, рудную и пострудную стадии гидротермального этапа минералообразования. Предложен авторский вариант парагенетической схемы минералообразования.

В **пятой** главе дана геохимическая характеристика вмещающих пород, метасоматитов и руд. Определены особенности накопления химических элементов в гидротермальном процессе, определен комплекс элементов-индикаторов золотого оруденения в первичных и вторичных литогеохимических ореолах и гидрогеохимических потоках рассеяния. Разработана модель геохимической зональности Сохатиного месторождения. Материалы главы положены в обоснование второго защищаемого положения.

В **шестой** главе, посвященной третьему защищаемому положению, дано описание закономерностей локализации золотого оруденения в Сохатином рудном поле и на месторождениях-аналогах на территории Приколымского террейна. Предложен комплекс критериев прогнозирования и поисков золотого оруденения сохатиного типа, построены карты прогноза в масштабах рудного поля и Сохатиного месторождения.

Благодарности

Автор работы благодарна за помощь, мотивацию и поддержку в написании диссертации своему научному руководителю доктору геолого-минералогических наук, профессору В.Г. Ворошилову. Автор глубоко признателен сотрудникам НИ ТПУ: кандидату геолого-минералогических наук Тимкину Т.В., доктору геолого-минералогических наук М.А. Рудмину, кандидату геолого-минералогических наук А.С. Рубану, кандидату геолого-минералогических наук, доценту Т.Ю. Якич, доктору геолого-минералогических наук, доценту Ю.С. Ананьеву, кандидату геолого-минералогических наук А.Я. Пшеничкину, кандидату геолого-минералогических наук Е.А. Синкиной, кандидату геолого-минералогических наук А.Н. Николаевой, кандидату геолого-минералогических наук И.В. Мартыненко за помощь и полезные советы при создании данной работы.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ИЗУЧЕННОСТЬ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1. Состояние проблемы исследования

Первые систематические геологические исследования в пределах Приколымья были проведены в 1933–1936 гг. экспедициями треста «Дальстрой». В результате были составлены первые геологические карты региона, открыт ряд россыпей золота, а также рудопроявления коренного золота, меди, свинца, цинка. Интенсивные геологоразведочные работы, развернувшиеся в 1930–1940 годы, были направлены, прежде всего, на поиски и разведку россыпей золота, но проводилась оценка и выявляемых коренных проявлений. В этот период было высказано первое предположение о *докембрийском* возрасте золотого оруденения (Ю. А. Билибин, 1937).

Россыпи Шаманихо-Столбовского района при действовавшей в тот период методике поисков были признаны непромышленными. Внимание геологов переключилось на западную часть Приколымья, где в 1940–1950-е гг. было выявлено несколько рудопроявлений свинца, цинка, медно-порфировое оруденение, разведано железорудное месторождение Победа.

В 1950–1960 гг. на Приколымье проводились интенсивные комплексные геологические исследования. Была составлена Государственная геологическая карта масштаба 1:200000. В структуре Приколымского поднятия выделены среднепротерозойский метаморфический фундамент и верхнепротерозойский чехол, на которых трансгрессивно залегают комплексы позднеюрских отложений. Высказано предположение о *протерозойском* возрасте золотого оруденения (Матвеевко, 1960; Фурдуй, 1962, 1964).

Поиски, ориентированные, в соответствии с новой методикой, на погребенные и многопластовые объекты, позволили выявить ряд богатых россыпей в пределах Шаманихо-Столбовского района, из которых в последующие годы добыто 25 т

золота. Россыпное месторождение ручьев Сохатиный – Мал. Сохатиный выявлено и разведано в 1962 году Сеймчанской геологоразведочной экспедицией СВТГУ.

В результате возобновившихся в районе геологических исследований была составлена Государственная геологическая карта масштаба 1:200000 2-го поколения (Шишкин, 1959ф; Кузнецов, 1978; Шишкин, 1984).

В. А. Шишкин предполагал, что золотое оруденение генетически связано с процессами *докембрийского* или *раннепалеозойского* магматизма и метаморфизма и считал возможным выявление в районе метаморфогенно-гидротермальных месторождений золота «сухоложского» типа (Шишкин, 1979; Шашурина, Шишкин, 1980; Буряк, Хмелевская, 1997).

В 70–90-е годы интенсивные геологосъемочные и поисковые работы на Приколымском поднятии проводились сотрудниками Якутского производственного геологического объединения. В результате было получено большое количество новых данных по геологическому строению, составлены схемы расчленения стратифицированных и интрузивных образований района, выделены глубоко метаморфизованные раннепротерозойские образования с абсолютным возрастом 1.96–1.24 млрд лет и менее метаморфизованный рифейский комплекс (Тектоника..., 2001).

Впервые были детально охарактеризованы слабо вскрытые эрозией позднемезозойские гранитоиды и обоснована связь с ними субширотных зон гидротермально-метасоматических изменений и золоторудных проявлений, то есть, золотое оруденение связывалось с *позднемезозойской* тектоно-магматической активизацией (Р.И. Протопопов, 1991, 2000, 2010).

Подтверждением этой идеи стало выявление в 1987 г., в пределах одной из таких субширотных зон, золоторудного месторождения Сохатиное (Самохвалов, 1992ф; Г. Х. Протопопов, 1994, 1996ф). Наложение здесь золоторудной минерализации на позднеюрские дайки однозначно указывало на позднемезозойский возраст оруденения.

В эти же годы сотрудниками НПО «Аэрогеология» была предложена новая схема расчленения докембрийских образований (позднее уточненная),

включающая нижнепротерозойский метаморфический комплекс, нижнепротерозойский вулканогенно-терригенный рифтогенный комплекс, ранне- и среднерифейский терригенно-карбонатный комплекс пассивной континентальной окраины и перекрывающий все эти образования карбонатно-терригенный шельфовый комплекс венда. Рифейский комплекс отделен от нижележащих и вышележащих пород структурными несогласиями. Формирование золотого оруденения связывалось с процессами *рифейского* магматизма и метаморфизма (Ткаченко, Березнер, 1995; Шульгина и др., 1993, 2001; Худолей и др., 2006).

Сотрудниками Геологического института АН СССР было обосновано выделение двух этапов метаморфизма – регионального дорифейского и динамотермального позднерифей-вендского (Беус, 1992, 1993; Беус, Миледин, 1992; Ткаченко, Щербакова, 1991; Щербакова и др., 1988).

Новый подход к строению Приколымского поднятия был обоснован после картирования в его составе многочисленных надвигов. Комплекс докембрийских пород было предложено рассматривать как гигантский аллохтон, надвинутый на палеозойско-мезозойские отложения (Цыкарев, 1990).

Исследованиями сотрудников СВКНИИ ДВО РАН показана террейновая природа Приколымского поднятия и обоснована связь промышленного золотого оруденения с *мезозойским* тектогенезом. Установлено два этапа надвигообразования в меловое время, связанных с коллизионными процессами и постколлизионным рифтогенезом (Шпикерман, 1990, 1998; Горячев, 1998, 2003).

Изученность золоторудной минерализации в пределах террейна весьма неравномерна. К наиболее детально исследованным объектам относится месторождение Надежда, для которого выполнены комплексные минералогические, термобарогеохимические и изотопно-геохронологические исследования (Глухов, 2013; Глухов и др. 2016).

В то же время, ряд других месторождений и рудопроявлений, включая Сохатиное, остаются недостаточно охарактеризованными. Для них отсутствуют подробные данные о температурных параметрах флюидов, последовательности

стадий рудообразования, геохимических особенностях руд, что затрудняет оценку и перспективность месторождений.

Это определяет актуальность комплексного исследования Сохатиного месторождения с использованием современных минералогических, геохимических и термобарогеохимических методов с целью уточнения модели рудообразования и разработки комплекса прогнозно-поисковых критериев золотого оруденения сохатиного типа.

1.2. Геологическая изученность объекта исследования

В 1985-1991 гг. в районе проведена групповая геологическая съемка и геологическое доизучение площади района работ в масштабе 1:50 000 под руководством Самохвалова П.А. В результате этих работ была составлена геологическая карта, карта полезных ископаемых и карта их размещения в пределах Шаманихинской площади. Основным результатом работ стало открытие рудопроявления золота «Сохатиное» с прогнозной оценкой ресурсов по категории P_2 в количестве 11,1 т. Опробованы первичные (по канавам) и вторичные (по сети 250x250 м) геохимические поля. Проведено также опробование литохимических потоков рассеяния масштаба 1:50000 на всей территории ГДП-50. По данным геохимического опробования вторичных ореолов рассеяния ресурсный потенциал Сохатиного рудного поля был оценён в 35,9 т (Самохвалов, 1992ф).

Кроме вышеупомянутых работ в районе были проведены тематические исследования, включающие комплексную интерпретацию космо-аэрофотоматериалов и региональных геофизических данных (Урзов А.С. и др., 1986ф). Эта работа также подтвердила региональные перспективы района работ на золото, но в локальном прогнозе площадь месторождения не нашла отражения.

В 1990-1995 гг. в пределах Сохатиного рудного поля проведены поиски с применением геохимических, геофизических, горных и буровых работ. В результате уточнено геологическое строение рудного поля и его рудопроявлений. Металлогенический потенциал оценен до глубины 100-240 м в количестве 13 тонн золота. Отмечается, что южная часть площади осталась недоизученной, природа

выделенных здесь контрастных геохимических аномалий не установлена (Протопопов и др., 1995ф).

В этом же отчете приведены данные о вещественном составе руд и околорудных метасоматитов. Исследования были проведены научным сотрудником ИГ ЯАН (сейчас ИГАБМ СО РАН) Алпатовым В.В. По этим данным, в пределах Сохатиного рудопроявления были выделены три основных типа метасоматитов: дорудная пропититизация, предрудная березитизация (кварц-карбонат-серицитовый метасоматоз) и послерудная аргиллизация.

В 2017 году на площади Сохатиного рудного поля было проведено структурно-геологическое дешифрирование материалов космических съемок (Поцелуев, 2017ф). Геометризованы линеаменты различных направлений, контролирующие размещение золотого оруденения.

В 2018 году ИГАБМ СО РАН выполнены тематические работы по выявлению факторов, контролирующих золотое оруденение (Кравченко, 2018ф). Изучен структурный контроль оруденения, исследована минералогия руд, сформулированы прогнозно-поисковые признаки оруденения, даны рекомендации по дальнейшему ведению работ.

В 2018–19 г.г. тематические работы по выявлению минералогических и геохимических критериев локализации оруденения в Сохатином рудном поле проведены коллективом НИ ТПУ (Ворошилов, 2018ф, 2019ф). Полученные результаты легли в основу данной диссертационной работы.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для работы использованы данные геохимического картирования первичных и вторичных ореолов, выполненного ООО «Дюамель» в 2017–2018 годах и образцы, собранные в ходе полевых работ сотрудниками НИ ТПУ в 2018 г. Используются также ретроспективные данные геохимического картирования вторичных ореолов рассеяния, выполненного предшественниками.

Для решения поставленных задач диссертационного исследования, помимо методов классической петрографии и минераграфии, использовались следующие виды анализов: плазменно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES) (силикатный анализ), масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ISP-MS), рентгенофазовый анализ минералов руд и метасоматитов, сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ (микронзондовый анализ) рудных минералов, термокриометрия газово-жидких включений в минералах, фазовый анализ серы.

Аналитические исследования включали в себя:

- масс-спектрометрический анализ с индуктивно связанной-плазмой (ISP-MS) на Au, Ag, Be, P, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Te, Hf, W, Tl, Pb, Bi – 7900 проб;
- пробирный анализ на Au – 10500 проб;
- плазменно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES, силикатный анализ) – 20 проб;
- рентгенофазовый анализ минералов руд и метасоматитов – 35 проб;
- изучение прозрачных, прозрачно-полированных и полированных шлифов – 210 шт;
- электронно-микроскопические исследования – 213 шт.;
- электронно-зондовый микроанализ минералов – 466 анализов;
- изучение флюидных включений методами термокриометрии – 50 включений;

- раман-спектроскопия флюидных включений – 28 шт;
- фазовый анализ серы – 25 анализов.

Многоэлементный масс-спектрометрический анализ с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) проводился в ООО «Химико-аналитический центр», г. Томск, аттестат аккредитации РОСС RU № 0001.516895. Ответственные исполнители Филипас Т.А., Маковенко А.Н.

Анализы выполнены по отраслевым методикам, внесённым в Федеральный реестр. Погрешности определения элементов соответствуют нормам погрешности, установленным для методик количественного химического анализа III категории точности (ОСТ 41-08-214-04). Используемые для анализа средства измерения внесены в Госреестр.

Определение содержаний золота, серебра и элементов-спутников проводилось согласно методике МВИ № 001-ХМС-2007: «Методика выполнения измерений массовых долей элементов в горных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой». Методика аттестована ФГУП «Уральский научно-исследовательский институт метрологии», свидетельство об аттестации № 222.0011/01.00258/2013 от 16.01.2013 г. и внесена в Федеральный реестр методик под номером ФР.1.31.2007.04107, средство измерения масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой ELAN DRC-e.

Пробирный анализ на Au и Ag с атомно-абсорбционным окончанием выполнен в ООО "Стюарт Геокемикл энд Эссей" (г. Москва, директор Избаш О.А.)

Плазменно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES) горные породы (силикатный анализ) проводилась в ООО «Химико-аналитический центр», аттестат аккредитации РОСС RU № 0001.516895. Ответственные исполнители Филипас Т.А., Маковенко А.Н.

Определение породообразующих элементов натрия, калия, магния, кальция, титана, марганца, железа общего, алюминия выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой МВИ № 002-ХМС-2009 «Методика выполнения измерений массовых долей 62 элементов в почвах, донных отложениях, горных породах различного состава и сплавах металлов методом масс-

спектрометрии с индуктивно связанной плазмой», свидетельство об аттестации ФГУП «УНИИМ» № 224.03.12.001/2010 от 11.01.2010 г. (ФР.1.31.2010.06997). Общая сера, потери при прокаливании, гигроскопическая вода определялись гравиметрическим методом, кремний – фотометрическим методом, железо (II) – титриметрическим методом, анализы выполнены по отраслевым методикам.

Рентгенофазовый анализ (РФА) образцов горных пород проводился на рентгеновском дифрактометре RIGAKU ULTIMA IV с реализацией съемки рентгенограмм в геометрии Брега-Брентано (АО ТомскНИПИнефть, г. Томск, аналитик Кравченко Г.Г.). Количественный минералогический анализ проводился с целью определения валового минералогического состава породы с выделением основных минеральных фаз.

Интерпретация дифрактограмм включает в себя следующие операции:

- идентификация фазового состава исследованного образца путем сопоставления наблюдаемого набора углов дифракционных максимумов или набора межплоскостных расстояний с данными компьютерных баз данных;
- построение моделей кристаллической структуры для всех установленных кристаллических фаз;
- симуляция суммарной дифракционной картины для всех обнаруженных фаз;
- расчет количественного содержания фаз в образце с использованием метода полнопрофильного анализа.

При работе с дифрактограммами применялись программные продукты специального назначения, такие как PDXL, Traces V6, SiroQuant, BGMN и др. Данные компьютерные программы позволяют извлекать информацию о минералогическом составе породы, структуре кристаллических фаз имеющих в образце, количественном содержании минералов, степени кристалличности минералов, выделении аморфной составляющей и т.д. Основным инструментом информационно-поисковой системы являются цифровые базы данных рентгеновской порошковой дифрактометрии PDF2 или PDF4 Международного центра дифракционных данных (ICDD, Denver, USA).

Погрешность расчёта количественного содержания каждой минеральной фазы не превышает 10 %, и зависит от соотношения интенсивности пиков основной, значительной и второстепенных фаз.

Изучение прозрачных, прозрачно-полированных и полированных шлифов проводились на микроскопе **Carl Zeiss Axio Imager.A2m**, оснащённом цифровой фотокамерой **AxioCam MRc5** с выводом изображения на монитор, с комплектом объективов 2.5^x, 10^x, 20^x, 50^x, 100^x, монтированных на револьверную головку. Микроскоп позволяет вести наблюдение и фотосъёмку объектов в проходящем и в отражённом свете одновременно (исполнители Исаева Е.Р., Молукпаева Д.К.).

Электронно-микроскопические исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе **TESCAN VEGA 3 SBU** (Чехия, TESCAN) в Томском политехническом университете (аналитик Якич Т.Ю.). Наблюдения на растровом электронном микроскопе в обратно-рассеянных электронах позволяют выявлять неоднородности химического состава в минералах, при этом на получаемых чёрно-белых изображениях наиболее ярко выглядит фаза с большим средним атомным номером. Растровая микроскопия позволяет также вести наблюдения и выполнять микрофотографии в спектрах отдельных элементов. Фотографии накапливались для двух основных детекторов: вторичных электронов (SE – secondary electrons) и обратно-рассеянных электронов (BSE – backscattered electrons).

Электронно-зондовый микроанализ минералов проводился с использованием рентгеновского энергодисперсионного анализатора **Oxford X-Max 50 (EDX)** с Si/Li кристаллическим детектором (НИ ТПУ, аналитик Якич Т.Ю.). Ускоряющее напряжение для СЭМ съёмки и анализа составляло 20 кВ с интенсивностью тока зонда в пределах 4...11,5 нА. Локальный рентгеноспектральный анализ выполнялся с предварительной калибровкой интенсивности зонда (11,4...11,5 нА) по кобальтовому стандарту при рабочем (фокусном) расстоянии 15 мм.

Изучение флюидных включений методами термокриометрии в кварце, кальците выполнено на поляризационном микроскопе **Carl Zeiss Axio Scope.A1** с термокамерой **Lincam MDSG600** в Томском политехническом университете (аналитик Молукпаева Д.К.). Прибор позволяет проводить эксперимент в

температурном диапазоне от -196 до $+600^{\circ}\text{C}$ с погрешностью $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$. Шаг нагрева/охлаждения составлял $\leq 15^{\circ}\text{C}/\text{мин}$, при достижении точек фазовых переходов шаг нагрева/охлаждения снижался до скорости от 0.5 до $1^{\circ}\text{C}/\text{мин}$. Для определения генетической принадлежности включений к первичным или вторичным использовалась методика, предложенная (Roedder and Bodnar, 1997). Концентрация солей в растворах, захваченных флюидными включениями, рассчитывалась по температурам плавления последних кристалликов льда (Bodnar, 1993). Минимальные температуры минералообразования приняты по температурам гомогенизации флюидных включений. На температурном столике определялись: температура гомогенизации (Тг.), температура эвтектики (Тэвт.), температура полного плавления льда (Тп.л.), с помощью которых можно судить о минимальной температуре формирования кварца, состава водной фазы и солености флюидного раствора

Раман-спектроскопия для определения состава и плотности флюидных включений выполнена с использованием рамановского спектрометра (КР-спектроскопия) **Thermo Scientific Fisher DXR2** (длина волны излучения 785 нм) в режиме конфокальной съемки с пространственным латеральным разрешением до 1 мкм и по глубине порядка 3 мкм (НИ ТПУ, аналитик Молукпаева Д.К.). Спектрометр комбинационного рассеяния позволил определить состав водной и газовых фаз флюидных включений, а также определить их плотность с помощью «диад Ферми» по спектру $^{12}\text{CO}_2$ в проявленных значениях 1285 и 1388 см^{-1} .

Фазовый анализ серы общей и серы сульфатной для оценки степени окисленности руд проводился в АО «Иргиредмет», г. Иркутск, аттестат аккредитации № Росс RU.0001.510043. Ответственные исполнители Синькова Л.В., Горбунова К.М.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

3.1. Общая характеристика геологического строения Приколымского террейна

Приколымский террейн является одной из ключевых тектонических структур Северо-Востока России и характеризуется сложным, многоэтапным геологическим развитием, обусловленным аккреционно-коллизийными процессами. В его строении зафиксированы следы формирования океанической и островодужной коры, последующей аккреции разновозрастных комплексов и их интенсивной тектоно-метаморфической переработки.

В структурно-вещественном отношении террейн сложен преимущественно метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, включающими сланцы различного состава, кварциты, метапесчаники, а также метаморфизованные вулканиты основного и кислого состава. Степень метаморфизма пород варьирует от низкой до средней, в восточной части района она соответствует условиям зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, в западной (включая Сохатиное рудное поле) достигает амфиболитовой.

Геологическое строение Приколымского террейна характеризуется широким развитием разрывных нарушений различного ранга. Надвиговые, сдвиговые и разломные зоны формировались на разных этапах тектонической эволюции и сыграли важную роль в перераспределении деформаций, формировании зон повышенной трещиноватости и создании каналов для миграции флюидов.

3.1.1. Стратиграфия

Архей (AR₂). Наиболее древние породы Приколымского террейна объединены в колымскую серию. В ее составе выделяются две толщи. Нижняя сложена амфиболитами, плагиогнейсами, гранат-эпидот-слюдистыми ортосланцами, образовавшимися в результате регионального метаморфизма базальтов, габброидов, кремнистых пород, известняков, глинистых сланцы – пород

океанического этапа развития территории (рисунок 3.1). Метаморфизм происходил при давлении 6–10 Кб и температурах 600–700°C, что отвечает глубинам более 10 км.

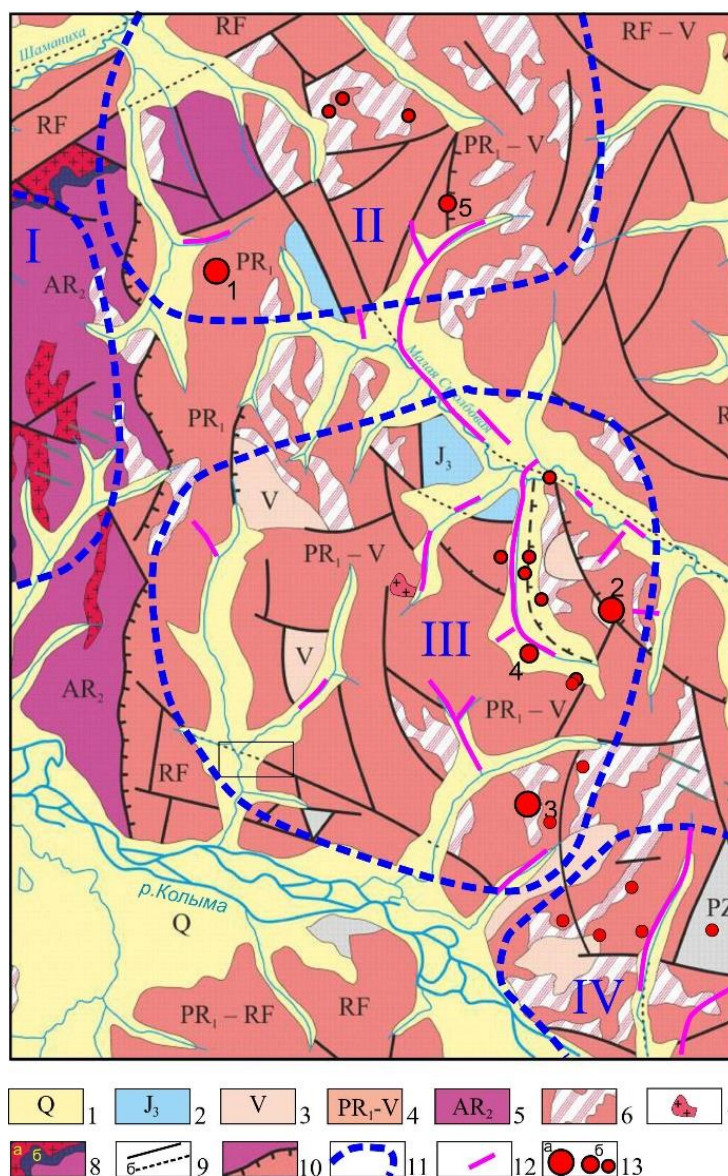


Рисунок 3.1 – Геологическая карта Шаманихинско-Столбовского рудного района (по В.М. Кузнецову и др., 1998, А.Н. Глухову, 2024): 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – верхнеюрские вулканогенные и грубообломочные терригенные отложения; 3 – вендские терригенные и карбонатно-терригенные отложения; 4 – рифейские и нижнепротерозойские алевропелитовые, карбонатно-терригенные и вулканогенные отложения; 5 – архейско-нижнепротерозойские кристаллические сланцы и амфиболиты; 6 – нижнепротерозойские метариолиты и metabазальты; 7 – верхнемеловые граниты; 8 – нижнепротерозойские гнейсо-граниты (а) и габбро-амфиболиты и гипербазиты (б); 9 – разрывные нарушения: а) – установленные, б) –

– предполагаемые, либо скрытые под чехлом рыхлых отложений; 10 – главные надвиги; 11 – рудно-россыпные узлы: I – Чилистяхский; II – Глуховский; III – Глухаринский; IV – Савельевский; 12 – россыпи золота; 13 – месторождения (а) и рудопроявления (б) золота, в том числе, 1 – Сохатиное; 2 – Надежда; 3 – Тый-Юрье; 4 – Темный; 5 – Тимша

Абсолютный возраст на основе изотопных U-Pb и Pb-Pb датировок по цирконам из гнейсо-гранитов и амфиболитов составляет 2,36–1,70 млрд лет (Беус, 1992, 1993; Беус, Миледин, 1992; Ткаченко, Щербакова, 1991; Щербакова и др., 1988). Учитывая то, что амфиболиты прорываются гранитами шаманихинского комплекса с возрастом 1.7–2.1 млрд. лет, можно констатировать, что метаморфизм имеет раннепротерозойский возраст. Возраст исходных пород в настоящее время считается архейским (Шпикерман, Брусницына, 2020). Верхняя толща колымской серии сложена плагиогнейсами, мусковит-гранат-кварцевыми сланцами и кварцитами.

Ранний протерозой (PR₁). В районе Сохатиного рудного поля рудовмещающие нижнепротерозойские отложения отнесены к сохатинской свите, которая по литологическому составу разделена на 4 подсвиты и сложена амфиболитами (35%), гранатовыми амфиболитами (20%), различными по составу метаморфическими сланцами (до 30%), в меньшей степени (15%) – кварцитами, кварцито-сланцами, филлитами с прослоями сланцев и кварцитов. Мощность свиты составляет около 3000 м.

Нижний протерозой-венд (PR_{1-V}). На геологической карте района эти разновозрастные образования показаны единым контуром, поскольку в разрезах они часто переслаиваются. К **раннепротерозойскому** возрасту, по последним данным, основанным на определении абсолютного возраста цирконов, отнесены вулканиты, слагающие бимодальную ассоциацию, сложенную риолитами и базальтами (Худолей и др., 2006). Традиционно эти породы относились к хакдонской серии (хакаринской свите) верхнерифейского возраста (Ткаченко, Березнер, 1995). Хакдонская серия включает в себя субщелочные базальты, их

туфы, метаморфизованные лавы и туфы риолиов, порфиroidы, а также хлорит-альбитовые, эпидот-альбитовые сланцы. Мощность серии 400–800 м.

С хакдонской серией тесно связана подстилающая ее толща полимиктовых кварц-полевошпатовых песчаников с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов уянканской серии, которая тоже отнесена к нижнепротерозойским образованиям. Толща сложена плохо сортированным обломочным материалом с многочисленными линзами и прослоями конгломератов и конглобрекчий, с примесью вулканомиктового материала. Мощность серии 200–300 м.

В разрезах месторождений Надежда и Тый-Юрья вулканиты залегают на терригенно-карбонатных отложениях нижнего-среднего рифея и, в свою очередь, с несогласием перекрываются отложениями венда. То-есть, по геологическим наблюдениям верхнерифейский возраст хакдонской серии выглядит обоснованным. В связи этим, наблюдаемая граница нижнепротерозойских вулканитов с чебукулахской серией рифея в настоящее время интерпретируется как пологий, нередко послойный надвиг (Шпикерман, Брусницына, 2020). Метариолиты хакдонской серии являются рудовмещающими на золоторудном месторождении Тый-Юрья.

В составе терригенно-карбонатного комплекса **риффея** выделяются отложения трех свит. Ороекская свита сложена кварцитами, хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, графит-хлорит-серицитовыми, хлоритоидными сланцами с прослоями кварцитов, песчаников и алевролитов. Залегающая выше по разрезу чебукулахская свита включает известняки, доломиты, глинистые сланцы, мрамора, филлиты. Породы этой свиты являются рудовмещающими на золоторудном проявлении Темный. Карбонатные отложения перекрываются хлорит-серицитовыми и графит-хлорит-серицитовыми сланцами с прослоями кварцитов и глинистых сланцев юкагирской свиты.

Венд (V). Отложения венда представлены полевошпат-кварцевыми кварцито-песчаниками и кварц-серицитовыми сланцами сяпякинской свиты. Они несогласно, с размывом, перекрывают рифейские терригенно-карбонатные образования и вулканиты хакдонской серии. Мощность свиты 500–800 м. На

месторождении Надежда отложения сяпякинской свиты вмещают большую часть золоторудных тел. Менее благоприятными для оруденения являются метариолиты хакдонской серии.

Верхняя юра (J₃). Верхнеюрский осадочно-вулканогенный комплекс представлен илиньтасской свитой. Отложения свиты, выполняющие грабены северо-западного простирания в осевой части Приколымского поднятия, с несогласием залегают на докембрийских и палеозойских образованиях и сложены преимущественно конгломератами с прослоями гравелитов, песчаников и алевролитов. На флангах террейна илиньтасская свита представлена лавами и туфами базальтов, андезитов и риолитов. Широко развиты также комагматичные субвулканические тела и дайки. Все эти породы объединены в Уяндино-Ясачненский вулканический пояс (Ставский и др., 1994).

Четвертичная система (Q). Отложения четвертичной системы в районе представлены верхнечетвертичными и современными образованиями аллювиального, криогенно-болотного и делювиально-солифлюкционного генезиса.

3.1.2. Магматизм

Интрузивные образования в районе играют существенную роль в его геологическом строении и металлогенической специализации. Интрузии разнообразны по форме, составу и имеют возраст от раннепротерозойского до верхнемелового.

Наиболее древними в районе являются metabазиты *чилистяхского* перидотит-габбро-амфиболитового комплекса (PR₁cl), описанные выше в составе архейских пород, и прорывающие их гнейсограниты нижнепротерозойского *шаманихинского* комплекса (PR₁s). Достаточно крупные выходы этих пород закартированы в западной части террейна, в пределах Чилистяхского рудного узла. На территории Глуховского рудного узла, включая Сохатиное рудное поле, metabазиты и гнейсограниты встречаются значительно реже, в виде небольших тел.

Метабазиты закартированы в виде даек, штокообразных и пластообразных тел габбро-амфиболитов, а также небольших тел и даек метаперидотитов.

Гранитогнейсы представлены лейкократовыми мусковитовыми, мусковит-биотитовыми, редко амфиболовыми разностями светло-розового, редко красного, розового, светло-зеленовато-розового цветов. На территории Сохатиного рудного поля встречаются в виде небольших тел и даек в его северной части.

Зурнинский метатрахиродацитпорфировый субвулканический комплекс (PR_{1zr}) представлен штокообразными телами с площадью выхода от 0,5 до 18 км², силлами, дайками мощностью 2-15 км, редко до 60 м, протяженностью 25-300 м, редко до 1500 м. Выходы штокообразных тел порфиroidов обычно усложнены разрывными нарушениями, имеют, как правило, вытянутую форму. Простираие штокообразных тел и даек субмеридиональное, реже широтное.

Интрузии сложены метатрахиродацитовыми, реже метариодацитовыми, еще реже метариолитовыми порфирами или порфиroidами. Эти образования, вероятно, являются составными частями хакдонской вулканогенной серии, учитывая новые данные по абсолютному возрасту последней.

К мезозойским интрузивным образованиям на территории района относятся гранитоиды **эджекальского** гранитоидного комплекса (Протопопов, 2000) и связанный с ними **грязнинский** гранит-гранодиорит-долеритовый дайковый комплекс.

Гранитоиды верхнемезозойского **эджекальского** комплекса в Сохатином рудном поле непосредственно на поверхность не выходят и прогнозируются по геофизическим и геохимическим данным на глубине. В редких выходах на поверхность комплекс представлен крупнозернистыми порфиroidными гранитами, сложенными калиевым полевым шпатом, альбитом, кварцем, биотитом (шток Хая в пределах Глухаринского рудного узла). Определенный методом U-Pb (SIMS) возраст гранитов составляет 85,4 млн лет (М. М. Свириденко, В. И. Шпикерман, 2019ф), что соответствует верхнему мелу.

Дайки **грязнинского** комплекса образуют полосы сгущения, преимущественно субширотного простираия, в различных частях района, в том числе, на Сохатином месторождении. Мощность даек составляет от 0.5 до 30 м, протяженность 50–250 м. Состав даек – от субщелочных долеритов до субщелочных гранитов. В пределах

Сохатиного рудного поля преобладают долериты. Возраст даек верхнемезозойский, вероятнее всего, верхнемеловой.

3.1.3. Тектоника

Приколымский террейн представляет собой пакет надвиговых чешуй, сформированных в условиях регионального сжатия (Глухов, 2012; Третьяков, 2016). Плоскости надвигов имеют центриклинальное падение: в западной части – восточное, в восточной – западное, с углами 5–35°, и в целом согласуются с направлением метаморфической сланцеватости (рисунок 3.2.).

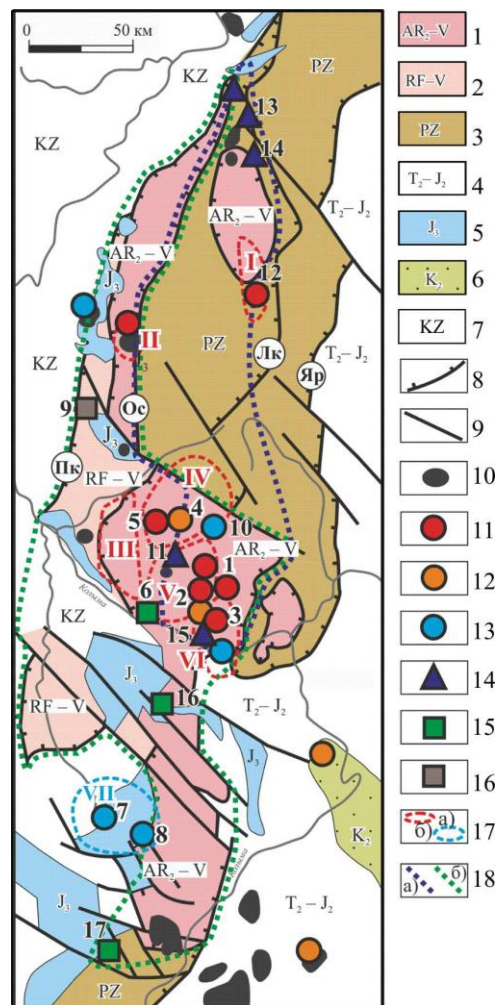


Рисунок 3.2 – Тектоническая схема и минерагения Приколымского террейна (по В.И. Шпикерману, 1998, А.Н. Глухову, 2024): 1 – 3 – разновозрастные комплексы: 1 – архейский кристаллический фундамент и нижнепротерозойский чехол Сибирского кратона, рифейско-вендские терригенно-карбонатные; 2 – рифейско-вендские терригенно-карбонатные пассивной окраины; 3 – палеозойские терригенно-карбонатные и вулканогенно-терригенно-карбонатные пассивной

окраины; 4 – прочие террейны; 5 – Уяндино-Ясачненский вулканоплутонический пояс островодужной либо окраинно-континентальной природы (поздняя юраранний мел); 6 – Балыгычано-Сугойский рифтогенный прогиб (ранний-поздний мел); 7 – кайнозойский комплекс; 8 – надвиги; 9 – крутопадающие разломы; 10 – гранитоиды палеозойского и мезозойского возрастов; 11 – 17 – месторождения и рудопроявления различных рудных формаций: 11 – золото-редкометалльные; 12 – золото-серебряные; 13 – медно-молибден-порфировые; 14 – стратиформные свинцово-цинковые в карбонатных породах; 15 – медистые песчаники и сланцы; 16 – пластовые гематитовые руды; 17 – рудные узлы Au-Bi (а), Cu-Au-Ag (б): I – Каменский, II – Эджекальский, III – Чилистяхский, IV – Глуховский, V – Глухаринский, VI – Савельевский, VII – Право-Дуксундинский; 18 – металлогенические зоны: Орокская Fe-Cu (а), Ярходонская Pb-Zn (б). Буквенные обозначения разломов: Пк – Приколымский, Ос – Оссалинский, Лк – Лево-Каменский, Яр – Ярходонский

Крупные региональные надвиги субмеридиональной ориентировки (Приколымский, Оссалинский, Лево-Каменский, Ярходонский) ограничивают террейн и его субтеррейны, определяя общий структурный каркас территории. Надвиговые зоны представлены участками интенсивного расланцевания, милонитизации и катаклаза мощностью от десятков метров до первых сотен метров.

Структурный рисунок осложнён развитием пологих асимметричных складок различного масштаба, образующих единый парагенезис с надвигами. Шарниры складок преимущественно субгоризонтальны и ориентированы в северо-западном и север-северо-западном направлениях. Выделяется не менее двух систем сланцеватости, одна из которых параллельна осевым плоскостям складок, что отражает многоэтапность деформаций.

Разломная сеть имеет сложное строение и включает два основных типа структур. Первый – субгоризонтальные и пологопадающие зоны пластических деформаций, интерпретируемые как надвиги и взбросы, маркирующие границы

тектонических пластин. Второй – более поздние субвертикальные разломы северо-западной, субширотной и субмеридиональной ориентировки, представленные зонами трещиноватости, дробления и милонитизации. По кинематическим признакам для северо-западных дизъюнктивов характерна преобладающая вертикальная компонента смещения, тогда как субширотные и субмеридиональные нарушения проявляют преимущественно сдвиговый характер.

В целом район характеризуется многоэтапным развитием надвигово-складчатой структуры, позднее осложнённой системой крутопадающих разрывных нарушений. Современный структурный план отражает сочетание ранних чешуйчато-надвиговых деформаций и более поздних разрывных дислокаций различной кинематики.

3.2. Геологическая характеристика Сохатиного рудного поля и Сохатиного месторождения

В геологическом строении рудного поля принимают участие метаморфические сланцы сохатинской свиты нижнего протерозоя, разделенные по составу на подсвиты и пачки. Стратиграфическое расчленение до подсвит принято согласно легенде геологической карты масштаба 1:10 000 (П.А. Самохвалов, 1992ф). Она разделена на четыре подсвиты: первую, вторую, третью, четвертую. В районе Сохатиного месторождения разрез начинается со второй подсвиты (рисунок 3.3.).

В строении второй подсвиты (PR_{1sh2}) выделено три пачки. Нижняя сложена полевошпат-мусковит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми с хлоритом гранатсодержащими сланцами. Мощность ее не менее 400 м. Средняя пачка представлена чередованием горизонтов эпидот-амфибол-полевошпатовых, эпидот-хлорит-полевошпат-кварцевых, иногда биотитсодержащих и полевошпат-мусковит-кварцевых, мусковит-кварцевых, хлорит-мусковит-кварцевых гранатсодержащих сланцев. Мощности отдельных горизонтов составляют десятки метров. Мощность пачки составляет не менее 300-400 м. В составе верхней пачки преобладают полевошпат-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые сланцы с горизонтами эпидот-амфибол-полевошпатовых, кварц-биотит-эпидот-амфиболовых сланцев. Мощность пачки, вероятно, не менее 200-300 м.

Третья подсвита (PR₁sh₃) сложена полевошпат-мусковит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми сланцами с горизонтами эпидот-амфибол-полевошпатовых, кварц-биотит-эпидот-амфиболовых сланцев, развитых преимущественно в нижних частях разреза. Мощность подсвиты 400–510 м.

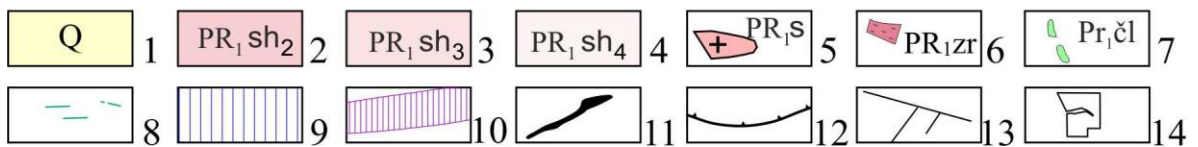
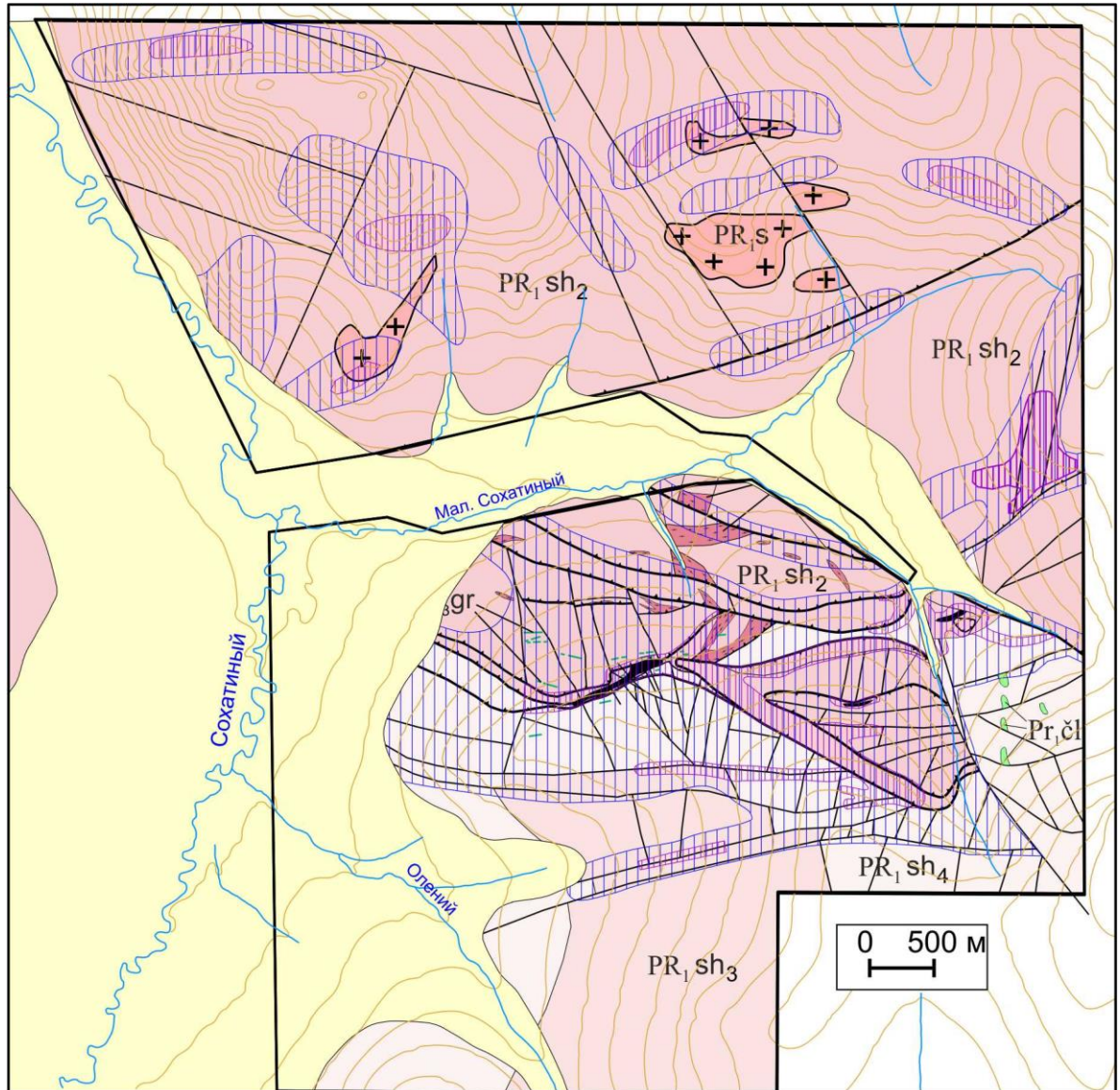


Рисунок 3.3 – Геологическая карта Сохатинского рудного поля (по Самохвалову, 1992ф, Протопопову, 1995, с добавлениями автора): 1 – четвертичные отложения; сохатинская свита: 2 – вторая подсвита; 3 – третья подсвита; 4 – четвертая подсвита; 5 – гнейсограниты шаманихинского комплекса; 6 – зурнинский метатрахиродацит-трахириолит-порфировый комплекс (хакдонская серия); 7 –

амфиболиты чилистяхского metabазитового комплекса; 8 – верхнемеловые дайки микродолеритов; 9 – пропицитизированные породы, 10 – березитизированные породы, 11 – выявленные рудные тела; 12 – пологопадающие надвиги; 13 – крутопадающие разрывные нарушения; 14 – границы Сохатиного рудного поля

Четвертая подсвита (PR₁sh₄) сложена эпидот-плагиоклаз-амфиболовыми, эпидот-амфибол-полевошпатовыми, хлорит-эпидот-биотитовыми сланцами (45 %), филлитами (35 %), с прослоями мусковит-кварцевых сланцев (5 %), хлоритоидных и андалузитовых филлитов (8 %), кварцитов (5 %), мусковит-кварц-графитовых сланцев (2 %). Мощность подсвиты не менее 600–800 м.

Магматические образования на площади рудного поля и месторождения развиты достаточно широко и согласно легенде геологической карты масштаба 1:50000 представлены породами раннепротерозойских чилистяхского, шаманихинского, зурнинского и позднемезозойского грязнинского комплексов.

Чилистяхский metabазитовый комплекс (vPR₂cl). К этому комплексу относятся небольшие тела роговообманковых амфиболитов, входящих в состав подсвит метаморфических сланцев.

Породы, по составу отвечающие гнейсогранитам шаманихинского комплекса (PR₁s), встречаются в виде небольших штокообразных тел в северной части рудного поля, на правобережье ручья Сохатиный.

Зурнинский метатрахиродацит-трахириолит-порфировый комплекс (τλξPR₁zr). Представлен многочисленными телами, расположенными на северном фланге месторождения (рисунок 3.4). Породы комплекса метаморфизованы и превращены в порфиroidы соответствующего состава. Согласно современным представлениям, изложенным выше, эти образования являются составными частями хакдонской серии нижнего протерозоя.

Грязнинский гранит-гранодиорит-диорит-диабазовый комплекс представлен в пределах месторождения дайками микродолеритов субширотного простирания (υK₂). Падение даек вертикальное. Мощность их колеблется от 0.5 до 3.6 м, длина

достигает 40 и, вероятно, более метров. Дайки являются дорудными, на них накладывается золото-сульфидная минерализация.

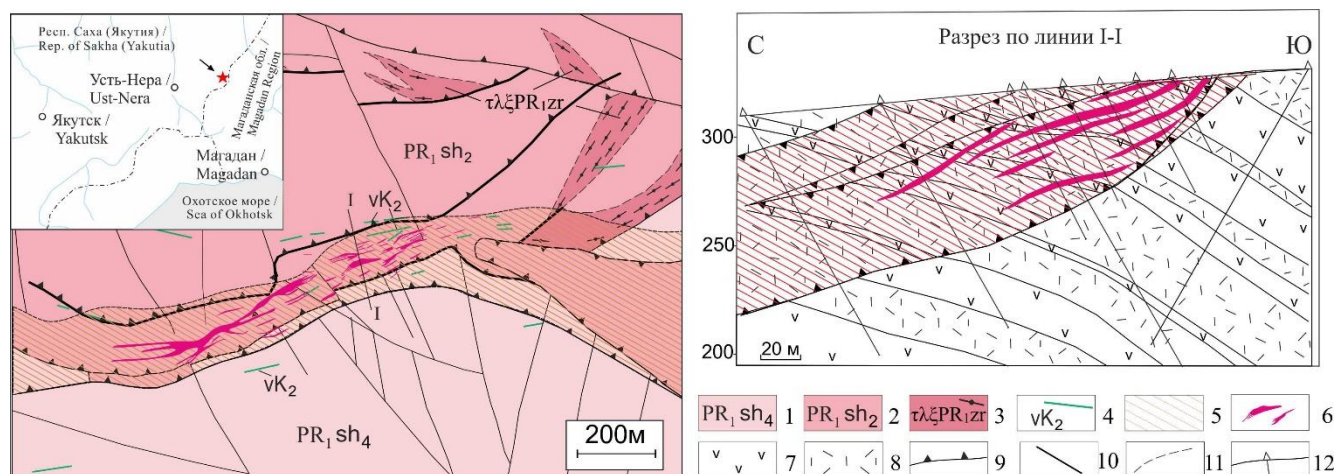


Рисунок 3.4 – Схема геологического строения Сохатиного месторождения (по Протопопову, 1995ф; материалам ООО «Дюамель», с дополнениями автора): сохатинская свита: 1 – четвертая подсвита, мусковит-кварцевые, кварц-эпидот-хлоритовые сланцы (PR₁sh₄); 2 – вторая подсвита, эпидот-амфибол-полевошпатовые, кварц-эпидот-хлоритовые, мусковит-кварцевые сланцы (PR₁sh₂); 3 – силлы метатрахирiodацит-трахириолит-порфиров (τλξPR₁zr); 4 – дайки верхнемеловых долеритов (vK₂); 5 – область распространения метасоматитов березитового типа; 6 – золоторудные тела; рудовмещающие породы на разрезе: 7 – кварц-эпидот-хлоритовые сланцы; 8 – кварц-мусковитовые сланцы; 9 – пологопадающие надвиги; 10 – крутопадающие разрывные нарушения; 11 – геологические границы; 12 – буровые скважины

В структурном плане месторождение Сохатиное контролируется пологой надвиговой системой субширотного простирания и относится к типу объектов, локализованных в пределах взбросо-надвиговых структур. Главным рудоконтролирующим элементом является зона надвига чешуйчатого строения, представленная серией сближенных разрывов с углами падения 20–30° к северо-западу.

В строении надвиговой зоны выделяется главный надвиг, сопровождающийся зонами дробления мощностью до 3–5 м. Оперяющие взбросы формируют блок-пластинчатую структуру и ограничивают линзовидные участки пород. Развитие

приразломной складчатости, кливажа и интенсивной трещиноватости свидетельствует о формировании структуры в условиях сжатия.

Поперечные разломы северо-западного и субмеридионального простирания, представлены сдвигами и сбросо-сдвигами. Они расчленяют рудопроявление на блоки различной степени дислоцированности, являясь как рудоподводящими структурами, так и своего рода экранами, ограничивающими рудные тела по простиранию.

Золоторудная минерализация локализована в пределах надвиговой зоны и приурочена к участкам максимального гидротермально-метасоматического преобразования, к зонам березитизации вблизи границы аллохтона и автохтона. Структурный контроль оруденения определяется зоной сопряжения надвиговой структуры с системой крутопадающих продольных и поперечных разрывных нарушений.

ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГИЯ СОХАТИНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

4.1. Характеристика рудовмещающих пород

Все метаморфические породы, содержащие в своем составе амфиболы, биотит, гранат, полевые шпаты в пределах месторождения пропилитизированы и превращены в эпидот-хлорит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы. Относительно мало изменены гидротермальными процессами только мусковит-кварцевые сланцы.

Рудовмещающие мусковит-кварцевые сланцы имеют сланцеватую, линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную чередованием мусковитовых и кварцевых линз. Местами мусковит-кварцевые сланцы перемяты, образуют плейчатую текстуру.

Состав мусковит-кварцевых сланцев следующий: кварц (49-77%), мусковит (15-38%), серицит (3-15%), сидерит (0-10%), кальцит (0-5%), каолинит (1-4%), рудные минералы (0-1%), лейкоксен (0-1%), окислы железа (0-1%).

Кварц слагает основную ткань породы в виде мелких неправильных, субизометричных, часто удлиненных зерен. Встречаются линзы более крупнозернистого кварца (зоны окварцевания). Местами, в межзерновом пространстве, кварц перекристаллизован. В одном николе кварц бесцветный, а в скрещенных обнаруживает серые, иногда желтоватые цвета интерференции. Характерно неоднородное, волнистое погасание.

Мусковит образует вытянутые зерна размером до 0,07 мм, с прямым углом погасания и яркой интерференционной окраской. Часто чешуйки мусковита изогнуты и разноориентированы. Мусковит, серицит, каолинит образуют тесные срастания и распределены по всей породе в виде линзовидных зон, вытянутых, изогнутых.

Серицит представлен бесцветными удлиненными тонкочешуйчатыми или волокнистыми агрегатами с желтоватыми-красноватыми цветами интерференции II порядка ($N_{g'} - N_{p'} = 0,022 - 0,050$).

Сидерит представлен тонкозернистыми призматическими (субромбоэдрическими) агрегатами (с округленными гранями), реже раскристаллизован. Чаще всего имеет бурый цвет. Окраска в более раскристаллизованных агрегатах не всегда равномерная от бесцветного до темно-бурого цвета (возможно, образует сростание с анкеритом/доломитом или кальцитом), цвета интерференции ($N_{g'} - N_{p'} = 0,239 - 242$).

Кальцит встречается в виде мелко-, среднезернистых неправильной формы агрегатов, которые, чаще всего, образуют линзы. Наблюдаются полисинтетические двойники. Местами кальцит образует нитевидные тонкие прожилки, также встречается в прожилках совместно с кварцем и сульфидами.

Лейкоксен (титанистые минералы) представлен землистыми криптокристаллическими агрегатами (составными частями титанистых минералов – сфена, анатаза, брукита, рутила), которые настолько мелки, что отдельные минеральные индивиды не различимы даже при самых сильных увеличениях; кристаллический характер образований обнаруживается только в результате суммарного действия минеральных агрегатов на поляризованный свет.

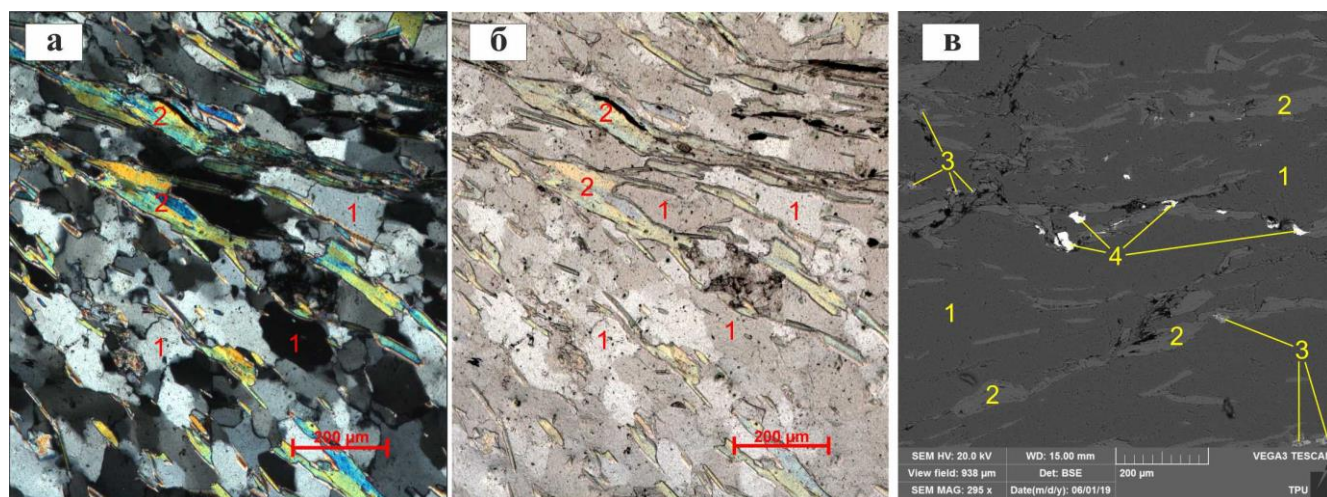


Рисунок 4.1 – Мусковит-кварцевый сланец: а, б – оптический микроскоп, проходящий свет: а – николи \times , б – николи \parallel ; в – электронный микроскоп, изображение в обратно рассеянных электронах. Цифрами обозначены: 1 – кварц; 2 – мусковит; 3 – титановые минералы (TiO_2); 4 – редкоземельные фосфаты (монацит)

Скопления слабо просвечивают, имеют темно-серо-коричневый цвет с цветами интерференции, как правило, I порядка, редко более высокими (рисунок 4.1-а, б).

Под электронным микроскопом видно, что мелкие (<2–50 мкм) выделения двуокиси титана вместе с вкраплениями церий-неодим-лантановых редкоземельных фосфатов (монациты) приурочены к лейстам мусковита (рисунок 4.1-в).

4.2. Гидротермально-метасоматический этап минералообразования

Метасоматические изменения вмещающих пород в рудном поле представлены дорудной пропилитизацией и окологрудной березитизацией (кварц-карбонат-серицитовым метасоматозом).

4.2.1. Пропилитизация

Пропилиты образовались по сланцам, подвергшимся региональному метаморфизму амфиболитовой фации. Изменению подвержены преимущественно породы основного состава, в кварц-мусковитовых, кварцитоподобных сланцах процессы пропилитизации проявлены слабо. Выделяются 2 фации пропилитов: 1 – более высокотемпературная эпидот-хлоритовая; 2 – низкотемпературная карбонат-хлоритовая.

Пропилиты высокотемпературной эпидот-хлоритовой фации образуют широкий ареал площадного характера, в целом контролируемый зоной надвига. Они развиты практически по всей площади месторождения.

Процесс образования пропилитов эпидот-хлоритовой фации связан с замещением амфиболов эпидотом, хлоритом и кварцем, биотита хлоритом и кварцем, в результате чего образуются кварц-эпидот-хлоритовые породы (рис. 4.2-а, б). В случае, если замещаемые породы содержали плагиоклаз, последний альбитизируется или замещается кварцем. Замещение амфибола бывает неполным и в породах можно наблюдать его реликты. Зональность проявлена слабо, но нужно отметить появление почти мономинеральных эпидозитов, которые, по-видимому, можно рассматривать как внутреннюю зону пропилитов данной фации. Кроме того, в пропилитизированных породах нередко отмечаются кварц-эпидотовые и кварц-хлоритовые прожилки.

Эпидот-хлоритовые пропилиты являются безрудными, лишь в кварц-эпидотовых прожилках иногда наблюдаются одиночные лейсты гематита.

Более низкотемпературные пропилиты карбонат-хлоритовой фации образуют линейные ореолы, контролируемые надвиговыми тектоническими нарушениями. В центральной части рудопроявления, где наблюдаются сближенные тектонические нарушения, происходит слияние ореолов в один более широкий ореол сложного строения.

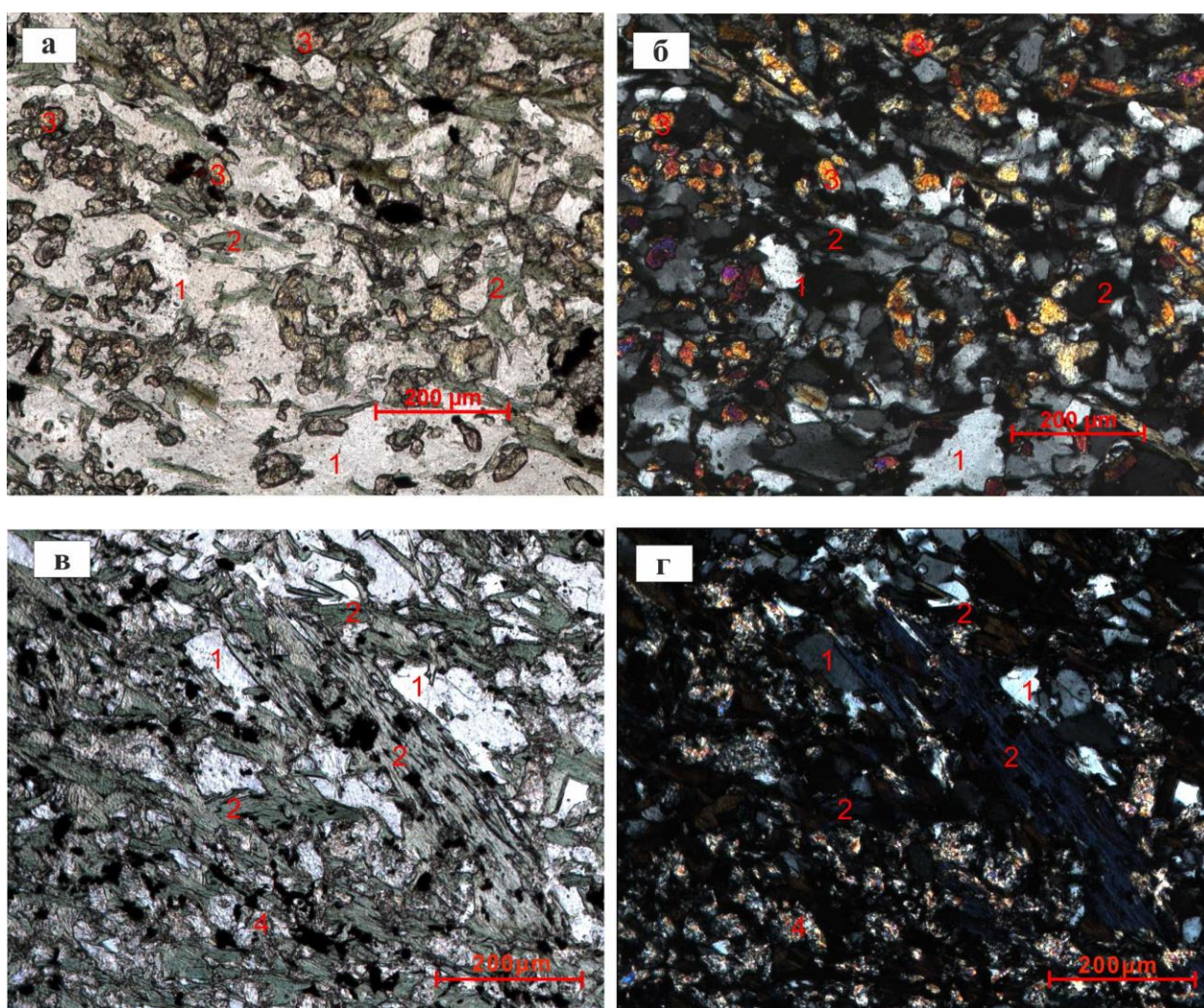


Рисунок 4.2 – Пропилитизация: а, б – кварц-эпидот-хлоритовый пропилит; в, г – кварц-хлоритовый пропилит (серицитизированный); а, в – николи ||; б, г – николи ×. Цифрами обозначены: 1 – кварц; 2 – хлорит; 3 – эпидот; 4 – серицит

При образовании низкотемпературных пропилитов эпидот становится неустойчивым и вместе с амфиболом, незамещенным до конца в ходе

высокотемпературной пропилитизации, начинает замещаться карбонатом и хлоритом, однако в большинстве случаев этот процесс не протекает до конца и можно наблюдать их многочисленные реликты. Хлоритизации подвергаются и лейсты мусковита (рис. 4.2-с, d). Карбонат в карбонат-хлоритовых пропилитах представлен кальцитом с низким содержанием железа, магния, марганца. Вместе с хлоритом он часто отмечается в составе карбонат-хлоритовых и кварц-карбонат-хлоритовых жилков и прожилков мощностью до 5-6 см, где образует сростания с хлоритом.

Рудная минерализация в карбонат-хлоритовых пропилитах представлена в основном гематитом, наблюдающимся в составе гематит-карбонатных прожилков, и в кальцит-хлоритовых прожилках и вкрапленниках – пиритом-1.

Являясь дорудными, пропилиты обеих фаций фиксируют область гидротермальной проработки пород, внутри которой локализуются березиты и золотое оруденение, и могут служить важным поисковым критерием.

4.2.2. Березитизация

Околорудные метасоматиты представлены кварц-анкерит-серицитовыми березитами, которые приурочены к тектоническим нарушениям и содержат в себе большое число кварц-жилвных образований. Мощность березитовых зон может достигать первых десятков метров.

Состав березитов и количественные соотношения новообразованных минералов в существенной степени определяется не только интенсивностью процесса, но и характером вмещающих пород. В той или иной мере новообразованные хлорит, карбонат и серицит могут присутствовать в разных зонах метасоматической колонки березитов, тем не менее, в ее строении можно уверенно выделить три зоны – внутреннюю, промежуточную и внешнюю, соответствующие классической метасоматической колонке березитов (Омельяненко, 1978; Грязнов, 1992; Жариков, 1998). Во внешних зонах березитов происходит избирательная переработка породы с замещением основных породообразующих минералов хлоритом (рисунок 4.3-а, б), который в промежуточной зоне интенсивно замещается анкеритом (рисунок 4.3-в, г).

По мере приближения к внутренней зоне колонки, насыщенной кварцевыми прожилками, в метасоматитах исчезают хлорит и карбонат, при этом увеличивается количество серицита и кварца.

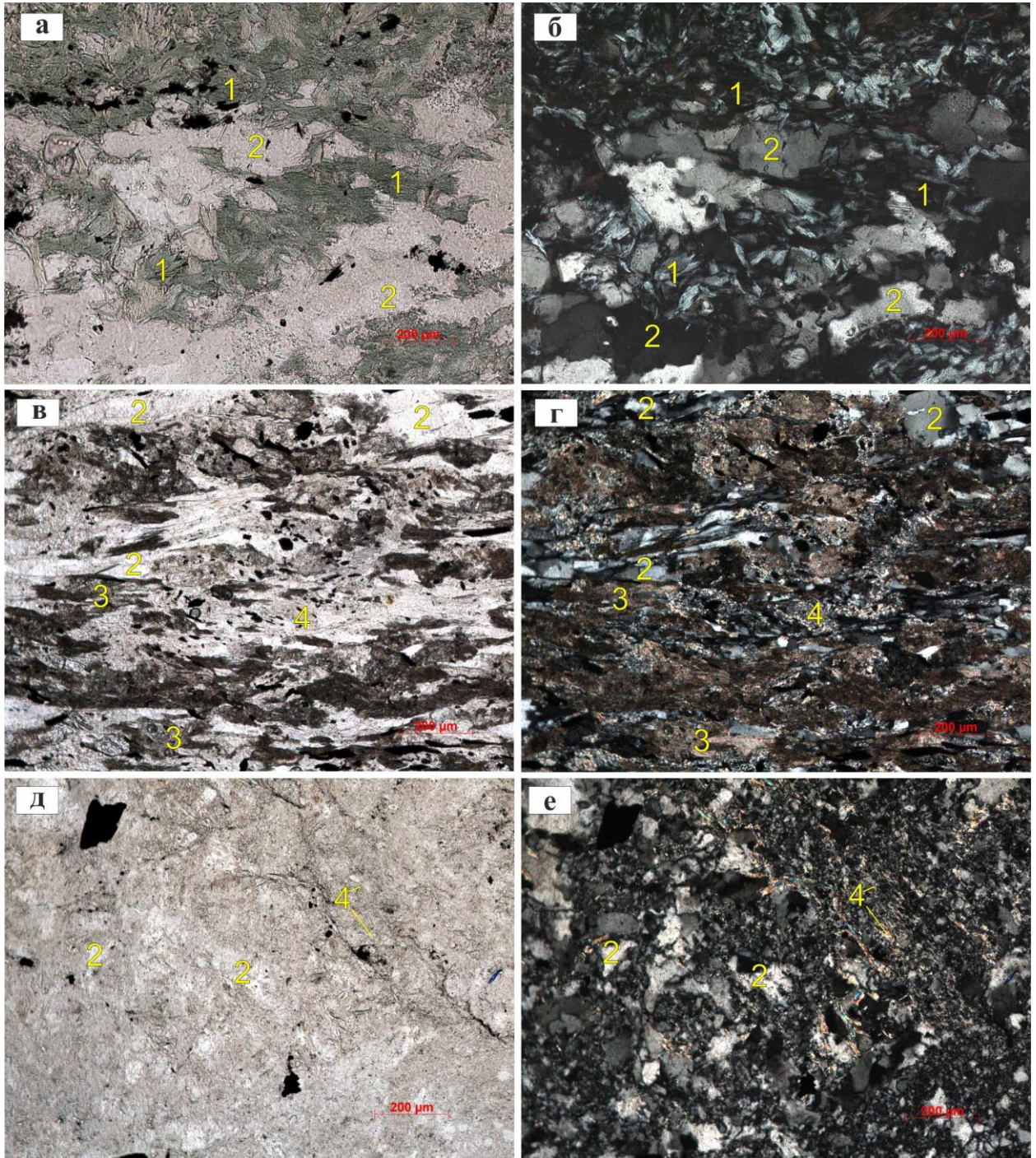


Рисунок 4.3 – Зоны березитов: а, б– внешняя, хлоритовая; в, г – промежуточная, серицит-карбонатная; д, е – внутренняя, кварц-серицитовая. Оптический микроскоп, проходящий свет: а, в, д – николи ||; б, г, е – николи ×. Цифрами обозначены: 1 – хлорит; 2 – кварц; 3 – анкерит; 4 – серицит

Во внутренних зонах структура и текстура первичных пород сменяется типичной лепидогранобластовой структурой метасоматитов, породы приобретают массивное строение, светло-серую окраску и нередко сложены только кварц-серицитовым агрегатом (рисунок 4.3-д, е). Средний минеральный состав березитов: кварц (40-50%), серицит (20–35%), анкерит (15–32%); доломит (2–5%), лейкоксен (0–8%), рудные минералы (1-15%).

Кварц слагает прожилки в центральных частях зон березитизации в виде неравномернозернистых (в основном мелко-, среднезернистых) кристаллов и неправильных, субизометричных зерен, реже встречаются и крупные кристаллы хорошо раскристаллизованного друзовидного кварца. В межзерновом пространстве кварц нередко перекристаллизован и имеет неоднородное, волнистое погасание. Пространство между прожилками кварца выполнено слюдисто-карбонатным агрегатом. Кварц замещает первичные минералы и обломки с образованием теневых структур.

Хлориты характерны для внешних зон березитизации, где замещают породообразующие минералы. Хлорит образует чешуйчатые включения в основной массе. Размер чешуек до 0,1 мм. При дальнейшем метасоматическом преобразовании хлориты замещаются карбонатом и бесцветной слюдой.

Слюды представлены тонкочешуйчатыми агрегатами и имеют оптические свойства, ясно распознаваемые только при достаточном размере зерен (вплоть до мусковита). Серицит представлен бесцветными удлинёнными тонкочешуйчатыми или волокнистыми агрегатами с желтоватыми-красноватыми цветами интерференции II порядка ($N_{g'} - N_{p'} = 0,022 - 0,050$).

Карбонаты в березитах имеют значительное распространение. Анкерит представлен тонкозернистыми призматическими (субромбоэдрическими) агрегатами (с округленными гранями). Чаще всего имеет бурый цвет. Окраска в более раскристаллизованных агрегатах не всегда равномерная, от бесцветного до темно-бурого цвета (возможно, образует срастание с анкеритом/доломитом или кальцитом), цвета интерференции ($N_{g'} - N_{p'} = 0,239 - 0,242$). Встречается в основной массе или образует прожилки.

Доломит встречается в виде мелко-, среднезернистых неправильной формы агрегатов, которые, чаще всего, образуют линзы.

Кальцит обычно встречается в прожилках совместно с кварцем и сульфидами.

4.2.3. Минеральный состав руд

Первичные руды представляют собой системы сопряженных пологопадающих и крутопадающих жильно-прожилковых тел карбонат-кварцевого состава с неравномерно распределенной сульфидной минерализацией в пределах зон березитизации.

Жильное выполнение представлено 4-мя последовательно формировавшимися ассоциациями: кварц-анкерит-пиритовой, золото-полисульфидной, золото-теллуридно-висмутовой и кварц-кальцитовой.

Кварц-анкерит-пиритовая минеральная ассоциация пользуется наибольшим распространением. Основными нерудными минералами являются кварц и анкерит. В кварц-анкеритовых прожилках, а также в интерстициях пирита, нередки включения реликтовых минералов вмещающих пород и метасоматитов: рутила, циркона, монацита, апатита

Единственный сульфидный минерал данной ассоциации – пирит-2. Он отмечается в виде гипидиоморфных агрегатов, часто раздробленных и сцементированных более поздними минералами. Внутреннее строение кристаллов пирита в изломе слабо раковистое, часто зернистое, иногда встречаются фрамбоидальные образования пирита. В зависимости от преобладающего развития граней в комбинациях кристаллов выделено 5 морфологических типов кристаллов (МТК) пирита: преобладающий кубический (70-100%), реже – пентагондодекаэдрический (0-23%) и куб-пентагондодекаэдрический (0-23%) и в единичных случаях – куб-октаэдрический и пентагон-октаэдрический. Сама по себе ассоциация не золотоносна, но пирит часто раздроблен и содержит прожилки более поздних минералов, включая золото.

Золото-полисульфидная ассоциация является самой продуктивной на золото, ореолы ее распространения определяют контуры рудных тел. Этот парагенезис максимально развит в центральной части месторождения и постепенно

выклинивается к флангам. Представлен в виде прожилково- жильных образований, иногда в виде околожильной вкрапленности сульфидов в метасоматитах. Непосредственно в жилах и прожилках сульфиды встречаются в виде редкой рассеянной вкрапленности или гнездообразных агрегатов. Минералы золото-полисульфидной ассоциации часто цементируют раздробленные зерна пирита-2, проникают в них по трещинам и заполняют межзерновые пространства.

Началом формирования золото-полисульфидной ассоциации можно считать появление в пирите-2 прожилковидных участков, обогащенных As и Co. К этим участкам нередко приурочены вкрапленники и нитевидные прожилки самородного золота-1, что знаменует собой начало дробления пирита-2 (рисунок 4.4-а). Также, в интерстициях зерен пирита-2 встречены единичные выделения пирротина (рисунок 4.4-б). Ассоциация с нарастающим на его гранях золотом позволяет отнести пирротин, с учетом его химического состава, к началу золото-полиметаллической стадии отложения (рисунок 4.4-в).

Не менее редким минералом руд является арсенопирит. Встречен в виде единичных выделений в пирите-2, совместно со сфалеритом и галенитом-1, что, собственно, и позволяет отнести его к началу той же стадии минерализации (рисунок 4.4-г). Характерно, что в геохимическом поле аномалии мышьяка очень тесно коррелируются с Au, Ag, Bi, Pb, Cu.

Одним из главных минералов золото-полиметаллической ассоциации является халькопирит-1. Он встречается в виде вкрапленности и линзочек в кварце и карбонате, а чаще всего совместно с галенитом-1 цементирует катаклазированные зерна пирита-2 (рисунок 4.4-д).

Галенит-1 по степени распространения практически не уступает халькопириту-1. Встречается в виде вкрапленности в пирите-2 и кварц-карбонатных прожилках, микропросечек, секущих минералы ранних ассоциаций (рисунок 4.4-д). В пространственном распределении галенита и халькопирита можно отметить латеральную зональность: галенит преобладает в западной части месторождения, халькопирит – в восточной.

Сфалерит встречается в рудах крайне редко, в ассоциации с галенитом-1 (рисунок 4.4-г).

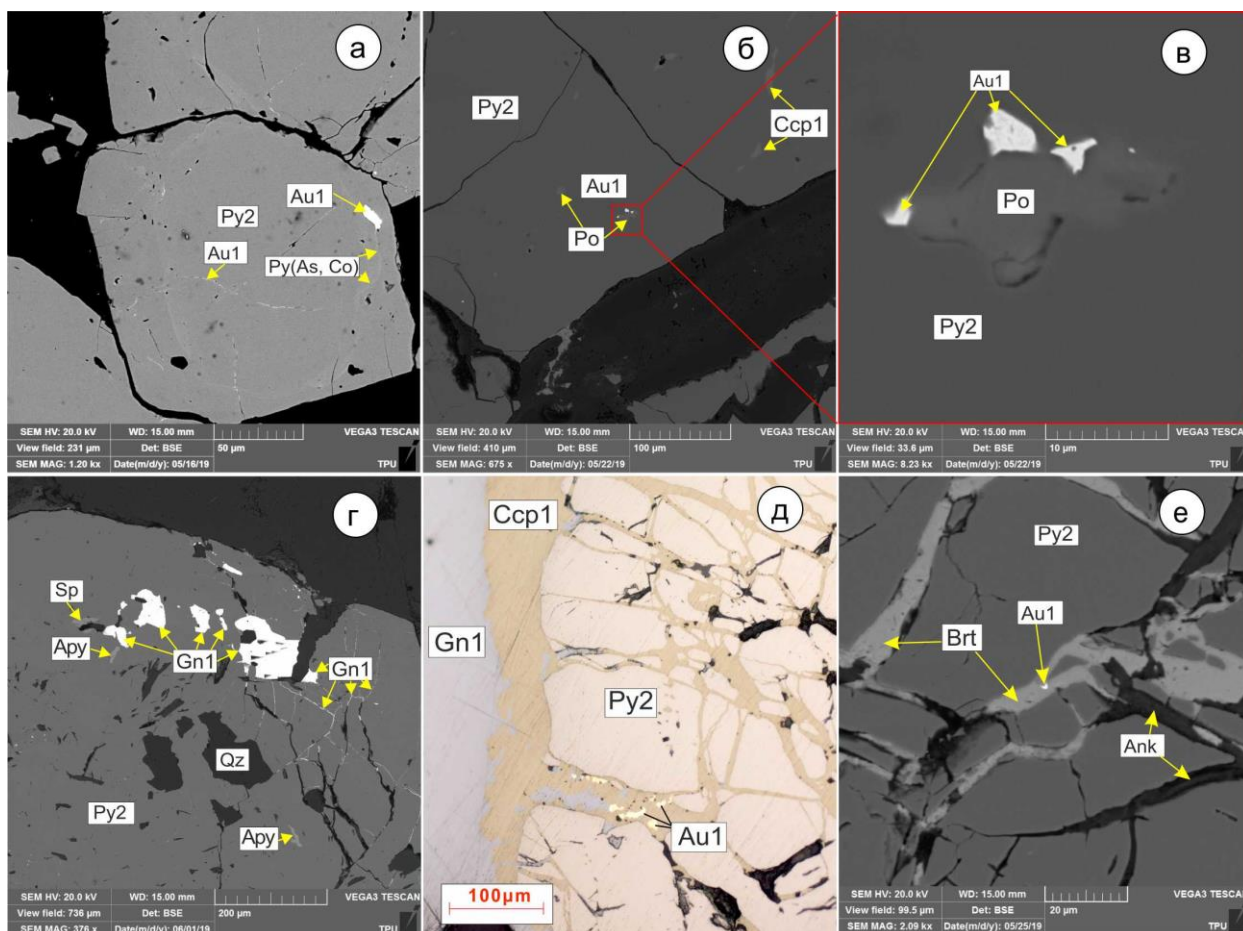


Рисунок 4.4 – Взаимоотношения минералов золото-полиметаллической ассоциации с пиритом-2: а) вкрапленники и нитевидные прожилки золота-1 (Au1), приуроченные к обогащенным мышьяком и кобальтом (Py(As,Co)) прожилковидным зонам в пирите-2 (Py2); б – вкрапленники пирротина (Po) и халькопирита-1(Сср-1) в пирите-2 (Py2); в) – золото-1 (Au1), обрастающее зерна пирротина (Po); г) – совместные прожилковые выделения галенита-1 (Gn1), сфалерита (Sp) и арсенопирита (Apy) в пирите-2 (Py2); д) золото-1 (Au1) в прожилках халькопирита-1 (Сср-1) и галенита-1 (Gn1), цементирующие раздробленные зерна пирита-2 (Py2); е) анкерит (Ank)-баритовые (Brt) прожилки с золотом-1 (Au-1) в пирите-2 (Py2);. Изображение в обратно-рассеянных электронах (f–d) и в отраженном свете (e)

На периферии зон полисульфидной минерализации обломки пирита-2 цементируются анкерит-баритовым агрегатом, также с вкрапленниками самородного золота-1 (рисунок 4.4-е). Отложение сульфата бария связано, видимо, со снижением роли сероводорода во фронтальных частях полисульфидных рудных зон. Пространственно барит дистанцируется от галенит-халькопиритовой минерализации и ассоциирует с пиритом-2, поэтому ранее, исходя из визуальных наблюдений, барит и пирит-2 объединяли в один парагенезис. Средняя проба золота-1 составляет 788 ‰.

Минералы *золото-висмут-теллуридной ассоциации* выявлены только с помощью электронно-зондового микроанализа. Пространственно они тяготеют к участкам сопряжения пологих и крутопадающих структур, то есть к наиболее золотоносным частям рудных тел.

Главный представитель этого парагенезиса – галенит-2, постоянно ассоциирующий с комплексом минералов теллуридно-сульфид-сульфосолевого ряда: виттихенитом, айкинитом, висмутином, аркубиситом, селеноаркубиситом, сервеллеитом, матильдитом, михараитом, шапбахитом, науманнитом, гесситом, клаусталитом (рисунок 4.5).

Минералы этого комплекса обычно нарастают на кристаллы более ранних сульфидов и проникают в них по трещинам, но контакты часто размытые, что указывает на замещение ранних минералов, в первую очередь, халькопирита-1. Галенит-2 и аркубисит часто приурочены к зальбандам анкеритовых прожилков, секущих халькопирит-1, демонстрируя зональность отложения (рисунок 4.5-а). Халькопирит-2 в этом парагенезисе является одним из самых редких минералов и встречен лишь в виде очень мелких единичных включений.

Секущих взаимоотношений между минералами внутри данной ступени не установлено, что расценивается нами как их близодновременное отложение. Можно лишь предположить более длительный период отложения галенита-2 в сравнении с остальными минералами ассоциации.

Характерной особенностью Сохатиного месторождения является наличие в составе золото-висмут-теллуридной минерализации только сульфовисмутитов и

полное отсутствие сульфосолей на основе сульфоарсенитовой и сульфоантимонитовой составляющих (блеклых руд, энаргита, прустита, пираргирита и др.).

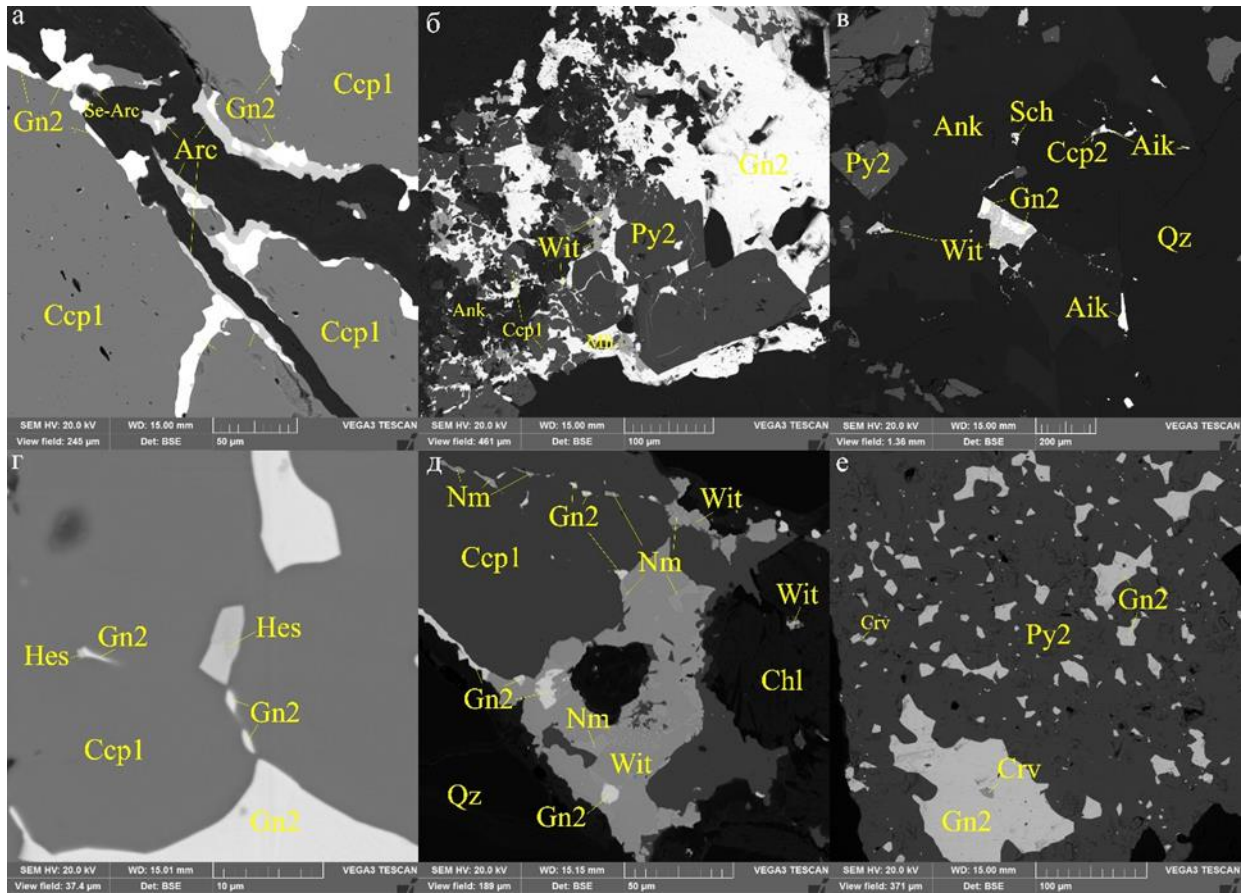


Рисунок 4.5 – Взаимоотношения минералов золото-висмут-теллуридной ассоциации: а - галенит-2 (Gn2) и аркубит (Arc) в зальбандах анкеритовых (Ank) прожилков, секущих халькопирит-1 (Ccp-1); б - галенит-2 (Gn-2) в ассоциации с виттихенитом (Wit) и михараитом (Mh), цементирующие пирит (Py) и халькопирит-1 (Ccp-1); в - вкрапления шапбахита (Sch), виттихенита (Wit) и айкинита (Aik) в ассоциации с поздними халькопиритом-2 (Ccp2) и галенитом-2 (Gn2) в анкерит (Ank) - кварц (Qz) прожилке; г – галенит-2 (Gn2)-гесситовые (Hs) прожилки в халькопирите-1 (Ccp-1); д - пересечение и замещение халькопирита-1 (Ccp-1) агрегатом зерен галенита-2 (Gn2), виттихенита (Wit) и науманнита (Nm); е - выделения сервеллеита (Crv) среди вкрапленников галенита-2 (Gn2), замещающего пирит (Py).

Столь же показательно постоянное накопление здесь примесей селена вплоть до образования собственных минералов (науманнит, клаусталит, селенаркубисит). Гидрогеохимические аномалии селена установлены также в водотоках, дренирующих Сохатиное месторождение.

Вместе с галенитом-2 и другими минералами поздней ассоциации часто встречается золото, что указывает на золотоносность этого парагенезиса.

Пострудная ассоциация на рудопроявлении Сохатиное отражает завершающий этап эволюции гидротермальной системы и развивается после формирования продуктивной золото-сульфидной минерализации. Она приурочена к поздним этапам тектонической активизации рудовмещающей структуры и связана с циркуляцией менее металлоносных флюидов по вновь раскрытым или реактивированным разрывным нарушениям.

Минеральный состав ассоциации представлен кварцем поздней генерации и кальцитом. Кварц образует прожилки и жилки секущего характера, пересекающие ранние золотоносные кварц-полисульфидные тела и зоны березитизации. Для него характерна более грубокристаллическая, нередко друзовая структура, свидетельствующая о кристаллизации в условиях снижения давления и частичного раскрытия трещин.

Кальцит выполняет трещины, зоны дробления и пустоты в пределах надвиговой зоны, формируя линзовидные и прожилковые тела. Их развитие сопровождается слабой поздней карбонатизацией вмещающих пород без существенного привноса рудных компонентов.

4.2.4. Термобарогеохимические исследования флюидных включений

Исследование гидротермальных флюидов – одно из важнейших направлений в теории формирования рудных месторождений (Файф и др., 1981; Флюидные потоки..., 2002). Флюидные включения в минералах являются одним из наиболее информативных объектов для реконструкции условий формирования гидротермальных систем. Кварц, как наиболее распространённый и устойчивый минерал рудных жил, сохраняет в своём объёме микровключения первичных рудообразующих растворов и газов. Изучение состава, фазового состояния,

температуры и давления захвата этих включений позволяет выявить параметры флюидного режима, определить эволюцию рудообразующих растворов и установить последовательность стадий минерализации.

В последние десятилетия методы микротермометрии и рамановской спектроскопии существенно расширили возможности исследования флюидных включений (Roedder, 1984; Прокофьев, 2000; Goldstein, 1978, 2003, Bodnar R.J., 2003; Bakker, 2004; Rankin, 2005, Плечов П.Ю., 2014; Hurai, 2015; Okrusch, Frimmel, 2020; Liu at all, 2024; Yu at all, 2024). Для золоторудных месторождений северо-востока России данные по флюидным включениям накоплены главным образом для крупных и хорошо изученных объектов (Кряжев, Фридовский, 2023; Глухов и др., 2016), тогда как для Сохатиного такие сведения отсутствуют.

Применение комплекса современных методов изучения флюидных включений в кварце из рудных тел Сохатиного месторождения позволит уточнить физико-химические параметры рудообразующих флюидов. Это, в свою очередь, является ключевым для построения обоснованной парагенетической схемы минералообразования.

4.2.4.1. Петрографическая характеристика газово-жидких включений

При микроскопическом исследовании при комнатной температуре в кварце были выявлены два основных типа флюидных включений:

1) Однофазные газовые включения

Включения представляют собой мелкие (до 2 мкм) пузырьки, не содержащие жидкой фазы. Они имеют неправильную, часто вытянутую ("расшнурованную") форму, располагаются в скоплениях, зачастую по трещинам, что позволяет отнести их к вторичным включениям, образовавшимся после кристаллизации минерала. Учитывая их размер и морфологические особенности, такие включения не подвергались микротермометрическим исследованиям.

2) Двухфазные (жидкость + газ) включения

Данный тип встречается значительно чаще и характеризуется размерами до 10 мкм. Формы включений варьируют от округлых до неправильных. Внутреннее

строение представлено газовой и жидкой фазами с варьирующимся объёмным соотношением, в среднем составляющим около 40:60 (газ:жидкость).

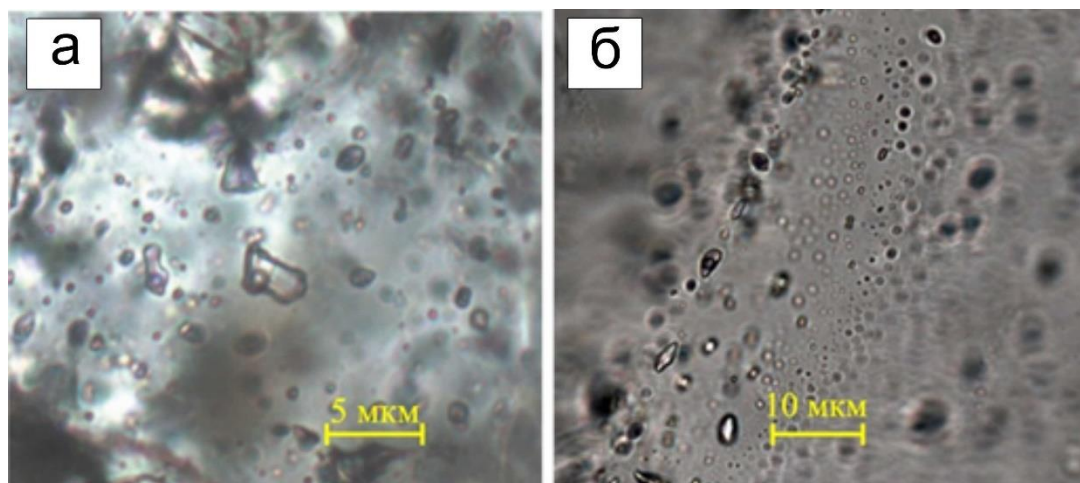


Рисунок 4.6 – Флюидные включения в кварце: а – первичные; б – вторичные.

По морфологии, взаимному расположению и характеру размещения в кварце различаются (рисунок 4.6):

- а) первичные включения, приуроченные к зонам роста кристалла, группирующиеся в виде линейных скоплений или изолированных одиночных пузырьков;
- б) вторичные включения, залегающие по трещинам, возникшим после образования хоста-минерала.

4.2.4.2. Температуры минералообразования

Результаты микротермометрического анализа флюидных включений в кварце Сохатиного месторождения позволяют выделить несколько стадий гидротермального процесса, отражающих смену физико-химических условий минерало- и рудообразования.

Эвтектические температуры в диапазоне от -9 до -13 °С свидетельствуют о водном составе раствора с участием КСl-компоненты (Борисенко, 1977).

На основании взаимосвязи температур гомогенизации и солёности (Vodnar, 1993) выделено четыре группы флюидов (таблица 4.2).

Внутри всех выделенных групп характерны скачкообразные возрастания солёности при одновременном снижении температуры, что интерпретируется как проявление процессов вскипания растворов, инициированных тектоническим

раскрытием трещин в активных структурных зонах (рисунок 4.7). Эти процессы сопровождались сменой минеральных ассоциаций в пределах отдельных стадий рудогенеза.

Таблица 4.2 – Обобщенные значения измерений газово-жидких включений

Стадии	Тгом.	Тпл.л.	Тклат.	Соленость % NaCl экв.	Плотность включений, г/см ³
	°С				
Пропилитовая	330– 265	–0.2...– 5.2	6.5– 8.7	0.6–8.1	0.73–1.01
Березит-пиритовая	285– 206	–0.1...– 5.2	7.5– 9.3	0.2–7.6	0.52–0.83
Золото- полиметаллическая	205– 147	–0.2...– 6.5	5.2– 15.5	0.4–9.9	0.32–0.58
Пострудная	120– 110	–0.4...– 3.5	–	0.7–5.7	0.27–0.33

Примечание: Тгом. – температура гомогенизации; Тпл.л. – температура плавления льда; Тклат. – температура плавления газгидрата CO₂.

Первая группа включений характерна для кварца пропилитов. При температуре около 305 °С отмечается резкое повышение солёности раствора и снижение его температуры, что объясняется вскипанием флюида в результате тектонических подвижек по плоскостям надвигов. Во времени это коррелирует сменой эпидот-хлоритовых метасоматитов с магнетитом кварц-кальцит-хлоритовыми с вкрапленностью пирита.

Образовавшийся пар при температуре около 285 °С начал конденсироваться в более локальных трещинах, дав начало новому потоку низкоминерализованных (менее 1.5 мас. % NaCl-экв) флюидов, ответственных за формирование березитов, в кварце которых отмечаются эти включения.

В интервале температур 250–245 °С фиксируется новое скачкообразное возрастание солёности (до 6–8 мас. % NaCl-экв) с дальнейшим падением температуры растворов до 205 °С. Флюидные включения с такими параметрами характерны для кварца с пиритовой минерализацией.

Группа включений с переменной солёностью (от 0.4 до 5.1 мас. % NaCl-экв) и температурой гомогенизации 200–185 °С знаменует собой проявление нового

тектонического импульса, в результате чего произошло дробление раннего кварца и пирита с цементацией их минералами золото-полиметаллической ассоциации, в кварце которой эти включения и установлены.

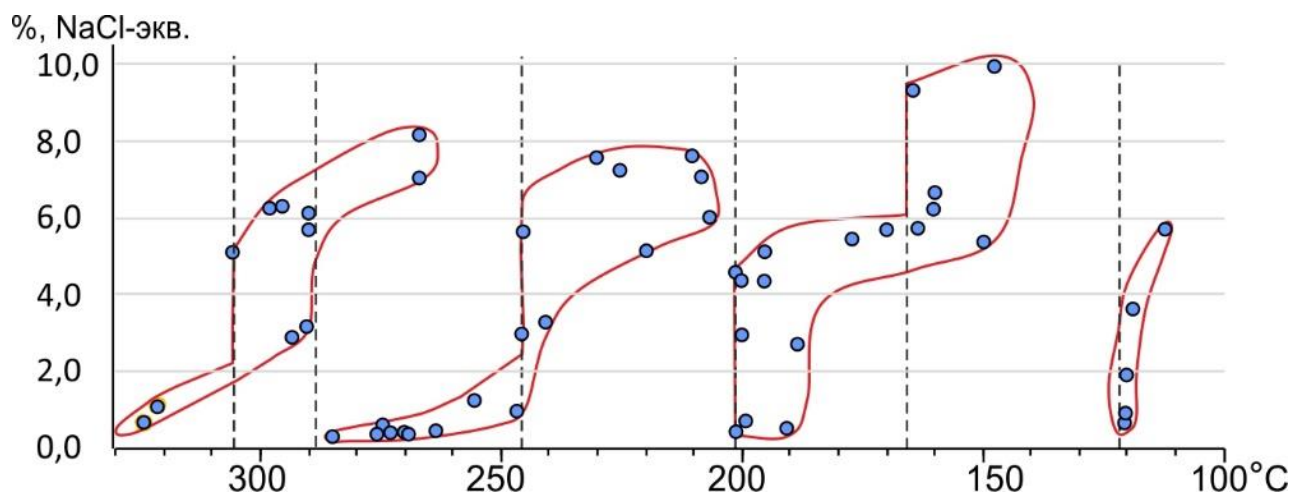


Рисунок 4.7 – Соотношение температуры гомогенизации газожидких включений и их солёности в кварцах Сохатинского месторождения (вертикальные пунктирные линии соответствуют тектоническим импульсам, ответственным за вскипание растворов)

В участках развития золото-висмут-теллуридной ассоциации кварц содержит наиболее минерализованные (солёность 5,3–9,9 мас. % NaCl-экв) флюиды с температурой гомогенизации 165–147 °С. Это указывает на продолжающийся процесс кипения флюида в результате локальных тектонических подвижек с образованием микротрещин, выполненных минералами указанной ассоциации. Ввиду локальности процесса масштабной конденсации образующегося пара здесь не происходит. Оставшиеся растворы и конденсат формируют затем пострудные кварц-кальцитовые жилы с температурой гомогенизации газожидких включений 120–110 °С и переменной солёностью 0,7–5,7 мас. % NaCl-экв.

4.2.4.3. Состав, плотность и давление газожидких включений

Для уточнения состава фаз флюидных включений, а также оценки плотностей и давлений, был проведён рамановский спектроскопический анализ (Rosso К.М., Vodnar R.J., 1995, Burke E. A. J., 2001) (рисунок 4.8).

Согласно полученным спектрам, жидкие фазы включений во всех случаях представлены водой (пик ~ 1630 cm^{-1}), жидкой углекислотой (~ 1370 cm^{-1}) и сероводородом (~ 2590 cm^{-1}). Газовая компонента преимущественно состоит из CO_2 , с характерными полосами поглощения на ~ 1285 и ~ 1388 cm^{-1} .

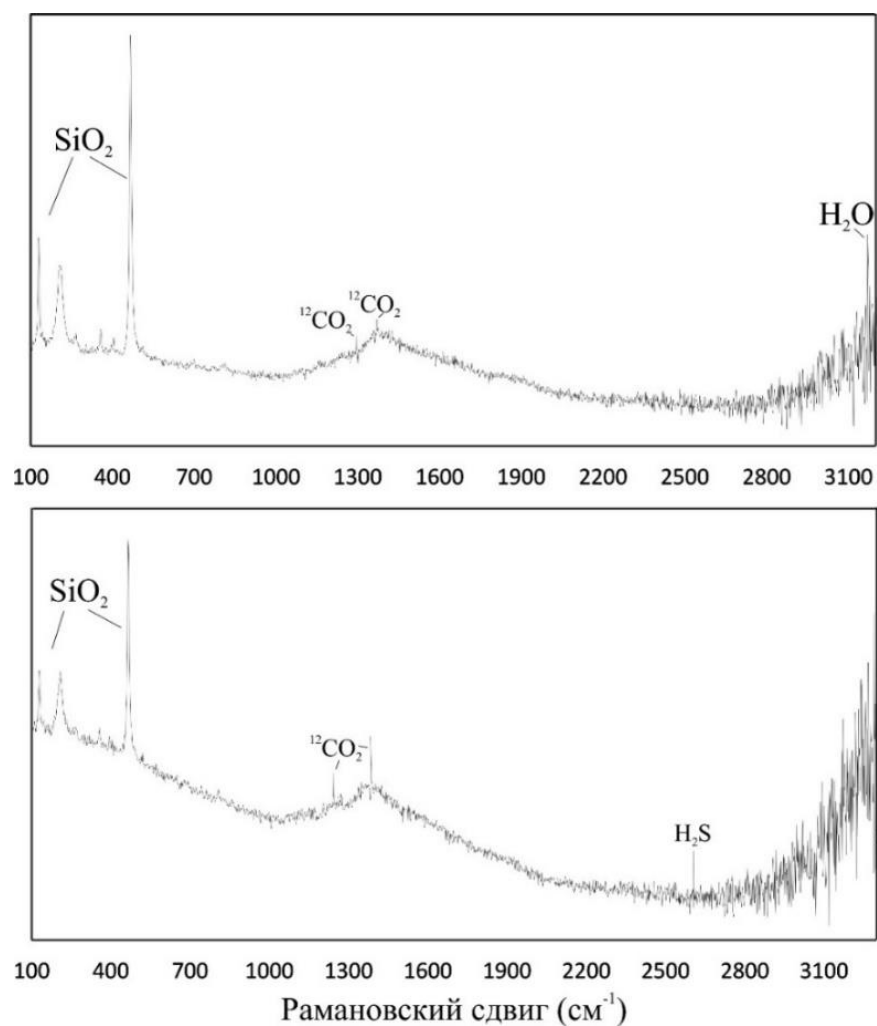


Рисунок 4.8 – Рамановские спектры газовой-жидких включений в кварце Сохатиного месторождения

Плотность флюидных включений оценивалась на основе параметров полосы колебаний молекулы CO_2 , зафиксированной методом рамановской спектроскопии. Расчёты производились согласно эмпирической зависимости между расстоянием между пиками (Δ , cm^{-1}) в спектре $\nu_1 + 2\nu_2 + \nu_3$ моды молекулы $^{12}\text{CO}_2$ и плотностью флюида (ρ , г/см^3) (Hurai, 2015).

Применение данной зависимости позволило определить плотность флюидных включений в кварце рудных жил, которая составляет $0.13\text{--}0.85$ г/см^3 . Давление

флюида оценивалось по диаграммам зависимости плотности от температуры для системы H_2O-CO_2 , что позволило определить диапазон давлений, при которых происходила герметизация включений. Величины давлений варьируют от 270 до 1330 бар. В случае гидростатической изобарной градиентной модели (1 бар = 10 м), это может соответствовать глубинам порядка 2.7–13.0 км. Но резкие перепады давления свидетельствуют о существенном влиянии тектонического фактора, поэтому реальные глубины рудоотложения, вероятнее всего, не выходили за пределы 5–10 км, что соответствует мезотермальным условиям.

4.3. Гипергенный этап минералообразования

Характерными новообразованными минералами гипергенного этапа являются каолинит и монтмориллонит. Каолинит встречается в виде бесцветных тонкочешуйчатых и пластинчатых агрегатов, образует прожилковидные или гнездообразные тонкозернистые (<0,01 мм) скопления.

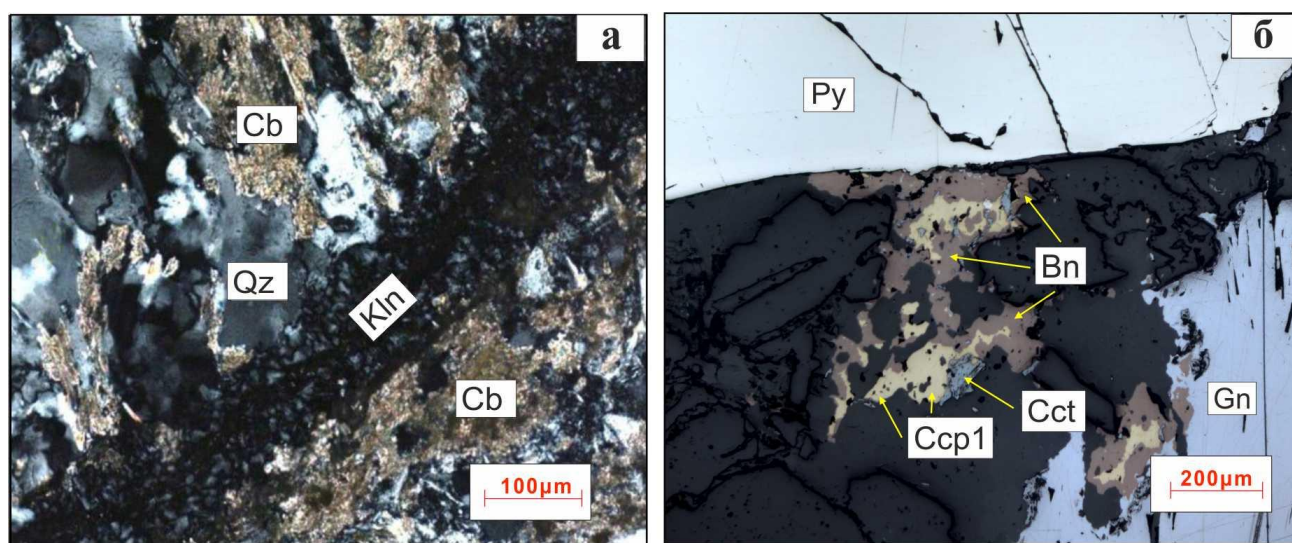


Рисунок 4.9 – Новообразованные минералы в зоне окисления Сохатиного месторождения: а – образование каолинита (Kln) по трещинкам и в межзерновом пространстве с замещением карбоната (Cb); Gn1 – галенит-1; Py – пирит; Qz – кварц; б – замещение халькопирита (Ccp1) борнитом (Bn) и халькозином (Cct) со структурой краевых каёмок в зоне вторичного сульфидного обогащения.

Мощность прожилков составляет 1–2 мм. Корродирует кварц, карбонаты и минералы ранних метасоматитов (рисунок 4.9-а). Содержание каолинита достигает 30 % и более в близповерхностных условиях, с глубиной резко снижается до 1–5 %

в интервале 30–40 м и глубже практически исчезает. Монтмориллонит образуется по эпидот-хлоритовым метасоматитам (пропилитам) и рудам. По рентгенофазовому анализу количество монтмориллонита в зоне окисления может достигать 28 %, с глубиной он исчезает. В участках максимального окисления первичные минералы, за исключением кварца, почти полностью замещены каолинитом, монтмориллонитом, ярозитом, гипсом, иллитом.

Из сульфидных минералов вторичным изменения в наибольшей степени подвержен халькопирит, по которому образуются борнит и халькозин (рисунок 4.9-б). Эти минералы проникают вдоль рудных зон на глубину в десятки метров. Пирит и галенит при этом практически не окислены, что позволяет оценивать этот интервал как зону вторичного сульфидного обогащения.

Вероятнее всего, линейные коры выветривания являются остатками мощных, ныне эродированных, площадных кор выветривания, формировавшихся в регионе с палеоцена по миоцен. Благоприятным фактором является то, что в сохранившейся части зон окисления и вторичного сульфидного обогащения концентрация золота значительно выше, чем в коренных рудах.

4.3.1. Самородное золото в зоне окисления Сохатиного месторождения

Для изучения самородного золота в зоне окисления использовались пробы, отобранные из глинистой коры выветривания в канавах, вскрывших рудные тела.

В зоне окисления Сохатиного месторождения золото отмечается во всех классах крупности, но наибольшие концентрации были отмечены в классах крупности 1–0.5; 0,1–0.05 и <0.05 мм с максимальными содержаниями металла 39.0, 29.4 и 34.5 г/т соответственно. Изучение видимого золота проводилось с использованием электронной микроскопии, где особое внимание уделялось морфологическим особенностям, характеру поверхности, а также был изучен макросостав золота с определением элементов-примесей и определением его пробности.

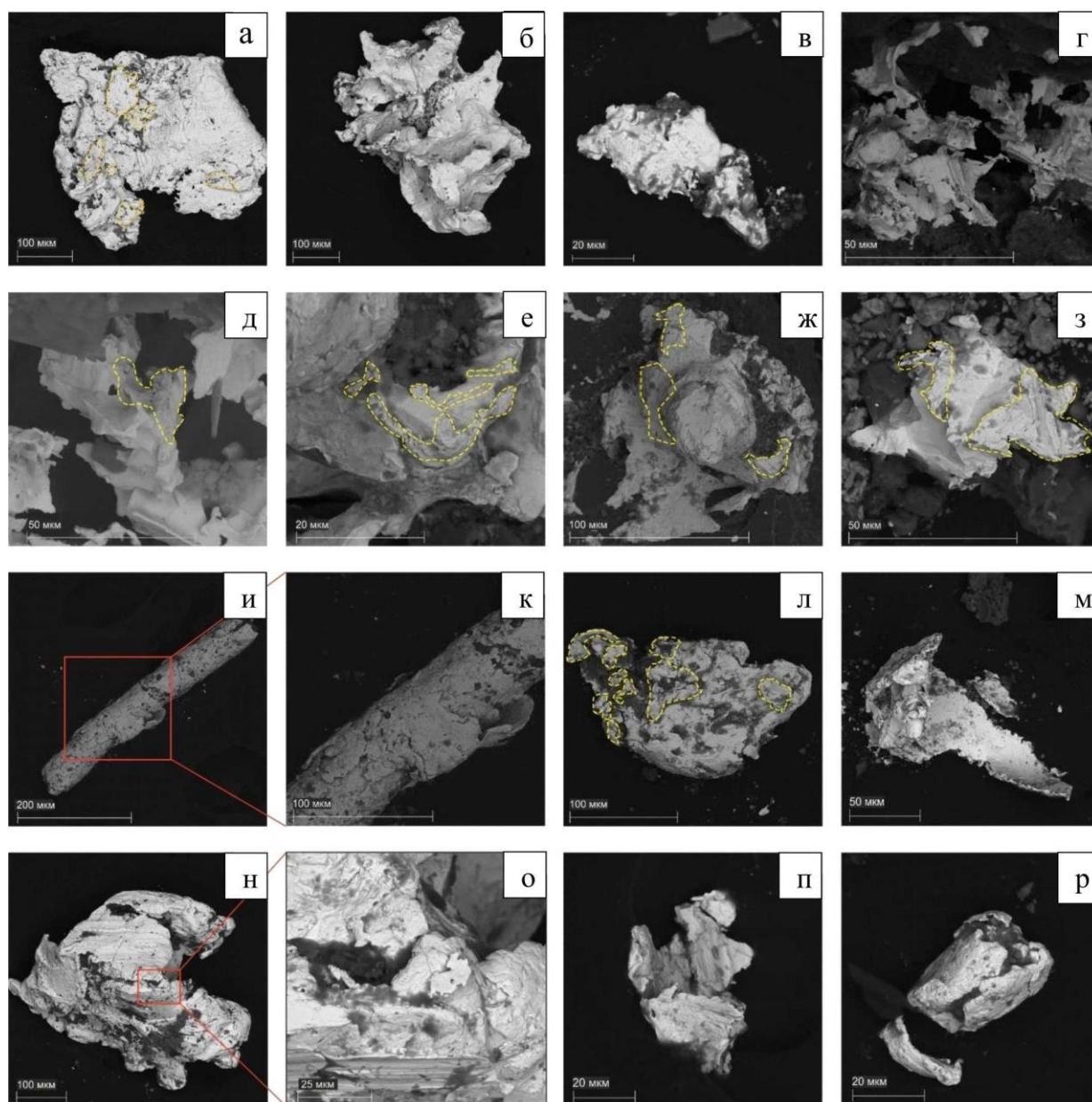


Рисунок 4.10 – Морфология золота из зоны окисления Сохатиного месторождения (изображения в обратно рассеянных электронах): а) золото неправильной формы с пластинчатым нарастанием вторичного золота; б) гемиидиоморфное золото со следами ступенчатого строения, на гранях которого отмечаются следы растворения и отложения нового гипергенного золота; в) золото неправильной ксеноморфной формы; г) сростки гемиидиоморфного пластинчатого золота с признаками растворения; д) образования мелких дендритов вторичного гипергенного золота на пластинчатых индивидах первичного золота; е) пластинчатое гипергенное золото в виде нарастаний на рудном золоте; ж) изометричное золото с участками разноориентированного ступенчатого рельефа с послойным нарастанием

вторичного золота; з) послойное нарастание вторичного золота; и) палочковидное золото; к) пластинчатое гипергенное золото; л) изометричное комковидное золото с признаками растворения и нарастания вторичного золота; м) «стружка» золота в сростках с гемиидиоморфным золотом полигонального облика; н) гемиидиоморфное кристаллическое золото со структурой растворения; о) гемиидиоморфное золото с штриховками на гранях кристалла; п) сростки золота пластинчатого облика; р) окатанное золото со следами транспортировки.

Подавляющее большинство золотин характеризуется пробностью, укладываемой в диапазон 760–850‰, однако на «первичном» рудном золоте отмечаются участки с развитием «вторичного» гипергенного золота (рисунок 4.10-а), которые имеют более высокопробный состав (920 ‰).

Изучаемое золото в большинстве случаев представлено гемиидиоморфными, идиоморфными, ксеноморфными и неправильными образованиями (рисунок 4.10, а-в). На поверхности золотин отмечаются следы растворения (рисунок 4.10-а, г), следы гипергенного более высокопробного золота в виде мелких чешуек (рисунок 4.10-а), дендритов (рисунок 4.10-д) и пластинок (рисунок 4.10-е) в виде нарастания на первичном рудном золоте.

В подчиненном количестве было обнаружено изометричное золото с участками разноориентированного ступенчатого рельефа и послойным нарастанием вторичного золота (рисунок 4.10-ж). Фиксируется золото неправильной формы в сростках с золотом слоистопластинчатого строения (рисунок 4.10-з), проволоковидное (палочковидное) золото (рисунок 4.10-и) с послойным пластинчатым нарастанием вторичного гипергенного золота (рисунок 4.10-к) и золото комковидного облика (рисунок 4.10-л) с послойным пластинчатым нарастанием вторичного золота. На рисунке 4.10-м представлена «стружка» золота как субиндивид пластинчатого строения в сростках с гемиидиоморфным и изометричным золотом, на гранях которого отмечается скульптура роста.

Эти грани напоминают октаэдры с локальными полигональными очертаниями гемиидиоморфных зерен золота. Такое золото имеет относительно низкопробный

состав (760 ‰). Кристаллы рудного золота обрамляются листоватыми дендритоидами мелкого вторичного золота, которые имеет пробность 850–890 ‰. Кроме этого, на гранях первичного золота отмечаются пустоты субизометричного облика, что может свидетельствовать о наличии структур растворения и, как следствие, образовании вторичного золота в зоне гипергенеза.

В большинстве исследуемых золотин и их сростков отмечается линейная ступенчатость, которая выражается в наличии штриховки на гранях кристаллов гемиидиоморфного золота (рисунок 4.10-н, п), увеличенное изображение представлено на рисунке 4.10-о. Вероятно, это результат послойного отложения вещества на растущих гранях, начиная от ребер или от локальных участков кристаллической поверхности. Ступенчатая структура стенок поверхности отмечается на первичном рудном золоте. Встречается окатанное золото (рисунок 4.10-в, р), что, возможно, связано с техногенным фактором (проходка канав).

4.4. Парагенетическая схема минералообразования

Проблема прерывистости (стадийности) минералообразования тесно связана с теорией рудно-метасоматической зональности месторождений, на формирование которой исторически сложились две точки зрения. Концепция *зональности отложения* предполагает, что весь комплекс предрудных, рудных и послерудных парагенезисов сформировался в процессе эволюции единого потока флюидов, связанных с конкретным рудоносным источником. Сторонники этой гипотезы признают изменения в пространстве и времени состава минерализации, но связывают их с различными причинами внутри единой стадии минерализации: снижением давления и температуры, различной устойчивостью комплексных соединений, режимом серы и кислорода, изменением концентрации щелочей, структурными факторами, автосмещением растворов и т.д. (Эммонс, 1933; Шнейдерхен, 1957; Бетехтин, 1953; Кропоткин, 1957; Барсуков, Пэк, 1980; Овчинников, 1990; Барсуков, Борисов, 1992). Фундаментальная теория метасоматической зональности, связанной с эволюцией потока гидротермальных растворов, создана академиком Д.С. Коржинским (Коржинский, 1969, 1993).

Альтернативная *пульсационная* (стадийная) концепция поступления рудоносных растворов (С.С. Смирнов, 1937) связывает появление зональности с отщеплением от интрузии отдельных порций растворов меняющегося состава. Рудоотложение происходит на фоне эволюции трещинных структур, поэтому минералы разных стадий обособляются в пространстве, формируя зональность оруденения. Представления С.С.Смирнова получили в нашей стране широкую поддержку (Вольфсон, Невский, 1949; Королев, 1949; Радкевич, 1959; Левицкий, В. Смирнов, 1963; Проблемы образования..., 1972; Летувнинкас, 1977; В. Смирнов, 1982; Старостин, 1988).

На конкретных месторождениях споров о последовательности отложения рудных минералов обычно не возникает, для гидротермальных месторождений она, в целом, стандартна (В. Смирнов, 1982). Дискуссионным является вопрос о стадийности, – являются ли последовательно отлагающиеся ассоциации минералов продуктами эволюции единого потока флюидов, либо это следствие эволюции отдельных порций растворов меняющегося состава.

Понятие «стадии минералообразования» подразумевает, что каждая из них связана со своим потоком флюидов, имеющих свои температурные характеристики и химический состав, неравновесных с вмещающей средой, поэтому производящих метасоматические изменения пород, выщелачивание и отложение минералов (Кигаи, 1974; Онтоев, 1974). Стадии обычно разделены тектоническими подвижками, но сами подвижки критериями стадийности не являются. Источники этих флюидных потоков могут быть разными. Но даже в тех случаях, когда первоначальный источник общий, эволюция флюида во времени и пространстве может приводить к разделению его на вполне самостоятельные потоки, продуцирующие минеральные ассоциации, отвечающие понятию «стадия минерализации». Вскипание растворов вследствие резкого падения давления при тектонических подвижках приводит к тому, что значительная часть флюида отделяется в виде пара и конденсируется затем в открытых трещинах и ослабленных зонах в виде флюида нового состава. Частично он смешивается с

остаточными флюидами, поэтому температура в начале следующей стадии может быть выше, чем в конце предыдущей.

Этап Stages		Гидротермально-метасоматический Hydrothermal-metasomatic						Гипергенный Supergene alteration	
Стадии Substages		Пропилитовая Propylitic		Березит-пиритовая (Beresite-pyrite)		Золото-полиметаллическая (Gold-polymetal)			Пострудная Post-ore
Минералы Minerals	Ассоциации Mineral association	I	II	III	IV	V	VI		
		Кварц / Quartz		██████████		██████████	██████████	██████████	██████████
Эпидот / Epidote		██████████							
Серицит / Sericite				██████████		██████████			
Хлорит / Chlorite		██████████		██████████		██████████			
Сидерит / Siderite							██████████		
Анкерит / Ankerite				██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	
Доломит / Dolomite						██████████			
Кальцит / Calcite			██████████			██████████		██████████	
Магнетит / Magnetite		██████████		██████████					
Гематит / Hematite				██████████					
Барит / Barite						██████████			
Пирит / Pyrite			██████████		██████████				
Арсенопирит / Arsenopyrite						██████████			
Сфалерит / Sphalerite						██████████			
Пирротин / Pyrrhotite						██████████			
Халькопирит / Chalcopyrite						██████████	██████████		
Галенит / Galena						██████████	██████████		
Золото / Native gold						██████████	██████████	██████████	
Виттихенит / Wittichenite							██████████		
Айкинит / Aikinite							██████████		
Михарит / Miharaite							██████████		
Аркубисит / Arcubisite							██████████		
Se-аркубисит / Se-arcubisite							██████████		
Гессит / Hessite							██████████		
Висмутин / Bismuthinite							██████████		
Матильдит / Matildit							██████████		
Шаббахит / Schabachite							██████████		
Науманнит / Naumannite							██████████		
Сервеллит / Cervelleite							██████████		
Борнит / Bornite								██████████	
Ковеллин / Covellite								██████████	
Халькозин / Chalcocite								██████████	
Малахит / Malachite								██████████	
Азурит / Azurite								██████████	
Ярозит / Jarosite								██████████	
Лимонит / Limonite								██████████	
Монтмориллонит / Montmorillonite								██████████	
Гидрослюда / Hydromica								██████████	
Каолинит / Kaolinite								██████████	
Температура, °C		330...265		285...206		205...147		120...110	
Тектонические подвижки / Tectonic		▲	▲	▲	▲	▲	▲		

Рисунок 4.11 – Парагенетическая схема минералообразования. Минеральные ассоциации: I) эпидот-магнетит-хлоритовая, II) кварц-пирит-хлорит-кальцитовая, III) кварц-хлорит-карбонат-серицитовая, IV) кварц-анкерит-пиритовая; V) золото-полисульфидная, VI) золото-теллуридно-висмутовая, VII) кварц-кальцитовая. Толщина линий указывает на относительную распространенность минералов

На основании комплексного изучения минерального состава, морфологии рудных тел и данных термобарогеохимического анализа флюидных включений для Сохатиного месторождения составлена парагенетическая схема минералообразования (рисунок 4.11). В ней выделяются четыре стадии гидротермального процесса, каждая из которых характеризуется специфическим набором ассоциаций и физико-химических условий.

I. Пропилитовая стадия. Формировалась при температурах 330–265 °С при солёности (0.6–8.1 мас.% NaCl-экв.). Проявлялась в виде эпидот-магнетит-хлоритовой и кварц-пирит-хлорит-кальцитовой ассоциаций, отражающих раннее внедрение гидротермальных флюидов в зоны надвигов.

II. Березит-пиритовая стадия. Температуры 285–206 °С, солёность 0.2–7.6 мас.% NaCl-экв. Ассоциации кварц-хлорит-карбонат-серицитовая и кварц-карбонат-пиритовая. Проявление березитизации и отложение пирита-2.

III. Золото-полиметаллическая стадия. Формировалась при температурах 205–147 °С, солёности 0.4–9.9 мас.% NaCl-экв. Основные ассоциации - золото-полисульфидная (халькопирит-1, галенит-1, золото-1, пирротин, сфалерит, арсенопирит) и золото-висмут-теллуридная (галенит-2, теллуру-висмутовые минералы, селениды, золото-2). Именно эта стадия определяет золотоносность месторождения. Пространственно минералы этой стадии приурочены к участкам сопряжения пологих и крутопадающих структур. На участках развития минеральных парагенезисов этой стадии березитизация проявлена наиболее интенсивно.

IV. Пострудная стадия. Представлена кварц-кальцитовой ассоциацией. Отражает завершающую фазу гидротермального процесса. Околожильные изменения появлены слабой карбонатизацией.

Каждая из выделенных стадий характеризуется определёнными флюидными параметрами, минеральным составом и типом околорудных метасоматитов, что в полной мере отвечает понятию «стадия».

При окислении руд сформировалась глинистая кора выветривания и зона вторичного сульфидного обогащения с гипергенным золотом.

Составленная парагенетическая схема демонстрирует последовательность и взаимосвязь минералообразующих процессов в пределах Сохатиного месторождения и служит основой для построения модели его генезиса.

ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Для эффективного использования в поисковых целях данных опробования гидрогеохимических и литогеохимических ореолов и потоков рассеяния необходимо, прежде всего, оценить геохимические особенности первичных руд.

5.1. Первичные ореолы

5.1.1. Первичные ореолы рудных тел

Руды месторождения Сохатиного в целом можно разделить на 2 группы: неокисленные (первичные) и окисленные. Характеристика первичных руд дается по результатам анализов керновых проб, окисленные руды охарактеризованы по бороздовым пробам из канав. Оруденение носит прожилково-вкрапленный характер, поэтому химический состав руды решающим образом зависит от состава исходного субстрата.

Наиболее широко на месторождении распространены две разновидности рудовмещающих сланцев: кварц-эпидот-хлоритовые и мусковит-кварцевые. Они изначально существенно различаются по содержаниям кремнезема, железа, кальция, магния и различия эти сохраняются в рудах, хотя эпидот и хлорит замещаются в березитах карбонатом, а мусковит - серицитом.

По данным силикатного анализа окисленные руды отличаются от первичных повышенными в 2-4 раза содержаниями Al_2O_3 , P_2O_5 и TiO_2 (таблица 5.1). Окисление сульфидов, дальнейший гидролиз сульфатов (ярозита) и образование гидроокислов (лимонита) сопровождалось выносом серы, содержание которой в итоге снижается на порядок.

Для оценки поведения золота и элементов-спутников в процессе оруденения и гипергенного окисления руд сформировано 6 выборок по результатам ИСР-анализа бороздовых и керновых проб (таблица 5.2).

Таблица 5.1 – Химический и минеральный состав руд Сохатиного месторождения

Оксиды и минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	62.37	58.51	56.37	36.15	32.32	46.61	57.9	60.21	72.37	81.46	70.72	75.06	74.82	80.55
TiO ₂	0.08	0.5	0.4	1.83	0.76	1.99	1.56	0.96	0.2	0.24	0.34	0.49	0.48	0.31
Al ₂ O ₃	3.83	4.15	2.11	10.62	12.61	11.13	15.44	13.63	3.94	5.53	6.17	7.45	9.21	7.23
Fe ₂ O ₃	10.14	10.89	12.52	15.43	16.29	14.54	7.54	10.22	8.33	3.53	7.19	7.04	6.09	2.7
FeO	4.15	2.77	1.37	12.1	11.27	2.27	1.33	1.36	1.44	1.07	1.28	0.67	0.76	1.7
MnO	0.04	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14	0.07	0.08	0.03	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02
MgO	1.31	2.64	3.32	4.29	4.77	3.00	1.94	1.55	0.78	0.87	0.52	0.44	0.97	0.53
CaO	2.19	5.37	6.23	3.57	2.7	5.85	2.69	2.44	1.47	0.93	0.9	0.16	1.63	2.06
K ₂ O	1.16	1.3	0.37	0.6	0.59	1.35	3.22	2.6	1.12	1.96	2.27	1.95	1.19	1.6
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.06	0.24	0.09	0.46	0.22	0.24	0.06	0.05	0.09	0.12	0.13	0.09
H ₂ O.	0.13	0.24	0.06	0.38	0.14	0.81	0.23	0.51	0.07	0.27	0.76	0.49	0.05	0.05
S	7.88	4.01	9.36	0.46	1.85	0.8	0.31	0.34	5.35	0.99	2.54	0.93	0.16	0.13
п.п.п.	6.18	9.23	7.78	14.4	17.32	12.17	7.55	6.47	5.28	2.67	7.74	5.2	3.59	2.33
Кварц	67	71	43	22	23	42	40	41	76	73	45	56	54	65
Серицит	19	9	3	-	-	-	-	-	13	25	-	-	-	-
Хлорит	-	-	-	20	-	-	4	5	-	-	-	-	-	1
Карбонаты	12	14	40	24	32	17	1	1	9	-	-	-	3	3
Сульфиды	-	4	12	-	-	-	-	-	2	2	-	-	-	-
Лимонит	-	-	-	1	2	2	-	-	-	-	-	-	1	-
Глинистые минералы	2	2	2	33	43	32	55	53	-	-	33	35	42	31
Ярозит	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	13	9	-	-
Гипс	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	9	-	-	-

Примечание: Силикатный анализ – по данным метода ICP-OES, содержание минералов – по результатам рентгенофазового анализа. 1–8 – руды по кварц-эпидот-хлоритовым сланцам, 9–14 – руды по мусковит-кварцевым сланцам; степень окисления руд: 1, 2, 3, 9, 10 – неокисленные; 4, 5, 6 – умеренно окисленные; 7, 8, 11–14 – интенсивно окисленные. Содержание окислов и минералов – в %.

Таблица 5.2 – Сравнение содержаний химических элементов в рудах и безрудных породах месторождения Сохатиное

Элемент	Средние геометрические содержания по выборкам (г/т)						Критерий Манна-Уитни					
	A	B	C	D	E	F	A-B	C-A	E -B	C-D	E-C	F-D
Be	0.98	1.01	1.07	0.96	1.08	0.69	-0.92	1.01	-1.00	1.18	1.47	-3.48
P	2080	535	1366	554	1576	384	19.58	-4.54	0.01	3.85	1.26	-1.94
V	166	39	160	56	154	47	20.90	-1.01	2.67	4.84	0.13	-0.92
Cr	206	239	220	226	139	142	-6.73	0.41	-0.95	-0.56	-2.70	-2.46
Mn	893	264	908	363	1072	156	20.34	-0.29	2.02	3.51	1.05	-4.05
Fe	57322	20184	74817	41704	82672	40707	20.40	4.38	6.79	4.50	1.89	-0.23
Co	28.91	6.89	33.44	16.15	31.46	5.62	20.82	0.49	6.19	4.17	-0.10	-6.14
Ni	41.95	17.11	43.80	21.57	41.08	12.47	18.91	-1.81	2.27	3.81	0.61	-4.13
Cu	12.4	4.0	120.4	55.0	237.1	70.8	14.58	5.19	8.26	1.26	0.85	1.05
Zn	102.4	30.6	153.0	49.9	321.1	61.4	19.60	2.62	3.50	3.85	3.83	0.86
As	2.4	1.33	26.4	36.7	52.8	55.7	9.92	7.04	9.29	-0.94	2.28	2.11
Se	0.53	0.62	1.39	1.08	1.31	0.47	-5.41	8.50	4.14	1.07	0.38	-3.27
Nb	7.66	4.25	4.94	2.99	5.23	2.22	16.95	-3.81	-5.07	3.43	0.68	-2.18
Mo	0.97	1.29	3.73	4.20	4.80	10.51	-8.08	4.96	7.12	-0.21	0.31	3.42
Ag	0.02	0.01	0.99	0.63	1.06	1.35	9.47	7.16	9.57	1.59	0.13	3.14
Cd	0.07	0.05	0.15	0.09	0.47	0.20	11.89	2.64	6.20	1.13	1.99	2.98
Sn	0.89	0.80	1.53	1.33	2.12	1.27	6.30	4.87	6.32	0.43	1.98	-0.69
Sb	0.52	0.40	0.93	0.73	1.44	0.93	3.49	3.01	4.48	1.49	2.17	1.68
Te	0.003	0.006	0.07	0.05	0.06	0.06	-8.28	7.70	7.85	0.84	-0.58	0.34
Hf	0.12	0.14	0.10	0.11	0.12	0.16	-4.24	-0.77	-2.56	-0.36	0.27	3.11
W	1.19	2.51	4.37	3.73	6.01	2.37	-16.93	6.16	4.33	1.59	1.61	-2.13
Au	0.0005	0.0005	1.27	1.45	1.21	1.87	-0.95	19.58	20.42	-0.64	-0.78	0.57
Tl	0.11	0.27	0.16	0.23	0.14	0.23	-18.12	2.70	-1.83	-2.35	-1.12	0.02
Pb	10	5	120	25	103	125	15.29	6.37	5.89	2.68	-0.15	3.59
Bi	0.05	0.05	1.71	2.03	3.13	3.42	-1.80	17.59	17.90	-0.28	1.49	2.29

Примечание: А – безрудные кварц-эпидот-хлоритовые сланцы; В – безрудные кварц-мусковитовые сланцы; руды в кварц-эпидот-хлоритовых сланцах: С – неокисленные, D – окисленные; руды в кварц-мусковитовых сланцах: E – неокисленные, F – окисленные. При значении критерия Манна-Уитни более 1.96 (по модулю), вероятность отличия средних содержаний превышает 95 % (выделено жирным шрифтом).

Обозначение выборок в таблице 5.2: А – безрудные кварц-эпидот-хлоритовые сланцы; В – безрудные мусковит-кварцевые сланцы; руды в кварц-эпидот-хлоритовых сланцах: С – неокисленные, D – окисленные; руды в мусковит-кварцевых сланцах: Е – неокисленные, F – окисленные.

Рудные интервалы выделяются только по результатам опробования, поэтому к рудам отнесены пробы с содержанием Au свыше 0.6 г/т, к безрудным породам – пробы с содержанием Au ниже чувствительности анализа (<0.001 г/т) и без явных аномалий основных элементов-спутников золота (Ag, Pb, Bi, Cu, As, Zn, Te, Cd).

Поскольку распределение всех элементов-спутников не соответствует нормальному закону, сравнение средних содержаний проведено с использованием непараметрического критерия Манна-Уитни (Девис, 1990).

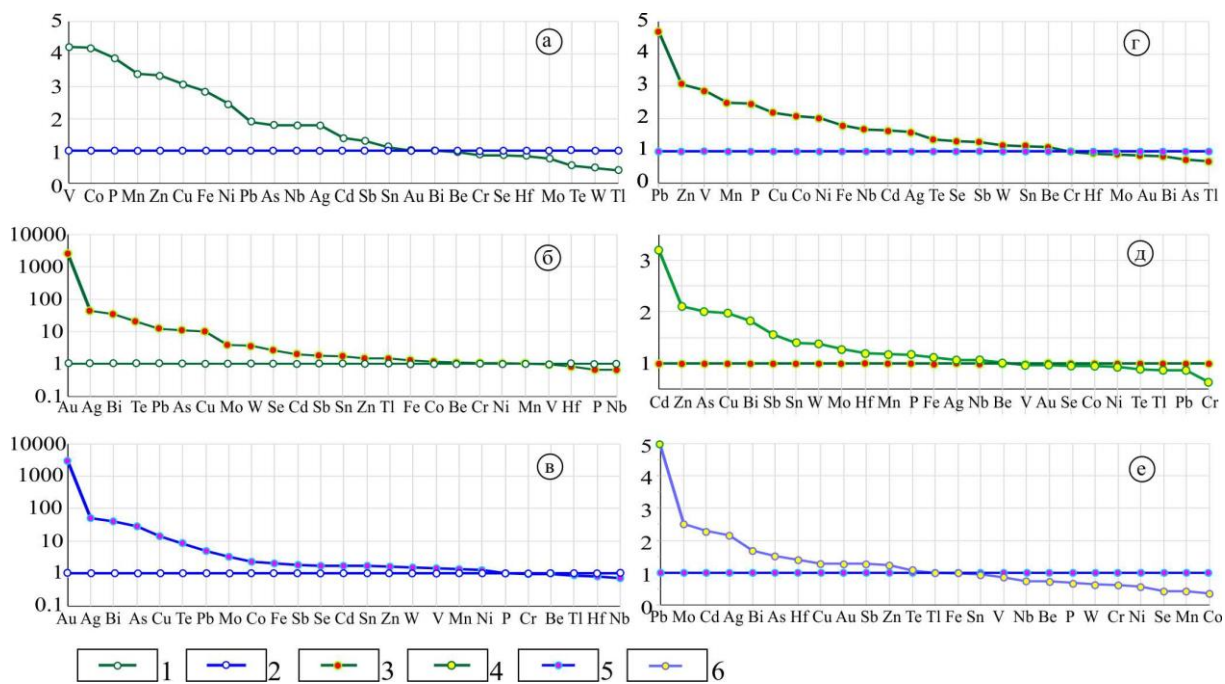


Рисунок 5.1 – Соотношение средних геометрических содержаний элементов в исходных породах и рудах Сохатиного месторождения (при попарном сравнении выборок содержания элементов в одной из них приняты за 1): 1 – безрудные кварц-эпидот-хлоритовые сланцы; 2 – безрудные мусковит-кварцевые сланцы; руды в кварц-эпидот-хлоритовых сланцах: 3 – неокисленные, 4 – окисленные; руды в мусковит-кварцевых сланцах: 5 – неокисленные, 6 – окисленные

Из приведенных данных следует, что кварц-эпидот-хлоритовые сланцы отличаются от мусковит-кварцевых повышенными в 2.5-4 раза содержаниями V, Co, Mn, Zn, Cu, Fe, Ni, в 1.5-2 раза – Pb, As, Nb, Ag, Cd, Sb, Sn и пониженными в 1.5-2 раза концентрациями Te, Tl, W, Mo, Hf, Se (рисунок 5.1-а).

При формировании руд по кварц-эпидот-хлоритовым сланцам возрастают содержания Au (в тысячи раз), Ag, Bi, Te (в 20-40 раз), Pb, As, Cu (в 10 раз), Se, W, Mo (в 2.5-4 раза), Sb, Cd, Zn, Sn, Tl, Fe (в 1.5-2 раза) при одновременном полуторакратном снижении содержаний Nb и P (рисунок 5.1-б). Статистически значимых изменений содержаний Co, Ni, Cr, Mn, V, Be, Hf при этом не установлено.

Оруденение в мусковит-кварцевых сланцах также сопровождается сопоставимым привнесом Au (в тысячи раз), Ag, Bi, As (в 25–50 раз), Cu, Te (в 10 раз), Pb, Mo (в 3-5 раз), Sb, Se, Zn, Cd, Sn, W (в 1.5-2 раза) (рисунок 5.1-в). Кроме того, установлено статистически значимое возрастание в 1.5-2 раза концентраций Fe, Co, Ni, Mn, V и снижение содержаний Nb, Hf, Tl.

Между собой руды, сформировавшиеся по разным субстратам, существенно различаются по содержаниям Pb, Zn, Cu, V, Mn, P, Co, Ni, Fe, что вполне согласуется с различиями в составе исходных пород и позволяет предполагать, что указанные элементы в процессе оруденения заимствуются из рудовмещающей толщи (рисунок 5.1-г).

По содержаниям других элементов-спутников золота (Ag, Se, Te, Sb, As, Bi, W, Mo, Sn) руды не отличаются и для них можно предполагать другой источник, возможно, нескрытый массив гранитоидов, учитывая накопление в рудах коровых элементов W, Mo, Sn, типоморфных для гранитоидов верхнемелового эджекальского комплекса (Протопопов, 2010).

При окислении руд, образованных по кварц-эпидот-хлоритовым сланцам, происходит полутора-двухкратное возрастание содержаний Zn, Cd, As, Sb, Sn на фоне выноса Cr (рисунок 5.1-д). Для остальных элементов статистически значимых изменений концентраций не установлено.

Окисление руд, сформированных по мусковит-кварцевым сланцам сопровождается накоплением Pb, Mo, Cd, Ag, Bi, As, Hf и выносом Co, Mn, Se, Ni, Cr, W (рисунок 5.1-е). Что касается Au, его среднее геометрическое значение в процессе окисления руд существенно не изменяется, но резко возрастает дисперсия содержаний. Это означает, что в зоне окисления возникают локальные участки концентрирования золота, существенно повышающие ценность руд, что вполне закономерно для сульфидсодержащих месторождений золота (Нестеров, 1970; Петровская, Яблокова, 1974; Росляков, 1981; Яблокова и др. 1986).

Геохимические спектры руд в коэффициентах концентрации относительно исходных пород выглядят следующим образом (таблица 5.3):

Таблица 5.3 – Геохимические спектры руд Сохатиного месторождения по разным исходным субстратам

Руды в кварц-эпидот-хлоритовых сланцах										
Элемент	Au	Ag	Bi	Te	Pb	As	Cu	Mo		
КК	2540	50	34	23	12	11	9,7	3,8		
Элемент	W	Se	Cd	Sb	Sn	Zn	Tl	Fe		
КК	3.7	2.6	2.1	1.8	1.7	1.5	1.5	1.3		
Руды в кварц-мусковитовых сланцах										
Элемент	Au	Ag	Bi	Cu	As	Pb	Zn	Te	Cd	Co
КК	2420	106	63	59	40	21	10	10	9,4	4,6
Элемент	Fe	Mn	V	Mo	Sb	P	Sn	Ni	W	Se
КК	4.1	4.1	3.9	3.7	3.6	2.9	2.7	2.4	2.4	2.1

Характер перераспределения химических элементов в процессе оруденения находит отражение в многомерных корреляционных зависимостях, что позволяет использовать многомерные математические методы для геометризации аномальных геохимических полей.

Зональность рудогенных геохимических полей используется для прогнозных целей достаточно давно (Таусон, 1974; Сафронов и др., 1978; Инструкция..., 1983; Григорян, 1987; Методические рекомендации..., 1991; Матвеев и др., 2002).

В последние десятилетия для интерпретации и моделирования аномальных геохимических полей широко используется структурный анализ их внутреннего

строения (Григоров, 1990, 2013; Соколов, 1998). В соответствии с этой методикой в строении аномальной структуры геохимического поля (АСГП) рудного объекта любого ранга выделяются: ядерная зона концентрирования рудных элементов, окружающая ее зона транзита (с пониженными концентрациями рудных элементов) и внешняя (фронтальная) зона концентрирования.

В настоящее время для расшифровки структуры аномального геохимического поля используются, в основном, 4 группы математических методов: 1) выделение областей пространства со сходными геохимическими спектрами (кластер-анализ); 2) выявление устойчивых ассоциаций элементов и анализ их пространственного размещения (факторный анализ); 3) вычисление показателей общей интенсивности перераспределения химических элементов; 4) вычисление коэффициентов зональности, опирающихся на идеи универсальной вертикальной геохимической зональности или центробежно-центростремительной дифференциации элементов в гидротермальном процессе (Ворошилов, 2009, 2011).

Факторный анализ представляется наиболее удобным и доступным для этих целей (Справочник..., 1987; Девис, 1990). Факторным анализом в первичных ореолах выявлено 4 геохимических ассоциации, отражающих как состав исходных пород, так и наложенные гидротермально-метасоматические процессы (Таблица 5.4). Фактор 1 объединяет элементы, большей частью породообразующие – Fe, Mn, P, Co, Ni, Nb. Этот фактор можно охарактеризовать как «породный», поскольку существенно повышенными концентрациями элементов, входящих в фактор 1, обладают хлорит-эпидотсодержащие рудовмещающие породы.

Фактор 2 объединяет Au, Ag, As, Bi, Mo и является главным «рудным» фактором.

Фактор 3 также объединяет тесно связанные с золотом элементы-спутники – Pb, Cu, Te, Se, W. Их выделение в отдельный фактор произошло потому, что аномалии указанных элементов часто выходят за пределы собственно золоторудной минерализации, маркируя рудоподводящие и рудовмещающие структуры и пространственно соответствуют зонам березитизации.

Таблица 5.4 – Матрица факторных нагрузок для первичных ореолов Сохатиного месторождения

Элемент	F1	F2	F3	F4
Be	0.21	-0.09	-0.02	0.86
P	0.87	-0.05	-0.12	0.19
V	0.95	-0.03	-0.02	0.04
Mn	0.91	-0.02	0.02	-0.02
Fe	0.95	0.11	0.08	0.12
Co	0.97	0.01	0.04	0.00
Ni	0.71	-0.05	0.09	-0.21
Cu	0.21	0.09	0.77	0.00
Zn	0.91	-0.02	0.11	0.16
As	0.06	0.77	0.14	0.13
Se	-0.17	0.32	0.52	-0.08
Nb	0.73	-0.07	-0.14	0.26
Mo	-0.11	0.69	0.19	0.07
Ag	0.02	0.88	0.23	-0.06
Sn	0.15	0.31	0.22	0.21
Sb	0.31	0.07	0.09	0.42
Te	0.00	0.39	0.64	-0.02
W	-0.33	0.11	0.53	0.21
Au	-0.02	0.90	-0.11	-0.02
Tl	-0.73	-0.03	-0.03	0.47
Pb	0.12	0.19	0.68	-0.01
Bi	0.00	0.86	0.18	-0.08

В целом контуры аномалий фактора 3 включают в себя более локальные аномалии фактора 2 (Рисунок 5.2).

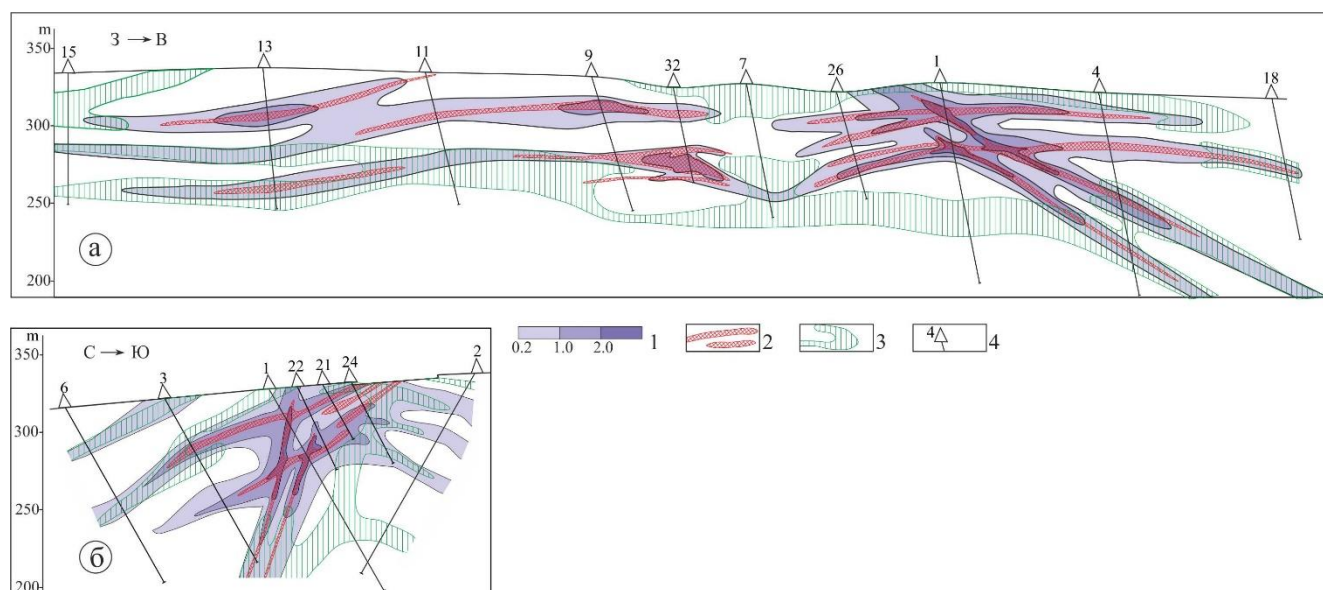


Рисунок 5.2 – Геохимическая зональность ранга рудных тел Сохатиного месторождения: а – продольный разрез; б – поперечный разрез. 1 – интенсивность проявления ассоциации Pb, Cu, Te, Se, W (в единицах значений фактора № 3); 2 –

участки максимального развития ассоциации Au, Ag, As, Bi, Mo (рудные тела); 3 – область проявления ассоциации Be, Sb, Tl (значения фактора № 4 более 0.5); 4 – буровые скважины и их номера

Элементы, объединяемые в фактор 4 (Be, Sb, Tl) накапливаются на выклинивании рудных зон, маркируя внешний контур оруденения. Аномалии значений этого фактора одинаково часто встречаются во всех разновидностях исходных пород, поэтому связывать их следует с наложенными процессами.

В зоне окисления интенсивность аномалий возрастает, поскольку сурьма здесь дополнительно накапливается. При поисковых работах эти аномалии могут указывать на наличие рудных зон.

Таким образом, элементы-индикаторы золотого оруденения формируют концентрически зональные аномальные геохимические поля. Ядерная зона концентрирования сложена двумя геохимическими ассоциациями: накопление Au, Ag, As, Bi, Mo (рудные тела) в пределах более обширных комплексных аномалий Pb, Cu, Te, Se, W связанных с зонами березитов. Внешний контур рудных зон маркируется ассоциацией Be, Sb, Tl и отделен от ядерной зоны прерывистой зоной транзита.

5.1.2. Первичные геохимические ореолы Сохатиного рудного поля по данным штуфного опробования

В пределах Сохатиного рудного поля в 2017-2018 годах сотрудниками ООО «Дюамель», НИ ТПУ и подрядными организациями (Кравченко, 2018ф) отобрано и проанализировано на Be, P, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Hf, W, Au, Tl, Pb, Bi около 1500 штуфных проб. На территории рудного поля наиболее развиты три разновидности рудовмещающих пород: кварц-мусковитовые сланцы, эпидот-кварц-хлоритовые сланцы и в северной части площади часто встречаются гнейсо-граниты. Ниже приведены результаты обработки этих данных (таблица 5.5).

Распределение Au и основных элементов-спутников иллюстрируется рисунками 5.3–5.5.

Таблица 5.5 – Сравнение средних геометрических содержаний химических элементов в рудовмещающих породах Сохатиного рудного поля

Элемент	Выборки			Критерий Манна-Уитни		
	А	Б	В	А-Б	А-В	Б-В
Be	2.76	0.91	0.79	5.0	5.7	0.6
P	171	269	902	-2.8	-4.9	-6.0
V	7.35	20.43	101.04	-4.8	-5.7	-6.2
Cr	113	150	114	-1.2	0.2	2.0
Mn	165	179	671	-0.4	-4.5	-6.4
Fe	16379	14640	43850	1.3	-4.2	-6.6
Co	1.90	3.16	15.38	-3.6	-5.4	-6.6
Ni	4.04	8.50	21.20	-4.2	-5.2	-5.1
Cu	5.47	4.00	16.88	1.3	-2.8	-5.4
Zn	33.3	20.9	62.3	2.5	-3.3	-6.2
As	1.15	1.03	1.04	0.5	0.5	-3.8
Se	0.53	0.52	0.51	0.1	1.0	1.2
Nb	18.53	4.67	6.91	4.8	4.5	-2.6
Mo	3.03	2.62	1.22	1.9	5.2	5.9
Ag	0.007	0.011	0.009	-1.9	-0.9	-5.4
Cd	0.009	0.008	0.036	-0.2	-2.7	-4.6
Sn	3.79	1.10	1.05	4.7	5.8	-0.9
Sb	0.13	0.17	0.16	-1.5	-1.0	0.5
Te	0.008	0.009	0.012	-0.7	-1.9	-1.8
Hf	1.51	0.24	0.26	5.0	5.5	-0.1
W	1.53	1.49	0.64	0.2	3.3	4.7
Au	0.0007	0.0006	0.0008	1.2	-0.4	-0.8
Tl	0.41	0.25	0.08	2.9	5.1	5.2
Pb	10.23	5.06	8.12	2.9	0.8	-2.9
Bi	0.006	0.008	0.009	-1.3	-1.5	-0.3

Примечание: А – протерозойские гнейсо-граниты; Б – кварц-мусковитовые сланцы; В – эпидот-кварц-хлоритовые сланцы. При значении критерия Манна-Уитни более 1.96 (по модулю), вероятность отличия средних содержаний превышает 95 % (выделено жирным шрифтом).

Для выявления групп элементов, синхронно ведущих себя в геологических процессах, проведен факторный анализ, результаты которого приведены в таблице 5.6. Изолинии аномальных значений факторов приведены на рисунке 5.6. Анализируя полученные данные, следует, конечно, учитывать их фрагментарность, тем не менее, картина весьма показательна. Структурообразующей для аномального геохимического поля является ассоциация «гранитофильных» элементов, объединяемых фактором 3 – Be, Nb, Sn.

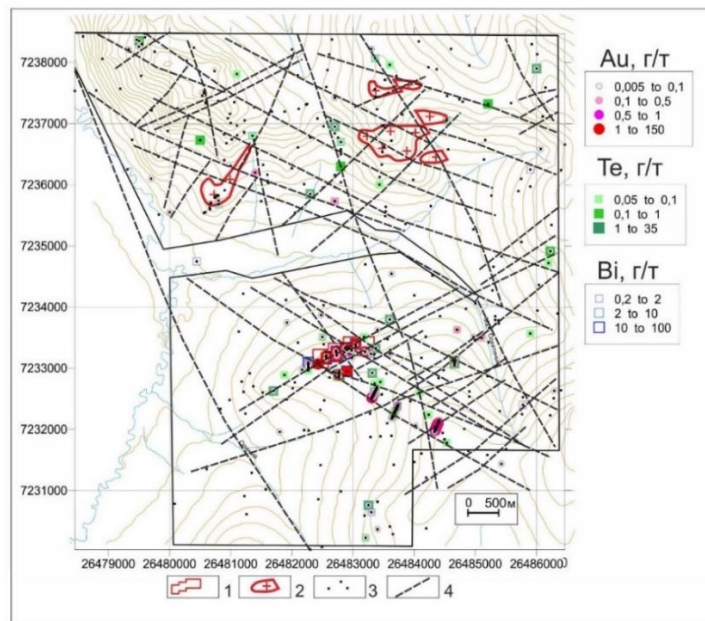


Рисунок 5.3 – Штуфные пробы с аномальными концентрациями Au, Te, Bi: 1 – контур Сохатиного рудопроявления; 2 – выходы протерозойских гнейсо-гранитов; 3 – точки отбора штуфных проб; 4 – основные системы крутопадающих разрывов (Поцелуев, 2017ф)

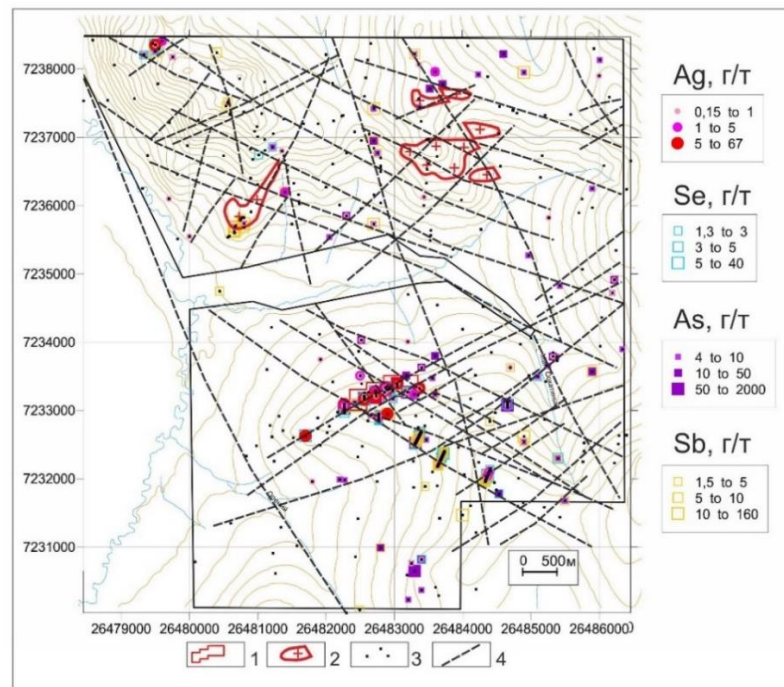


Рисунок 5.4 – Штуфные пробы с аномальными концентрациями Ag, Se, As, Sb; условные обозначения на рисунке 5.3.

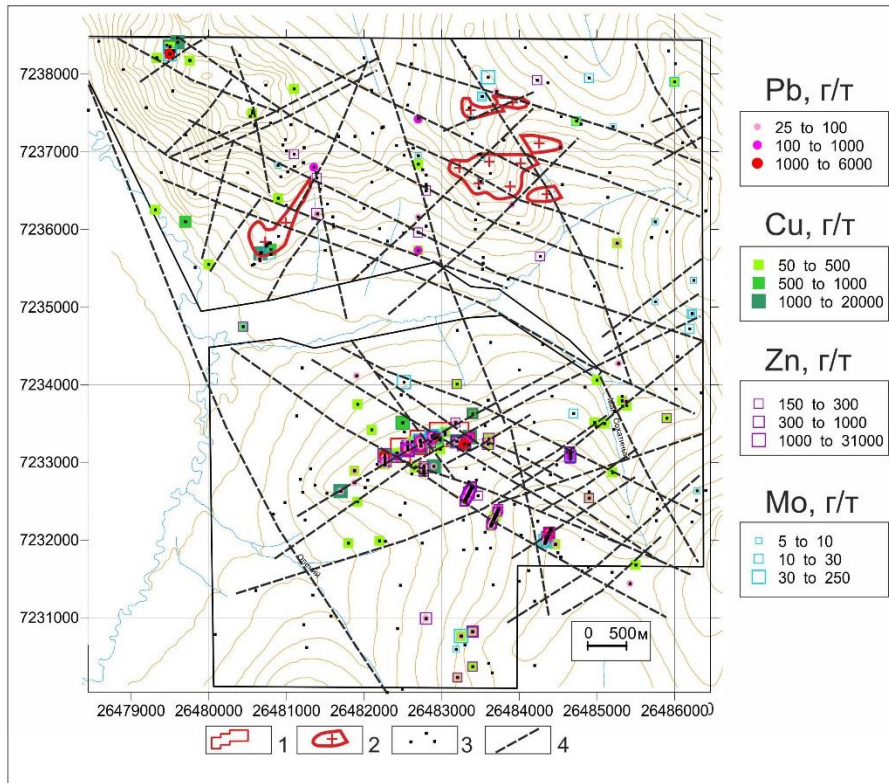


Рисунок 5.5 – Штуфные пробы с аномальными концентрациями Pb, Cu, Zn, Mo; условные обозначения на рисунке 5.3

Аномалии этого фактора пространственно тяготеют к выходам гнейсо-гранитов, имея в то же время отчетливо северо-восточное простирание (рисунок 5.6).

Одновременно максимумы аномалий трассируются вдоль структур северо-западного простирания, маркируя участки сопряжения северо-восточных и северо-западных рудоконтролирующих разрывов. С учетом того, что указанные элементы в максимальной степени накапливаются в гнейсо-гранитах, возникает вопрос о их рудогенерирующей роли. Сами граниты оруденения не несут, месторождения и проявления размещаются в ближайшем окружающем пространстве.

Можно предполагать, что образование гнейсо-гранитов способствовало перераспределению содержащихся в исходных породах химических элементов, включая золото, и их первичному накоплению в благоприятных условиях. В пользу этого свидетельствуют и повышенные концентрации типоморфного для гнейсо-гранитов Be по внешнему обрамлению рудных зон (рисунок 5.2).

Таблица 5.6 – Матрица факторных нагрузок для первичных ореолов Сохатинского рудного поля

Элемент	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4	Фактор 5
Be	-0.02	-0.10	0.86	-0.05	0.00
V	-0.04	0.88	0.12	-0.01	-0.02
Cr	0.14	-0.09	-0.30	-0.16	-0.14
Mn	0.03	0.76	-0.05	0.05	0.07
Co	0.01	0.93	0.02	0.03	-0.06
Ni	0.09	0.55	-0.15	-0.09	-0.10
Cu	0.60	0.06	-0.07	0.24	0.06
Zn	0.60	0.09	0.02	-0.12	0.04
As	0.16	0.02	0.04	0.36	-0.09
Se	0.63	-0.22	-0.08	0.17	0.04
Nb	-0.12	0.32	0.79	-0.05	-0.04
Mo	0.15	-0.15	0.04	0.04	0.22
Ag	0.27	-0.02	-0.04	0.21	0.87
Sn	0.12	-0.09	0.67	0.02	-0.06
Sb	-0.03	-0.03	-0.01	-0.03	0.93
Te	-0.07	0.02	-0.04	0.86	0.05
W	0.39	-0.36	0.07	-0.05	-0.14
Au	0.15	0.01	-0.03	0.95	0.07
Pb	0.82	0.05	-0.03	0.04	0.21
Bi	0.59	0.00	-0.04	0.54	0.14

Очень показательно поведение элементов, объединившихся в фактор 2 – Co, V, Mn, Ni. В гидротермальных месторождениях золота эти элементы обычно накапливаются на периферии рудных тел и зон. В нашем случае эта ассоциация трассирует рудовмещающие зоны на значительном протяжении и, конечно, может использоваться при их геометризации.

Фактор 1 объединяет основные элементы-спутники золота Pb, Cu, Zn, Bi. Его аномальные значения приурочены к Главному рудному телу и его продолжению по простиранию. Отдельные локальные аномалии отмечаются в северной и юго-

восточной частях площади рудного поля, маркируя возможные рудовмещающие зоны. Аномалии фактора 5 (Sb, Ag) также приурочены к потенциальным рудным зонам и характерны, в основном, для северной части площади.

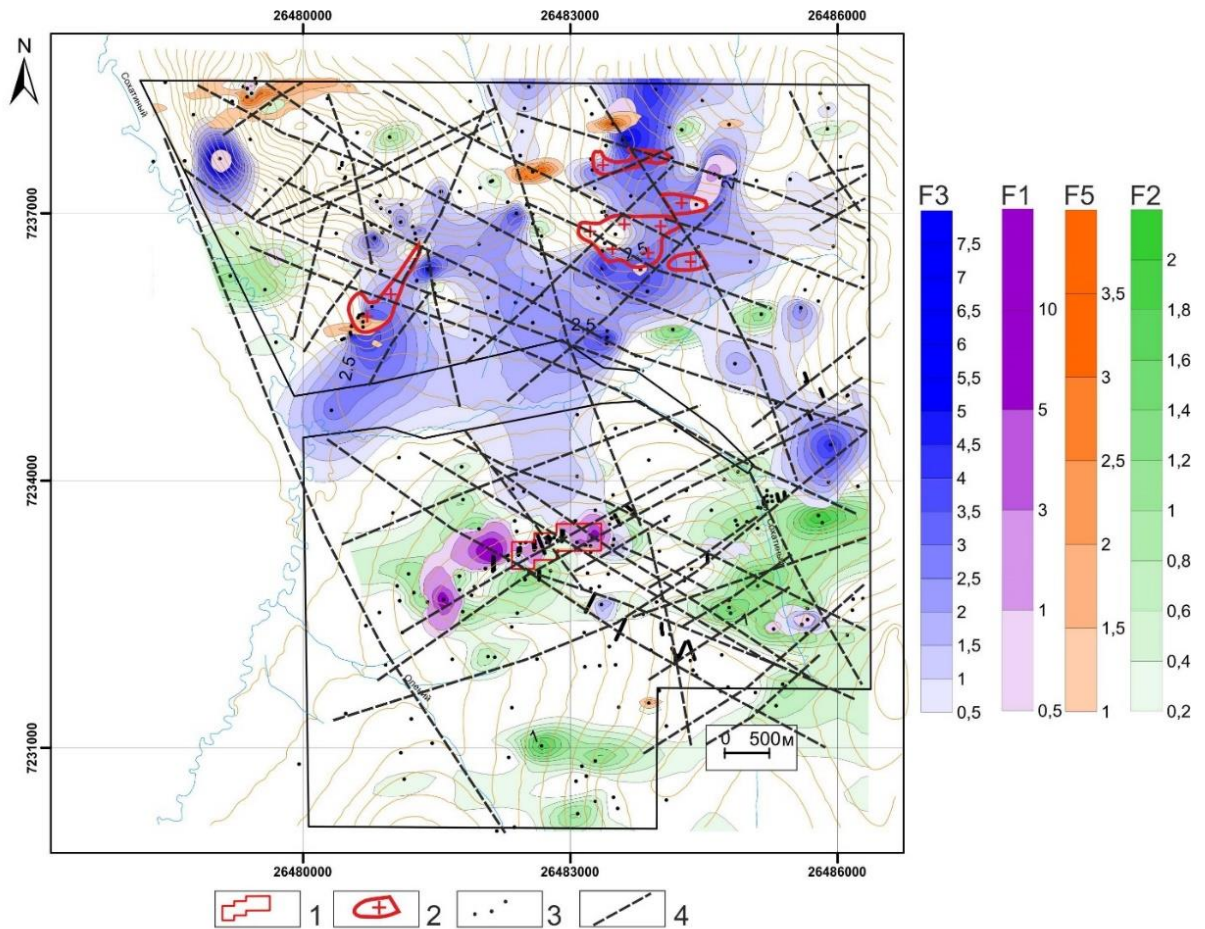


Рисунок 5.6 – Структура первичного аномального геохимического поля по данным факторного анализа: геохимические ассоциации элементов: F1 – Pb, Se, Cu, Zn, Bi; F2 – Co, V, Mn, Ni; F3 – Be, Nb, Sn; F5 – Sb, Ag; условные обозначения на рисунке 5.3

Распределение Au, Te, Bi, объединяющихся в фактор 4, показано на рисунке 5.6. Эти элементы в наибольшей степени отражают интенсивность рудного процесса. Их аномалии также тяготеют к рудовмещающим зонам, как в северной, так и в южной частях рудного поля.

5.2. Вторичные литохимические ореолы

Как следует из приведенных данных по первичным рудам, во вторичных литохимических ореолах зоны гидротермальной проработки должны

сопровождаться интенсивными комплексными аномалиями Au, Ag, Pb, Bi, Cu, As, Fe, Zn, W, Mo, Sn, Sb, Te, Se, Tl, Cd.

В отчетах предшественников приводятся данные по распределению во вторичных ореолах Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Mo, Sn. Чувствительность применявшихся анализов по As, Bi, Sb была недостаточна для геометризации их ореолов.

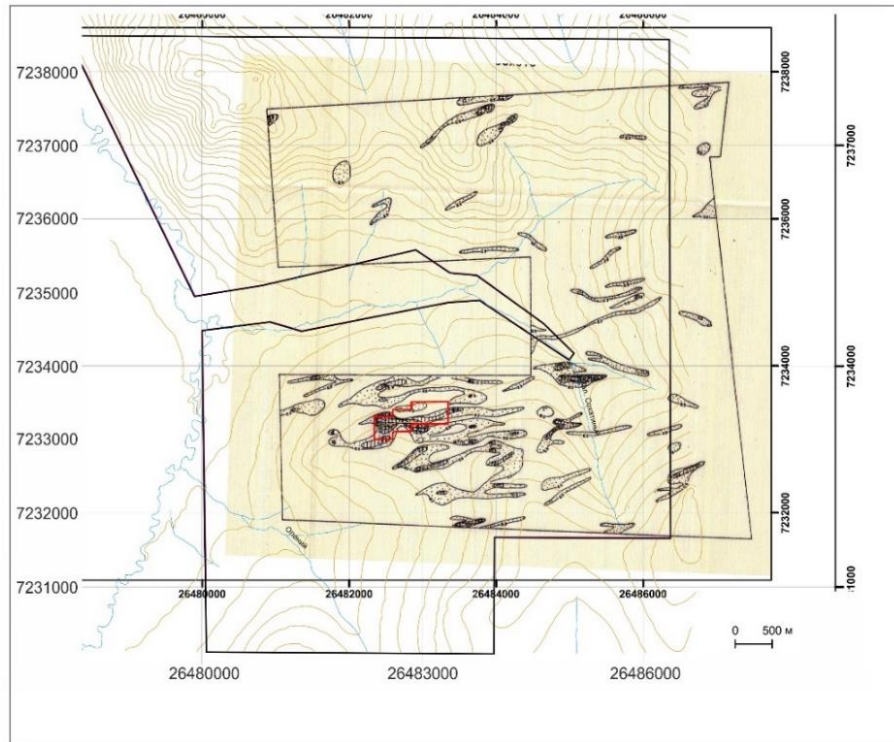


Рисунок 5.7 – Аномалии Au по данным литогеохимической съемки по сети 250x50 м (Самохвалов, 1992ф)

Наиболее информативны ореолы Au, Pb, Cu, Ag. Литогеохимической съемкой масштаба 1:25000 охвачена вся площадь Сохатиного рудного поля (Самохвалов, 1991ф). По этим данным, наиболее перспективной на выявление золотого оруденения выглядит южная часть рудного поля, включая Главное рудное тело Сохатиного месторождения (рисунок 5.7)

В северной части рудного поля аномалии золота встречаются реже, но здесь они ассоциируют с интенсивными аномалиями серебра (рисунок 5.8). Возможно, здесь следует ожидать золото-серебряное оруденение, сходное с рудопроявлением Тимша, расположенным в 10 км восточнее границы рудного поля.

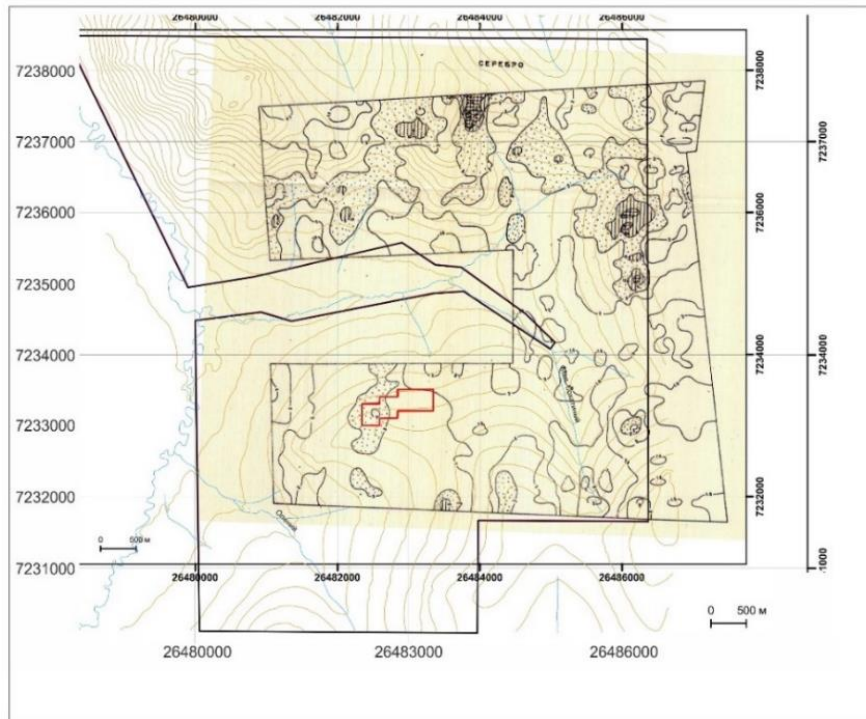


Рисунок 5.8 – Аномалии Ag по данным литогеохимической съемки по сети 250x50 м (Самохвалов, 1992ф)

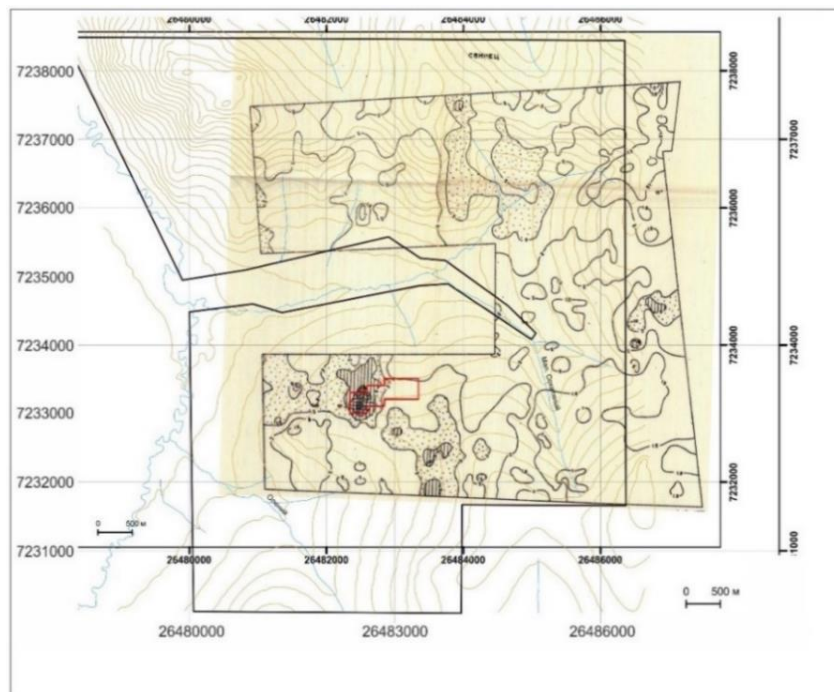


Рисунок 5.9 – Аномалии Pb по данным литогеохимической съемки по сети 250x50 м (Самохвалов, 1992ф)

Главное рудное тело фиксируется также интенсивным вторичным ореолом Pb, продолжающимся на запад и юго-восток от рудного тела (рисунок 5.9).

Ореолы Cu, играющей ведущую роль в минеральном составе руд, также тяготеют к рудопроявлениям, но ввиду достаточно высокой подвижности этого элемента в гипергенных условиях, приурочены к периферии рудных зон (рисунок 5.10).

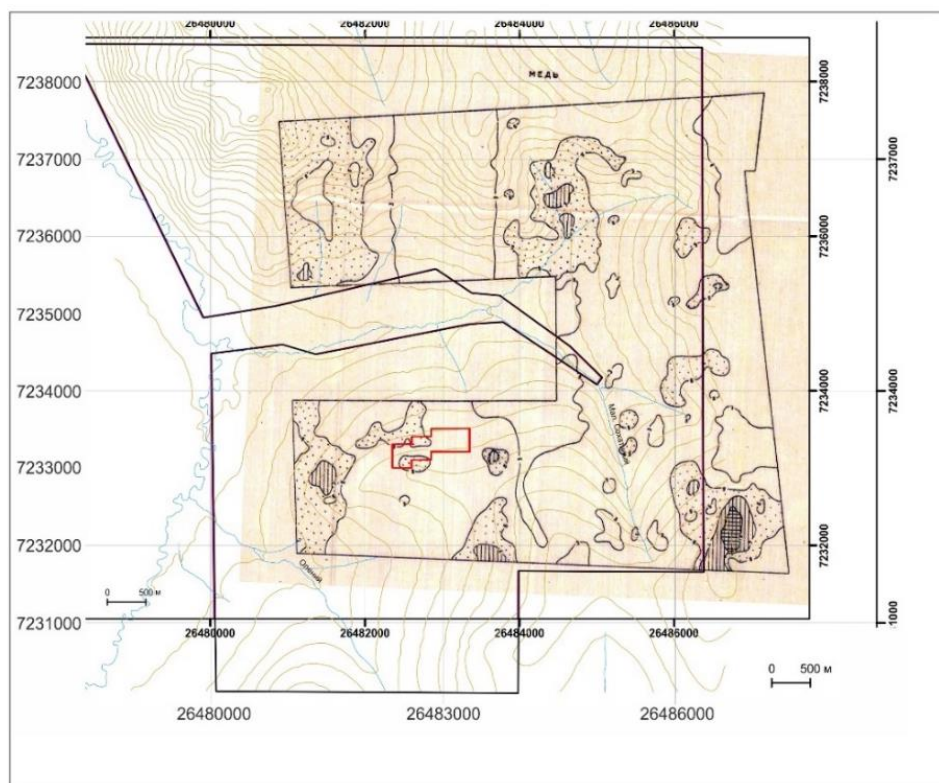


Рисунок 5.10 – Аномалии Cu по данным литогеохимической съемки по сети 250x50 м (Самохвалов, 1992ф)

Цинк еще менее устойчив в гипергенных условиях, его вклад в минералогию руд незначителен, поэтому ореолы его мало контрастны и для более детальных поисков малоинформативны.

По данным литохимической съемки масштаба 1:10000, проведенной в южной части рудного поля (Протопопов, 1995ф), зоны гидротермальной проработки сопровождаются аномалиями Au, Pb, Cu, Ag, Zn, Mo, Sn, пространственная связь которых с рудными телами различна.

Сведения о распределении Au и наиболее тесно связанных с ним Pb и Cu приведены на рисунке 5.11.

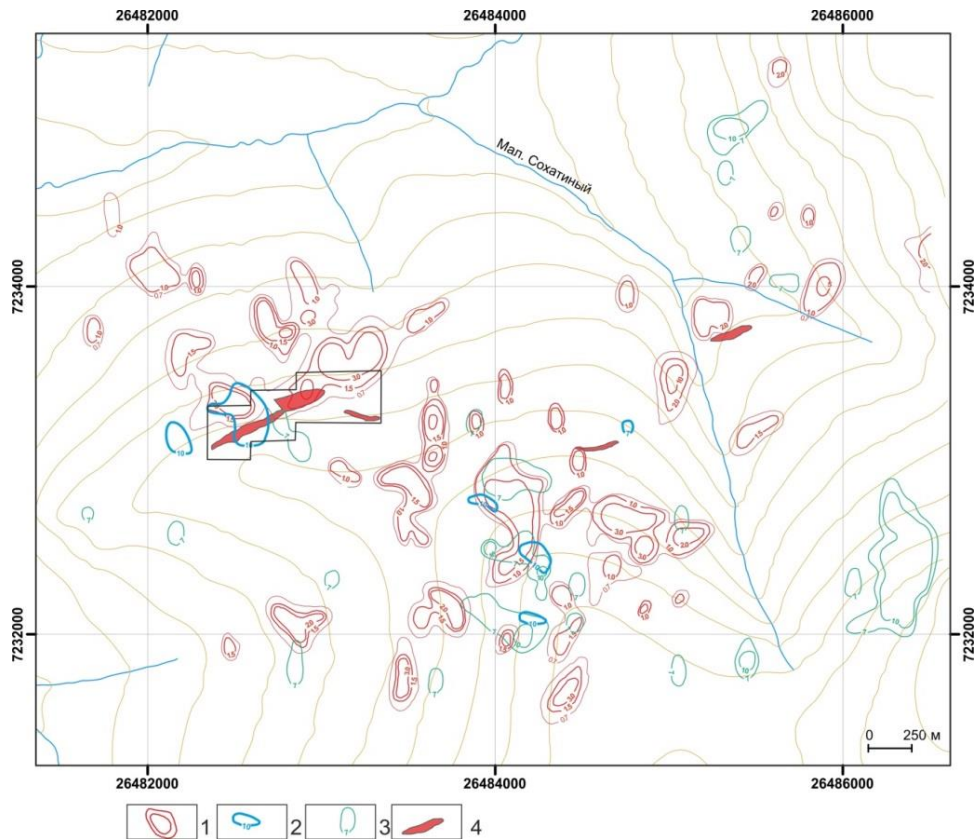


Рисунок 5.11 – Аномалии Au, Pb, Cu во вторичных ореолах Сохатиного рудного поля по данным литохимической съемки масштаба 1:10000 (Протопопов, 1995ф): 1 – Au, $n \cdot 10^{-2}$ г/т; 2 – Pb, $n \cdot 10^{-3}$ %; 3 – Cu, $n \cdot 10^{-3}$ %; 4 – выявленные рудные тела

Главная рудная зона четко фиксируется аномалией Au интенсивностью от 7 до 30 мг/т, незначительно смещенной вниз по склону. Здесь же отмечаются единичные аномалии Pb интенсивностью 70–100 г/т и Cu (до 70 г/т). Комплексные аномалии Au, Pb и Cu развиты также на юго-восточном фланге рудного поля, где можно предполагать наличие пока не обнаруженных рудных тел.

С учетом роли в рудном процессе и различной подвижности элементов в гипергенных условиях, наиболее информативными при литохимических поисках по вторичным ореолам можно считать аномалии Pb, в меньшей мере – Cu, соседствующие с аномалиями Au.

5.3. Гидрогеохимические потоки рассеяния

Следует заметить, что многие участки, в том числе, склон севернее Главного рудного тела, практически лишены постоянных водотоков, поэтому пробы здесь отбирались из мочажин и лужиц.

Для золота, видимо, это не очень благоприятно, его аномальные концентрации присутствуют, в основном, в пробах из постоянных водотоков. Другие индикаторные элементы (Ag, Bi, As, Se, Cu, Pb) дают аномалии, как вблизи известных рудных тел, так и вдоль рудоконтролирующих разломов (рисунок 5.12).

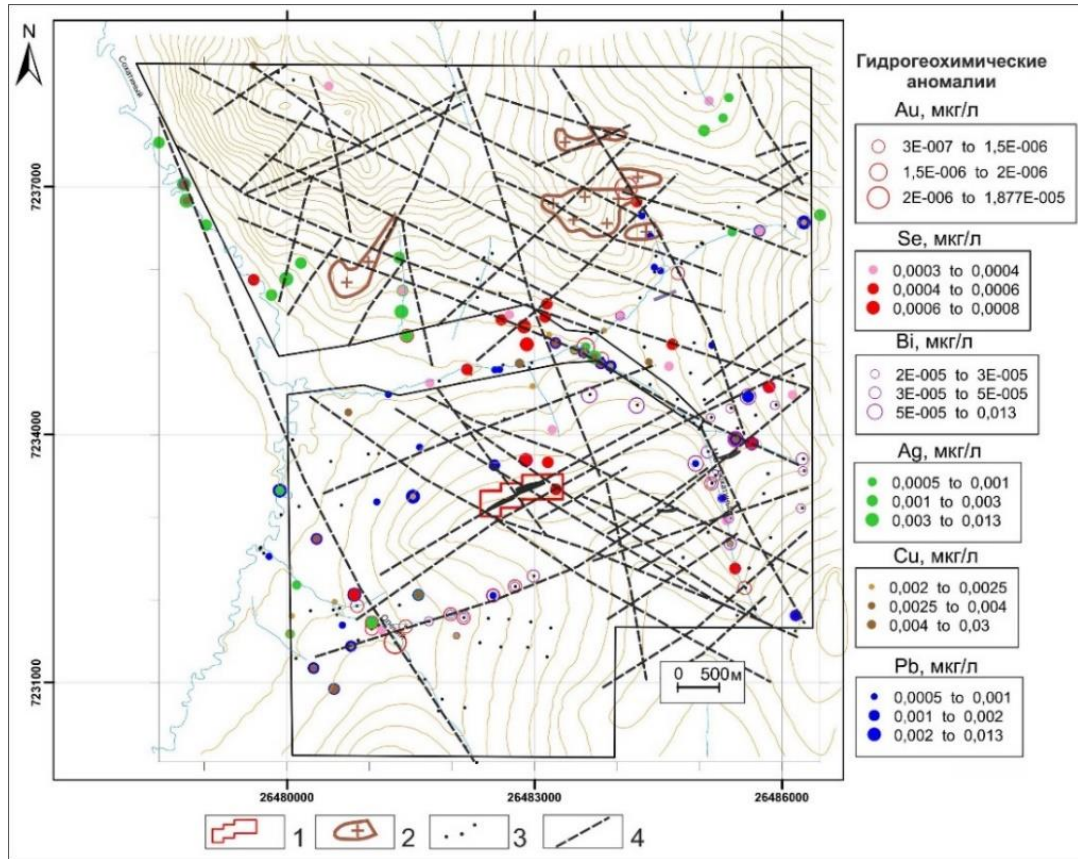


Рисунок 5.12 – Гидрогеохимические аномалии Au, Ag, Se, Bi, Pb, Cu в Сохатином рудном поле: 1 – контур Сохатиного рудопроявления; 2 – выходы гранито-гнейсов; 3 – линеаменты по данным дешифрирования космоснимков (Поцелуев, 2017ф); 4 – точки отбора гидрогеохимических проб

Особенно показательно распределение Se. Его аномалии достаточно локальны и приурочены к участкам сопряжения рудоподводящих зон с известными и предполагаемыми рудными телами.

Близким распределением характеризуются Pb, Ag, Bi, Cu, U. Их аномалии приурочены как к рудовмещающим зонам северо-восточного простирания, так и к линеаментам северо-западного и субмеридионального направлений, интерпретируемым как рудоподводящие.

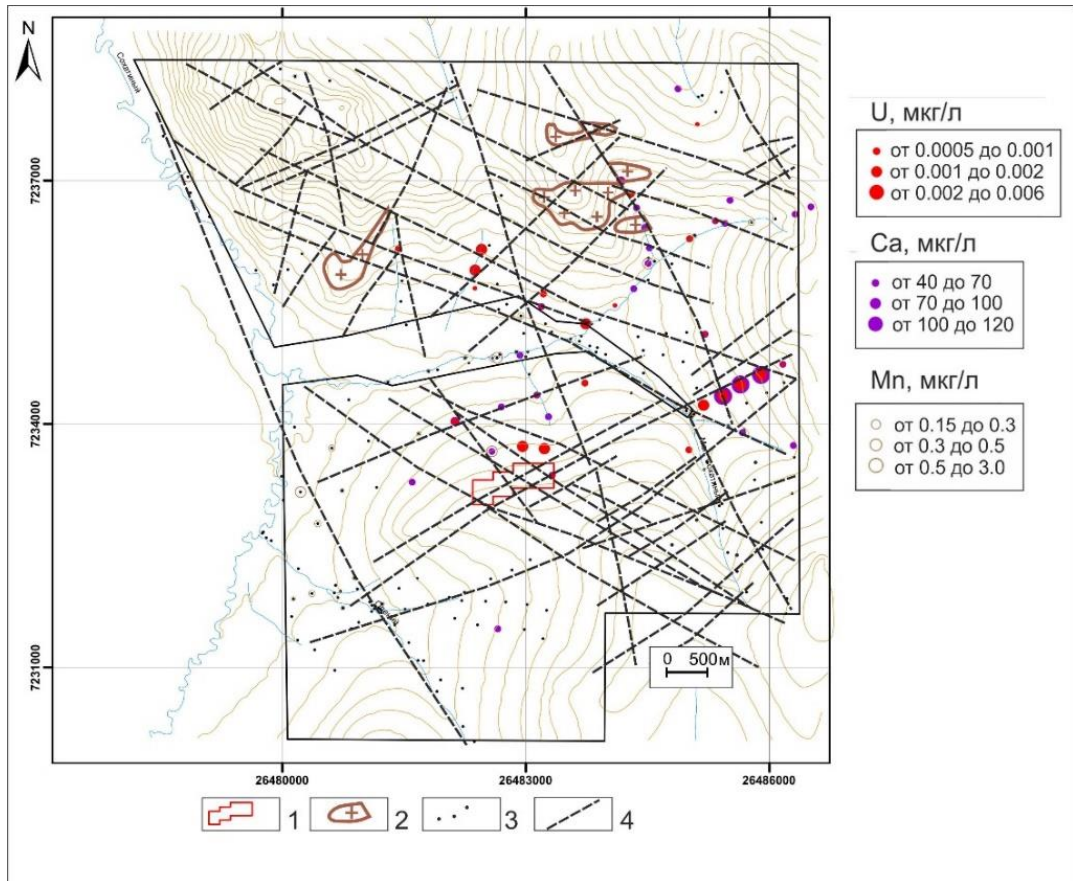


Рисунок 5.13 – Гидрогеохимические аномалии U, Ca, Mn: условные обозначения на рисунке 5.12

Аномалии Ca, Mn, U более однозначно тяготеют к главной рудовмещающей зоне к которой приурочено Сохатиное рудопроявление (рисунок 5.13). Поскольку карбонаты являются составной частью руд и околорудных березитов, можно констатировать, что в центральной части площади рудный процесс проявлен наиболее масштабно.

ГЛАВА 6. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СОХАТИНОГО ТИПА

6.1. Критерии локализации золотого оруденения в Сохатином рудном поле

В предыдущих главах приведены сведения о геолого-структурной позиции золотого оруденения, минеральном и химическом составе руд, стадийности гидротермальных процессов и закономерностях пространственного распределения золоторудной минерализации. Совокупность этих данных положена в основу комплекса признаков, позволяющих прогнозировать новые рудные тела и потенциальные месторождения в пределах Сохатиного рудного поля.

В пределах Сохатиного рудного поля площади работ основным ожидаемым типом оруденения являются жильные и минерализованные зоны пологого и крутого падения, представленные кварц-карбонат-сульфидными прожилками и вкрапленностью в ореолах метасоматитов березитовой формации. Сульфидная составляющая руд представлена пиритом, галенитом, халькопиритом, редко – сфалеритом, еще реже – арсенопиритом, но для пирита характерна постоянная примесь As. Локальным, но характерным минералогическим индикатором богатого оруденения служит наличие комплекса теллуру-висмутовых минералов и селенидов. Руды, кроме Au, содержат Ag, Pb, Bi, Cu, As, Fe, Zn, W, Mo, Sn, Sb, Te, Se, Cd.

Размещение золоторудных объектов в экзоконтактовой зоне протерзойских гнейсо-гранитов позволяет предполагать участие последних в перераспределении золота и первичном накоплении его в благоприятных структурах. Дальнейшее формирование золоторудной минерализации связано, как и на всей территории Приколымского террейна, с юрской тектоно – магматической активизацией, одним из проявлений которой в рудном поле являются пояса позднемезозойских даек. В региональном магнитном поле Сохатиное месторождение приурочено к центральной части обширной положительной аномалии ΔT (рисунок 6.1),

фиксирующей, наряду с сопряженной отрицательной гравитационной аномалией, залегающий на глубине гранитоидный массив, относимый к меловому эджекальскому комплексу (по Протопопову, 2010).

Присутствие в рудах повышенных концентраций W, Mo, Sn, индикаторных для эндоконтактовых зон интрузивов эджекальского комплекса, свидетельствует в пользу парагенетической связи золотого оруденения с этим комплексом.

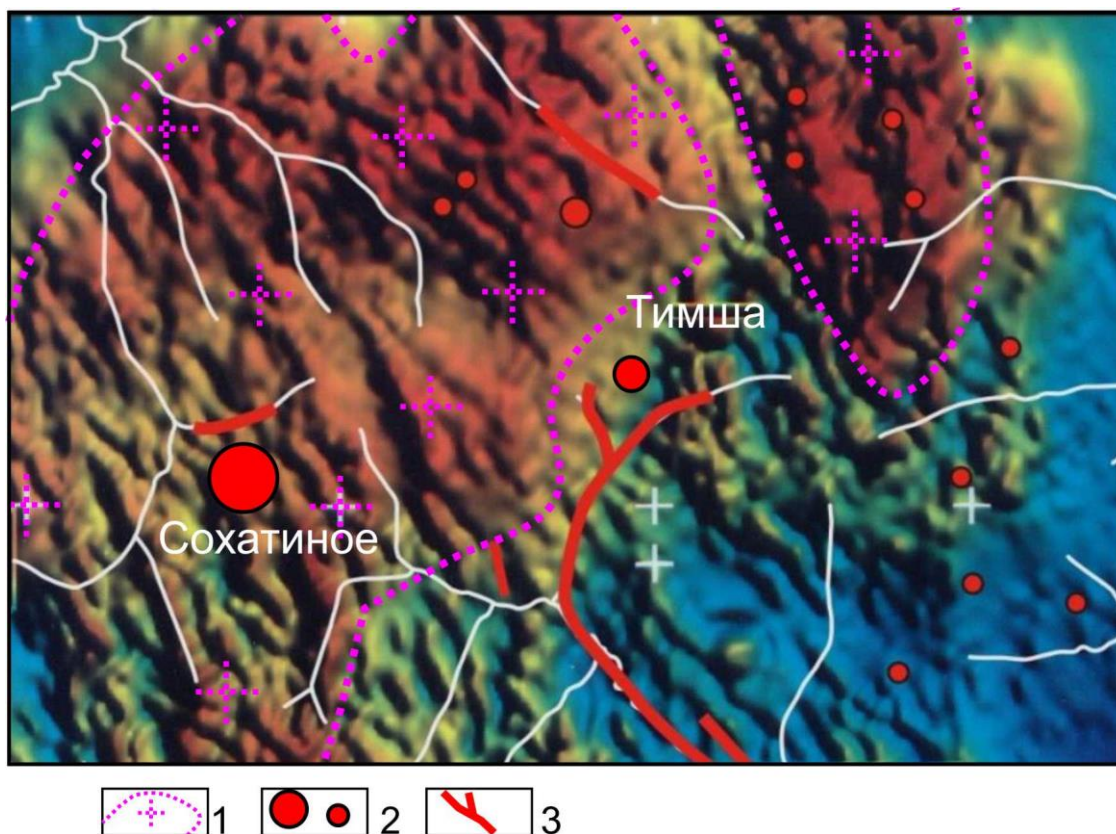


Рисунок 6.1 – Положение Сохатиного месторождения в региональном магнитном поле ΔT (оттенки красного цвета соответствуют повышенным значениям поля, синего – пониженным) (по Глухову, 2024): 1 – контур нескрытого гранитоидного массива эджекальского комплекса; 2 – золоторудные месторождения и рудопроявления; 3 – россыпи золота

В *первичных* ореолах элементы-индикаторы образуют линейно вытянутые комплексные аномалии зонального строения. Рудные тела в первичных геохимических полях сопровождаются ореолами выноса P, Mn, Ni, Nb, Ga, Hf. К рудным телам могут быть приурочены локальные ореолы переотложенного Co и Ni, вероятно, как примесь в пирите.

В масштабах всей площади работ в структуре геохимического поля выделяются два блока: северный, где более интенсивно проявлена ассоциация Sn-Be-Nb и южный, для которого характерны обширные аномалии Co и Ni. Аномалии золота и элементов-спутников более интенсивно проявлены в южном блоке.

Во *вторичных* литохимических ореолах тесная связь с рудными телами аномалий Au, Pb, Cu сохраняется. Это главные индикаторы рудных тел на фоне обширных зон метасоматитов.

Такие элементы, как Ag, Zn, Mo, ввиду более высокой подвижности в зоне гипергенеза, формируют обширные, но малоконтрастные аномалии, в том числе, далеко за пределами рудных тел. При интерпретации они могут быть легко пропущены, поэтому главным критерием должна быть комплексность аномалий.

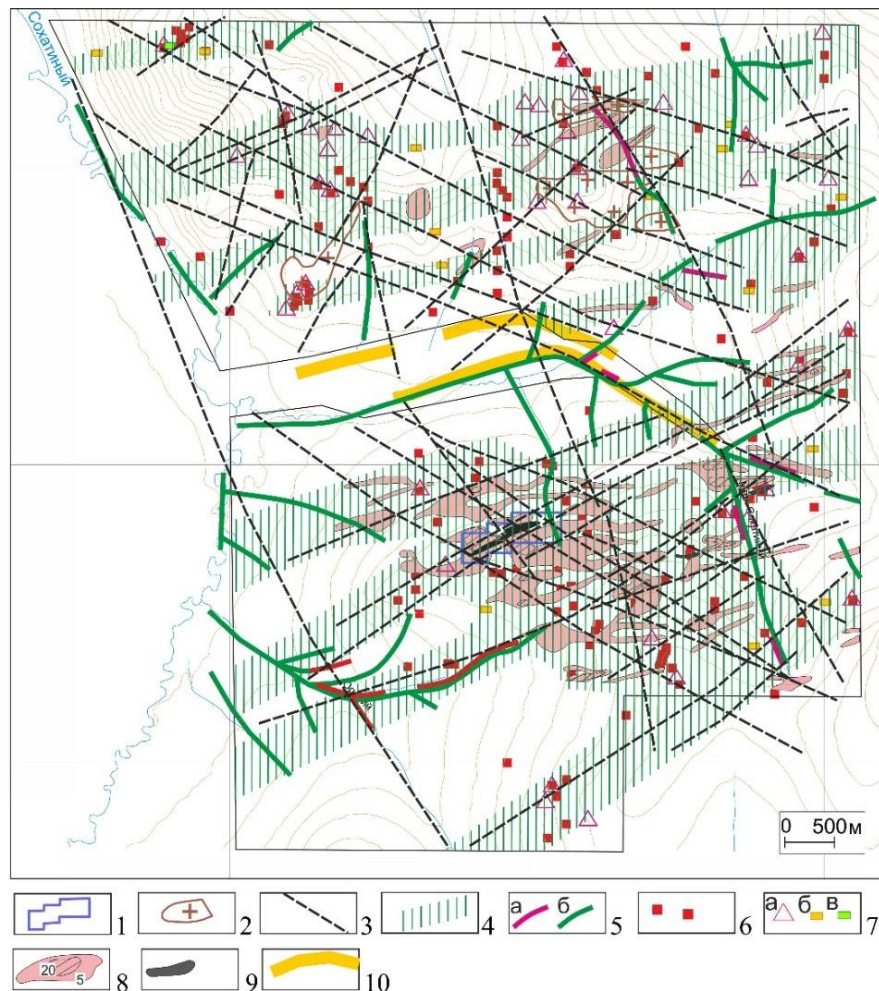


Рисунок 6.2 – Предпосылки и признаки золотого оруденения в Сохатином рудном поле: 1 – контур Сохатиного месторождения; 2 – выходы нижнепротерозойских гнейсо-гранитов; 3 – основные рудоподводящие дизъюнктивы; 4 – основные

рудовмещающие структуры; 5 – гидрогеохимические потоки рассеяния а) золота, б) элементов-спутников; 6 – штуфы с аномальными содержаниями золота и элементов спутников; 7 – минералы-спутники золотого оруденения: а) жильный кварц, б) пирит, в) халькопирит; 8 – аномалии золота во вторичных ореолах, мг/т (по Самохвалову, 1992ф); 9 – выявленные рудные тела; 10 – россыпи золота

Гидрогеохимические потоки в окрестностях рудных тел сопровождаются повышенными концентрациями Se, Pb, Bi. Рудоподводящие структуры прослеживаются гидрогеохимическими ореолами Ag, U, Cu, Bi. Рудовмещающие зоны северо-восточного простирания хорошо прослеживаются также по аномалиям Ca и Mn. Это вполне объяснимо, поскольку легко растворимые карбонаты входят в состав и руд и метасоматитов. К этим же зонам приурочены аномалии Co и Ni, интенсивно перераспределяющихся в процессе оруденения.

На рисунке 6.2 приведена карта закономерностей размещения золотого оруденения в пределах Сохатиного рудного поля, на которую вынесены основные факторы, контролирующие рудный процесс. Группы линеаментов восток-северо-восточного простирания, к которым приурочены выявленные рудные тела, штуфные пробы с аномальными концентрациями Au и элементов-спутников, вторичные ореолы и связанные с ними гидрогеохимические потоки рассеяния Au и элементов-спутников рассматриваются как индикаторы потенциальных рудовмещающих зон.

Линеаменты других направлений интерпретируются как рудоподводящие и, отчасти, рудовмещающие. В обобщенном виде показаны штуфные и гидрогеохимические пробы с аномальными концентрациями Au и элементов-спутников. Вынесены также аномалии золота во вторичных ореолах по данным предшественников.

Важным элементом оценки масштабов коренного оруденения является наличие в долине ручья Малый Сохатиный россыпи золота с запасами металла около 1500 кг

6.2. Критерии локализации золотого оруденения в масштабах месторождения

На основе анализа полученных данных и сопоставления их с аналогичными объектами Приколымского террейна сформирован комплекс прогнозно-поисковых критериев, характеризующихся структурно-тектоническими, геофизическими, геохимическими, минералогическими и метасоматическими признаками.

Тектонические предпосылки:

В тектоническом отношении месторождение Сохатиное контролируется пологими разрывными структурами надвигового типа. Прожилково-вкрапленное оруденение локализуется на участках сопряжения зон надвигов с системами сближенных крутопадающих разрывов типа сдвигов или сбросо-сдвигов северо-западного и северо-восточного направлений. В отношении рудоносных флюидов высокопроницаемые разломы обладают стягивающим эффектом (Пэк, 1989; Мальковский, Пэк, 2002), что благоприятно отражается на формировании богатого оруденения. Мощная зона таких разломов, в частности, контролирует Главное рудное тело. И надвиги, и поперечные рудоконтролирующие структуры находят отражение в строении геофизических полей, что позволяет прогнозировать новые рудные зоны с использованием геофизических данных.

Магматические предпосылки:

К магматическим предпосылкам оруденения следует отнести пространственную сопряженность рудных зон с поясами мезозойских даек грязнинского комплекса, наблюдаемую в районе Главного рудного тела. Кроме того, Сохатиное месторождение находится в надинтрузивной зоне прогнозируемого по геофизическим данным Глуховского гранитоидного массива мелового эджекальского комплекса (Протопопов, 2010; Юринский и др., 2013ф).

Минералогические признаки:

Минералогические (шлиховые) ореолы золота и минералов-индикаторов (прежде всего, галенита, халькопирита и продуктов их окисления, а также более редких сульфидов, сульфосолей, теллуридов и селенидов).

Геохимические признаки:

Важнейшим индикатором золотого оруденения являются первичные и вторичные геохимические ореолы Au и его основных элементов-спутников: Cu, Pb, Ag, Zn, As, Sb, Bi, Te, Se, Mo. Круг химических элементов, определявшихся полуколичественным спектральным анализом при выполнении поисково-оценочных работ (Протопопов, 1995ф) был достаточно ограниченным, тем не менее, аномалиями Au, Pb и Cu фиксируется как Главное рудное тело, так и отдельные участки в полосе, ограниченной системами крутопадающих разрывных нарушений, на их сопряжении с прогнозируемыми по геофизическим данным надвигами (рисунок 6.3).

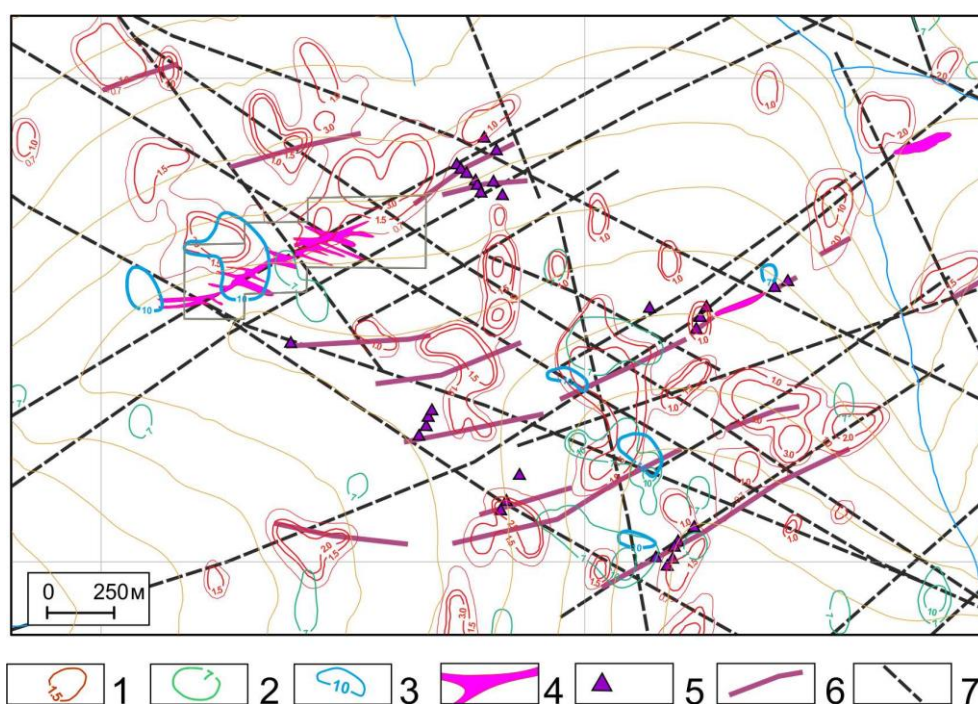


Рисунок 6.3 – Геохимические индикаторы золоторудной минерализации Сохатиного месторождения: вторичные ореолы: 1 - Au (мг/т); 2 - Cu (10-3 %); 3 - Pb (10-3 %); 4 - известные рудные тела; 5 - аномальные концентрации Au, Cu, Pb, Ag, Zn, As, Sb, Bi, Te, Se, Mo в бороздовых пробах; 6 - прогнозируемые золоторудные зоны; 7 – системы крутопадающих разрывных нарушений

Единичные каналы, пройденные в этих местах, вскрыли зоны березитов с прожилково-вкрапленной кварц-золото-сульфидной минерализацией и аномальными содержаниями Au, Cu, Pb, Ag, Zn, As, Sb, Bi, Te, Se, Mo. Это позволяет прогнозировать по комплексу признаков новые золоторудные тела в пределах площади месторождения.

Метасоматические признаки:

В пределах Сохатиного рудного поля гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород представлены дорудной пропилитизацией и околорудной березитизацией (кварц-карбонат-серицитовым метасоматозом). Эти процессы фиксируют пути и условия миграции рудообразующих флюидов и позволяют выделять перспективные зоны.

Окварцованные и пропилитизированные породы образуют широкий ареал площадного характера, контролируемый зонами надвигов, и служат индикатором глубинных гидротермальных воздействий.

Березитизация, связанная с развитием околорудного кварц-карбонат-серицитового метасоматоза, локализуется в пределах разрывных структур и часто сопровождается прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией. Таким образом, наличие зон березитов с кварц-сульфидной минерализацией, а также ореолов пропилитизации и окварцевания являются важными метасоматическими критериями для выделения перспективных участков в Сохатином рудном поле.

Геофизические признаки:***Магнитная восприимчивость:***

В процессе гидротермально-метасоматических преобразований в породах существенно меняется содержание магнетита, поэтому характер магнитного поля является одним из важных индикаторов гидротермальной деятельности и рудно-метасоматической зональности.

Результаты измерений магнитной восприимчивости показали, что магнитность пород в целом отражает их основность: сланцы, содержащие биотит, хлорит и эпидот более магнитны, чем кварц-гидрослюдистые породы. По скважинам отмечается сопряженность между аномальными концентрациями Р, V, Fe, Mn, Zn, Co, Ni и участками повышенной магнитной восприимчивости. Однако, количественная взаимосвязь данных параметров не является линейной (рисунок 6.4).

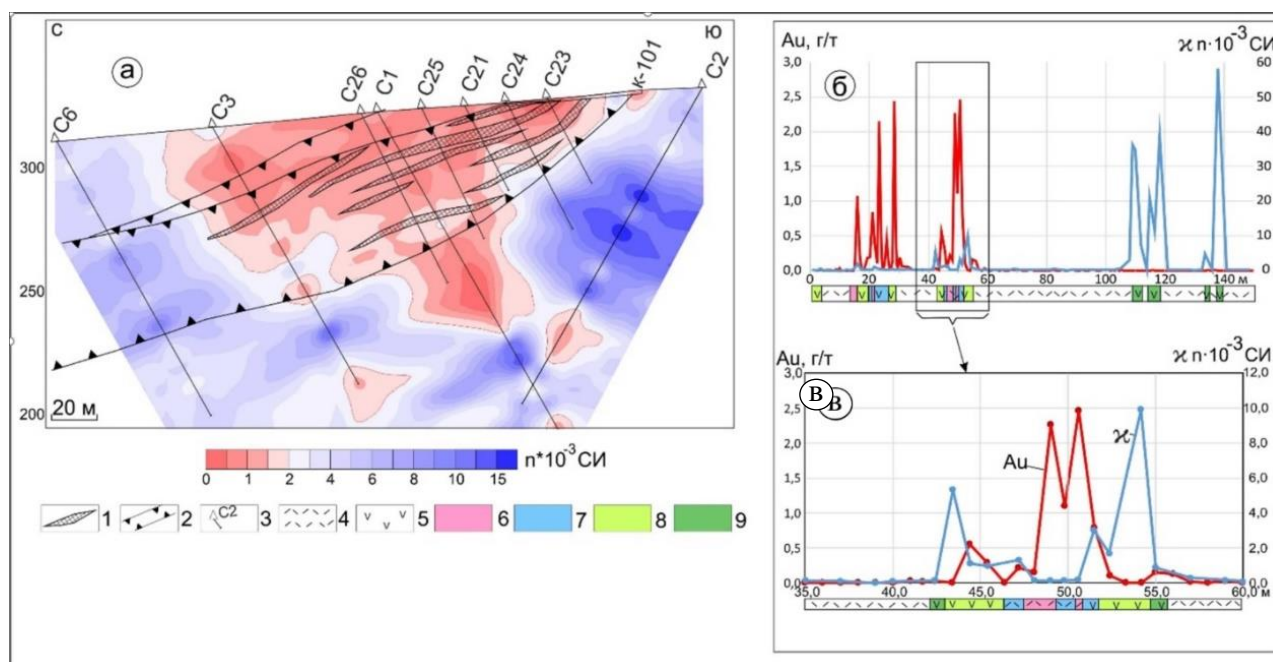


Рисунок 6.4 – Магнитная восприимчивость пород (χ) в разрезе через Главное рудное тело Сохатиного месторождения (а): 1 - участки аномального накопления золота (рудные тела); 2 - граница основных надвиговых перемещений; 3 – скважины; исходные породы: 4 – кварц-мусковитовые сланцы; 5 – биотит-амфиболовые сланцы; (б, в) – графики по скважине № 1: березиты: 6 – кварц-серицитовые; 7 – серицит-карбонатные; пропилиты: 8 – кварц-хлоритовые; 9 – хлорит-эпидотовые

Максимально магнитными являются породы на фронте пропилитизации, в которых процесс замещения амфиболов и биотита эпидотом и хлоритом, сопровождающийся вкрапленностью новообразованного магнетита, еще не завершился. Их магнитная восприимчивость колеблется в пределах $30\text{--}60 \cdot 10^{-3}$ единиц СИ. По мере нарастания интенсивности метасоматоза магнетит сменяется пиритом и магнитность пород снижается. В березитизированных пропилитах магнетит отмечается только во внешней хлоритовой зоне березитов, где магнитная восприимчивость редко превышает первые единицы в системе СИ. В центральных зонах березитов магнитная восприимчивость пород ниже $0,2 \cdot 10^{-3}$ единиц СИ.

В поперечном разрезе месторождения внешние зоны пропилитизации характеризуется повышенной магнитностью, а в центральных частях, где развиты золотоносные березиты, породы практически немагнитны.

На карте магнитного поля (Протопопов, 1995ф) минерализованные зоны и рудоконтролирующие разломы отчетливо фиксируются интенсивными знакопеременными аномалиями на фоне достаточно спокойного поля неизмененных пород.

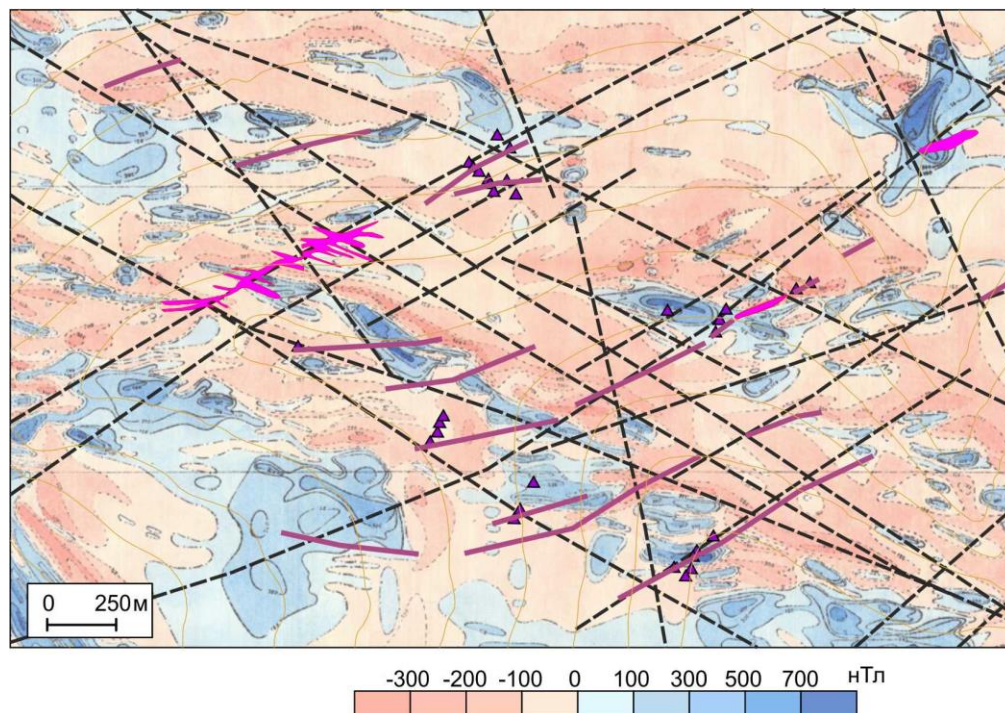


Рисунок 6.5 – Положение известных и прогнозируемых рудных тел Сохатиного месторождения в аномальном магнитном поле ΔT Сохатиного месторождения: условные обозначения на рисунке 6.3

Кроме того, по рисунку магнитного поля отчетливо геометризуются системы крутопадающих рудоконтролирующих разрывов, к сопряжению которых с надвигами приурочены известные рудные тела и вторичные ореолы Au и элементов-спутников (рисунок 6.5).

Тесная взаимосвязь золотого оруденения и сопровождающих его метасоматитов с магнитными полями хорошо известна и продуктивно используется с целью прогнозирования и поисков оруденения (Коробейников и др., 1987; Ерофеев, Орехов, 2014; Ерофеев, Ерофеева, 2015; Ворошилов и др., 2023)

На карте локальной составляющей кажущегося сопротивления (Протопопов, 1995ф) Главное рудное тело месторождения Сохатиное приурочено к субширотной зоне повышенного сопротивления, которая интерпретируется нами как

окварцевание пород, широко развитое в разрезе месторождения. Такими же зонами повышенного электрического сопротивления фиксируется еще несколько субширотных зон, интерпретируемых нами как надвиги, и участки поперечных структур в местах их сопряжения с прогнозируемыми надвигами.

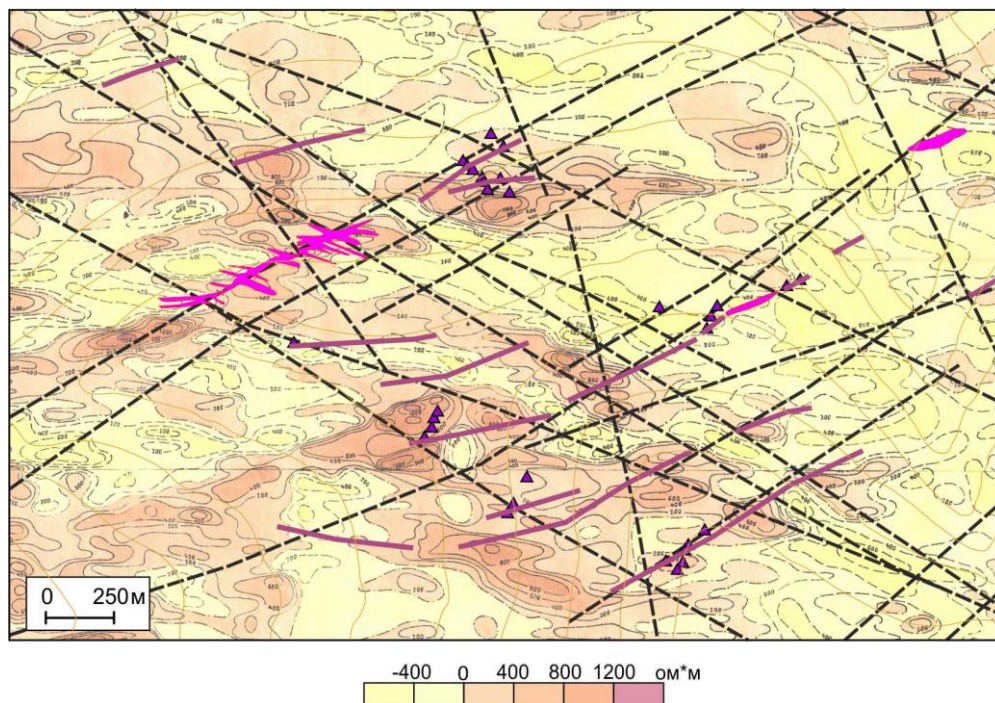


Рисунок 6.6 – Положение известных и прогнозируемых рудных тел Сохатинского месторождения на карте локальной составляющей кажущегося сопротивления: условные обозначения на рисунке 6.3

Характерно, что непосредственно надвиговые швы, заполненные водой и продуктами выветривания, обладают низким электрическим сопротивлением. Поэтому в общем поле повышенного кажущегося сопротивления золотое оруденение ассоциируются с участками его снижения, а максимальным сопротивлением характеризуются участки выклинивания рудных тел, где степень дробления пород и их обводненность резко снижаются.

Это позволяет не только прогнозировать новые рудные зоны, но и оценивать их протяженность по простиранию (рисунок 6.6).

6.3. Месторождения-аналоги

В пределах Шаманихинско-Столбовского золоторудного рудного района выделяется 2 рудно-россыпных узла: Глуховский с месторождением Сохатиное и

Глухаринский с месторождениями Надежда, Тый-Юрье и перспективным рудопроявлением Темный. Эти объекты сходны по возрасту и генезису, но имеют и ряд различий, поэтому сравнительный анализ условий локализации на них золоторудной минерализации позволяет уточнить комплекс прогнозно-поисковых критериев, предлагаемых нами для Сохатиного рудного поля.

Месторождение Надежда является наиболее изученным золоторудным объектом Приколымского террейна. Месторождение разведано, находится в стадии пробной эксплуатации и достаточно подробно охарактеризовано в опубликованных статьях (Глухов, 2013; Глухов и др., 2016) и фондовых материалах (Юринский и др., 2013ф).

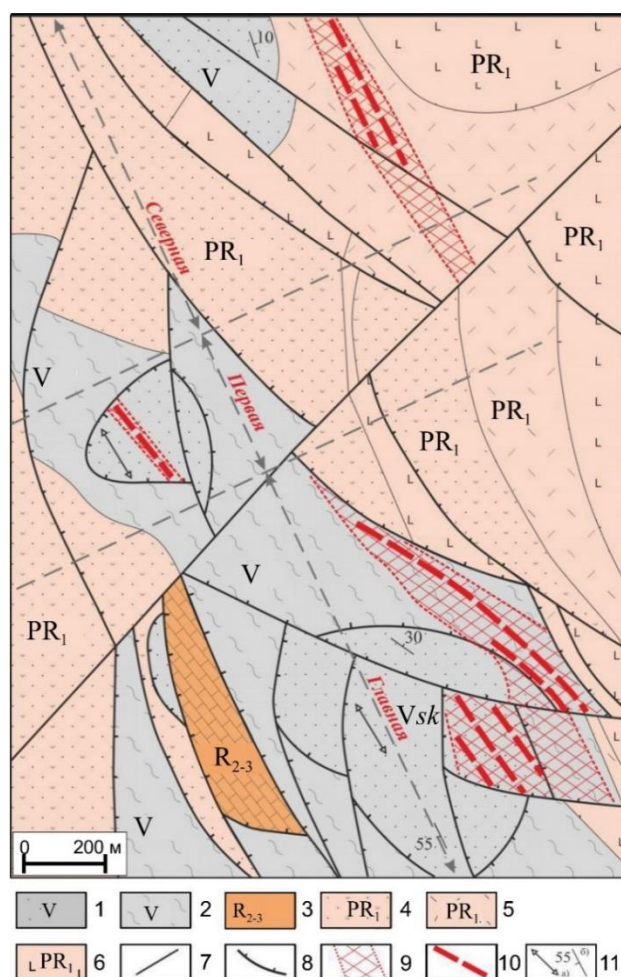


Рисунок 6.7 – Схематический геологический план месторождения Надежда (по Глухову, 2024): сяпякинская свита (Vsk): 1 – кварцито-песчаники; 2 – кварц-серицитовые сланцы; 3 – мраморизованные известняки, доломиты чебукулахской свиты рифея (R₂₋₃); 4 – вулканомиктовые метапесчаники уянканской серии (PR₁);

хакдонская серия (PR_1): 5 – метариолиты; 6 – metabазальты; 7 – разломы; 8 – надвиги; 9 – зоны кварцевого прожилкования; 10 – рудные зоны; 11 – ориентировка шарниров складок (а), элементы залегания слоистости (б)

В геолого-структурном отношении рудное поле представляет собой пакет надвиговых чешуй, осложненный более поздними крутопадающими разрывами северо-западного, субширотного, субмеридионального и северо-восточного направлений (рисунок 6.7).

Чешуи сложены нижнепротерозойскими риолитами, базальтами и песчаниками (хакдонская и уянканская серии), рифейскими мраморизованными известняками, доломитами (чебукулахская серия). Известняки, доломиты, и мраморы чебукулахской свиты (R_{2-3}) выходят на поверхность на южном фланге рудного поля, а также вскрыты скважинами на глубинах 200–400 м в центральной части месторождения.

Метаморфизованные риолиты и базальты хакдонской серии (PR_1) на большей части площади рудного поля подстилают вендские кварцито-песчаники и выходят на поверхность на склонах водораздела.

Кварцито-песчаники сяпякинской свиты (Vsk) несогласно, с размывом, перекрывают рифейские образования и к настоящему моменту вмещают 100% запасов и 80% прогнозных ресурсов месторождения.

Интрузивные образования представлены редкими маломощными (до 1 м) дайками позднемеловых долеритов. По геофизическим данным (Курашов и др., 1999ф), в южной части рудного поля на глубине около 1 км располагается шток гранитоидов, который является апофизом расположенного западнее крупного Глухаринского гранитоидного массива эджекальского комплекса, в основном тоже скрытого на глубине.

Все горные породы в пределах рудного поля, за исключением позднемеловых долеритов, в той или иной степени затронуты метаморфизмом зеленосланцевой фации и пропилитизацией.

Ореолы слабо проявленной калишпатизации, наложенной на песчаники и сланцы встречаются на глубоких горизонтах (до 450 м). Более широко развито площадное окварцевание. Оба этих типа гидротермальных изменений прямой пространственной связи с оруденением не проявляют.

К собственно околорудным изменениям относится образование кварц-светлослюдистых оторочек (березитов) мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров в зальбандах минерализованных сульфидно-кварцевых прожилков.

Рудные тела представляют собой субсогласные с напластованием вмещающих кварцито-песчаников линзовидные и пластообразные залежи деформированных и гидротермально-измененных пород, насыщенных прожилками лимонит-сульфидно-кварцевого состава. Границы рудных тел выделяются по данным опробования. По вертикали рудные тела образуют эшелонированную систему, прослеженную до глубины 150 м от поверхности (рисунок 6.8).

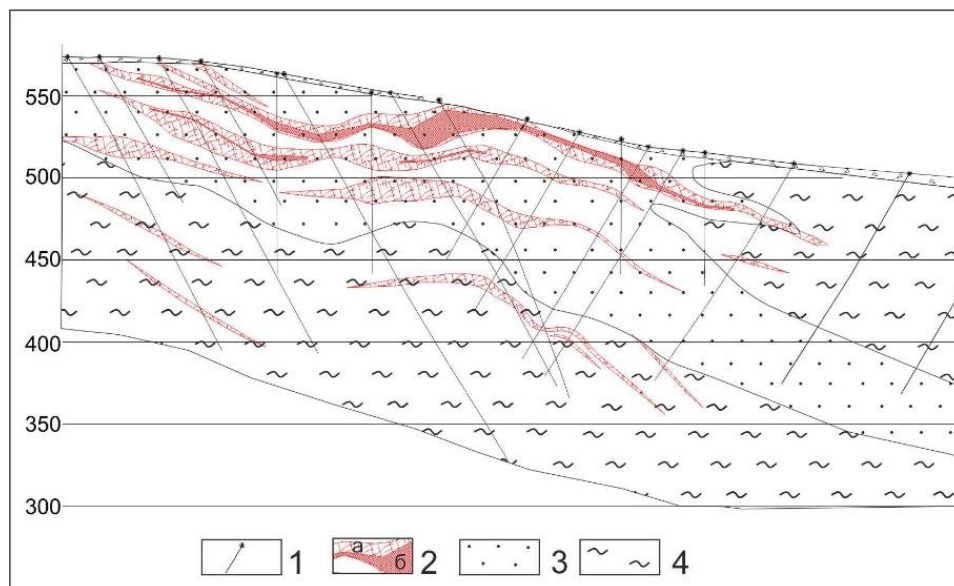


Рисунок 6.8 – Морфология рудных тел месторождения Надежда (по материалам ООО «Дюамель»): 1 – разведочные скважины; 2 – зоны кварцевого прожилкования (а) и рудные тела (б); 3 – кварцито-песчаники; 4 – серицит-кварцевые, хлорит-серицитовые сланцы

Оруденение отчетливо контролируется литолого-петрографическим составом субстрата: 95 % рудных пересечений локализовано в кварц-полевошпатовых породах. На центральном участке – это слоистые смятые в складки кварцито-песчаники сяпякинской свиты, на севере – метаморфизованные риолиты хакдонской серии.

Структурный фактор также решающим образом влияет на размещение оруденения. Рудовмещающие породы образуют серию малоамплитудных складок волочения, имеющих генеральное северо-восточное падение крыльев. В совокупности складки образуют сочетание пологой синформы на западе с антиформой на востоке рудного поля. Складчатая структура тесно связана с серией пологих (10-30 °) надвигов северо-восточного падения. Рудные тела вмещаются пологими надвиговыми зонами дробления, тяготеют к замковой части антиклинальной складки и ограничены крутопадающими разломами, игравшими рудоподводящую роль.

Основными рудоподводящими и рудоконтролирующими структурами являются региональные разломы субмеридионального и субширотного простирания, к сопряжению которых и приурочено месторождение.

Рудное поле сформировалось в ходе нескольких этапов тектонических деформаций:

- сжатие в СВ-ЮЗ направлении, обусловившее формирование складчато-надвиговых структур (венд-палеозой);
- растяжение в СВ-ЮЗ направлении, которое привело к активизации разрывных нарушений предыдущего этапа с образованием сбросовых и сдвиго-сбросовых структур, в том числе, рудовмещающих.
- сжатие в ЗСЗ-ВЮВ направлении, маркируемое надвигами и взбросами ССВ-ЮЮЗ ориентировки.

Рудовмещающей рамой являются смятые в пологие, ассиметричные складки метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы рифея и венда. Рудоконтролирующими структурами являются сбросовые, сдвиго-сбросовые разломы СЗ и ССЗ направлений позднемезозойской активизации.

Руды убогосульфидные, содержание рудных минералов обычно не превышает 1 %. Основной рудный минерал – пирит (95–99%), встречаются галенит, халькопирит, пирротин, значительно реже отмечаются арсенопирит, сфалерит, тетрадимит, шеелит, кобальтин, теллуровисмутит, гессит, петцит, галеновисмутит, самородное золото (Бирюков, 2018; Глухов, 2024).

Самородное золото характеризуется широким диапазоном размеров выделений с преобладанием мелкого и тонкого; 55 % зерен золота имеет крупность менее 0,074 мм. Среди форм выделений золота преобладают интерстициальные формы – клиновидно пластинчатые, комковидно-угловатые, комковидно-уплощенные с неровной ячеистой поверхностью, в отдельных случаях ажурные; встречаются также кристаллы и их сростки. По пробности и цвету выделяются две группы самородного золота: умеренно высокопробное (876 – 897 ‰) и высокопробное (928 – 987 ‰); преобладает умеренно высокопробное золото. Наиболее часто золото ассоциирует с окисленным пиритом и лимонитом; реже отмечаются его сростания с кварцем и окисленным теллуровисмутитом. Минералы теллура (теллуровисмутит, гессит, петцит) и галенит часто образуют в золоте включения.

Термобарогеохимические исследования показали, что руды месторождения Надежда формировались в закрытой системе на фоне регрессии температур от 340 до 146°C, из среднеконцентрированных (3,0 до 9,5 мас. % экв. NaCl) углекислотно-водно-солевых растворов, в состав которых входили вадозные воды, при давлениях 0,6–1 Кб (Глухов и др., 2016).

Главными элементами-индикаторами золотого оруденения в геохимическом поле Главной зоны являются Au, Pb, As, Ag, Bi, Te, оруденение Северной зоны фиксируется аномальными концентрациями Cu и Mo. Обобщенный геохимический спектр руд выглядит следующим образом (Юринский и др., 2013ф):

Таблица 6.1. Геохимический спектр руд месторождения Надежда

Элемент	Au	Pb	As	Cu	Zn	Co	Ag	Bi	Mo
КК	527.4	15.2	10.5	11.1	5.2	2.8	2.6	2.2	2.1

Фельдшпатизированные породы на глубоких горизонтах содержат повышенные концентрации Mo, Co и W – элементов-индикаторов эджекальского магматического комплекса мелового возраста (Протопопов, 2010), обнажающегося в районе в виде небольших штоков, но, по геофизическим данным, представленного на глубине крупными гранитоидными массивами.

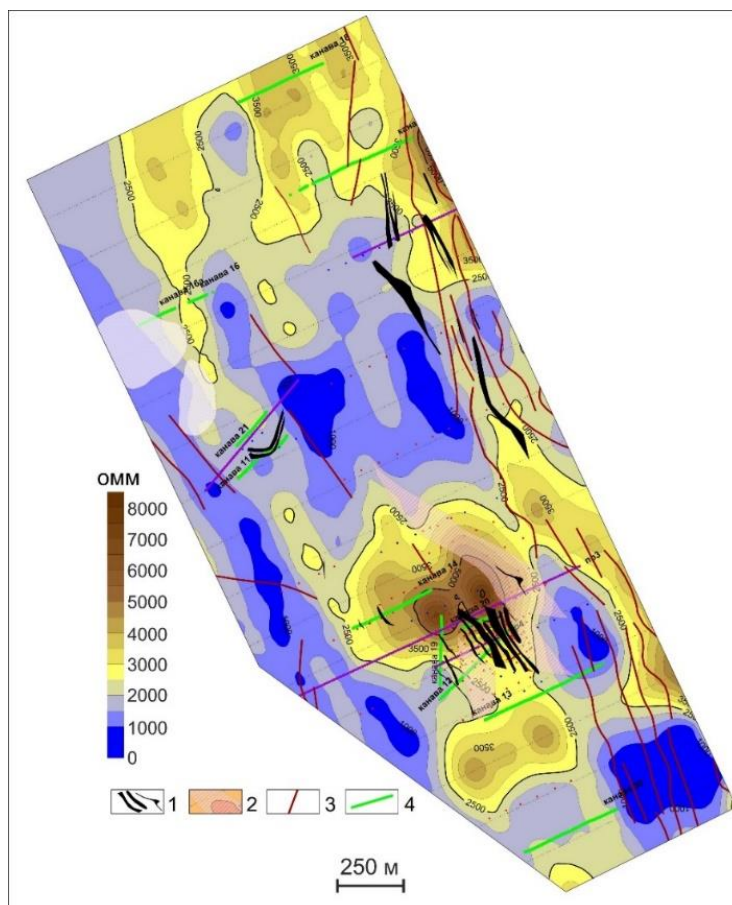


Рисунок 6.9 – Положение рудных тел месторождения Надежда в поле кажущегося сопротивления ρ_k : 1 – выход золоторудных тел на поверхность; 2 – проекция погружающихся рудных тел на горизонтальную плоскость; 3 – оси линейных магнитных аномалий; 4 – каналы

В поле кажущихся сопротивлений ρ_k по данным электропрофилирования рудные тела тяготеют к локальной области пониженных сопротивлений на фоне более обширных максимумов ρ_k , пространственно ассоциирующих с надвигами (рисунок 6.9).

Судя по всему, как и на Сохатином месторождении, повышенное кажущееся сопротивление связано с объемным окварцеванием пород на ранней стадии

метасоматических изменений. Изометричная форма аномалий подчеркивает их приуроченность к пологопадающим надвигам и отражает чешуйчатое строение складчатой структуры с чередованием тектонических линз. Обводненность рудовмещающих зон трещиноватости повышает их электропроводность и определяет закономерное положение рудных тел в поле кажущегося сопротивления – на периферии положительных аномалий.

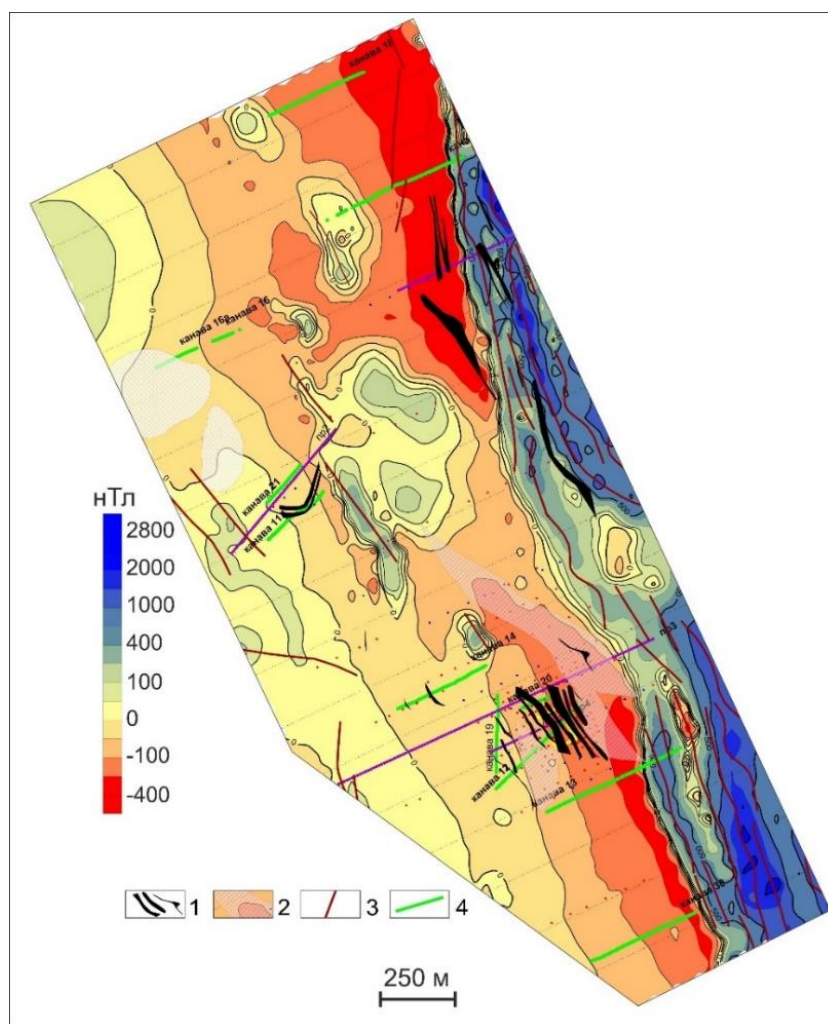


Рисунок 6.10 – Положение рудных тел месторождения Надежда в магнитном поле T_a (по материалам ООО «Дюамель»); условные обозначения на рисунке 6.8

В материалах детальной магнитной съемки масштаба 1:10 000 рудные тела месторождения Надежда приурочены к области низких значений магнитного поля, а в целом находятся в полосе высокоградиентного магнитного поля субмеридионального направления (рисунок 6.10.).

В региональном магнитном поле месторождение Надежда находится на периферии крупной положительной магнитной аномалии, которая связывается со скрытым на глубине меловым гранитоидным массивом эджелькальского комплекса. Один из выходов на поверхность этого комплекса (Хаинский шток гранитов) обнажается в 12 км западнее месторождения.

Месторождение Тый-Юрья

Территория месторождения сложена, главным образом, метавулканитами хакдонской серии – хлоритовыми сланцами, metabазальтами и метариолитами, которые по серии надвигов перекрывают в различной степени метаморфизованные кварцито-песчаники, полимиктовые песчаники, серицит-хлоритовые и углеродистые сланцы юкагирской свиты нижнего-среднего рифея (рисунок 6.11).

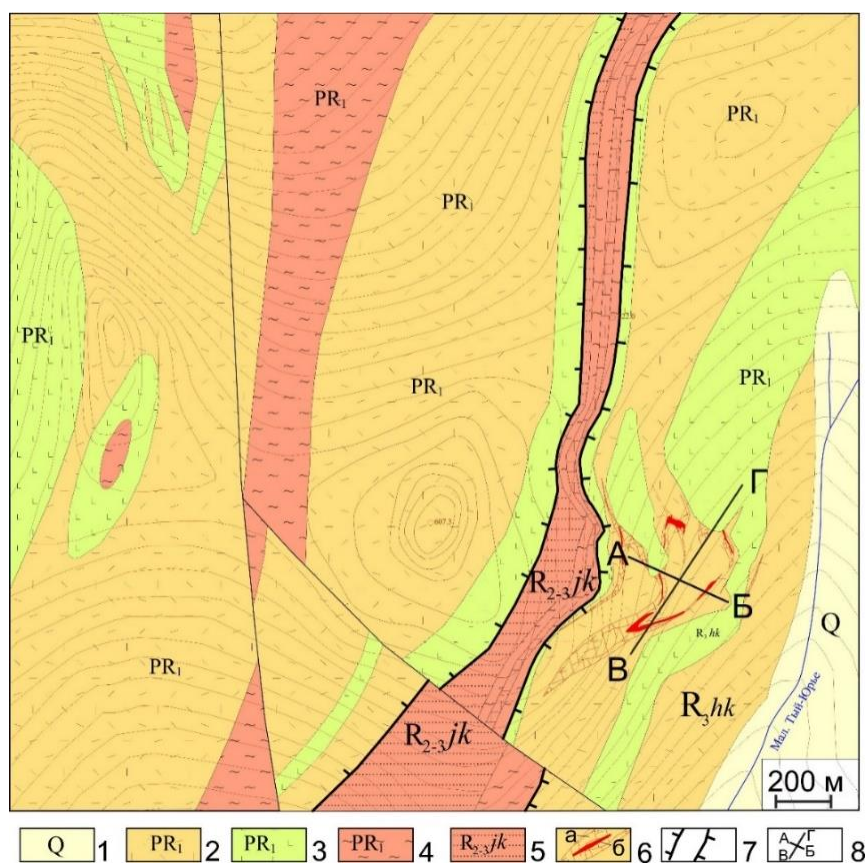


Рисунок 6.11 – Геологическая карта месторождения Тый-Юрья (по материалам ООО «Дюамель»): 1 – четвертичный аллювий (Q); породы хакдонской серии нижнего протерозоя (PR₁): 2 – метариолиты; 3 – metabазальты; 4 – хлорит-серицитовые сланцы; 5 – юкагирская свита (R_{2-3jk}): хлорит-серицитовые, углеродистые сланцы, песчаники ; 6 – зоны кварцевого прожилкования (a) и

рудные тела (б); 7 – подошва надвига, отделяющего нижнепротерозойские образования от рифейских; 8 – линии разрезов на рисунке 6.12

Ниже по разрезу залегают доломиты и мраморы с прослоями песчаников и карбонатных сланцев чебукулахской свиты нижнего-среднего рифея. Рифейские породы за пределами месторождения несогласно перекрываются серицит-кварцевыми сланцами и кварцито-песчаниками с базальными конгломератами и туфоконгломератами смяпкинской свиты венда.

Метариолиты в пределах Тый-Юрьинского рудного поля являются наиболее благоприятными образованиями для рудоотложения и контролируют практически 100% выявленных рудных тел (рисунок 6.12).

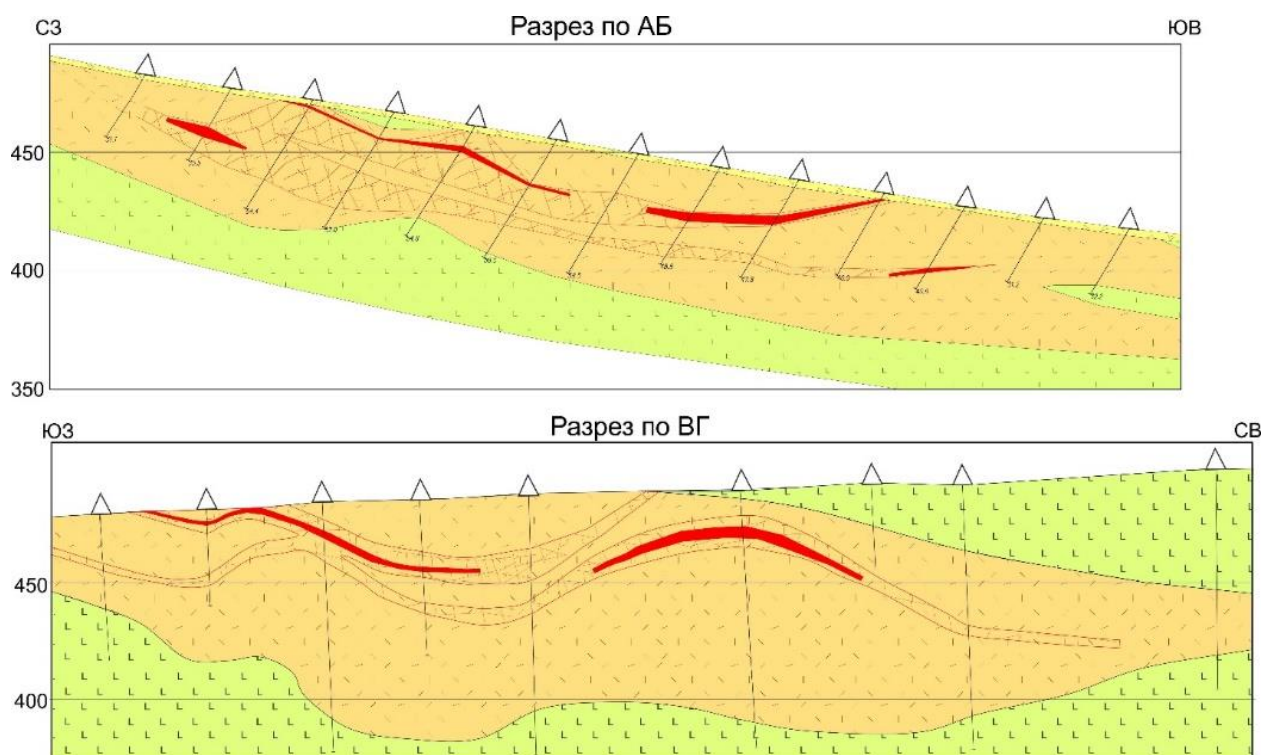


Рисунок 6.12 – Геологические разрезы месторождения Тый-Юрья; условные обозначения на рисунке 6.11

Интрузивные образования на площади рудного поля проявлены локально и представлены маломощными (1-2 м) дайками позднедокембрийских метадиабазов (βPR_3v) и верхнемеловых долеритов (βK_2).

Площадные гидротермально-метасоматические изменения пород в той или иной степени интенсивности проявлены практически на всей территории рудного

поля, представлены прожилитами эпидот-хлоритовой и карбонат-хлоритовой фаций.

Широко развиты также калишпатизация и окварцевание, не имеющие видимой пространственной связи с золоторудными телами.

Околорудные изменения проявлены в виде кварц-светлослюдистых новообразований березитового типа.

Главными продуктивными на золото являются лимонит-сульфидно-кварцевые прожилки и брекчии. Они слагают, как и на месторождении Надежда, субсогласные с залеганием вмещающих пород прожилковые системы северо-северо-западного простирания, образуя поэтажные зоны мощностью от первых метров до десятков метров и шириной в плане от 150 до 400 м и более.

Геолого-структурная позиция рудного поля Тый-Юрье определяется сочетанием пологих надвигов двух систем – доминирующей северо-восточной и северо-западной. К зоне северо-восточного надвига приурочен ореол окварцевания и сульфидизации метариолитов и метабазитов площадью около 0,4 км². Породы в пределах надвигов смяты в разноамплитудные складки волочения, с размахом крыльев от первых десятков метров до нескольких сотен метров, погружающиеся под углами 15-20°, осложненные более мелкой изоклиальной складчатостью. Степень дислоцированности пород весьма изменчива, она повышается в сводовых частях складок и вблизи тектонических нарушений.

Рудные тела представлены эшелонированными по вертикали залежами деформированных и гидротермально-измененных метариолитов, насыщенных прожилками сульфидно-кварцевого состава. Мощность рудных тел варьирует от 1 до 5 м, падение пологое (15°–25°) на юго-восток. Прослежены по простиранию на 500 метров, по вертикали на глубину до 60 м. Содержание золота в прожилках от десятых долей до 20,8 г/т, в единичных случаях до 217,7 г/т. Руды убогосульфидные, в основном интенсивно окислены. Набор выявленных первичных рудных минералов в целом соответствует таковому на месторождении Надежда (Бирюков, 2017, 2018). Самородное золото также имеет много схожих черт на месторождениях Надежда и Тый-Юрья. Характерна высокая дисперсия

размеров выделений (0.005–2.5 мм), но преобладает тонкое золото (менее 0.074 мм). Морфологически преобладают интерстициальные, угловатые, крючковатые, извилистые, объемные, уплощенные и мелкие изометричные частицы в виде включений в пирите и кварце. Реже отмечаются идиоморфные октаэдрические кристаллы в пустотах в кварце и гипидиоморфные комковидные выделения в сростании с пиритом.

Золото умеренно высокопробное и высокопробное (813 – 977 ‰, в среднем 916‰).

В таблице 6.2 приведен геохимический спектр руд относительно безрудных метариолитов, ранжированный по коэффициентам концентрации (Юринский и др., 2013ф).

Таблица 6.2 – Геохимический спектр руд месторождения Тый-Юрья

Элемент	Au	Cu	Pb	Co	As	Ag	Mo	Zn
КК	202.9	12.1	11.8	6.3	5.0	3.3	3.2	2.3

Содержания Те и Вi при проведении работ не анализировались, но, судя по минеральному составу руд, роль их в геохимическом спектре руд аналогична месторождению Надежда.

Проявление оруденения в геофизических полях детально не изучалось. В региональном плане месторождение Тый-Юрья, так же, как и месторождение Надежда находится на периферии крупной положительной магнитной аномалии, что интерпретируется как приуроченность его к экзоконтактовой зоне гранитоидного массива мелового эджекальского комплекса.

Рудопроявление Темный

Располагается на левобережье верховьев руч. Глухариный и на водоразделе Глухариный – Большой Тый-Юрье. Участок имеет относительно сложное геологическое строение, представлен развитием карбонатных метаморфизованных разностей чебукулахской свиты среднего-верхнего рифея: известковистыми сланцами, доломитами и мраморами, филлитами и кварцито-песчаниками, кварцитами юкагирской свиты среднего-верхнего рифея.

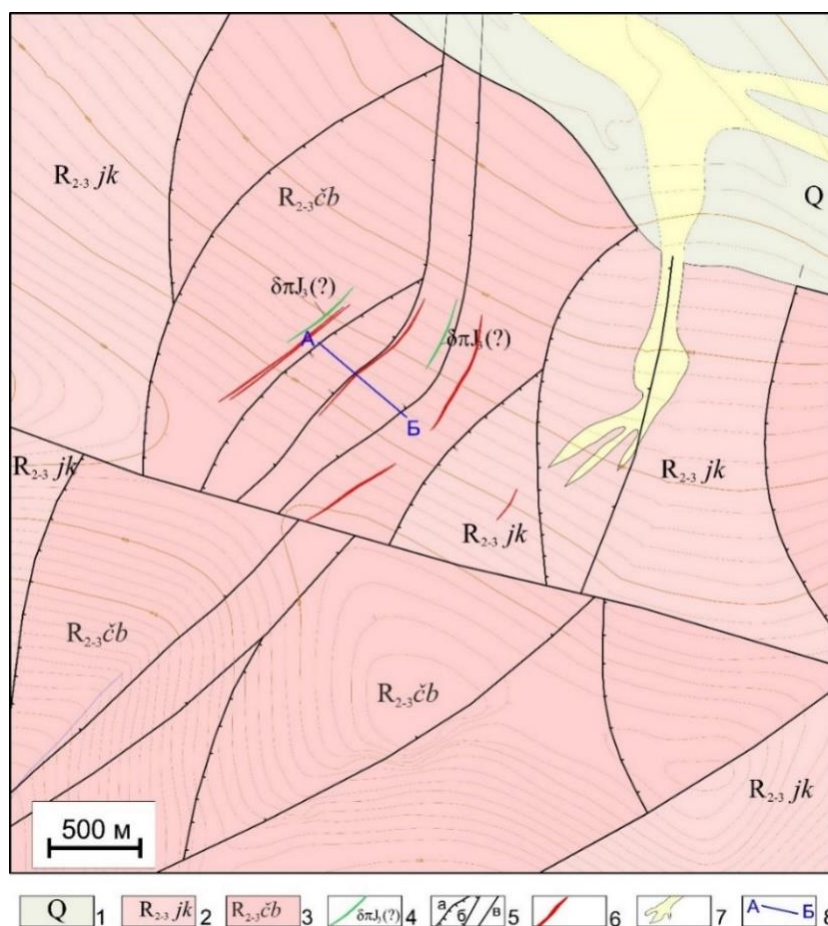


Рисунок 6.13 – Геологическая карта рудопроявления Темный (по материалам ООО «Дюамель»): 1 – четвертичный аллювий (Q); 2 – юкагирская свита ($R_{2-3}jk$): кварцито-песчаники, кварциты; 3 – чебукулахская свита ($R_{2-3}čb$): метасланцы, мраморизованные доломиты; 4 – мезозойские дайки диорит-порфиров; 5 – разрывные нарушения: пологопадающие надвиги (а), крутопадающие сбросо-сдвиги (б), разломы (в); 6 – выявленные рудные тела; 7 – россыпь золота; 8 – линия разреза на рисунке 6.14

На участке геохимическими поисками выявлено 9 аномальных зон, 4 из которых разбурены 75 скважинами. Вскрытые рудные тела, так же, как и на месторождениях Надежда и Тый-Юрья, геометризуются в субсогласные с напластованием пород зоны. Отличие заключается в том, что рудовмещающими породами на рудопроявлении являются метаморфизованные и мраморизованные доломиты чебукулахской свиты среднего-верхнего рифея (рисунок 6.13, 6.14).

Полученные данные свидетельствуют о поэтажном развитии рудных тел и чешуйчато-надвиговой структуре рудопроявления, обусловленной развитием

надвигов северо-восточной ориентировки с юго-восточным падением сместителей, осложненной разноамплитудными неотектоническими блоковыми подвижками сбросо-сдвигового характера.

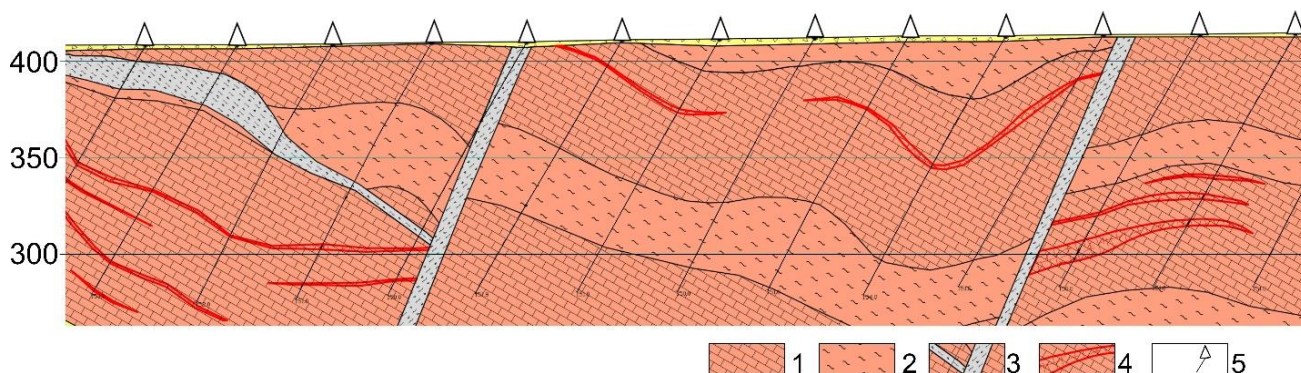


Рисунок 6.14 – Геологический разрез рудопроявления Темный (по материалам ООО «Дюамель»): 1 – мраморизованные доломиты; 2 – метасланцы; 3 – зоны дробления; 4 – золоторудные зоны; 5 – буровые скважины

Крутопадающие разрывные нарушения имеют практически согласное с рудными телами северо-восточное простирание и северо-западное падение сместителей.

Интрузивные образования представлены маломощными дайками диоритового состава, предположительно верхнемелового возраста, которые по всей видимости, развиты в апикальной части скрытого интрузива аналогичного состава, расположенного в непосредственной близости от аномальной зоны.

Руды представлены прожилками, реже маломощными жилами кварцевого, кварц-карбонатного составов, иногда гидротермальными брекчиями с кварцевым, лимонит-кварцевым или сульфидно-лимонит кварцевым агрегатом. Рудная минерализация составляет от 1-2 % до 5-15 % и представлена на 90–95% галенитом. Второстепенными минералами являются пирит, сфалерит, халькопирит, редкими – гессит, петцит, тетрадимит, теллуrowисмутит, серебросодержащий тетраэдрит и самородное золото (Бирюков, 2018).

Золото встречается как свободное в кварцевом агрегате, так и в виде включений в галените и теллуrowисмутите.

Рудопроявление Темный имеет ряд специфических отличий от месторождений Надежда и Тый-Юрья:

- вмещающие породы – это карбонатные метаморфизованные отложения чебукулахской серии (R2-3cb), известковистые сланцы, доломиты и мрамора;
- рудные тела представлены жильно-прожилковыми зонами, мощность жил до 0.5–0.7 м; жильные минералы – в основном белый дымчатый кварц с примесью карбоната; текстуры руд массивные, реже каркасно-пластинчатые и колломорфно-полосчатые;
- главный рудный минерал – галенит, в то время как на Надежде и Тый-Юрье преобладает пирит;
- серебряная минерализация, которая присутствует только в рудах Темного в значительных количествах (до 118 г/т), – сереброносный галенит, петцит, гессит, сереброносная блеклая руда (Ag до 3 мас.%);
- высокая примесь Bi в галените, достигающая до 3% и частота встречаемости минералов висмута, установленная только на Темном и (что, по-видимому, отражает более близкое положение этого объекта к интрузиву), тогда как на Надежде включения галенита в самородном золоте вообще не содержат Bi (Бирюков, 2017).

В таблице 6.3 приведен геохимический спектр руд относительно вмещающих карбонатных пород (Юринский и др., 2013ф):

Таблица 6.3 – Геохимический спектр руд рудопроявления Темный

Элемент	Au	Ag	Pb	Bi	Cu	Zn	Te	Co	Ni	Sb
КК	224.8	41.1	30.34	11.1	5.8	5.4	4.1	2.4	2.4	2.3

По результатам геофизических работ минерализованные зоны располагаются на юго-восточном фланге крупной (>10 км²) и контрастной (до +1900 нТл) магнитной аномалии (рисунок 6.15).

С востока участок развития геохимических аномалий золота и элементов-спутников ограничен другой, более локальной, аномалией повышенного намагничивания.

С положительной аномалией магнитного поля пространственно совпадает изометричная комплексная геохимическая аномалия W и Mo – элементов, типоморфных для эндоконтактовых зон гранитоидов эджекальского комплекса (Протопопов, 2000).

С учетом данных о наличии здесь отрицательной гравитационной аномалии это указывает на приуроченность рудопроявления к провису кровли крупного гранитоидного массива.

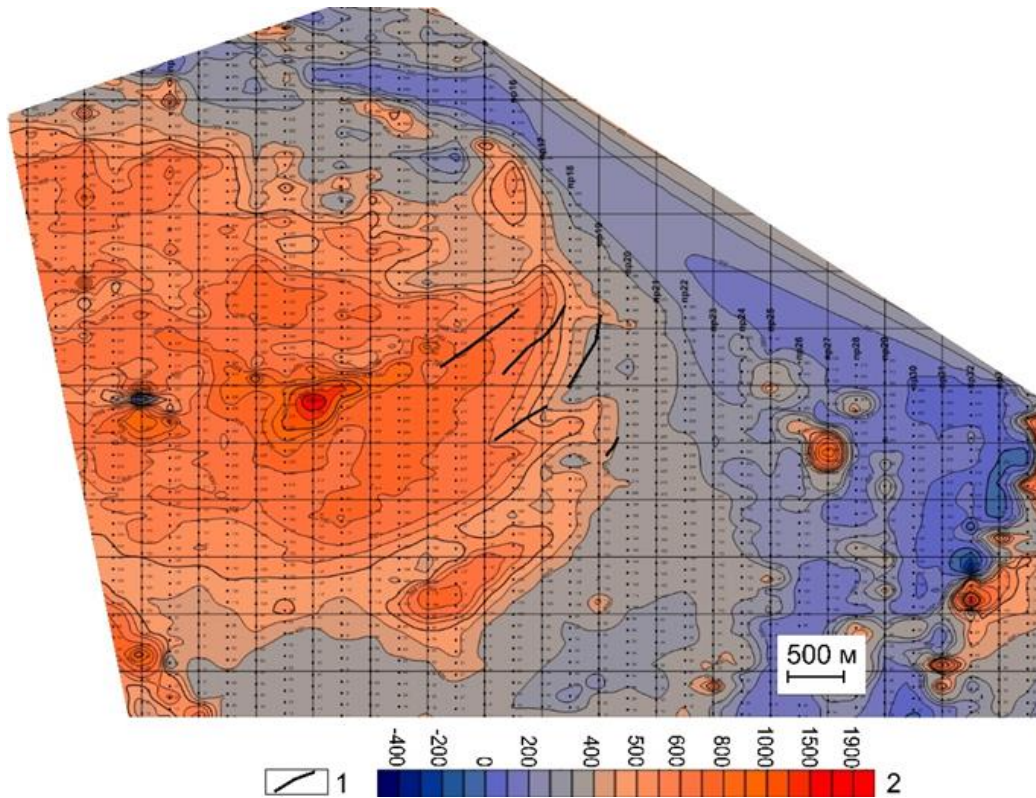


Рисунок 6.15 – Карта магнитного поля Та рудопроявления Темный (по материалам ООО «Дюамель»): 1 – выявленные рудные тела; 2 – шкала интенсивности магнитного поля в нТл

В локальном плане минерализованные зоны выделяются в геофизических полях контрастными линейными аномалиями пониженного намагничения и повышенной поляризуемости.

В целом, условия локализации золотого оруденения и характер его проявления в геохимических и геофизических полях для изученных месторождений Приколымского террейна иллюстрирует таблица 6.4.

Таблица 6.4 – Условия локализации золотого оруденения в месторождениях Приколымского террейна

Показатель	Месторождение, проявление			
	Сохатиное	Надежда	Тый-Юрья	Темный
Связь с магматизмом	Надintruzивная зона гранитоидного массива эджекальского комплекса, дайки позднемезозойских долеритов	Экзоконтактовая зона гранитоидного массива эджекальского комплекса, дайки позднемезозойских долеритов	Экзоконтактовая зона гранитоидного массива эджекальского комплекса, дайки позднемезозойских долеритов	Провис кровли гранитоидного массива эджекальского комплекса, дайки позднемезозойских долеритов
Структурный контроль оруденения	Участки сопряжения пологопадающих надвигов с узлами пересечения субсогласных и секущих крутопадающих разрывов	Участки сопряжения пологопадающих надвигов с узлами пересечения субсогласных и секущих крутопадающих разрывов	Участки сопряжения пологопадающих надвигов с узлами пересечения субсогласных и секущих крутопадающих разрывов	Участки сопряжения пологопадающих надвигов с узлами пересечения субсогласных и секущих крутопадающих разрывов
Фация регионально о метаморфизма	Амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая
Литологический контроль (рудовмещающие породы)	Амфибол-биотит-плагиоклазовые и мусковит-кварцевые сланцы раннего протерозоя	Кварцито-песчаники сяпякинской свиты венда и метариолиты хакдонской серии нижнего протерозоя	Метариолиты хакдонской серии нижнего протерозоя	Мраморизованные доломиты чебукулахской свиты среднего-верхнего рифея
Метасоматоз	Пропилитизация, березитизация	Пропилитизация, березитизация	Пропилитизация, березитизация	Нет сведений
Термобарогеохимия руд	Температура гомогенизации ГЖВ от 330 до 147°, соленость от 0,2 до 9,9 мас. % экв. NaCl, давление 0,3–1,3 Кб	Температура гомогенизации ГЖВ от 340 до 146°, соленость от 3,0 до 9,5 мас. % экв. NaCl, давление 0,6–1 Кб	Нет данных	Нет данных

Продолжение таблицы 6.4

Показатель	Месторождение, проявление			
	Сохатиное	Надежда	Тый-Юрья	Темный
Минералогия руд	Содержание рудных минералов до 10 %, в прожилках до 100 %. Основные рудные минералы – пирит (до 90%), часто халькопирит, галенит, редко виттихенит, айкинит, михараит, аркубисит, гессит, висмутин, матильдит, шапбахит, науманнит, сервеллит, самородное золото, пирротин, арсенопирит, сфалерит	Содержание рудных минералов ≈1 %. Основной рудный минерал – пирит (95–99%), встречаются галенит, халькопирит, пирротин, редко: арсенопирит, сфалерит, тетрадимит, шеелит, кобальтин, теллуrowисмутит, гессит, петцит, галеновисмутит, самородное золото	Содержание рудных минералов ≈1 %. Основной рудный минерал – пирит, встречаются галенит, халькопирит, пирротин, редко: арсенопирит, сфалерит, тетрадимит, шеелит, кобальтин, теллуrowисмутит, гессит, петцит, галеновисмутит, самородное золото	Содержание рудных минералов от 1 % до 15 %. Основной рудный минерал – галенит (90–95%), встречаются пирит, сфалерит, халькопирит, редко: гессит, петцит, тетрадимит, теллуrowисмутит, серебросодержащий тетраэдрит, самородное золото
Геохимические индикаторы золотого оруденения	Комплексные аномалии Au, Cu, Pb, Ag, Zn, As, Sb, Bi, Te, Se, Mo	Комплексные аномалии Au, Pb, As, Cu, Zn, Co, Ag, Bi, Mo, Te	Комплексные аномалии Au, Cu, Pb, Co, As, Ag, Mo, Zn, Bi, Te	Комплексные аномалии Au, Pb, Zn, Ag, Te, Bi
Положение оруденения в геофизических полях	Локально – низкомагнитные участки в пределах знакопеременных линейных магнитных аномалий. Участки снижения кажущегося сопротивления в пределах более обширных положительных аномалий этого параметра	Локально – низкомагнитные участки в пределах знакопеременных линейных магнитных аномалий. Участки снижения кажущегося сопротивления в пределах более обширных положительных аномалий этого параметра	В региональном плане - приуроченность к краевой части крупной положительной магнитной аномалии.	Локально – контрастные линейные аномалии пониженного намагничения и повышенной поляризуемости.

Как следует из приведенных данных, рассмотренные месторождения сходны по характеру связи с магматизмом, геолого-структурным условиям размещения оруденения, термобарогеохимическим характеристикам руд, особенностям отражения оруденения в геофизических полях. Главное различие заключается в литологическом составе рудовмещающих толщ и в положении оруденения относительно скрытого на глубине гранитоидного массива, с которым парагенетически связывается оруденение. В месторождениях, расположенных в надинтрузивной зоне (Сохатиное и Темный), сульфидность нередко превышает 10 %, в объектах, расположенных на некотором удалении от массива (Надежда, Тый-Юрья), содержание рудных минералов составляет около 1 %. Оба фактора влияют на минеральный состав руд и их геохимические особенности.

С учетом всех перечисленных факторов разработан комплекс прогнозно-поисковых критериев золотого оруденения сохатиного типа, который можно представить в виде таблицы (таблица 6.5).

В соответствии с разработанным комплексом прогнозно-поисковых критериев составлены карты прогноза золотого оруденения в Сохатином рудном поле и в пределах Сохатиного месторождения.

В пределах Сохатиного рудного поля первоочередными для выявления новых золоторудных месторождений являются участки: № 1 – в окрестностях Сохатиного рудопроявления; № 2 – в северной части рудного поля; № 3 – на восточном продолжении зоны, вмещающей Сохатиное рудопроявление (рисунок 6.16).

Все три участка находятся на сопряжении трех систем линеаментов, что является благоприятной структурной предпосылкой.

На участке № 1 выявлены наиболее интенсивные аномалии Au во вторичных ореолах, высокие концентрации Au и элементов установлены в штучных пробах и в гидрогеохимических пробах из водотоков, дренирующих участок.

В 2017 году канавами №№ 111 и 109 здесь уже подсекались интервалы с содержанием Au более 1 г/т. Этот участок наиболее перспективен.

Таблица 6.5 – Предпосылки и признаки золотого оруденения сохатиного типа

Предпосылки	Характер проявления	Признаки	Характер проявления	
			прямые	косвенные
Тектонические	Сопряжение субширотных надвиговых структур с зонами поперечных крутопадающих разрывов	Минералогические	Ореолы самородного золота	Ореолы халькопирита, галенита и более редких сульфидов, сульфосолей, теллуридов и селенидов
Магматические	Наличие поясов мезозойских даек и верхнемеловых гранитоидов	Геохимические	Первичные и вторичные ореолы Au	Комплексные аномалии Cu, Pb, Ag, Zn, As, Sb, Bi, Te, Se, Mo в первичных и вторичных геохимических ореолах и потоках рассеяния
		Метасоматические		Зоны березитов с кварц-сульфидной минерализацией
		Геофизические		Линейные зоны высокоградиентных магнитных аномалий и знакопеременных аномалий кажущегося сопротивления

Участок № 2 находится в контактовой зоне интрузии гнейсо-гранитов. Здесь также выявлены вторичные ореолы Au, Ag, Pb, гидрогеохимический поток Au, Se, Pb, в штучных пробах установлены аномальные концентрации As, Te, Au, Bi, Mo, Cu, Pb, Zn. В целом интенсивность аномалий ниже, чем в южной части площади. Здесь предполагается более глубокий уровень эрозионного среза, ожидается иной морфологический тип оруденения, чем на Сохатином рудопроявлении.

Вероятнее всего, это будут достаточно обособленные кварцевые жилы с березитами. Их промышленная ценность пока неясна. В случае получения положительных результатов по этому участку, поисковые работы можно

распространить на участки второй очереди с благоприятным сочетанием поисковых предпосылок и признаков.

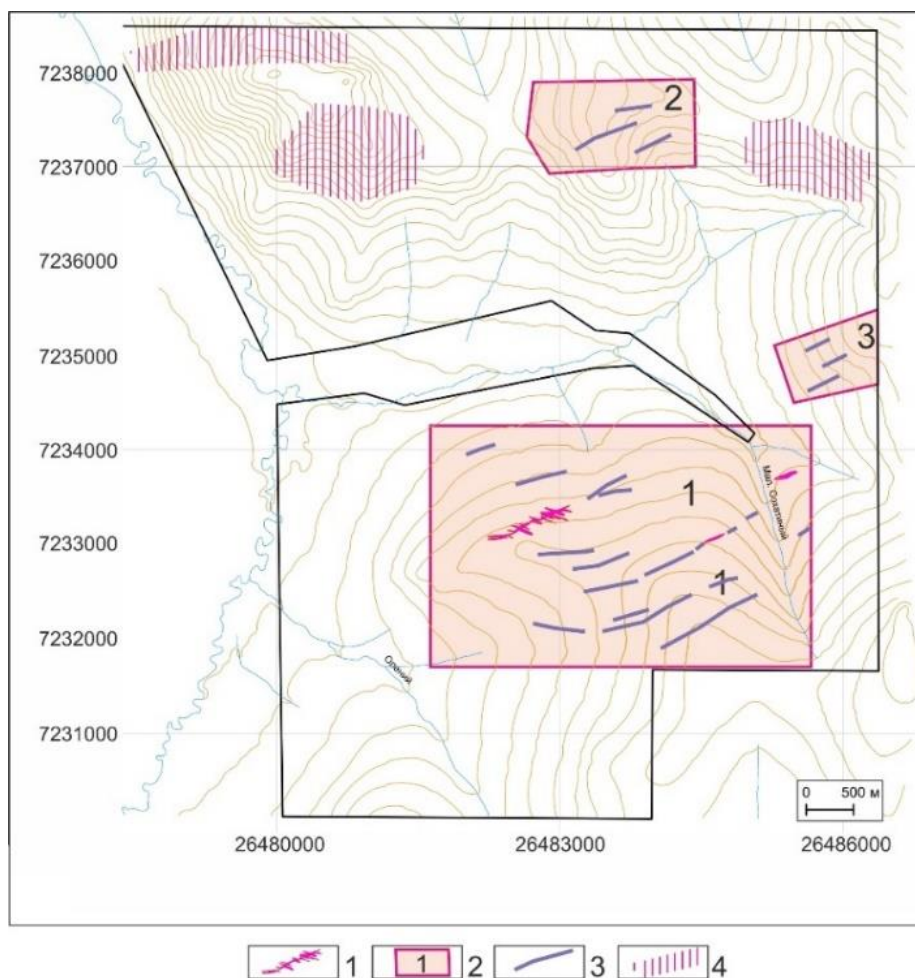


Рисунок 6.16 – Карта прогноза золотого оруденения в Сохатином рудном поле: 1 – контур Главного рудного тела Сохатиного месторождения; 2 – участки, рекомендуемые для постановки первоочередных поисковых работ; 3 – прогнозируемые рудные тела; 4 – участки, рекомендуемые для проведения поисковых работ 2-й очереди

Участок № 3 находится на продолжении зоны, вмещающей Сохатиное рудопроявление. Здесь во вторичных ореолах выявлены достаточно интенсивные аномалии Ag, Mo, Sn, группа сближенных аномалий Au, гидрогеохимические потоки Pb, Se, Bi, Ca, штуфные пробы содержат аномальные концентрации As, Te, Ag, Cu. Здесь возможно выявление рудных зон, подобных Сохатиному рудопроявлению.

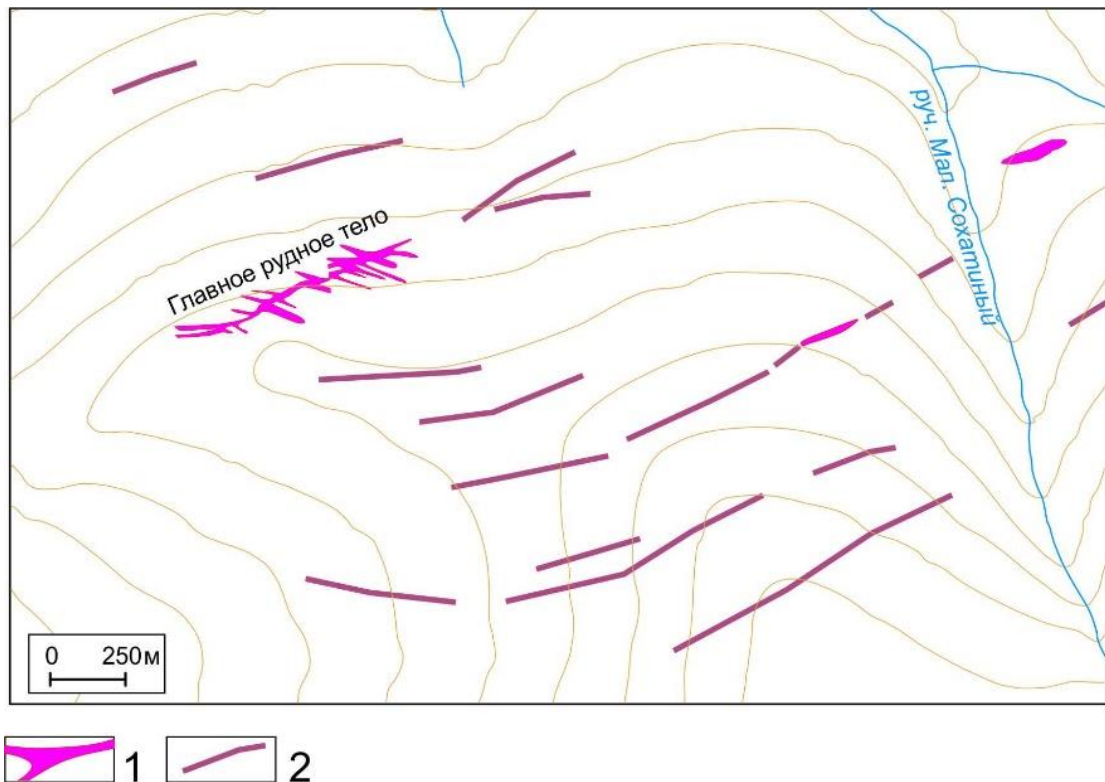


Рисунок 6.17 – Карта прогноза золотого оруденения на площади Сохатинского месторождения: 1 – ранее выявленные рудные тела; 2 – прогнозируемые золоторудные зоны ранга рудных тел

В пределах Сохатинского месторождения новые рудные тела прогнозируются, в основном, к юго-востоку от Главного рудного тела (рисунок 6.17). Прогнозируемые объекты, как было указано выше, приурочены к участкам сопряжения сближенных крутопадающих разрывов и надвигов, фиксируемых в геофизических полях, сопровождаются гидрогеохимическими потоками, первичными и вторичными ореолами золота и элементов-спутников оруденения, минералами-спутниками золота.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенных работ исследован минеральный состав и геохимические особенности рудовмещающих пропилитизированных сланцев, околорудных березитов и золото-сульфидно-кварцевых руд Сохатиного рудного поля.

Предложен авторский вариант парагенетической схемы минералообразования. В составе гидротермальной минерализации Сохатиного месторождения выявлено 7 парагенетических ассоциаций, объединенных в 4 стадии, каждая из которых характеризуется своими термобарогеохимическими параметрами, минеральным составом и околорудными метасоматитами. Золотоносными являются золото-полисульфидная и золото-висмут-теллуридная ассоциации. Средняя проба коренного золота в них составляет, соответственно, 788 ‰ и 734 ‰. В зоне окисления золото облагораживается, его проба колеблется от 788 ‰ до 920 ‰ (в среднем - 858 ‰).

Исследованы геохимические особенности вмещающих пород, метасоматитов и руд. Установлен комплекс элементов-индикаторов золотого оруденения, включающий Au, Ag, Bi, Te, Pb, As, Cu, Se, W, Mo, Sb, Zn, Cd, Sn, Tl, Fe. При окислении руд дополнительно накапливаются Pb, Cd, As, Sb. Среднее содержание Au в процессе окисления руд существенно не изменяется, но резко возрастает дисперсия содержаний. Это означает, что в зоне окисления возникают локальные участки концентрирования золота, существенно повышающие ценность руд.

Предложена модель структуры аномального геохимического поля Сохатиного месторождения.

Разработан комплекс прогнозно-поисковых критериев оруденения, включающий в себя прямые минералогические и геохимические, косвенные минералогические, геохимические, метасоматические, геофизические признаки, структурно-тектонические и магматические предпосылки оруденения.

Важнейшим индикатором золотого оруденения являются первичные и вторичные геохимические ореолы Au и его основных элементов-спутников: Cu, Pb, Ag, Zn, As, Sb, Bi, Te, Se, Mo.

Минералогическим критерием являются шлиховые ореолы золота и минералов-индикаторов (прежде всего, галенита, халькопирита и продуктов их окисления, а также более редких сульфидов, сульфосолей, теллуридов и селенидов).

Оруденение сопровождается гидротермально-метасоматическими изменениями вмещающих пород: дорудной пропилитизацией и околорудной березитизацией.

В тектоническом отношении месторождение Сохатиное контролируется пологими разрывными структурами надвигового типа. Прожилково-вкрапленное оруденение локализуется на участках сопряжения зон надвигов с системами сближенных крутопадающих разрывов типа сдвигов или сбросо-сдвигов северо-западного и северо-восточного направлений.

И надвиги, и поперечные рудоконтролирующие структуры находят отражение в строении геофизических полей, что позволяет прогнозировать новые рудные зоны с использованием геофизических данных. Минерализованные зоны и рудоконтролирующие разломы отчетливо фиксируются интенсивными линейными знакопеременными аномалиями магнитного поля. Рудные тела тяготеют к аномалиям повышенного кажущегося сопротивления, маркирующего окварцевание надвиговых структур, а непосредственно ассоциируют с участками локального снижения кажущегося сопротивления, что связано с дроблением и обводненностью пород в пределах рудных зон.

На основе разработанного комплекса критериев дан прогноз по выявлению новых месторождений в пределах Сохатиного рудного поля и новых рудных тел на Сохатином месторождении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Абрамсон Г.Я., Шульгина И.М. Структура аномального геохимического поля золото-серебряного оруденения // Разведка и охрана недр. – 1994. – № 5. – С. 12–17.
2. Баранова Н.И., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф. и др. Характеристика процессов рудообразования на Au-(Sb-W) месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия. – 1997. – № 3. – С. 282–293.
3. Барсуков Викт.А., Борисов М.В. Рудообразование при смешении термальных растворов, фильтровавшихся по породам контрастно-различного состава // Геохимия. – 1992. – № 11. – С. 1382–1397.
4. Барсуков Викт.А., Пэк А.А. Роль автосмещения растворов в формировании гидротермальных жильных месторождений // Геохимия. – 1980. – № 12. – С. 1780–1796.
5. Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. – М.: Недра, 1982. – 270 с.
6. Бетехтин, А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М.: Изд-во АН СССР, 1953. – С. 122–272.
7. Беус В. А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. – С. 65 – 85.
8. Беус В. А. Дорифейские гранитоиды Приколымского поднятия // Отечественная геология. – 1993. – № 10. – С. 62–68.

9. Беус В.А., Миледин А.К. Новые данные о возрасте метаморфического комплекса Приколымского поднятия // Доклады АН СССР. 1990. – Т. 311. № 4. С. 925–928.
10. Билибин Ю. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока // Проблемы советской геологии. – 1937. – Т. 7. – № 5–6. – С. 410–428.
11. Бирюков А. А. Месторождение Тый-Юрья – новый золоторудный объект на Приколымском террейне // Чтения памяти академика К. В. Симакова: Материалы докладов Всероссийской научной конференции, Магадан, 22–24 ноября 2017 года. – Магадан: ИП Жарикова Т. В., 2017. – С. 76–78.
12. Бирюков, А. А. Генетическое значение теллуридно-висмутовой минерализации на золоторудных объектах Глухаринского рудного узла (Магаданская область // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2018. – № 4. – С. 34–48.
13. Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. – С. 16–27.
14. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения, оруденения, критерии прогнозирования. – Владивосток: Дальнаука, 1997. – 156 с.
15. Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1949. – № 1. – С. 79–94.
16. Ворошилов В.Г. Аномальные структуры геохимических полей гидротермальных месторождений золота: механизм формирования, методика геометризации, типовые модели, прогноз масштабности оруденения // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51. – № 1. – С. 3–19.
17. Ворошилов В.Г. Геохимические поля гидротермальных месторождений золота. – Томск: Изд-во СТТ, 2011. – 293 с.

18. Ворошилов В.Г., Молукпаева Д.К., Тимкин Т.В., Савинова О.В. Генезис и минерально-геохимическая зональность кварцево-жильного золоторудного поля Центральное (Кузнецкий Алатау) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2023. – Т. 334. – №9. – С. 7–17.
19. Ворошилов В. Г., Тимкин Т. В., Молукпаева Д. К., Савинова О. В. Геохимические критерии золотоносности первичных и окисленных руд Сохатинского месторождения (Северо-Восток России) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2024 – № 4 – С. 24–34.
20. Глухов А.Н. Металлогения перикратонных террейнов на примере Северо-Востока Азии: дисс... докт. геол.-минер. наук. – Магадан, 2024. – 299 с.
21. Глухов А.Н., Гладков А.С., Кошкарев Д.А., Лунина О.В. Тектонофизические критерии геодинамической эволюции Приколымского террейна (Северо-Восток России) // Геодинамика и тектонофизика. – 2012. – Т. 3. – № 4. – С. 361–375.
22. Глухов А.Н., Савва Н.Е., Колова Е.Е. Вещественный состав и генезис золотых руд месторождения Надежда, Магаданская область // Руды и металлы. 2016. – № 4. – С. 60–71.
23. Глухов А.Н. Геологическое строение и состав руд золоторудного месторождения Надежда // Отечественная геология. – 2013. – № 4. – С. 7–17.
24. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 210 с.
25. Григоров С.А. Прикладные аспекты структурного метода поисков по геохимическим данным // Теория и практика геохимических поисков. – М.: Наука, 1990. – С. 68–78.
26. Григоров С.А. Геохимическое поле рудообразующей системы // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. – М.: ИМГРЭ, 2013. – С. 252–267.
27. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. – М.: Недра, 1987. – 408 с.

28. Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. – М.: Недра, 1992. – 256 с.
29. Девис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Кн. 2. – М.: Недра, 1990. – 427 с.
30. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / Отв. ред. Л.Н. Овчинников. – М.: Недра, 1983. – 198 с.
31. Ерофеев Л.Я., Орехов А.Н. Геолого-геофизические условия на золоторудных полях Сибири // Известия Томского политехнического университета. – 2014. – Т. 324. – № 1. – С. 81–86.
32. Ерофеев Л.Я., Ерофеева Г.В. Магнитное поле и природа аномалий на сульфидных кварцево-жильных месторождениях золота (на примере Дарасуна, В. Забайкалье) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2015. – Т. 326. – № 6. – С. 16–22.
33. Жариков В.А. и др. Метасоматизм и метасоматические породы. – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.
34. Кигаи И.Н. О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования // Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 2. – М.: 1974. – С. 164–195.
35. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – М.: Наука, 1969. – 108 с.
36. Коржинский Д.С. Основы метасоматизма и метамагматизма. Избранные труды. – М.: Наука, 1993. – 239 с.
37. Коробейников А.Ф., Номоконова Г.Г., Ерофеев Л.Я. Закономерности проявления золотого оруденения в геолого-геохимических и физических полях контактовых ореолов гранитоидных интрузий // Геология рудных месторождений – 1987. – № 2. – С. 58–70.
38. Королев, А.В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений / А.В. Королев // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1949. – № 1. – С. 66–78.

39. Кропоткин П.К. Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями // Советская геология. – 1957. – № 5. – С. 74–92.
40. Кряжев С.Г., Фридовский В.Ю. Флюидный режим формирования орогенных золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42. – № 6. – С. 118–130.
41. Кузнецов В. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист Q-56-XXXV, XXXVI Объяснительная записка. – 1978. – 81 с.
42. Левицкий, О.Д., Смирнов В.И. Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения // Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. – С. 273–285.
43. Летувнинкас А.И. Стадийность постмагматического минералообразования. – Томск: Изд-во ТГУ, 1977. – 110 с.
44. Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние фокусирующих свойств высокопроницаемых разломов на развитие рудообразующих систем // Флюидные потоки в земной коре и мантии / Отв. ред. Жариков В.А. – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – С. 104–108.
45. Матвеев А.А., Николаев Ю.Н., Аплеталин А.В. Геолого-геохимические модели рудных объектов различных иерархических уровней // Прикладная геохимия. – Вып. 3. – М.: ИМГРЭ, 2002. – С. 86–106.
46. Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Труды ВНИИ-1. Вып. 64. – Магадан, 1960. – 47 с.
47. Методические рекомендации по использованию геохимических поисков при поисках и оценке золоторудных месторождений / Г.Я. Абрамсон, А.Г. Жабин. – М.: ИМГРЭ, 1991. – 103 с.
48. Нестеров Н. В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии // Известия Томского политехнического института. – 1970. – Т. 239. – С. 242–247.
49. Овчинников, Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990. – 248 с.

50. Омеляненко, Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. – М.: Недра, 1978. – 216 с.
51. Онтоев Д.О. Условия и главнейшие факторы возникновения зональности в гидротермальных месторождениях // Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 2. – М.: Наука, 1974. – С. 123–163.
52. Петровская Н.В., Яблокова С.В. Золото в корах выветривания // Рудоносные коры выветривания. – М.: Наука, 1974. – С. 173–182.
53. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений – М.: «Издательство «КДУ»», 2014. – 268 с.
54. Плющев Е.В. и др. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1981. – 262 с.
55. Проблемы образования рудных столбов / Под. ред. Ю.Г. Щербакова. – Новосибирск: Наука, 1972. – 436 с.
56. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений). – Новосибирск: Наука, 2000. – 191 с.
57. Протопопов Г.Х. Первые находки рудного золота в Шаманихо-Столбовском золотороссыпном районе Северо-Востока России // Отечественная геология. – 1994. – № 9. – С. 31–32.
58. Протопопов Р. И. Девонские и меловые гранитоиды Приколымского поднятия. – Якутск: Изд-во Академии наук Республики Саха (Якутия), 2010. – 147 с.
59. Протопопов Р. И. Аспекты геодинамики и металлогении позднемезозойского гранитоидного магматизма Верхояно-Колымской складчатой области // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 107–109.
60. Протопопов Р.И. Меловые зональные гранитные массивы Приколымского поднятия // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока

- СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. Магадан, 1991. С. 42–52.
61. Протопопов Р.И., Кириллин Н.Д. Развитие магматизма Приколымского поднятия // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. – С.25–32.
62. Пэк А.А. Гидродинамические модели гидротермальных рудообразующих систем // Рудообразующие процессы и системы. – М.: Наука, 1989. – С. 68–78.
63. Радкевич Е.А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности // Советская геология. – 1959. – № 9. – С. 79–85.
64. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. – М.: Мир, 1987. – 668 с.
65. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. – Новосибирск: Наука, 1981. – 238 с.
66. Сафронов Н.И., Мещеряков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. – Л.: Недра, 1978. – 215 с.
67. Смирнов, В.И. Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1982. – 669 с.
68. Смирнов, С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1937. – № 6. – С. 1071–1083.
69. Соколов С.В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. – СПб: Наука. – 1998. – 131 с.
70. Справочник по математическим методам в геологии / Д.А. Родионов, Р.И. Коган, В.А. Голубева и др. – М.: Недра, 1987. – 335 с.
71. Ставский А. П., Гедько М. И., Данилов В. Г. Уяндино-Ясачненская островная дуга // Геологическое картирование вулканических поясов. М.: Недра, 1994. С. 265–297.
72. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. – М.: Недра, 1988. – 256 с.

73. Гаусон Л.В. Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений // Геология и геофизика. – 1974. – № 5. – С. 113–123.
74. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.
75. Тимкин Т.В., Ворошилов В.Г., Юркова М.В., Зиани М. Минералогия руд Сохатинского золоторудного месторождения (Северо-Восток Азии, Россия) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов – 2022. – Т. 333, № 4. – С. 53–65.
76. Ткаченко В. И., Березнер Д. С. Позднерифейский рифтогенный терригенно-вулканогенный комплекс Восточного Приколымья // Отечественная геология. – 1995. – № 2. – С. 37–44.
77. Ткаченко В. И., Щербакова И. П. О строении и метаморфизме докембрия Приколымья // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 74 – 87.
78. Третьяков Ф.Ф. О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ) // Отечественная геология – 2016. – № 6. – С. 85–90.
79. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре: пер. с англ. / Под ред. Б.Н. Рыженко, Л.И. Звягинцева. – М.: Мир, 1981. – 436 с.
80. Флюидные потоки в земной коре и мантии / Отв. ред. В.А. Жариков. – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – 207 с.
81. Фурдуй Р. С. Некоторые вопросы геологии и металлогении Приколымского поднятия // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 8. – Якутск, 1962. – С. 35–45.
82. Фурдуй Р. С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист Q-56-XXVIII. Объяснительная записка. – 1964.
83. Худoley А. К., Ткаченко В. И., Матуков Д. И., Бережная Н. Г., Сергеев С. А. Новые данные о возрасте докембрийских вулканитов хакдонской серии

- (Восточное Приколымье) // Доклады Академии Наук, 2006. – Т.411. – № 4. – С. 505–509.
- 84.Цыкарев С. И. Основные черты тектонического строения Юго-Восточного Приколымского поднятия // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР в свете современных тектонических концепций. Тезисы докладов школы-семинара. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 237–238.
- 85.Шашурина И. Т., Шишкин В. А. Метаизверженные породы Приколымского поднятия и некоторые черты их металлоносности // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии. Тезисы докладов Второго Северо-Восточного петрографического совещания. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ, 1980. – С. 113–114.
- 86.Шишкин В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Среднеколымская, Q-56-XXVII, XXXVIII. Объяснительная записка. М. – 1984.
- 87.Шишкин В.А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия и его металлоносность. – М: Наука, 1979. – 111 с.
- 88.Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе // Рудные регенерированные месторождения. – М.: Изд-во иностранной литературы, 1957. – С. 11–62.
- 89.Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 333 с.
- 90.Шпикерман В. И. Доорогенные рудные формации Северо-Востока СССР // Рудные формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 100–109.
- 91.Шпикерман В. И., Брусницына Е. А. Новая схема распространения протерозойских образований Восточного Приколымья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. 08 – 10 апреля 2020 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2020. С. 158–162.

92. Шпикерман В. И. Тектогенез и магматизм протерозоя и начала палеозоя Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области: новые данные по результатам геологического картографирования масштаба 1:1000000 (третье поколение) // Региональная геология и металлогения. – 2024. – Т. 31. – № 4. – С. 73–94.
93. Шульгина В. С., Кузнецов В. М., Нефедова И. Я., Ичетовкин Н. В. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-56, 57 (Средне-Колымск). Полезные ископаемые. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1993. – 65 с.
94. Шульгина В. С., Ткаченко В. И., Симонова Л. С., Александрова Е. Г., Гаген-Торн О. Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Колымская. Листы Q-56-XV, XVI (устье. р. Левая Каменка). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2001. – 277 с.
95. Эммонс В.Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. – М.: Госгеолтехиздат, – 1933. – 40 с.
96. Яблокова С.В., Коновалова М.С., Сандомирская С.М. Минералогия золотоносной коры выветривания на месторождении прожилково-вкрапленных сульфидных руд в терригенно-карбонатных толщах докембрия // Труды ЦНИГРИ. – 1986. – Вып. 208. – С. 10–19.
97. Bakker, R.J., 2004. Raman spectra of fluid and crystal mixtures in the system H₂O, H₂O-NaCl and H₂O-MgCl₂ at low temperatures: applications to fluid inclusion research. *The Canadian Mineralogist* 42, 1283–1314.
98. Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57 (3) 683-684 doi:10.1016/0016-7037(93)90378-a.
99. Bodnar R.J. Reequilibration of fluid inclusions // *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*. – 2003. – Vol. 32. – P. 213–230.

100. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals: methods and application*. Pontignano-Siena, – 1994. P. 117–130.
101. Burke E. A. J. Raman microspectrometry of fluid inclusions // *Lithos*. – 2001. B. 55. – P. 139–158.
102. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2012. – Vol. 112. – P. 1–20.
103. Goldfarb R. J., Baker T., Dube B. Distribution, character and genesis of Gold Deposits in Metamorphic terranes // *Economic Geology*. – 2005. – Vol. 100. – P. 407–450. DOI:10.5382/AV100.14.
104. Goldstein, R.H. (1978). “Fluid inclusions,” In: *Sedimentology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer. DOI: 10.1007/3-540-31079-7_92.
105. Hurai, V. (2015) Fluid inclusions in apatite indicate low-temperature, metasomatic-infiltration origin of the Evate carbonatite deposit (Mozambique). *European Current Research On Fluid Inclusions (ECROFI-XXIII)*, Leeds - UK, 27–29 June, 2015, *Extended Abstracts’ Volume*
106. Kawakami Y., Yamamoto J., Kagi H. Micro-Raman Densimeter for CO₂ Inclusions in Mantle – Derived Minerals // *Applied Spectroscopy*. – 2003, B. 57. No 11. – P. 1333–1339.
107. Liu, W., Deng, X., Pirajno, F., Han, S., Chen, X., Li, X., Aibai, A., Wu, Y., Wang, Y. and Chen, Y., “Nature, source, and evolution of the ore-forming fluids in the Dunbasitao gold deposit, East Junggar, China: Constraints from geology, fluid inclusions, and C-H-O isotopes”, *J. Geochem. Explor.*, 258, (2024), 107399. DOI: 10.1016/j.gexplo.2024.107399.
108. Okrusch, M. and Frimmel, H.E. (2020). “Fluid Inclusions in Minerals”, In: *Mineralogy. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment*. Springer. DOI: 10.1007/978-3-662-57316-7_12.
109. Rankin, A.H. (2005). “Fluid Inclusions”, In: *Encyclopaedia of Geology*. Elsevier. DOI: 10.1016/B0-12-369396-9/00097-6.

110. Roedder, E., Bodnar, R.J., 1997. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, third ed. Wiley and Sons Inc., New York, pp. 657–698.
111. Roedder, 1984. Fluid Inclusions. *MSA Rev. Mineral.*, – 12 (1984), p. – 644 p
112. Rosso K.M., Bodnar R.J. Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO₂ // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1995. – Vol. 59. №. 19. – P. 3961–3975.
113. Yu, B., Zeng, Q., Frimmel, H. E., Chen, W., Ren, M., Huang, G., Wu, J., Xie, W., Zhou, L., Yang, J. and Xue, J., “Genesis of the Shirengou gold deposit, northern North China Craton, based on zircon UPb, fluid inclusion, sulfide compositional and S isotope data”, *J. Geochem. Explor.*, 256, (2024), 107358. DOI: 10.1016/j.gexplo.2023.107358.

Фондовая

114. Ворошилов В.Г. и др. Отчет о результатах работ «Комплексные минералогическо-геохимические исследования руд и метасоматитов Сохатинского месторождения с целью оптимизации поисково-оценочных работ». ООО «Прогноз-Поиск», Томск, 2019.
115. Ворошилов В.Г., Тимкин Т.В. Отчет о результатах работ «Разработка поисковой модели вторичного геохимического поля Сохатинского рудного поля». ФГАОУ ВО НИ ТПУ, Томск, 2018.
116. Ворошилов В.Г., Тимкин Т.В. Отчет по теме «Локализация по геохимическим данным перспективных объектов для проведения поисково-оценочных работ в пределах участков Надежда, Тый-Юрья, Темный (Шаманихо-Столбовская площадь). ООО «Прогноз-Поиск», Томск, 2019.
117. Жилин К.И., Гамянин Г.И. Оценка перспектив россыпной золотоносности погребенных долин и кайнозойских впадин северо-востока Якутии. ЦКТЭ, ПГО «Якутскгеология», 1984.

- 118.Кравченко А.А. Комплексное изучение факторов, контролирующих золотое оруденение с целью повышения эффективности и разработки рекомендаций дальнейшего проведения геологоразведочных работ на Сохатином рудном поле, Якутск, ИГАБМ СО РАН, 2018. – Кн. 1. – 142 с.
- 119.Курашов Б. А., Сафронов В. И., Бирюков Н. С. Отчет о комплексной аэрогеофизической съемке масштаба 1:25 000 и опытно-производственных работах по определению рациональных методик проведения геохимических поисков золоторудных объектов в пределах Шаманихо-Столбовского выступа на площади 1500 км² в пределах листов Q-56-90,91,102, 103,114,115 (Шаманихо-Столбовской отряд в 2-х книгах). Книга 1. Геофизические работы. Магадан, 1999 г.
- 120.Поцелуев А.А., Отчет по работам анализ материалов космических съемок с целью уточнения геологического строения Сохатиного рудного поля, составления геолого-структурной схемы масштаба 1:10000, выявления критериев рудоносности и локализации перспективных зон. ООО «КОСМОГЕОПРО», Томск, 2017.
- 121.Протопопов Г.Х. и др. Отчет о результатах поисковых работ на рудопроявлении Сохатиное за 1990-1995 г.г. (в 2-х книгах). Кн. 1. – Якутск, 1995. – 182 с.
- 122.Самохвалов П.А. и др. Отчет Шаманихинской партии № 41/85 о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1:50000 с общими поисками на площади листов Q-56-89-Б, В-в, г, Г; 90-А, Б, В; 101; 102-А, В;113-А-а, б; Б-а, б, г; 114-А-а, в за 1985-1991 г.г. (в 4х книгах). Кн. 1. – Якутск, 1992. – 281 с.
- 123.Урзов А.С., Калинин И.В. Протопопов Р.И. и др. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1:500 000 в бассейне рек Колыма, Алазея. ПГО «Якутскгеология», 1986.
- 124.Шишкин В.А. Отчет о работах Мало-Столбовской геолого-поисковой партии масштаба 1:100 000 за 1959 г. Сеймчан, 1960.

- 125.Юринский И.Н., Павлюк В.М., Бирюков А.А. и др. Отчет о проведении поисковых и оценочных работ в пределах Шаманихо-Столбовской перспективной площади в 2009-2012 гг. с подсчетом запасов (в 6-и книгах). Кн. 1. – Магадан, 2013. – 236 с.