

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

На правах рукописи



КОЛМАКОВ ЮРИЙ ВИКТОРОВИЧ

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В ПРОТЕРОЗОЙСКИХ УГЛЕРОДИСТЫХ
ТОЛЩАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗНОЙ
ИНТЕРПРЕТАЦИИ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Специальность

25.00.11 – геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

Диссертация

на соискание ученой степени

доктора геолого-минералогических наук

Научные консультанты:

доктор геолого-минералогических наук

профессор Ерофеев Леонид Яковлевич

доктор геолого-минералогических наук

профессор Сазонов Анатолий Максимович

Томск – 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1	12
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	12
1.1. ТОНОДСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН (Патомское нагорье).....	12
1.1.1. Тектономагматические этапы развития земной коры Патомского нагорья и возрастные рубежи золотого оруденения	13
1.1.2 Рудогенерирующие системы Тонодского и Бодайбинского районов: результаты сравнительного анализа.....	25
1.2. ЦЕНТРАЛЬНЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА.....	30
1.2.1. Концепция суперконтинентальных циклов.....	30
1.2.2. Концепция аккреционной природы Енисейского кряжа.....	38
1.2.3. Связь тектономагматических и золоторудных процессов	41
ГЛАВА 2	44
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ТАКСОНОВ РАЗЛИЧНОГО УРОВНЯ ОРГАНИЗАЦИИ	44
2.1. КЕВАКТИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ ТОНОДСКОГО РАЙОНА (ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)	44
2.1.1. Общая характеристика.....	45
2.1.2. Гравитационное поле	48
2.1.3. Радиогеохимические поля	51
2.2. АРТЕМЬЕВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ И МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЧЕРТОВО КОРЫТО (КЕВАКТИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ)	59
2.2.1. Региональная геолого-геофизическая обстановка	61
2.2.2. Аномальные геофизические зоны	63
2.2.3. Петрофизические парагенезисы и последовательность их образования.....	94
2.3. ПАРТИЗАНСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ УЗЕЛ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ).....	95
2.3.1. Региональная геофизическая зональность	99
2.3.2. Геофизические признаки локализации месторождений.....	107
2.4. МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЛАГОДАТНОЕ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ).....	112
ГЛАВА 3	120
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОФИЗИКА ПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН	120
3.1. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЧЕРТОВО КОРЫТО	120
3.1.1. Исходные метаосадочные породы: свойства, состав и условия образования.....	122
3.1.2. Минеральный и петрохимический состав метасоматитов с аномальными физическими свойствами	129
3.1.3. Распределение микроэлементов	134
3.1.4. Эволюция минералов редкоземельных и радиоактивных элементов.....	142
3.1.5. Сульфидные парагенезисы.....	154
3.1.6. Распределение золота	156
3.1.7. Физические свойства метасоматитов и проявление в геофизических полях.....	159
3.1.8. Сульфидная минерализация: распределение и магнитная анизотропия	166
3.2. МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЛАГОДАТНОЕ	180
3.2.1. Исходные метаосадочные породы.....	180
3.2.2. Динамометаморфические и метасоматические неоднородности: геохимия, изотопный возраст, условия образования	181

3.2.3. Структура, продуктивность и состав магнитных неоднородностей.....	187
3.2.4. Природа аномалий естественной электрохимической поляризации	191
Тип включений	192
3.2.5. Распределение радиоактивных элементов в исходных породах и метасоматитах.....	193
ГЛАВА 4.....	199
ГЕНЕТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ СИСТЕМ И ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ ...	199
4.1. УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ПОВЕДЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ: ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ	199
4.1.1. Региональный метаморфизм и локальный динамометаморфизм.....	200
4.1.2. Метасоматиты дорудного этапа.....	206
4.1.3. Метасоматиты рудного этапа.....	211
4.1.4. Сульфидная и золотая минерализация.....	214
4.2. Реконструкция петрофизической зональности золото-сульфидно-кварцевого оруденения на примере месторождения Благодатное	217
4.3. ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНЫХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН В ПАРТИЗАНСКОМ РУДНОМ УЗЛЕ.....	223
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (ВЫВОДЫ)	233
ЛИТЕРАТУРА.....	241
ПРИЛОЖЕНИЕ. АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ, ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ И ТОПОСНОВА ПАРТИЗАНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА	272

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Длительность развития золотоносных провинций с месторождениями золото-углеродной рудной формации в терригенных комплексах и наличие в составе месторождений полигенных и полихронных образований с аномальными физическими свойствами обуславливает частое включение индивидуальных особенностей в их петрофизические характеристики. Специфичность характеристик может быть настолько существенной, что проявления отдельных месторождений в геофизических полях становятся непохожими друг на друга. Неустойчивость геофизических признаков месторождений чрезвычайно затрудняет геологическую интерпретацию аномалий и прогнозирование перспективных участков. Месторождения с неустановленным характером проявления в геофизических полях вероятнее всего будут пропущены, потому что заведомо как таковые не ищутся. Уровень таких ошибок может быть значительно ниже, когда появляются неформальные представления о генетических закономерностях петрофизического развития золоторудных минералообразующих систем. В диссертации приоритет в исследовании получили породы с аномальными физическими свойствами, для их изучения использовался комплекс аналитических методов, позволяющий решение как можно более широкого спектра задач генетического содержания. Рассматривается эволюция петрофизических характеристик геологических блоков с золоторудными месторождениями на этапах седиментогенеза, регионального и дислокационного метаморфизма и полихронного метасоматизма. На этой основе формируются признаки рудных узлов, структур, вмещающих рудные поля и месторождения, непродуктивных и продуктивных блоков месторождений и рудных зон, а также возможные причины вариативности этих признаков, что будет способствовать повышению поисковой эффективности геофизических методов.

Степень разработанности темы. Золотометальная специализация и петрофизическая контрастность пород с углеродной минерализацией метасоматического и осадочного происхождения дали основание для оценки их гигантской ресурсной емкости, а также для широкого применения геофизических методов при их изучении. В проблеме металлоносных черных сланцев, рассматриваемых ранее исключительно как водно-осадочные образования [Юдович, Кетрис, 1988], получил развитие альтернативный аспект, обусловленный обнаружениями случаев углеродного метасоматизма по сланцевому и кристаллическому субстрату в зонах разрывных нарушений [Томсон и др., 1993, 2003; Галимов, 2000; Данилова, Данилов, 2001; Кузьмин и др., 2010; Ханчук и др. 2013]. Согласованное с углеродизацией концентрирование Au до многократного превышения их протолитных кларков [Сынгаевский,

Чиненов, 1998; Русинова и др., 1999] позволило сделать предположение о переносе металлов восстановленным флюидом [Иванкин и др., 1984; Тананаева, Генералов, 1993; Летников и др., 1996, Савельева и др., 1998]. Флюиды связывают с процессами дегазации жидкого ядра, формированием плюмов [Маракушев и др., 1997; Летников, 2001; Коробейников и др., 2012] и эволюцией газового потока с образованием в его составе воды, различных форм углеводородов и углекислоты [Зубков, 2001]. Аномальное продуцирование биомассы объясняют поступлением эндогенных углеводородов в бассейны осадконакопления в обстановках рифтогенеза [Сидоров, Томсон, 2000]. Важнейшим признаком рифтогенной деструкции континентальной литосферы считается формирование ассоциаций щелочных пород и карбонатитов [Зоненшайн, Кузьмин, 1983; Ярмолюк и др., 2000; Коваленко и др., 2001; Dobretsov, Vernikovskiy, 2001; Добрецов, 2003; Кузьмин и др., 2003], что распространяется и на консолидированные складчатые области [Врублевский, 2003]. Щелочной уклон в магматизме способствует растворимости в магмах CH_4 , CO_2 , AuHS^0 и $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, что приводит к образованию восстановительных и гидрокарбонатных флюидных систем, углеродных или карбонатных метасоматитов на уровне фундамента и накоплению углеродистого вещества на дне морских бассейнов, а также массовому приносу золота в верхнюю часть литосферы [Маракушев и др., 1997, 1998; Маракушев, Русинов, 2005]. В работе рассматриваются неопротерозойские месторождения, развитые в палео- (Тонодский район Патомского нагорья) и мезопротерозойских (Енисейский кряж) терригенных комплексах.

Геологическая интерпретация физических полей всегда предполагала наличие априорных знаний о петрофизической неоднородности прогнозируемых объектов. Геофизические и петрофизические характеристики золоторудных месторождений вызывают постоянный интерес многих геологов и геофизиков. На примере разномасштабных металлогенических объектов России [Номоконова, 1972, 1999; Мозголин, 1983; Коробейников и др., 1987, 1986, 2013, 2015; Ерофеев, 1989; Безер, 1993; Лебедь и др., 2006; Пустозёров, 2008; Шарафутдинов и др., 2008; Сердюк и др., 2010; Сердюк, Кириленко, 2013; Номоконова, Колмаков А.Ю., 2013; Татьков, 2015; Портнов, 2020], США, Новой Зеландии, Соломоновых островов [Irvine, Smith, 1990], Австралии [Hill, 1994; Fallon, 1994; Sexton, 1994; Coggon, Rutherford, 1994; Vella, 1994; Dureen et al., 2008], Швеции [Sandrin A., Elming Sten-Ake, 2006], Египта [El-Sadek, 2009] рассматривались закономерности распределения золотой минерализации в породах с аномальными физическими свойствами. Традиционно изучение петрофизических неоднородностей осуществлялось способом модельного представления целой группы однотипных месторождений. Для месторождений с сильно отличающимся проявлением в физических полях строилась своя модель. Так как этот процесс бесконечен, неизбежно столкновение с необходимостью прогнозного заключения по участку с незнакомой аномальной обстановкой.

Цель и задачи исследований. Концептуальные геолого-петрофизические характеристики золоторудных месторождений в древних метаосадочных толщах Патомского нагорья и Енисейского кряжа с системным анализом структурно-вещественных комплексов, формирующихся на подготовительных и ключевых рубежах рудогенеза, для прогноза перспективных участков по аэрогеофизическим данным. Для достижения цели требуется решение следующих задач.

1. Изучение структуры разномасштабных геофизических аномалий рудных узлов, полей, месторождений и отдельных золоторудных зон и тел.
2. Определение петрофизических параметров вмещающих пород, околорудных метасоматитов и руд и их неоднородностей, создающих аномалии, на основе результатов диагностики рудоконтролирующих и рудовмещающих структур и вещественного состава пород и руд.
3. Обоснование изменений петрофизических характеристик пород, метасоматитов и руд, преобладавших в различные тектономагматические и металлогенические этапы развития рассматриваемых золотоносных провинций.
4. Неформальное геолого-генетическое исследование эволюции петрофизических характеристик золотого оруденения с целью создания основы прогнозного анализа аэрогеофизических материалов.
5. Апробация геолого-петрофизических характеристик на аэрогеофизических материалах Партизанского рудного узла для прогноза участков, перспективных на золотое оруденение.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертации легли результаты исследований геофизических полей, физических свойств и вещественного состава пород на природных объектах двух золотоносных провинций – Енисейского кряжа и Патомского нагорья. Базовыми объектами послужили месторождения Благодатное (Енисейский кряж, Верхне-Енашиминский рудный узел) и Чертово Корыто (Патомское нагорье, Кевактинский рудный узел). Также привлекались наземные и аэрогеофизические материалы по Партизанскому рудному узлу и, входящим в его состав, Герфед-Николаевскому и Урало-Васильевскому рудным полям и месторождениям Герфед, Архангельское, Васильевское (Енисейский кряж) и по Кевактинскому рудному узлу и Артемьевскому рудному полю в его составе (Патомское нагорье). Поскольку для решения задач диссертации применялся обширный комплекс методов, многие исследования проводились вместе с разными специалистами. Геолого-структурное картирование месторождений с привлечением геофизических данных – с А.М. Сазоновым, И.В. Кучеренко, И.Ф. Гертнером, П.А. Тишиным, Р.Ю. Гавриловым. Изучение их петрофизической неоднородности методами каппаметрии (29870 измерений), гидростатического взвешивания (256 измерений), электродных потенциалов (180 измерений) – с Потехиной Е.В., Губиным И.А., Соколовым С.В., В.В. Серовым.

Минералогический анализ петрофизических неоднородностей по шлифам (31 шл.) и аншлифам (12 аншл.) – с А.М. Сазоновым, И.В. Кучеренко, Л.А. Краснощековой, Т.Е. Мартыновой, химический состав – методами РФА (79 анализов), НАА (300 анализов), ICP-MS (30 анализов). Микронзондовый анализ и сканирующая электронная микроскопия с применением рентгеновской спектрометрии минеральных фаз рудных элементов (55 анализов), REE и РАЭ (62 анализа) – с А.М. Сазоновым, А.П. Зайченко, С.С. Ильенком. Оценка золотоносности (пробирный анализ: 4300 определений – данные ЗАО «ЗК Полюс») и магнитной восприимчивости сульфидных парагенезисов – с А.М. Сазоновым, С.И. Леонтьевым, В.В. Врублевским. Влияние структуры сульфидных агрегатов и ориентировки зерен пирротина (электронная микроскопия) на магнитную анизотропию пород – с С.В. Соколовым, Т.Е. Мартыновой, В.П. Меркуловым. Математическое моделирование магнитного поля от магнитоанізотропной среды – с Е.В. Гусевым, С.В. Соколовым. В диссертации использовались опубликованные данные по составу флюидных газовой-жидких включений в кварце, термобарометрии минералов и геохронологии месторождения Благодатного (А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер, А.М. Сазонов, И.Ф. Гертнер, Е.А. Звягина, Т.В. Полева). Фактический материал получен автором при проведении работ в рамках договорного сотрудничества с ЗАО «ЗК Полюс» (2002-2003 г.), ЗАО «Тонода» (2006-2007 г.), ЗАО «Васильевский рудник» (2015 г.) и госконтракта ГК 2.435С.2009 с Федеральным агентством по образованию (2009-2010 г.).

Личный вклад автора. Автором формулировалась цель и задачи диссертационной работы. Определялся комплекс методов и выполнялись полевые геофизические и петрофизических исследования месторождений Благодатное и Чертово Корыто. Принималось участие в геофизических исследованиях участка Коноваловского (Енисейский кряж). Составлялась петрофизическая коллекция и осуществлялось лабораторное изучение физических свойств пород и руд месторождений: магнитных (скалярных и векторных); плотностных; электрических (электродные потенциалы). Исследовалась магнитная восприимчивость сульфидных парагенезисов в связи со стехиометрическим составом ассоциирующих пиритов, магнитная анизотропия пород в связи с ориентировкой сульфидных агрегатов и зерен пирротина, составлялись петромагнитные разрезы месторождений. Выбирался комплекс аналитических методов и проводилось изучение вещественного состава пород с аномальными физическими свойствами методами РФА, НАА, ICP-MS и минеральных фаз редкоземельных и радиоактивных элементов методом сканирующей электронной микроскопии и рентгеновской спектрометрии. Анализировались описания шлифов. Давалась трактовка всех полученных результатов. В работе приводится авторская геологическая интерпретация 25 разномасштабных геофизических полей наземных и аэрогеофизических, генетическая реконструкция эволюции

петрофизических характеристик золотого оруденения и прогноз перспективного участка Подголечного в Партизанском золоторудном узле.

Обоснованность и достоверность. Природа аномалий и вещественная неоднородность продуктивных минерализованных зон изучались путем детальных геолого-петрофизических и геохимических исследований на керне 61 разведочных скважин общей протяженностью 11875 м. Построение физических полей и различных графических изображений осуществлялось с применением программы Surfer и CorelDRW. Особенности морфологии магнитных аномалий от пологозалегающих структур моделировались математически с использованием наблюдаемых параметров естественной остаточной намагниченности и программы Excel. Генетическая реконструкция петрофизической зональности базировалась на результатах анализа вещественного состава пород с аномальными физическими свойствами, полученных в аттестованных аналитических центрах ИГМ СО РАН (РОСС RU. 0001.510590), количественного химического анализа ядерно-физическими методами НИ ТПУ (РОСС RU. 0001.516338) и НИ ТГУ.

Научная новизна. Впервые на основании системного изучения пород с аномальными физическими свойствами обоснованы петрофизические характеристики геологических блоков с золоторудными месторождениями в протерозойских метаосадочных толщах Патомского нагорья и Енисейского кряжа, отражающие условия их формирования. 1. Изучены петрофизические характеристики месторождений Чертово Корыто и Благодатного (соответственно Патомское нагорье и Енисейский кряж). 2. Осуществлена типизация пород с аномальными физическими свойствами, соотнесены их возрасты с основными рубежами развития месторождений и известными датировками продуктов тектономагматических процессов – индикаторов геодинамических режимов развития металлогенических провинций. 3. Дана детальная петрофизическая характеристика структурно-вещественных комплексов, проявленных на ключевых этапах становления месторождений. 4. Выявлены условия образования пород с аномальными физическими свойствами и факторы, определяющие петрофизическую вариативность минералообразующих систем на отдельных этапах их развития. 5. Выполнена реконструкция петрофизической эволюции продуктивных минералообразующих систем от седиментогенеза и полиметаморфической дифференциации вмещающих пород до полихронного метасоматизма рудоносных зон и концентрирования золота в рудных телах.

Теоретическая и практическая значимость исследований. По результатам исследований установлены причины появления аномальных свойств в породах полиметаморфических и гидротермально-метасоматических комплексов. Преобразования регионального метаморфизма привели к перераспределению РАЭ, развитию по аутигенным пириту и углеродистому

веществу магнитного пирротина и электропроводящего графита, связыванию избыточной серы в новообразованном пирите. Локальный дислокационный метаморфизм в синколизонных структурах обусловил появление линейных зон высокоомных окварцованных пород, а также магнитных (пирротинизированных) и низкоомных (графитизированных) образований в отложениях с синосадочными пиритом и углеродистым веществом. Умеренно кислый высоко восстановленный раствор способствовал кислотному выщелачиванию и перераспределению оснований и петроплотностной дифференциации метасоматитов, реакции диспропорционирования с участием углеродных компонентов – к образованию графита и высокой поляризуемости метасоматитов. Гидро-карбонно-сульфидный состав и широкий диапазон температур раствора рудного этапа определил появление пород с чрезвычайно контрастными физическими свойствами. В условиях наиболее высоких температур подавлялись реакции образования карбонатов, породы с графитом сохраняли электродные потенциалы. При этом активно выносились РАЭ, особенно U. Снижение температуры приводило к связыванию углекислоты в карбонатах, утрачиванию породами электродных потенциалов и зональному распределению РАЭ. Магнитная восприимчивость сульфидных руд зависит от соотношения пирита и пирротина в их составе. Максимальная доля пирротина в рудном парагенезисе и его магнитная восприимчивость достигается в условиях повышенных температур.

На материалах Партизанского рудного узла показано практическое применение установленных петрофизических характеристик золотого оруденения для прогнозной интерпретации аэрогеофизических полей, выявлен новый перспективный участок Подголечный. Методические приемы, применяемые в диссертации, эффективно использованы для картирования щелочно-ультраосновных и -основных плутонов Маймеча-Котуйской провинции [Gertner et al., 2012] и Кузнецкого Алатау [Mustafaev et al., 2020] при поисках золото-платиноидных и нефелиновых руд.

Основные защищаемые положения

1. В Енисейском кряже и Патомском нагорье вдоль систем рифтогенных разломов в границах рудных узлов развиты радиогеохимические ореолы с двукратным и более превышением фоновых концентраций. Часто в связи с такими ореолами отмечаются вытянутые гравитационные (до + 4 мГл) и магнитные (от -200 до + 700 нТл) аномалии от фрагментов поясов даек основного состава. В случаях полифациального регионального метаморфизма пород развивались узловые петрофизические зоны: выноса и накопления радиоактивных элементов; магнитных пород с пирротином и немагнитных – с пиритом; электрохимически активных пород низкого сопротивления с графитом и пород высокого сопротивления с неполяризующимся углеродистым веществом.

2. Геофизические аномалии от структур, вмещающих золоторудные поля и месторождения, имеют линейную форму. В Тонодском районе Патомского нагорья – естественные электрические аномалии (до -800 мВ) от зон рассланцевания и дробления палеопротерозойского заложения с графитовой минерализацией. В Енисейском кряже – аномалии сопротивлений (до 15000 Ом), магнитные (до 650 нТл) и естественные электрические (до -250 мВ) от зон локального динамометаморфизма коллизионных надвигов неопротерозоя; аномалии обусловлены метаморфогенным окварцеванием пород и образованием пирротина и графита по аутигенному пириту и углеродистому веществу.

3. Петрофизические характеристики коренных месторождений золота и их аномальные проявления зависят от их локального распределения. Признаки месторождений в узловых зонах с пирротиновой и графитовой минерализацией включают магнитные (до 400 нТл) и естественные электрические аномалии (до -700 мВ). В зонах с пиритовой минерализацией нет магнитных аномалий, в зонах с неполяризуемым углеродистым веществом отсутствуют естественные электрические аномалии.

4. В непродуктивных блоках минерализованных зон всех изученных месторождений выявлены радиогеохимические аномалии, входящие в структуру узловых ореолов. Они создаются дорудными углеродными низкотемпературными метасоматитами регионально-метасоматического класса: кислотными глиноземистыми кварц-мусковитовыми и сопряженными с ними основными магнезиально-железистыми мусковит-хлоритовыми. Их петрофизические характеристики включают высокие электродные потенциалы на графите 344 мВ и концентрации радиоактивных элементов: U – 11,5 г/т, Th – 31,1 г/т, K – 4,5 %, Th/U – 2,7; низкие магнитные восприимчивости $15 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и удельные электрические сопротивления 100 Ом; пониженные плотности кварц-мусковитовых $2,56 \text{ г/см}^3$ и повышенные – мусковит-хлоритовых $2,78 \text{ г/см}^3$ разновидностей.

5. В продуктивных блоках минерализованных зон рудного этапа имеются образования с контрастными петрофизическими характеристиками. Среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков выражены высокими электродными потенциалами, связанными с графитом (до 312 мВ), и обеднением радиоактивными элементами, особенно ураном (U – 3,3 г/т Th – 24,1 г/т, K – 2,5 %, Th/U – 6,4). Слабоизмененные породы с рассеянной карбонатной минерализацией, вмещающие околорудные березиты и рудные тела, отражаются отсутствием электродных потенциалов, зональным распределением Th и U относительно рудных тел (Th/U от 20,6 до 0,9). Рудам свойственна аномальная магнитная восприимчивость, меняющаяся от $1500 \cdot 10^{-5}$ в корневых участках рудных тел до $70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ на их верхних уровнях в зависимости от соотношения пирротина и пирита в рудном парагенезисе.

Апробация результатов исследования. Исходные данные и основные положения были представлены на международных и всероссийских конференциях: «Геология и полезные ископаемые Красноярского края, Прибайкалья и Забайкалья, современные методы поисков и разведки» (Красноярск, 1990, 1999, 2001, 2016; Улан-Удэ, 2010; Иркутск, 2016); «Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях»; «Горно-геологическое образование в Сибири»; «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 1996, 2001, 2003, 2004, 2007, 2011, 2016, 2018); «Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология» (Санкт-Петербург, 2002); «Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых», «Geochemistry of alkaline rocks» (Москва, 2005, 2010); «Международная конференция геофизиков и геологов» (Тюмень, 2007); «Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» (Екатеринбург, 2009, 2011); конференция имени В.М. Гольдшмидта (Прага, 2011); «Теория и практика разведочной и промысловой геофизики» (Пермь, 2016).

Благодарности. Моим первым наставником по петрофизике золоторудных месторождений была Номоконова Г.Г. Автор чтит светлую память своего первого научного руководителя и консультанта Ерофеева Л.Я. Организации научных исследований во многом способствовала помощь А.К. Мазурова. Особую благодарность хочется выразить А.М. Сазонову за многолетнее сотрудничество, всестороннюю поддержку, полезные консультации и постоянное внимание.

Длительное время автор занимался научной работой совместно с С.И. Леонтьевым, Т.В. Полевой (СФУ), И.Ф. Гертнером, П.А. Тишиным, В.В. Врублевским, Красновой Т.С. (ТГУ) и считает приятным долгом выразить им искреннюю признательность. Автор благодарен А.С. Борисенко (ИГМ СО РАН) за рекомендацию к публикации основных материалов и выводов диссертации. Плодотворными были консультации и обсуждения проблемных вопросов с Ю.Г. Сафоновым, М.А. Юдовской (ИГЕМ РАН), Л.В. Ли, Э.Н. Линдом, Ф.Б. Бакштом, С.В. Кропотовым (КНИИГГиМС), В.П. Парначевым (ТГУ), А.Ю. Давыденко (ИГУ), Л.П. Рихвановым, С.И. Арбузовым (ТПУ), Ф.Д. Лазаревым (НФ ВСЕГЕИ), В.Г. Мартыненко, А.В. Верхозиным (Ленская золоторудная компания), Н.Ф. Васильевым (Красноярскгеолсъёмка). Отдельные этапы исследований проводились с И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гавриловым, С.В. Соколовым, Е.В. Гусевым, В.П. Меркуловым (ТПУ), С.М. Макеевым (СФУ). Помощь в пробоподготовке, обработке материалов и оформлении работы оказали Ю.Е. Зыков, А.Ю. Пинсон, З.Н. Петрова, С.В. Бикова, И.Б. Коровина и мои дети – Света, Антон, Сергей и Вика. Им и всем, кто способствовал выполнению работы, автор искренне признателен.

Автор благодарен своей жене, ныне покойной, – Елене Владимировне Потехиной – за постоянную поддержку и помощь при подготовке диссертации и посвящает ей эту работу.

ГЛАВА 1

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Систематизация опубликованных сведений по геодинамическим обстановкам золотого оруденения Патомского нагорья и Енисейского кряжа проводилась для поиска ответов на ряд вопросов, способствующих истолкованию результатов других исследований, в частности объяснению причин и последовательности появления геофизических аномалий. Опираясь на данные относительной и абсолютной геохронологии, рассмотрена история геологических образований – индикаторов тектонических и магматических процессов развития континентальной коры складчатых областей. Показана возрастная корреляция золоторудных рубежей с отдельными тектономагматическими событиями. Приведены наиболее распространенные геодинамические интерпретации отдельных событий и реконструкции геодинамических режимов зарождения и эволюции металлогенических провинций.

1.1. ТОНОДСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН (Патомское нагорье)

Условия образования Тоновского выступа раннедокембрийского фундамента и его золотого оруденения характеризуются в свете геодинамического развития всей Байкальской складчатой области. При этом особое внимание уделяется Бодайбинскому золоторудному району с его уникальным месторождением Сухой Лог.

Сопоставление этих двух районов приводится по ряду причин. Их непосредственное соседство дает основание предполагать участие одних и тех же геодинамических событий, или некоторых из них, в истории развития обоих районов. Кроме того, Бодайбинский район, благодаря входящему в его состав гигантскому месторождению Сухой Лог, значительно лучше изучен. Множество разноплановых исследований этого района – геологических, геофизических и геохимических – проводилось для решения ключевых проблем, касающихся зарождения и эволюции этой металлогенической структуры: источников благородных металлов; процессов их мобилизации и транспортировки; возрастных рубежей золотого оруденения; критериев локального концентрирования в виде месторождений. Поэтому подробное рассмотрение процессов оруденения Бодайбинского района на различных этапах его геодинамического развития позволит глубже понять условия рудогенеза в Тоновском районе.

1.1.1. Тектономагматические этапы развития земной коры Патомского нагорья и возрастные рубежи золотого оруденения

В Байкало-Патомской складчатой области четыре краевых выступа раннедокембрийского фундамента платформы объединяют в Чуйско-Нечерский антиклинорий. Тонодский – занимает центральное положение среди этих выступов. Разделяемые выступами фундамента Байкало-Патомский и Мамско-Бодайбинский блоки, в современной структуре региона представляют фрагменты внешней части складчатой области, образованной в условиях пассивной континентальной окраины с последовательной сменой фаций от обстановки шельфа в Байкало-Патомском блоке до обстановки континентального склона в пределах Мамско-Бодайбинского блока (рис. 1). Внутренняя часть области включает Байкало-Муйскую мегазону и докембрийский Баргузинский террейн.

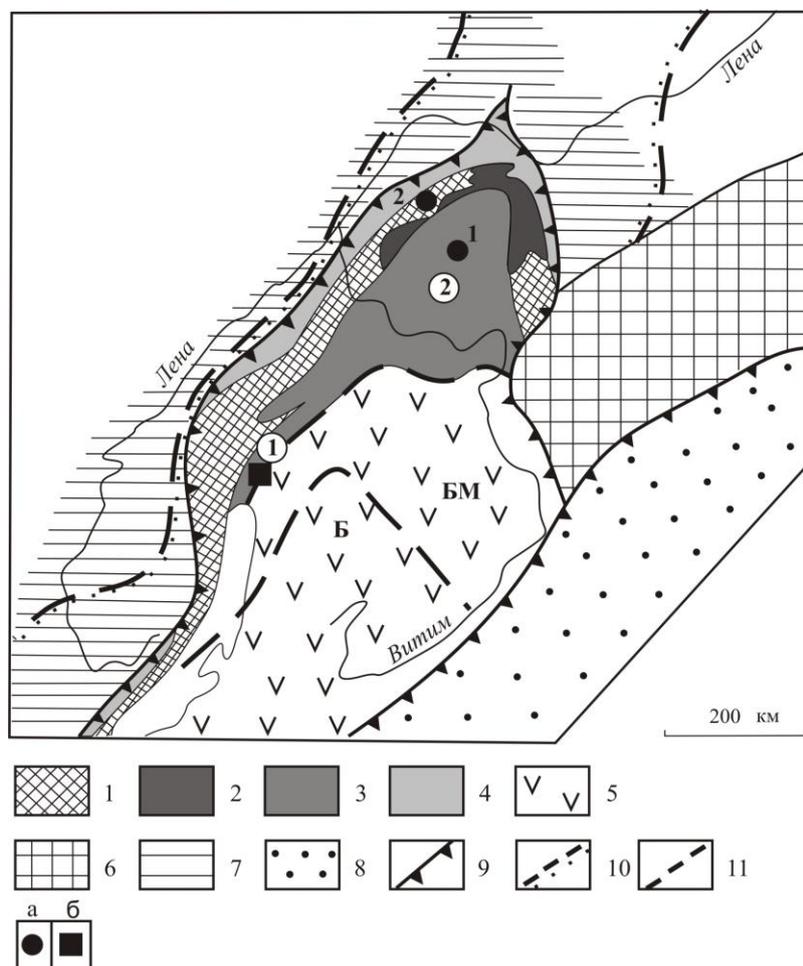


Рис. 1. Тектоническая схема Байкало-Патомской складчатой области (по Митрофанову, 2006; Иванову, 2009 с изменениями).

1–4 – структуры окраинно-континентальной мегазоны: выступы раннедокембрийского фундамента (1) и зоны перекрытия фундамента отложениями рифея (2) в Чуйско-Нечерском антиклинории; Мамско-Бодайбинский блок (3); Байкало-Патомский блок (4); 5 – Байкало-Муйская мегазона (БМ) и Баргузинский докембрийский террейн (Б); 6 – раннедокембрийские образования Алданского щита; 7 – чехол Сибирской платформы; 8 – Становая складчатая область; 9–11 – границы: складчатых областей (9), рифейской трансгрессии (10), мегазон (11); 12 – месторождения: золоторудные (а) – Сухой Лог (1) и Чертово Корыто (2); Холоднинское свинцово-цинковое (б). Цифры в кружках: 1 – Олоkitская и 2 – Мамско-Бодайбинская структурно-фациальные зоны Мамско-Бодайбинского блока.

Мамско-Бодайбинская структурно-фациальные зоны Мамско-Бодайбинского блока.

Палеопротерозой

В составе Тонодского выступа древние структурно-вещественные комплексы являются производными карельского тектономагматического цикла. Терригенно-осадочный комплекс

включает флишеидные отложения албазинской и михайловской свит, их накопление осуществлялось в условиях континентального склона. На этапе раннепротерозойской складчатости происходило заложение высокопроницаемых складчато-разломных зон интенсивного дробления и внутри- и межслоевого рассланцевания [Баженов, 1981 ф]. Протоорогенные образования представлены кевактинским гранитоидным массивом чуйско-кодарского комплекса с возрастом 1900 ± 50 млн лет [Макарьев, и др., 1992] и торий-редкоземельно-редкометальной геохимической специализацией. На рубеже 1750–1650 млн лет раннепротерозойский цикл завершился тектоно-магматической активизацией с формированием многочисленных даек диабазов туюканского комплекса [Докембрий..., 1995] и гранитоидов амандракского комплекса [Макарьев, и др., 1992]. Дайки диабазов группируются в отчетливые пояса и фиксируют раннепротерозойские корово-мантийные глубинные разломы. В юго-западной части Тонодского поднятия эти пояса имеют северо-восточную ориентировку, а в его центральной части – субширотную и субмеридиональную. Активизационные граниты амандракского комплекса отличаются от чуйско-кодарских большей лейкократовостью и уран-редкометальной геохимической специализацией [Макарьев, и др., 1992]. После раннепротерозойского орогенеза и активизации наступила стабилизация тектонического режима, сопровождавшаяся корообразованием.

Мезопротерозой

В *раннем рифее* в перикратонной области началось формирование прогибов, которые наполнялись осадками тепторгинской серии, разделяемой на пурпольскую и медвежевскую свиты. Залегающая в основании серии пурпольская свита состоит из переотложенных продуктов кор выветривания. Для нее характерен линзующийся тип слоев кварцевых гравелитов и конгломератов, углеродистых и железистых высокоглиноземистых сланцев. С пурпольским временем связывают начало заложения шельфового морского бассейна [Докембрий..., 1995].

Последующее развитие континентальной окраины происходит под влиянием становления и функционирования Олокит-Бодайбинского палеорифта [Рундквист И. К., 1990, 1992], в котором Бодайбинский сегмент образует систему радиально расходящихся рифтингов (рис. 2).

Начало рифтогенного этапа выражается в деструкции эпикарельского фундамента, образовании систем грабенов и накоплении в них осадков медвежевской свиты. Состав свиты преимущественно конгломератовый с участием вулканогенных образований. Типоморфная особенность свиты выражается повышенной сингенетичной железистостью отложений. Железо связано в различных формах в зависимости от физико-химических условий накопления осадков

и эпигенетических преобразований пород свиты. Наиболее распространенными являются гематит и магнетит вплоть до образования железистых руд – железистых кварцитов и конгломератов со средним содержанием общего железа более 25% (до 45%) [Докембрий..., 1995].

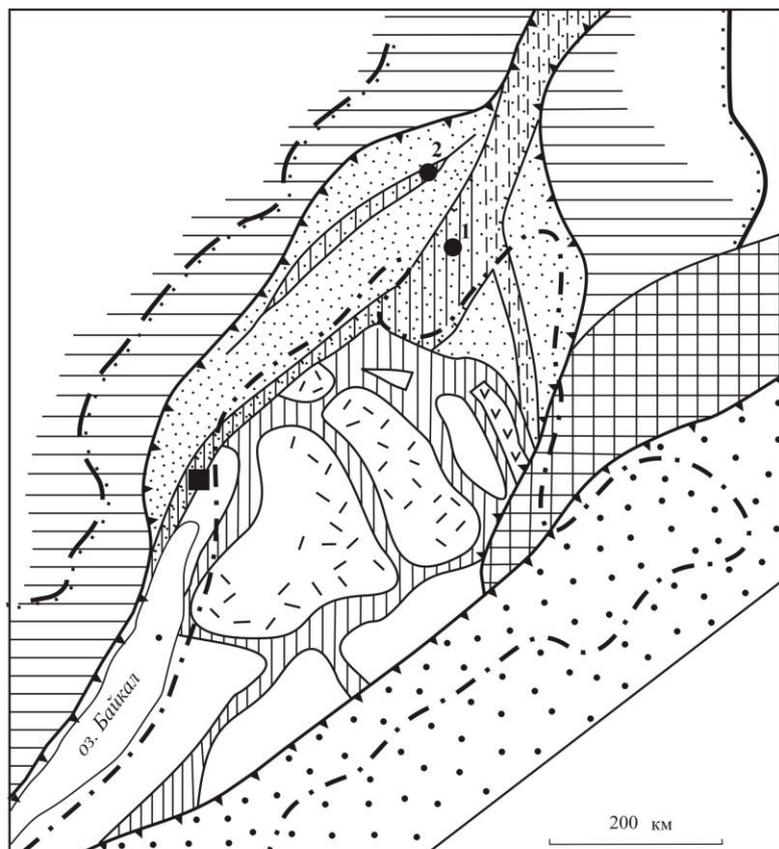


Рис. 2. Схема расположения палеорифтов в структуре Байкало-Патомской складчатой области (по Митрофанову, 2006 с изменениями)

1 – рифейский эпикратонный прогиб; 2 – Олокит-Бодайбино-Вилуйский палеорифт; 3 – палеорифты с андезито-базальтовым вулканизмом (а) и базит-ультрабазитовым магматизмом (б); 4 – реликтовые блоки фундаментов микроконтинентов с вулканитами андезит-дацит-плагиориолитового (а) и основного (б) состава; 5 – граница Ангаро-Витимского ареал-плутона. Остальные обозначения на рис. 1.



Относительный возраст тепторгинской серии оценивается нижним рифеем. Его нижняя граница обосновывается несогласным залеганием пурпольской свиты на образованиях фундамента [Салоп, 1964; Казакевич и др., 1971; Докембрий..., 1995] с радиологически охарактеризованным возрастом гранитообразования 1900–700 млн лет (чуйско-кодарский и амандракский комплексы). Верхнее ограничение делается по Rb-Sr возрасту (1300–1318 млн лет) гидротермально-метасоматической минерализации в породах медвежьей свиты (ссылка в [Докембрий..., 1995] на В.С. Лапина, С.К. Губанова и др.), а также по возрасту сингенетичного глауконита (1350 млн лет) в отложениях окуньской свиты [Геохронология..., 1968], рассматриваемой В.Д. Мацем и В.К. Головенком в качестве стратиграфического аналога пурпольской свиты. При этом существует мнение о более древнем возрасте пурпольской свиты – 1896 ± 49 млн лет [Шаров и др., 1996].

На завершающей стадии рифтогенного этапа активизировалась магматическая деятельность. Индикаторами этого события являются метабазиты чайского комплекса, слагающие малые интрузии в боковых ветвях Бодайбинской системы рифтингов в составе краевых выступов фундамента. Проявлены интрузии в зонах глубинных разломов рифейского возраста, где образуют отдельные дайки или дайковые пояса в нижнепротерозойском фундаменте и отложениях пурпольской и медвежьей свит [Докембрий..., 1995]. Центральная ветвь погребена под осадочным комплексом Бодайбинского прогиба. В работе [Булгатов, Гордиенко, 1999] повышенную плотность нижней коры под Бодайбинским прогибом объясняют вхождением в её состав фрагментов офиолитовых комплексов ранне-среднерифейского возраста, рассматривая их в качестве главных поставщиков золота и ЭПГ.

В среднем рифее осадконакопление во внешней зоне происходило в условиях пассивной окраины Сибирского континента.

Неопротерозой

В конце среднего рифея в соседней Байкало-Муйской мегазоне произошло заложение рифтингов, и настал этап активного развития магматизма. На протяжении *верхнего рифея и начала венда* здесь проявилась серия комплексов базит-ультрабазитового состава, каждый из которых, по мнению Г.Л. Митрофанова, инициировал коровый вулканизм с чертами «...островодужного в рифтингах или «окраинно-континентального (андийского)» типа в сиалических блоках» [Митрофанов, 2006].

Интенсификация рифтингового магматизма в Байкало-Муйской мегазоне, вероятно, привела к подновлению разновозрастных систем нарушений в смежной окраинно-континентальной мегазоне (рис. 3) и общей активизации Олокит-Бодайбинского палеорифта. Магматическими индикаторами активизации являются лерцолиты доросского комплекса с возрастом 1055 ± 69 млн лет, плагиограниты язовского комплекса – 730 ± 97 млн лет (их возраст приводится в работе [Докембрий..., 1995] со ссылкой на геохронологические исследования А.Л. Неймарка и А.М. Ларина), а также габброиды и гипербазиты довыренского комплекса – 700 ± 20 млн лет [Neymark et al., 1991]. Лерцолиты проявлены в Нечерском выступе дорифейского фундамента, плагиограниты – в форме даек и небольших штоков в пределах всего Чуйско-Нечерского антиклинория, образования довыренского комплекса развиты в Олокитской зоне, осадочные серии которой по условиям и времени накопления отождествляются с золотосодержащими сериями Бодайбинского прогиба. Породы доросского и довыренского комплексов характеризуются повышенными содержаниями золота и ЭПГ [Дистлер, Степин, 1993].

Формирование гранитов язовского комплекса происходило, предположительно, в условиях кратковременной смены тектонического режима. В пределах длительного среднерифейско-вендского этапа растяжения в верхнем рифее на короткое время устанавливается режим сжатия, диагностируемый по широкому проявлению в это время взбросовых и взбросо-сдвиговых структур на уровне фундамента. Их принадлежность к этому времени устанавливается по приуроченности к ним интрузий гранитов язовского комплекса [Докембрий..., 1995].

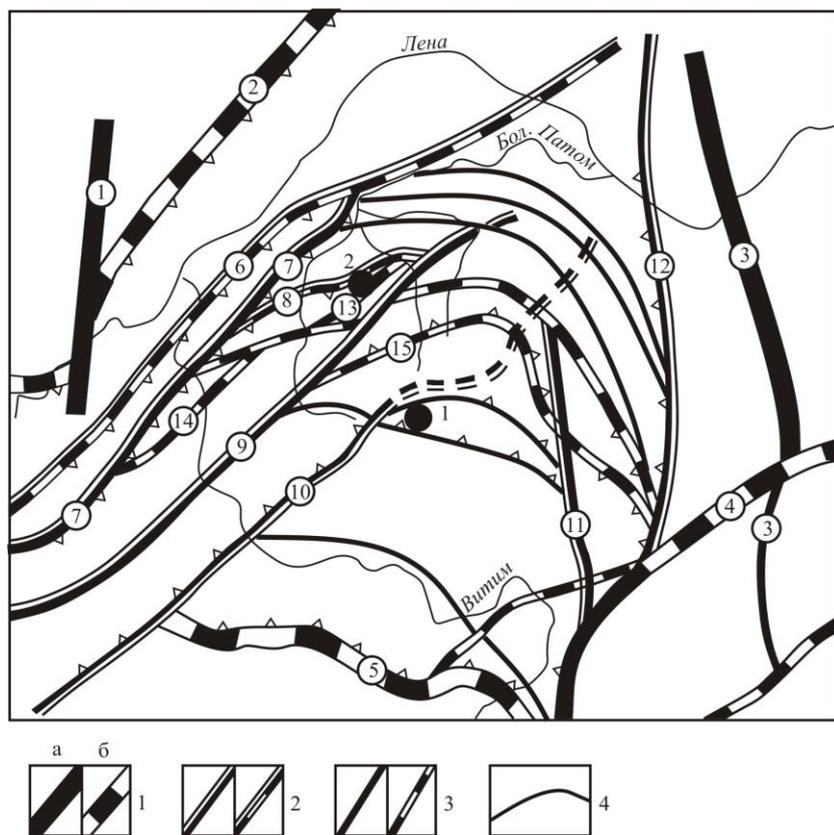


Рис. 3. Схема главных разломов фундамента окраинно-континентальной мегазоны (по Докембрий..., 1995, Иванову, 2009 с изменениями)

1–3 – разломы палео- (а) и мезопротерозойского (б) заложения с активизацией во все последующие тектономагматические этапы: между крупными литосферными блоками (1); внутриблоковые конседиментационные (2) и прочие (3); 4 – разломы эпохи линейного складкообразования раннего – среднего палеозоя. Номера разломов: 1 – Восточно-Ньюйский; 2 – Ленско-Ньюйский; 3 – Чарский; 4 – Ничатский; 5 – Правомамаканский; 6 – Ачиткано-Джербинский; 7 – Алекано-Малотуюканский; 8 –

Тонодский; 9 – Чуйский; 10 – Абчадский; 11 – Нечерский; 12 – Жуинский; 13 – Хайвергино-Кевактинский; 14 – Язовский; 15 – Чуйско-Нечерский. Другие обозначения на рис. 1.

Эндогенная активизация окраинно-континентальной мегазоны в верхнем рифее – нижнем венде выразилась также в металлогенической специализации осадков, накапливающихся в условиях рассеянного спрединга дна седиментационного бассейна и циркуляции морских вод по конседиментационным глубинным разломам [Буряк, 1987; Рундквист И.К. и др, 1992; Немеров, и др., 2005; Митрофанов, 2006; Вуд, Попов, 2006; Иванов, 2009; и др.]. В настоящее время нашла широкое признание гипотеза существования глубинных циркуляционных гидротермальных систем в спрединговых зонах, функционирующих по следующей схеме: морские воды по разломам проникают в нижние горизонты земной коры → нагреваются до близкритических условий → вступают в реакцию с породами нижней коры и

верхней мантии → трансформируются в высокотемпературный гидротермальный раствор → образованный раствор из реакционной зоны поднимается к поверхности дна, транспортируя рудные и летучие компоненты [Гидротермальный..., 2006; Парначёв, 2011, и др.].

В Олоkitской зоне широко проявлена свинцово-цинковая первично-осадочная минерализация с изотопным возрастом 740–760 млн лет [Неймарк и др., 1991]. В Бодайбинском прогибе толщи рассматриваемого временного интервала осадконакопления включают большое количество углеродистых пород, отличающихся повышенным содержанием золота и ЭПГ [Развозжаева и др., 1997, 2002], и вмещают большинство известных здесь благороднометалльных месторождений, в том числе и уникальное – Сухой Лог (рис. 4).

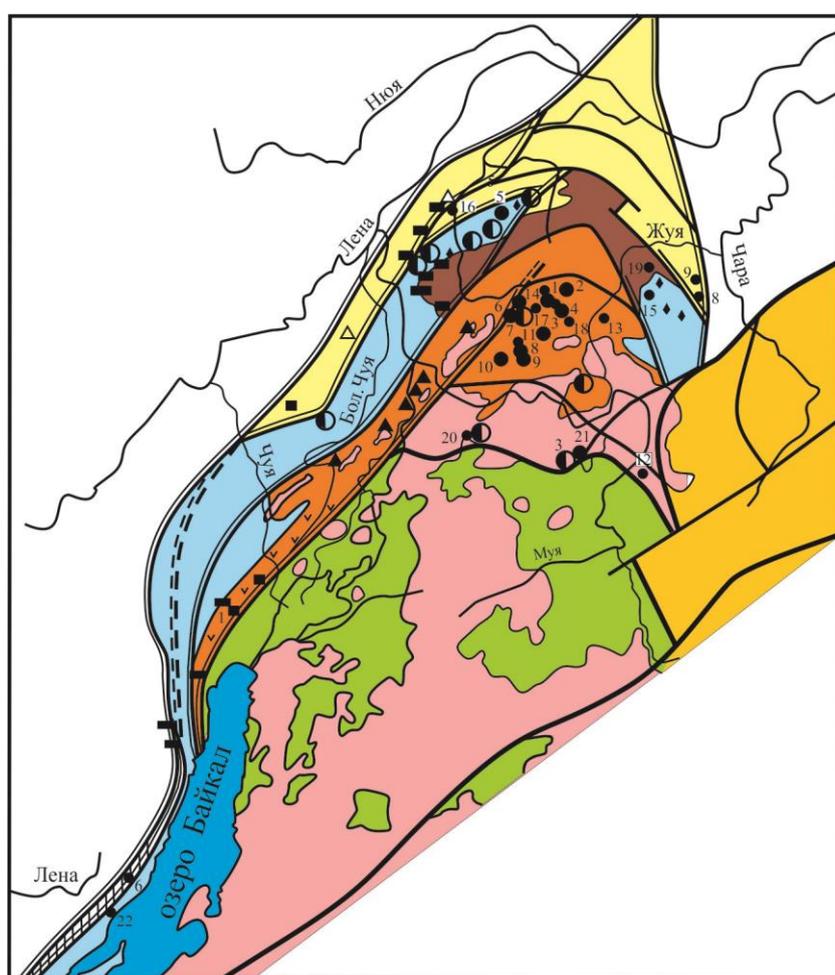
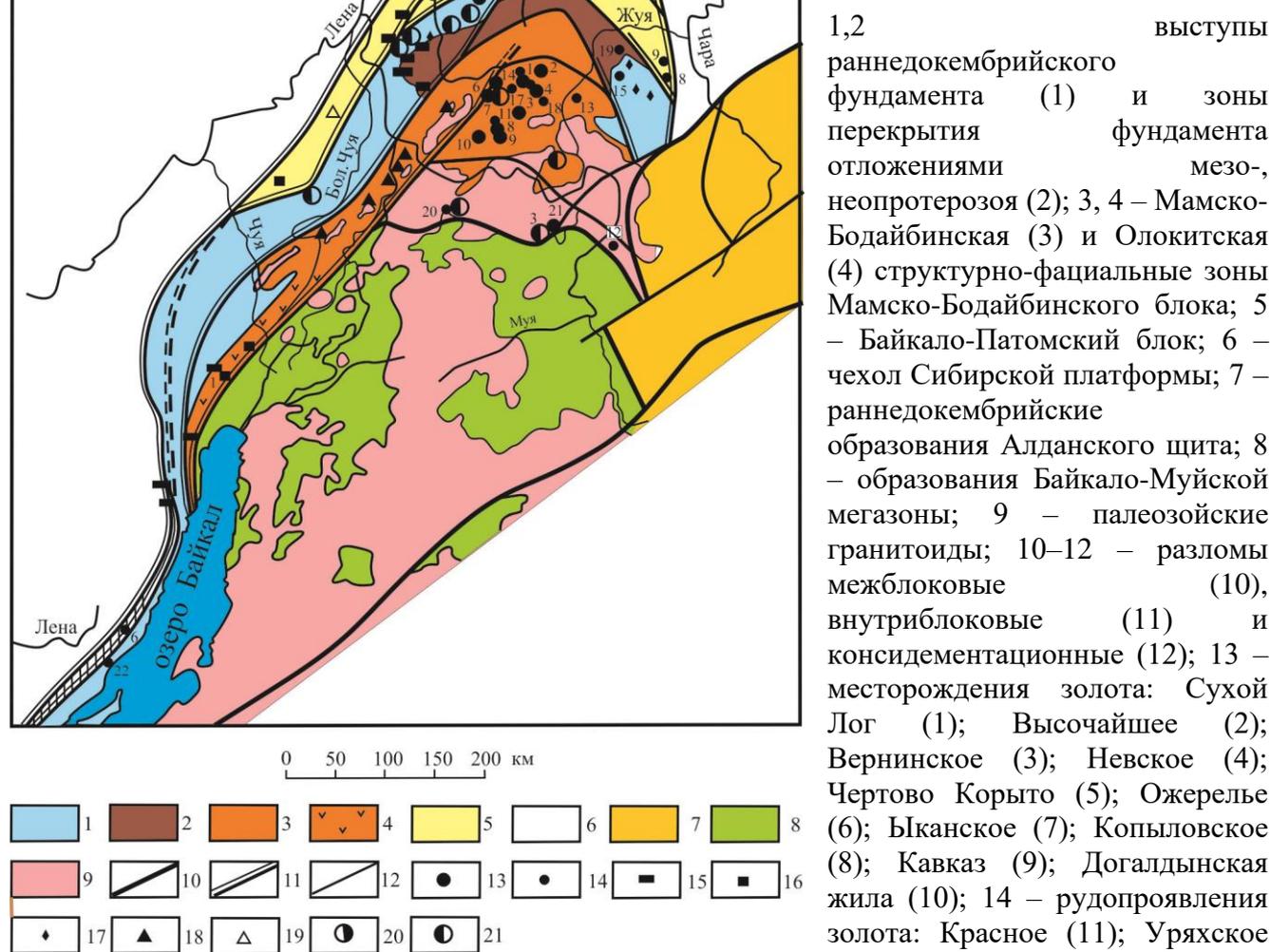


Рис. 4. Схема расположения рудных месторождений в окраинно-континентальной мегазоне (по Иванову, 2009 с изменениями)



Угоханское (14); Ходоканское (15); Гольцовое (16); Ровнинское (17); Атырканское (18); Балаганахское (19); Додыхтинский (20); Чаяндринский (21); 15–21 – месторождения и

рудопроявления: железистых кварцитов (15); свинцово-цинковые (16); урана (17); мусковита (18); магнетита (19); олова (20); вольфрама (21).

В зону влияния рифтогенеза на образование золотого оруденения включают и Тонодское поднятие [Комаров и др., 1995]. В условиях растяжения на месте Тонодского выступа (тогда ещё не существующего как выступ) были активны рифейские конседиментационные Тонодский и Хайвергино-Кевактинский разломы [Страхова, 2001] (см. рис. 3). На уровне раннедокембрийского фундамента и основания рифейского разреза на рассматриваемом этапе развиваются разнообразие полихронные метасоматиты и связанные с ними месторождения золота [Иванов, 2009]. Рудогенные процессы проявились в интенсивно тектонизированном блоке на пересечении северо-восточных Тонодского и Хайвергино-Кевактинского разломов (см. рис. 4) с субмеридиональными складчато-разломными зонами дробления и расланцевания (рис. 5), приуроченными к Амандракскому глубинному разлому [Верхозин и др., 2007 ф].

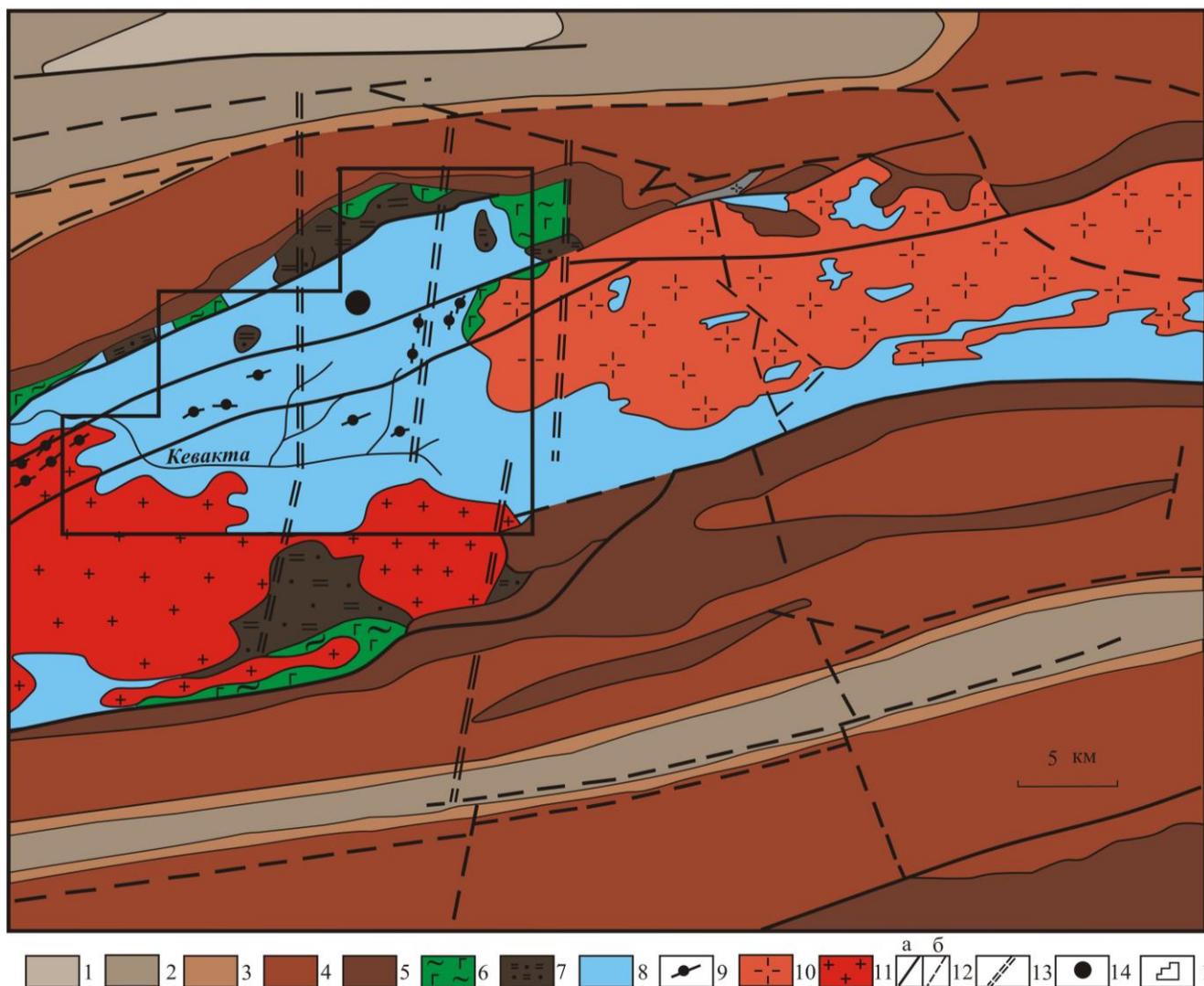


Рис. 5. Геологическая схема центральной части Тонодского выступа нижнепротерозойского фундамента (по В.С. Аносов и др., 1964)

1–8 – стратифицированные формации: сланцево-карбонатная баракунской свиты (1); сланцево-песчаниковая джемкуканской свиты (2); доломито-известняковая мариинской свиты (3); песчано-сланцевая флишоидная хайвергинской и бугорихтинской свит объединенных (4); конгломерато-песчаниковая хорлухтахой свиты (5) (1–5 – поздний МР); терригенно-вулканогенной риолит-базальтовой медвежевской свиты (6); высокоглиноземисто-кремнистой пурпольской свиты (7) (7, 8 – ранний МР); сланцево-песчаниковой михайловской и албазинской свит объединенных (8) (РР); 9 – дайки габбро-диабазов (МР?); 10,11 – гранитоиды (РР) амандракского (10) и чуйско-кодарского (11) комплексов; 12 – разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 13 – высокопроницаемые складчато-разломные зоны дробления и рассланцевания; 14 – месторождение Чертово Корыто; 15 – контур участка аэрогеофизических исследований.

Примером такого оруденения является месторождение Чертово Корыто, размещающееся в нижнепротерозойских метаосадочных породах михайловской свиты. Возраст оруденения оценивался методом изотопного анализа свинца сульфидов (галенит, арсенопирит, пирит), входящих в состав прожилково-вкрапленной, кварцево-прожилковой и -жильной минерализации рудного тела. Значения модельного Рb-Рb-возраста (T_m) для свинца месторождения приходятся на интервал 1050–720 млн лет [Чугаев и др., 2010]. В этой же работе приводятся результаты определения T_m свинца на месторождении Сухой Лог (455–130 млн лет), хорошо согласующиеся с данными о возрасте рудной минерализации на этом месторождении, полученными Rb-Sr-методом [Лаверов, Чернышов, 2007, Юдовская и др., 2011]. Очевидно, что T_m свинца месторождения Чертово Корыто значительно превосходит модельный возраст сухоложского свинца. Месторождение Чертово Корыто входит в состав Кевактинского рудного узла. Оно контролируется северо-восточным разломом, пересекающим весь узел и нижнепротерозойские гранитоиды Амандракского массива (см. рис. 5). В зоне влияния разлома выявлено значительное омоложение гранитов 940 ± 30 и 800 ± 30 млн лет в сравнении с их реальным возрастом в 1750–1650 млн лет, свидетельствующее о существенной регенерации пород массива на рифейском этапе развития [Макарьев и др., 1992].

Неопротерозойский золоторудный рубеж фиксируется модельным возрастом свинца и на многих месторождениях и рудопроявлениях Байкало-Муйской мегазоны в качестве раннего этапа их развития: Ирокиндинское – 950–700 млн лет [Миркина и др., 1983]; Каралонское, Уряхское, Чипчиконское – 1000, 900–700 млн лет; Скалистое – 885–880 млн лет; – Карафтитское – 900–650 млн лет [Булгатов, 1983].

Поздний неопротерозой – ранний палеозой

В *середине венда* завершился этап развития региона как пассивной континентальной окраины. Произошла инверсия тектонического режима: растяжение сменилось сжатием в связи с началом этапа формирования конвергентных границ в пределах Палеоазиатского океана и столкновением позднерифейской Байкало-Муйской островодужной системы с

микроконтинентом. В итоге на юге бассейна седиментации возник ороген, денудация которого привела к перекрытию специализированных углеродсодержащих отложений молассоидными осадками мощностью 2,5-4 км [Зоненшайн и др., 1990; Рундквист, 1990; Немеров, Станевич, 2001; Немеров и др., 2005]. Инициированные коллизионными процессами на юге региона тектонические напряжения передавались удаленным к северу толщам Бодайбинского прогиба. Под действием этих напряжений и по мере их нарастания металлоносные породы позднерифейских свит испытывали сначала слабые термодинамические преобразования на уровне катагенеза [Немеров и др., 2005], низкотемпературного метаморфизма и далее линейное складкообразование и соскладчатый метаморфизм [Иванов, 2009]. В работе [Юдовская и др., 2011] возраст катагенеза оценивается древнее, чем середина венда, 650-630 млн лет, а низкотемпературного метаморфизма – 570 млн лет.

Образование Чуйского, Тонодского и Нечерского выступов нижнепротерозойского фундамента было сопряжено по времени с линейным складкообразованием рифейско-вендских отложений в эпоху каледонской коллизии. В это время происходило широкое развитие структур латерального выжимания. На уровне рифейско-вендского чехла возникали складчато-надвиговые структуры и поддвиговые ороклины с дивергентной ориентировкой сместителей и осевых поверхностей складок [Корольков, 2007].

Кинематический процесс возникновения выступов подробно рассмотрен А.И. Ивановым и Г.В. Рязановым (1992) и здесь приводится в кратком виде. В условиях общего тангенциального сжатия складчатой области, входящей в платформу в форме клина, на уровне фундамента произошла переориентировка сжимающих напряжений в веерообразную систему. Это привело к активизации древних нарушений фундамента и формированию в северной части складчатой области серии субпараллельных дугообразных разломов, падающих навстречу друг другу. По ним реализовывался механизм горизонтального сокращения пространства в фундаменте. В результате поддвиговых перемещений по внутренним разломам и надвиговым – по внешним разломам, происходило выдавливание антиклинорных блоков на различную высоту. Амплитуда вертикального вздымания блоков оценивалась построением плана деформации зеркала складчатости рифейско-раннепалеозойских отложений (рис. 6). Наиболее высокое положение зеркало складчатости занимает в пределах Чуйско-Нечерского антиклинория. По сравнению с приплатформенной областью оно здесь поднято примерно на 10-11 км [Иванов, Рязанов, 1992].

В результате территория, развивающаяся в рифее-венде в условиях пассивной континентальной окраины с последовательной сменой фаций от обстановки шельфа на периферии до обстановки континентального склона во внутренней зоне, в раннем палеозое

Чуйско-Нечерским поднятием была разделена на два блока– Байкало-Патомский и Мамско-Бодайбинский.

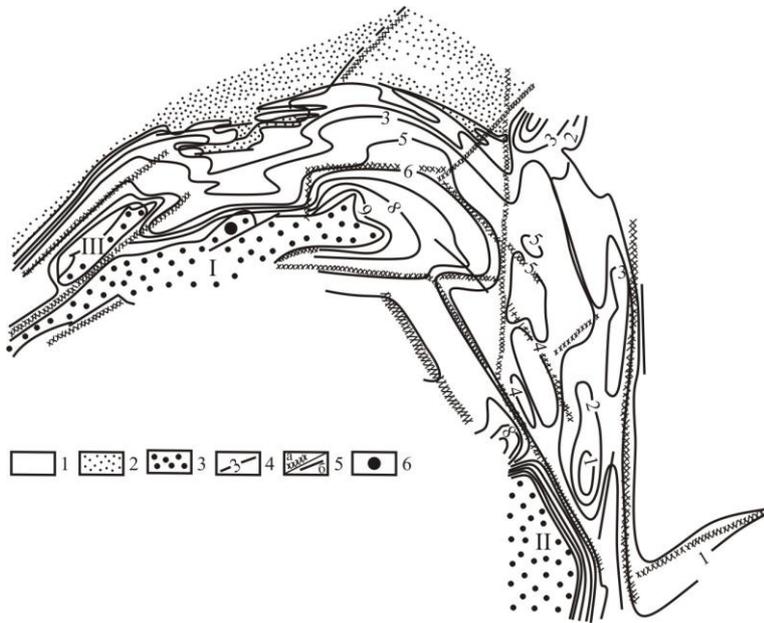


Рис. 6. Деформация зеркала складчатости мезо-неопротерозойских отложений центральной части Байкало-Патомского блока (по Иванов, Рязанов, 1992)

1, 2 – стратифицированные отложения рифея (1) и раннего венда (2); 3 – выступы фундамента: I – Тонодский, II – Нечерский, III – Право-быстринский; 4 – изолинии зеркала складчатости (км); 5 – разрывные нарушения, проявленные в деформациях зеркала складчатости; 6 – месторождение Чертово Корыто.

Средний – поздний палеозой

Дальнейшее развитие региона в металлогеническом аспекте происходило в условиях активизации Забайкальского плюма, его магматическими индикаторами в Байкало-Муйской мегазоне выступают интрузии щелочно-габбровой формации итакитского комплекса с возрастом 457 ± 33 и 463 ± 20 млн лет [Ярмолюк и др., 2000].

Среднепозднепалеозойское развитие Бодайбинского района. В Бодайбинском прогибе в ареале воздействия плюма проявлены углеродистые метасоматиты с сульфидами, березиты и листвиниты. Контроль метасоматических процессов осуществлялся зонами рассланцевания, как наиболее проницаемыми структурами вдоль глубинных разломов. Появление зон рассланцевания связывают с этапом линейного складкообразования. Углеродистые метасоматиты в форме протяженных зон развиты по породам практически любого состава и несут разнообразную рудную минерализацию, часто в самородной и интерметаллической форме (Sn, W, Au, ЭПГ, Mo и др.) [Митрофанов, 2006]. В морфолого-кинематическом аспекте в Бодайбинском золоторудном районе установлены два типа структур, вмещающих золотоносные углеродистые метасоматиты: «приядерные части протяженных линейных антиклиналей и разрывные нарушения сдвигового и надвигового характера» [Лобанов и др., 2004].

В работе [Юдовская и др., 2011] возраст кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов (березит-листвинитового профиля) на месторождении Сухой Лог оценивается около 450-440

млн лет, а процесс их формирования рассматривается как главный рудный этап в распределении и концентрировании золота, т.к. минерализация этого возраста является наиболее распространенной в рудных телах. Другими авторами образование этих же метасоматитов на месторождении расценивается как важный рудоподготовительный этап, а собственно рудный (321 млн л.н.) – они связывают с герцинской тектоно-магматической активизацией (ТМА), когда рудогенез сопровождался гранитоидным магматизмом и становлением массивов конкудеро-мамаканского комплекса [Кузьмин и др., 2006; Иванов, 2008а].

Для района месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим материалам разработана модель глубинного строения земной коры [Лишнецкий, Дистлер, 2004]. По данным магнитотеллурического зондирования генерализованный разрез земной коры в районе месторождения включает три слоя: первый – верхнее-среднерифейский терригенно-карбонатный, выполняющий Бодайбинский синклиорий; второй – нижнерифейский рифтогенный и третий – наибольший по мощности, сложен глубокометаморфизованными архей-протерозойскими породами. В составе второго и третьего слоев по гравитационному полю выделены высокоплотные образования предположительно основного и ультраосновного состава [Алакшин и др., 1991].

Проанализировав металлогеническую специализацию геологических образований различного возраста и состава, встречающихся в регионе, авторы модели пришли к выводу о гетерогенной природе источника благородных металлов. Они в него включают архей-раннепротерозойские гранулиты существенно меланократового состава нижней части коры и залегающий на них, рифейский рифтогенный комплекс. Последний представляет собой чередование слоев высокожелезистых метатерригенных пород и горизонтов базальтов с отдельными телами гипербазитов. В работе [Булгатов, Гордиенко, 1999] повышенную плотность нижней коры под Бодайбинским синклиорием объясняют вхождением в её состав фрагментов офиолитовых комплексов ранне-среднерифейского возраста, рассматривая их в качестве главных поставщиков золота и ЭПГ.

Следует дополнить представления авторов модели об источнике золота и ЭПГ мнениями и других исследователей, считающих основным поставщиком благородных металлов верхнерифейские углеродсодержащие отложения, накопленные в специфических условиях рассеянного спрединга дна седиментационного бассейна и гидротермального обогащения рудными компонентами [Буряк, 1982; Рундквист И.К. и др., 1992; Немеров, и др., 2005; Митрофанов, 2006; Иванов, 2008а и др.].

Мантийный выступ под Бодайбинским синклиорием, выявленный методом ГСЗ [Алакшин и др., 1991] авторами модели рассматривается как источник энергии и глубинных

флюидов. По результатам качественной и количественной интерпретации гравиметрических данных в структуре земной коры выделен Угоханский гранитоидный массив (назван по одноименному минимуму в гравитационном поле) с расчетной глубиной до кровли и мощностью 3 и 6 км соответственно. Месторождение размещается над периферической частью предполагаемого плутона. На этом основании авторы модели считают, что позднемагматическая и гидротермальная деятельность батолита привела к формированию месторождения Сухой Лог» [Лишнецкий, Дистлер, 2004].

Открытым остается вопрос о возрасте гранитов предполагаемого Угоханского массива. Авторы модели относят его к герцинским гранитоидам конкудеро-мамаканского комплекса. В работах [Distler V.V. et al., 2004; Юдовская и др., 2011] прогнозируемому на глубине Угоханскому массиву также отводится ведущая роль в концентрировании и распределении золота, но оценив возраст главного рудообразующего процесса около 450-440 млн лет, соответственно и формирование массива эти исследователи относят ко времени каледонской ТМА.

Среднепозднепалеозойское развитие Тонодского района. Имеющиеся геохронологические данные по Кевактинскому золоторудному узлу свидетельствуют об отсутствии преобразований палеозойского возраста. Вместе с тем имеются факты, подтверждающие, что палеозойские события и связанные с ними рудогенные процессы получили развитие в Чуйско-Нечерском антиклинории в целом, и в частности, – в Тонодском выступе.

Так, в Аkitканском и Нечерском ураново-рудных районах возраст переработки первичной раннепротерозойской урановой минерализации и окончательного формирования руд составляет 377-385 млн лет [Голубев и др., 2008].

Породы Тонодского выступа местами подверглись преобразованиям палеозойского метаморфизма. Вообще в регионе выделяют две стадии палеозойского метаморфизма [Докембрий..., 1995]. Метаморфизм первой стадии сопутствовал линейному складкообразованию, обладал отчетливой вертикальной зональностью с пологим, до субгоризонтального фронтом распространения. Его преобразования не выявлены в Тонодском выступе. Возможно, это связано с удаленностью блоков антиклинория на периферию складчатой области и их поднятием выше уровня распространения регионального метаморфизма в указанное время.

Вторая стадия метаморфизма была вызвана поступлением мантийных гранитизирующих флюидов в связи с каледонской активизацией Забайкальского плюма [Ярмолук и др., 2000; Distler et al., 2004]. Распространение метаморфизма второй стадии контролировалось

глубинными разломами. Об этом свидетельствует высокая градиентность метаморфических зон и их линейная форма, а также крутое положение метаморфического фронта.

Преобразования второй стадии палеозойского метаморфизма охватывают западный блок Тонодского выступа. Эта часть выступа разбита серией секущих северо-восточных разломов. Сдвиговые внутриблоковые перемещения по этим разломам в палеозойское время диагностируются по деформациям в этом же направлении изолиний высот зеркала складчатости (см. рис. 6). Палеозойский метаморфизм слаботехнологичных железистых отложений медвежьей свиты привел к образованию промышленно значимых магнетит-гематитовых кварцитов в Витимском железорудном районе, в линейной зоне метаморфизма проявлено и Туюканское месторождение урана (см. рис. 4).

Кевактинский золоторудный узел и большая часть Амандракского массива находятся в составе центрального блока Тонодского выступа. Отсутствие здесь внутриблоковых подвижек в палеозойское время подчеркивается неискаженными изолиниями высот зеркала складчатости, параллельными дугообразным разломам, по которым происходило выдавливание выступа. Внутриблоковая сохранность центральной части Тонодского выступа хорошо согласуется с изотопными датировками на месторождении Чертово Корыто и регенерированной части Амандракского массива, показывающими, что её эндогенная эволюция завершилась в верхнем рифее.

Очевидно, что продукты палеозойской ТМА, широко распространенные в соседних районах, в том числе и Бодайбинском, в Чуйско-Нечерском антиклинории проявились не повсеместно, а фрагментарно.

1.1.2 Рудогенерирующие системы Тонодского и Бодайбинского районов: результаты сравнительного анализа

Проведенный анализ опубликованных данных по геодинамической эволюции региона от нижнего протерозоя до верхнего палеозоя позволяет сформулировать сходства и различия условий формирования золотого оруденения в Тонодском и Бодайбинском районах [Колмаков и др., 2016б]. В таблице 1 сведены датировки геологических событий – индикаторов геодинамических режимов развития и возрастные рубежи золотого оруденения Тонодского и Бодайбинского районов.

1. Тонодский и Бодайбинский рудные районы размещаются в разных структурно-формационных зонах.

В Тонодском районе оруденением был охвачен блок земной коры на уровне нижнепротерозойского фундамента платформы. Этот блок в раннем палеозое в результате

коллизии процессов, вместе с другими блоками фундамента, был поднят. В современной структуре Байкальской складчатой области они в совокупности составляют Чуйско-Нечерский антиклинорий, в котором Тонодский выступ занимает центральное положение.

Бодайбинский рудный район приурочен к одноименному прогибу, развитому на краю пассивной континентальной окраины и выполненному среднерифейскими – вендскими отложениями. При этом подавляющее большинство месторождений Бодайбинского района локализуется в сравнительно узком стратиграфическом интервале, отвечающем верхнерифейскому времени накопления.

2. Источники благородных металлов в Бодайбинском и Тонодском районах имеют, вероятно, парагенетическую связь: образование и тех, и других является результатом длительного функционирования Олокит-Бодайбинского палеорифта. Но форма и процессы образования источников в этих двух районах отличаются принципиально.

Таблица 1. Геохронология тектономагматических событий и рудообразования во внешней части Байкальской складчатой области

Событие	Возраст, млн лет	Метод определения, анализируемое вещество	Литературный источник
становление гранитоидов чуйско-кодарского комплекса	1900 ± 50	термоионная эмиссия, циркон	Макарьев и др., 1992
становление гранитоидов амандракского комплекса	1750–1650	термоионная эмиссия, циркон	Макарьев и др., 1992
накопление тепторгинской серии (пурпольская, медвежевская свиты)	R ₁	относительное датирование	Докембрий..., 1995
внедрение лерцолитов доросского комплекса	1055 ± 69	–	ссылка на исследования А.Л. Неймарка и А.М. Ларина в Докембрий..., 1995
первично-осадочная Pb-Zn минерализация Холоднинского месторождения Олокинской зоны	740–760	U-Pb, сульфиды	Неймарк и др., 1991
формирование плагиогранитов язовского комплекса	730 ± 97	–	ссылка на исследования А.Л. Неймарка и А.М. Ларина в Докембрий..., 1995
	750	U-Pb, циркон	Рундквист И.К. и др., 1992
образование габброидов и гипербазитов довыренского комплекса	700 ± 20	U-Pb, циркон	Neymark et al., 1991

Событие	Возраст, млн лет	Метод определения, анализируемое вещество	Литературный источник
рифейская регенерация гранитов Амандракского массива в зоне влияния разлома, контролирующего Au- оруденение Кевактинского узла	940 ± 30 800 ± 30	термоионная эмиссия, циркон	Макарьев и др., 1992
временной интервал Au-рудных процессов на месторождении Чертово Корыто	1050–720	Pb- Pb изотопное изучение, арсенопирит, галенит	Чугаев и др., 2010
накопление отложений, вещающих месторождение Сухой Лог (хомолхинской свиты)	~ 1000	–	Лаверов и др., 2000
катагенез осадков хомолхинской свиты	650–630	U-Pb, циркон	Юдовская и др., 2011
внедрение габбро-диабазов чайского комплекса	656 ± 35 623 ± 38	Sm-Nd, минеральная изохрона	Рундквист И.К. и др., 1992
региональный метаморфизм отложений хомолхинской свиты	570	U-Pb, циркон	Юдовская и др., 2011
метаморфическая ремобилизация рудного вещества на Холоднинском Pb-Zn месторождении	600–550	Rb-Sr, вмещающие метапелиты Sm-Nd, ганатовые амфиболиты	Larin et al., 1997
становление интрузий щелочно- габброидной формации итакитского комплекса в Байкало-Витимской зоне – индикаторов каледонской активизации Забайкальского плюма	463 ± 20 457 ± 30		Ярмолук и др., 2000
образование кварц-карбонат- серицитовых метасоматитов на месторождении Сухой Лог	447 ± 6 486 ± 18 439 ± 17	Rb-Sr, валовая проба U-Pb, монацит	Лаверов и др., 2007; Юдовская и др., 2011
переработка первичной раннепротерозойской урановой минерализации и окончательное формирование руд в	385–377	U-Pb, минералы урановых руд	Голубев и др., 2008

Событие	Возраст, млн лет	Метод определения, анализируемое вещество	Литературный источник
Акитканском и Нечерском выступах фундамента			
формирование гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса	354	U-Pb, сфен	Рундквист И.К. и др., 1992
	298 ± 7	K-Ar, биотит	Рундквист И.К. и др., 1992
	325–272	U-Pb, циркон	Бухаров и др., 1992
	320–290		Ярмолюк и др., 2000
	290 ± 20	U-Pb, сфен	Неймарк и др., 1993
	340–320 310–270		Цыганков и др., 2007
завершающий этап формирования месторождения Сухой Лог	321 ± 14	Rb-Sr, гидротермальный кварц	Юдовская и др., 2011
	315 ± 15	Rb-Sr, гидротермальный кварц	Лаверов и др., 2007

В Бодайбинском районе – это рифтогенные высокожелезистые отложения и продукты основного – ультраосновного магматизма, а также предполагаемые породы офиолитового комплекса. Большая роль, как источнику благородных металлов, отводится верхнерифейским – нижневендским гидротермально-осадочным углеродсодержащим отложениям с фоновыми содержаниями золота и ЭПГ, многократно превышающими их кларковые значения.

В Тонодском районе распространенность пород повышенной основности значительно ниже, чем в Бодайбинском, а образования офиолитового комплекса и вовсе отсутствуют [Булгатов, Гордиенко, 1999]. Вместо специализированных металлоносных углеродистых осадков здесь распространены метасоматиты в зонах влияния дизъюнктивных систем, подновленных и функционирующих в эпоху верхнерифейской активизации Олокит-Бодайбинского палеорифта. Время развития золотоносных метасоматитов на уровне нижнепротерозойского фундамента, возможно, совпадало или было близким со временем накопления специализированных углеродсодержащих осадков в Бодайбинском районе. Этому по крайней мере не противоречат имеющиеся датировки по месторождению Чертово Корыто – 1050-720 млн лет [Чугаев и др., 2010] и ориентировочная оценка возраста отложений хомолхинской свиты в 1000 млн лет [Лаверов и др., 2000]. Т.е. гидротермальные растворы, участвующие в образовании металлоносных осадков в зонах рассеянного спрединга дна бассейна седиментации, на уровне фундамента могли формировать метасоматические зоны, которые в Тонодском районе рассматриваются в качестве источников благородных металлов.

Очевидно, что масштаб распространения источников благородных металлов в Бодайбинском районе носит более глобальный характер, чем в Тонодском. Неодинаковый набор вероятных источников может быть причиной различной металлогенической специализации оруденения Бодайбинского и Тонодского районов: уникальных запасов золота и ЭПГ на комплексном месторождении Сухой Лог и наличия платиноидов только в виде следов на золоторудном месторождении Чертово Кoryто [Торикова и др., 2011].

3. Мобилизация золота в Бодайбинском районе начинается в условиях катагенеза верхнерифейских отложений и последующего регионального и соскладчатого метаморфизма. На этапе линейного складкообразования развиваются протяженные зоны рассланцевания – структуры с высокой проницаемостью для гидротермальных растворов и благоприятные для локализации оруденения. Дальнейшее развитие оруденения в Бодайбинском районе происходило благодаря активизации Забайкальского плюма, инициировавшего рудный этап и этап окончательной регенерации продуктивной минерализации в условиях каледонской и герцинской ТМА. Магматическими процессами, сопровождающими рудогенез, являлись каледонская гранитизация и становление герцинского конкудеро-мамаканского комплекса гранитоидов. На глубине 3 км под месторождением Сухой Лог по гравитационному полю выявлен гранитоидный массив, которому отводится ведущая роль в процессах концентрирования и распределения золота и ЭПГ. На этапе активизации плюма в зону его влияния и связанных с ним мобилизующих термальных растворов попадали уже все гипотетические источники благородных металлов и гидротермально-осадочного, и магматического происхождения.

В Тонодском районе этап рудообразования и локализации золотой минерализации связывают с позднерифейской кратковременной сменой обстановки растяжения обстановкой сжатия вследствие развития процессов субдукции в соседней Байкало-Витимской зоне. Смена тектонического режима выразилась в проявлении взбросо-сдвиговых нарушений, становлении малых интрузий гранитоидов язовского комплекса и процессах интенсивного гидротермального метасоматизма.

Бодайбинская рудогенерирующая система отличается от Тонодской большим количеством и разнообразием процессов мобилизации и распределения благородных металлов. Один из главных этапов развития этих рудогенерирующих систем, связанный с заключительным концентрированием продуктивной минерализации в обоих районах сопровождался гранитоидным магматизмом. Только в Тонодском районе гранитоидный магматизм рифейского возраста, а в Бодайбинском районе – палеозойского и связан с активизацией Забайкальского плюма.

Таким образом, у сравниваемых рудогенерирующих систем – Тонодской и Бодайбинской – по таким ключевым характеристикам, как геодинамическая позиция, источники благородных металлов и механизмы их мобилизации, распределения и концентрирования, имеется больше отличий, чем сходства. Поэтому при формировании критериев прогноза разномасштабных продуктов их эволюции, в виде рудных районов, узлов и т.д., к каждой из этих систем нужен индивидуальный подход.

1.2. ЦЕНТРАЛЬНЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Все известные золоторудные месторождения Енисейского кряжа располагаются в пределах протяженного Центрального металлогенического пояса [Геология ..., 1985], контролируемого Татарско-Ишимбинской системой глубинных разломов [Сазонов и др., 2010; Ножкин и др., 2011; Полева, Сазонов, 2012, и др.]. В современных представлениях большинства исследователей Енисейский кряж рассматривается в качестве аккреционно-коллизонной структуры юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 7).

При этом обсуждаются, главным образом, два альтернативных варианта палеогеодинамической реконструкции его заангарской части и в частности ее Центрального блока, включающего металлогенический пояс. Сторонники одного из вариантов опираются на концепцию суперконтинентальных циклов и отождествляют глобальные события, отвечающие за литосферную эволюцию Енисейского кряжа и его металлогению с процессами формирования [Лиханов и др., 2010, 2011а,б, 2012, 2013в, 2015; Ножкин и др., 2011, 2015; Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2014] и распада [Ножкин и др., 2007, 2008а, 2013; Ножкин, 2009; Лиханов и др., 2013б,г; Likhanov et al., 2017] суперконтинента Родиния. Авторы другого варианта придерживаются мнения о террейновой структуре Енисейского кряжа и доказывают, что появление и раннее развитие Центрально-Ангарского террейна происходило, когда он еще не принадлежал окраине Сибирского кратона, а его присоединение произошло примерно 760 млн л. н. [Верниковская и др., 2002, 2003; Верниковский и др., 2002, 2016; Vernikovsky et al., 2003; Верниковский, Верниковская, 2006].

1.2.1. Концепция суперконтинентальных циклов

В рамках этой концепции обосновывается следующая геодинамическая интерпретация и хронология появления геологических образований.

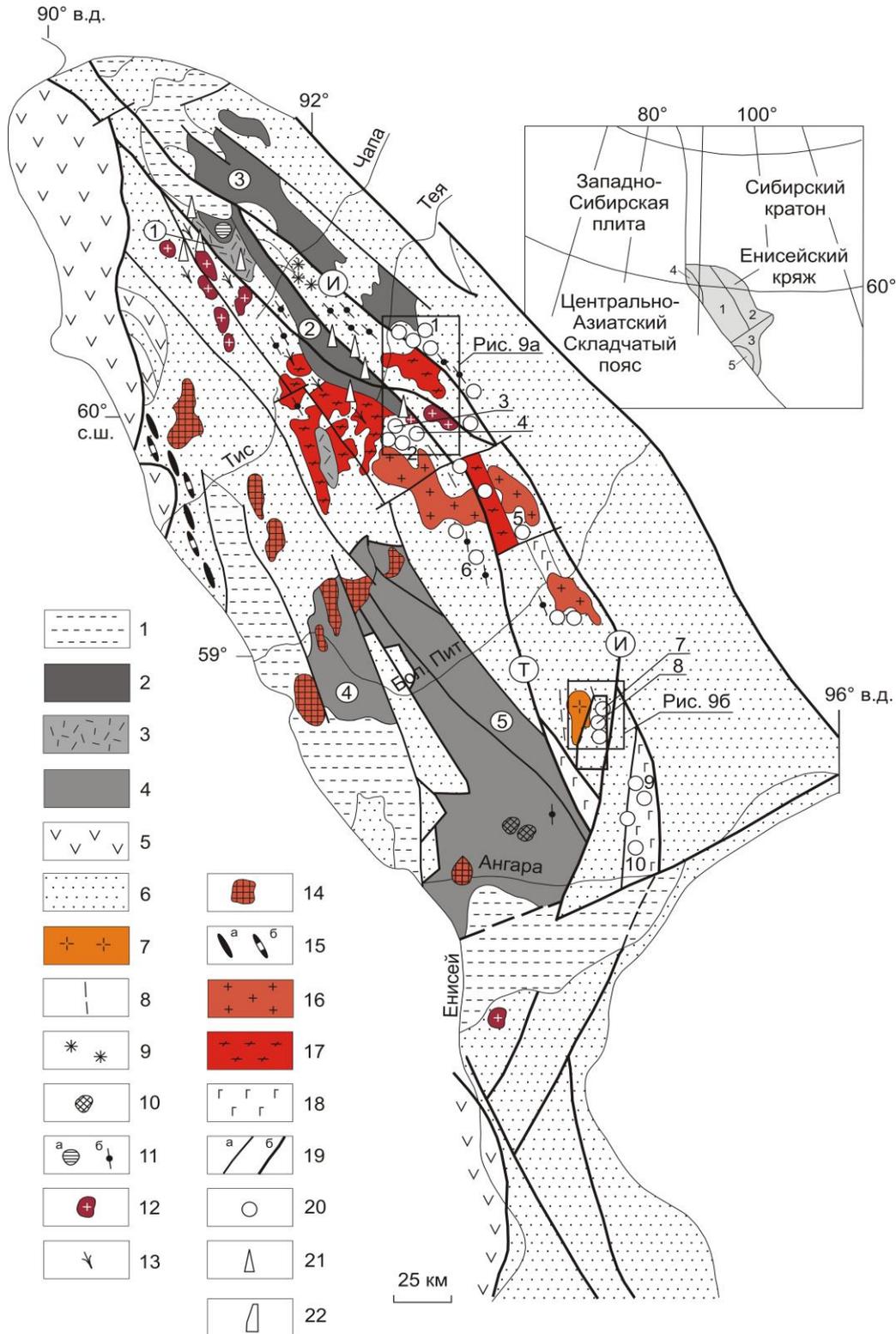


Рис. 7. Мезоэопротерозойские магматические комплексы и золоторудные и урановые месторождения Центрального металлогенического пояса в заангарской части Енисейского кряжа [Верниковский, Верниковская, 2006; Карта золотоносности..., 2007; Ножкин и др., 2011, 2013; Лиханов и др., 2013б].

1 – чехол (PZ – KZ); 2–4 – рифтинговые терригенно-вулканогенные комплексы (NP) чингасанской (2), верхневороговской (3) и орловской (4) серий; 5 – офиолитовые и островодужные комплексы (NP); 6 – нерасчлененные отложения докембрия (PP – NP) (канская, енисейская, тейская, сухопитская, тунгусикская, чапская серии); 7 – 18 – рифтинговые,

орогенные и внутриплитные комплексы: 7 – татарский – субщелочные лейкограниты (630 млн лет); 8 – карбонатитовые жилы (650 млн лет); 9 – чапинский – щелочные пикриты (670 млн лет); 10 – среднетатарский – ийолиты, фойяиты (675–620 млн лет); 11 – захребетинский – субщелочные габброиды, нефелиновые и щелочные сиениты (700 млн лет): субвулканические и гипабиссальные тела (а), дайки (б); 12 – кутукасский – субщелочные лейкограниты (700–690 млн лет); 13 – ковригинский – дайки риолит-порфиоров и габбро-долеритов (750 млн лет); 14 – глушихининский – субщелочные лейкограниты (752–718 млн лет); 15 – дайки гранитоидного (а) и базитового (б) состава (797–787 млн л) в Приенисейской региональной сдвиговой зоне; 16 – аяхтинский – субщелочные граниты (760–750 млн лет); 17 – орогенные гранитоиды каламинского типа (880–860 млн лет) и гранитогеицы тейского комплекса (1050–950 млн лет); 18 – вулканы Рыбинско-Панимбинского пояса: пикробазальт-базальтовая (> 1100 млн лет) и плагиориодацит-базальтовая (780 млн лет) ассоциации; 19 – разломы (а), системы разломов (б): Т – Татарская; И – Ишимбинская; 20 – золоторудные месторождения золото-кварцевого, золото-сульфидного и золото-сурьмяного типа – месторождения, для которых в работе приводятся возрастные рубежи рудогенеза: 1 – Советское; 2 – Олимпиадинское; 3 – Благодатное; 4 – Эльдорадинское; 5 – Панимбинское; 6 – Ведугинское; 7 – Удерейское; 8 – Герфед; 9 – Раздольнинское; 10 – Попутнинское; 21 – урановые и золото-урановые месторождения; 22 – контур аэрогеофизических исследований Партизанского золоторудного узла.

Цифры в кружках: 1 – Верхневороговская грабен-синклиналь; 2 – Уволжский грабен; 3–5 – Тейско-Чапский (3), Глушихинский (4) и Каитьбинский (5) прогибы. На врезке: 1–3 – тектонические блоки: Центральный (1) и Восточный (2) в Заангарье, Ангаро-Канский (3); 4,5 – террейны: Исаковский (4), Предивинский (5).

Мезопротерозой: формирование терригенно-вулканогенного мегакомплекса. В Енисейском кряже подавляющее число месторождений локализовано в мезопротерозойских отложениях сухопитской серии на уровне кординской, горбилоской и удерейской свит: запасы золота категории С₁, в том числе и извлеченные, на месторождениях в этих свитах составляют соответственно 73.4 %, 6.9 % и 19.5 % от учтенных запасов металла в регионе [Сазонов и др., 2010]. Поэтому историю формирования золотого оруденения начинают рассматривать с условий образования этих толщ. Их накоплению предшествовала длительная раннедокембрийская стабилизация тектонического режима, сопровождавшаяся корообразованием и переотложением продуктов кор выветривания в конце раннего докембрия на окраине Сибирского кратона в мелководных бассейнах шельфового типа в виде высокоглиноземистых терригенных, кремнистых и кремнисто-карбонатных осадков тейской серии [Ножкин, 2004]. В раннем мезопротерозое фиксируется интенсификация рифтинговых процессов, с этого этапа геологическая история региона рассматривается неразрывно с влиянием системы Татарского и Ишимбинского глубинных разломов. В погружающейся вдоль этих разломов перикратонной зоне накапливались глубоководные отложения нижних и средних горизонтов сухопитской серии [Ножкин и др., 2011], охватывая по распространенности Центральный и Восточный блоки Заангарья [Хабаров, 1994].

Возраст протолита пород тейской серии оценивают в 1,94–1,86 млрд л [Лиханов,

Ревердатто, 2014], источник сноса связывают с эрозией нижнепротерозойских гранитогнейсов Сибирского кратона по геохронологическому и геохимическому соответствию между ними [Розен, 2003; Лиханов, Ревердатто, 2011, 2014]. С сухопитского времени в составе осадков отмечается заметный вклад ювенильного мантийного вещества [Маслов и др., 2008] и повышенная фоновая золотоносность углеродистых сланцев [Петров, 1974; Неклюдов, 1995; Ножкин и др., 2011], что принимается как заложение металлогенической специфики Енисейского кряжа.

Обосновывается рифтогенная природа Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса [Ножкин и др., 2011], вулканы наиболее ранней пикробазальт-базальтовой ассоциации синхронизируются с кординским (нижним) уровнем сухопитской серии и плагиогнейсогранитами с возрастом $1361,5 \pm 8,7$ млн л [Попов и др., 2010] – древнейшими гранитами в Заангарье. В пределах вулканического пояса образования метапикрит-базальтовой ассоциации автохтонно залегающая в основании мезопротерозойского разреза сухопитской серии, имеют прерывистое распространение, подчеркивая тем самым рассеянный характер рифтинга.

Орогения раннего неопротерозоя. Дальнейшее развитие перикратонной области происходило в условиях аккреционно-коллизивной обстановки, связываемой с гренвильской орогией и формированием суперконтинента Родиния. Маркерами этих событий послужили полиметаморфические комплексы, гранитогнейсовые купола и гранитоидные массивы.

В конце среднего рифея произошла смена тектонического режима: В Центральном блоке Енисейского кряжа на месте прогиба с глубоководным осадконакоплением сухопитской серии обазуется крупное поднятие, частичный размыв которого дает материал для мелководных отложений свит верхней части сухопитской серии: погорюйской, карточки, аладынской, накапливающихся по периферии поднятия [Хоментовский, 2007]. Временной интервал 1100–1000 млн л, полученный по метаморфогенным минералам разными методами (в том числе и ^{40}Ar – ^{39}Ar) и на разных геологических объектах [Ножкин и др., 1983, 1999, 2008б; Vernikovskiy et al., 2000; Лиханов др., 2013б; Лиханов, Ревердатто, 2015], отождествляется с началом ступенчатого регионального метаморфизма низких давлений [Козлов, Лепезин, 1995; Ножкин и др., 2011; Лиханов и др., 2013в и др.]. Своей кульминации региональный метаморфизм достиг ~950 млн л н. [Ножкин и др., 1999; Лиханов, Ревердатто, 2014], когда в зонах амфиболитовой фации развивались гранитогнейсовые купола тейского типа. Формирование гранитоидов S-I (Каламинский, Ерудинский массивы, 880–870 млн л) [Ножкин и др., 1999; Vernikovskiy et al., 2007] и S- типа (Среднетырадинский массив, $857,0 \pm 9,5$ млн л) [Ножкин и др., 2015], реоморфизм гранитогнейсовых куполов и контактовый метаморфизм вмещающих пород относят к позднему этапу гренвильской орогении [Ножкин и др., 2011, 2015]. Важным индикатором этого этапа считают широкое распространение надвигов с сопутствующими

локальными зонами кианит-силлиманитового метаморфизма умеренных давлений и складчатости (863–849 млн л) [Лиханов и др., 2010; Лиханов, Ревердатто, 2014]. Надвиговые структуры в сопровождении динамометаморфических зон выделяют еще и в связи с постгренивильской коллизией, временной диапазон этого события оценивается от 801 ± 34 до 793 ± 23 млн л [Лиханов и др., 2013в].

Важнейшим доводом в пользу причастности гренивильской орогении к эволюции Енисейского кряжа является повсеместность признаков коллизионного режима, синхронных гренивильской эпохе, датируемой интервалом 1,19–0,98 млрд л [Rivers, 2008]. Региональный метаморфизм с возрастом ~960 млн л диагностируется для пород гаревского [Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2013в], тейского [Лиханов, Ревердатто, 2014] метаморфических комплексов, ~1100–1050 – для metabазитов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса [Ножкин и др., 2008б; Лиханов, Ревердатто, 2015] соответственно в западной, осевой и южной частях Центрального блока. С региональным метаморфизмом Заангарья по своему возрасту (1,17–1,03 млрд л) согласуются поздние деформации западной окраины Ангаро-Канского блока [Лиханов и др., 2015]. Месторождение Советское находится на восточной окраине зоны Ишимбинского разлома, рассматриваемого в качестве межблоковой границы. Отделяемое от низкоплотного Центрального блока гравитационной ступенью (рис. 8), отражающей перепад мощности земной коры в блоках [Детков и др., 2007], месторождение Советское на современных тектонических схемах Енисейского кряжа изображается в составе Восточного блока [Ножкин и др., 2011] (см. рис. 1). По гравиметрическим данным выявлена скрытая часть Каламинского массива с субгоризонтальным залеганием в направлении Советского рудного поля [Константинов и др., 1999] (рис.9). Месторождение Советское локализуется на северо-восточной периферии гравитационного минимума. Возрастные рубежи дорудных метасоматитов и руд золото-арсенопирит-кварцевого состава на месторождении коррелируют со временем гранитоидного магматизма и надвигообразования позднего этапа гренивильской орогении.

Рифтогенез и внутриплитный магматизм позднего неопротерозоя. В постколлизионную эпоху, после снижения эндогенной активности, достигшей своего максимума в ходе орогенеза, процессы тектономагматизма вновь возобновляются уже в условиях рифтинга. Их наибольшая интенсивность, как и в мезопротерозое, приходится на зону Татарско-Ишимбинской системы глубинных разломов. В пределах металлогенического пояса формирование рифтогенных структур в сопровождении внутриплитного магматизма происходило с перерывами на протяжении четырех стадий, отвечающих возрастным рубежам в 780, 750, 700, 670-650 млн. лет [Ножкин и др., 2008а].

Эпизодический магматизм позднего неопротерозоя интерпретируется как следствие глубинных мантийных процессов, ответственных за распад суперконтинента Родиния. Этапы литосферной деструкции сопровождалась становлением поясов даек бимодального состава повышенной щелочности и щелочных – индикаторов обстановок растяжения. Наиболее древний из поясов (797–787 млн л) с бимодальной серией пород выделен в Приенисейской региональной сдвиговой зоне [Лиханов и др., 2013б, Likhanov et al., 2017], два других – в составе ковригинского (~750 млн л) и захребетнинского (700 млн л) комплексов – трассируют зону Татарского и Ишимбинского глубинных разломов [Ножкин и др., 2008а] (см. рис. 7). По мере эволюции этапов в приразломных зонах с разрывом во времени формировался ряд рифтогенных прогибов с несогласным залеганием терригенно-вулканогенных отложений на более древних образованиях докембрия – метаосадочных толщах различных стратиграфических уровней и гранитоидах [Ножкин и др., 2008а, 2011, 2013]. Вулканыты по составу и времени проявления группируются в ряд ассоциаций: плагиориолит-базальтовая (Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс – 780 млн л); риолит-базальтовая (Верхневороговская грабенсинклиналь – 753 ± 6 млн л; Глушихинский прогиб на западе Центрального блока – 717 ± 15 млн л); трахибазальт-трахитовая (Верхневороговская грабенсинклиналь, Тейско-Чапский и Уволжский прогибы – 703 ± 4 млн л) [Ножкин и др., 2008а, 2011, 2013].

Наибольшая интенсивность верхнерифейского рифтогенного и внутриплитного вулканизма была проявлена в Верхневороговской грабен-синклинали, где вулканогенные породы представлены разновозрастными ассоциациями, риолит-базальтовой и трахибазальт-трахитовой, в составе верхневороговской и чингасанской серии соответственно. Верхневороговская серия залегает в основании одноименной структуры, входящие в ее состав вулканогенные породы риолит-базальтовой ассоциации проявлены с антидромной последовательностью магматизма, свойственной обстановке рифтинга – преимущественным развитием кислых вулканитов на нижних стратиграфических уровнях и основных вулканитов в верхней части разреза верхневороговской серии [Ножкин и др., 2008а].

С перерывом в осадконакоплении в приосевой части грабен-синклинали была образована наложенная мульда, выполненная терригенно-вулканогенными породами чингасанской серии: трахибазальтами, щелочными базальтами, трахиандезитами, трахитами и их туфами, объединяемыми в трахибазальт-трахитовую ассоциацию. Заложение мульды, как и соседствующих с ней крупных Уволжского и Тейско-Чапского прогибов, началось примерно 725-720 млн л [Ножкин и др., 2007].

Породам всех трех магматических ассоциаций (плагиориолит-базальтовой, риолит-базальтовой и трахибазальт-трахитовой) свойственны повышенные содержания Ti, P, Fe, P3Э, для большинства из них характерны повышенные содержания U и Th, состав риолитов

сопоставим с составом А-гранитов. Все эти признаки, геолого-структурные и геохимические, типичны для внутриплитного вулканизма рифтовых зон [Ножкин и др., 2008а, 2011].

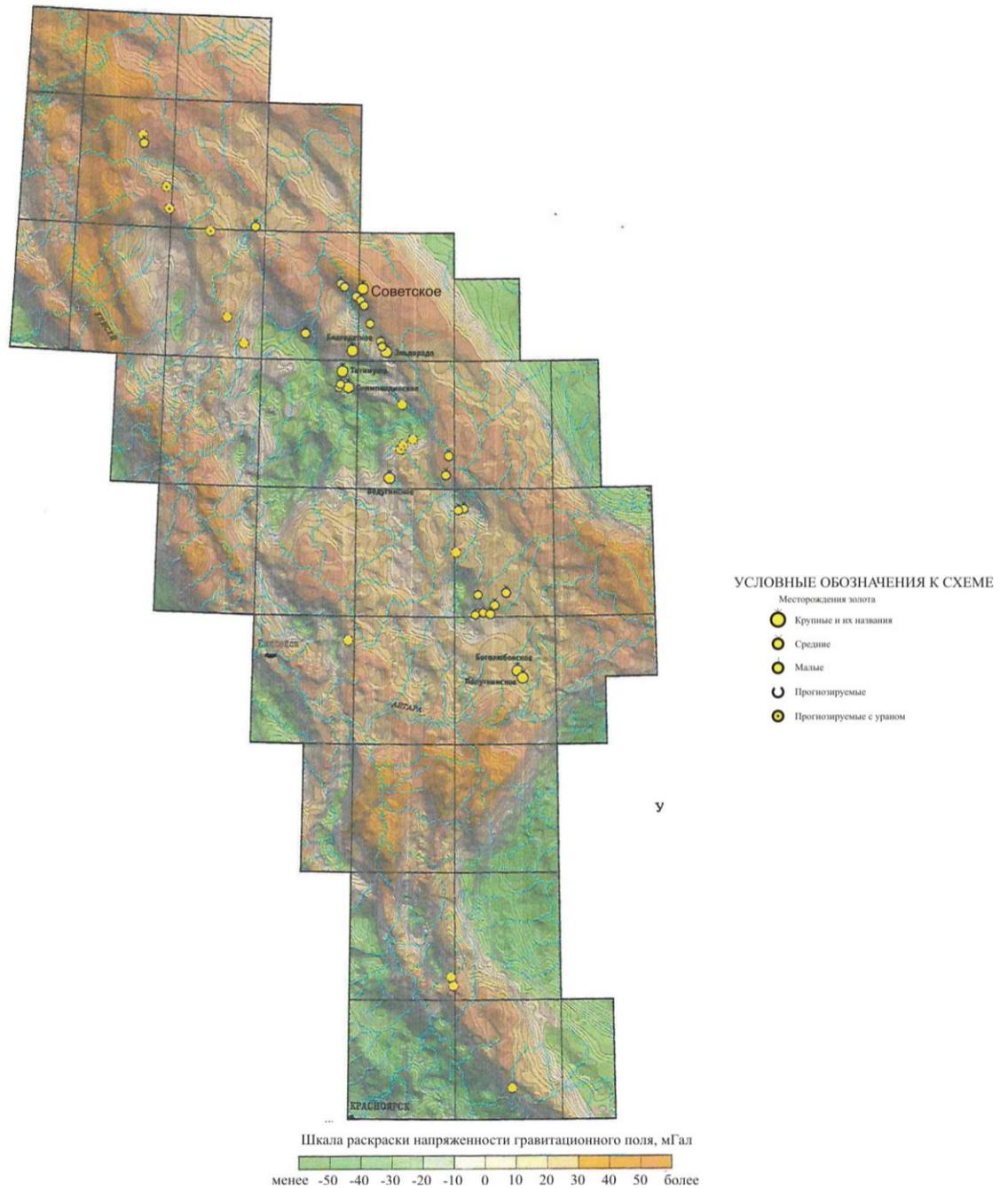


Рис. 8. Схема гравитационного поля Енисейского кряжа (условный уровень). Редукция Буге ($2,67 \text{ г/см}^3$).

Синхронно с вулканистами риолит-базальтовой ассоциации (753, 717 млн л) происходило становление гранитов аяхтинского (760–750 млн л) комплекса [Верниковская и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2003], а в западной части Центрального блока – глушихинского (752–718 млн л) [Верниковская и др., 2003]. Образования аяхтинского комплекса обладают геохимическими

особенностями А- и смешанного S-I-типов гибридных мантийно-коровых гранитов [Верниковский, Верниковская, 2006], формировавшихся в постколлизивной геодинамической обстановке [Лиханов и др., 2013г], граниты глушихинского комплекса классифицируются как А-граниты анорогенного внутриплитного магматизма [Ножкин и др., 2013; Лиханов и др., 2013г].

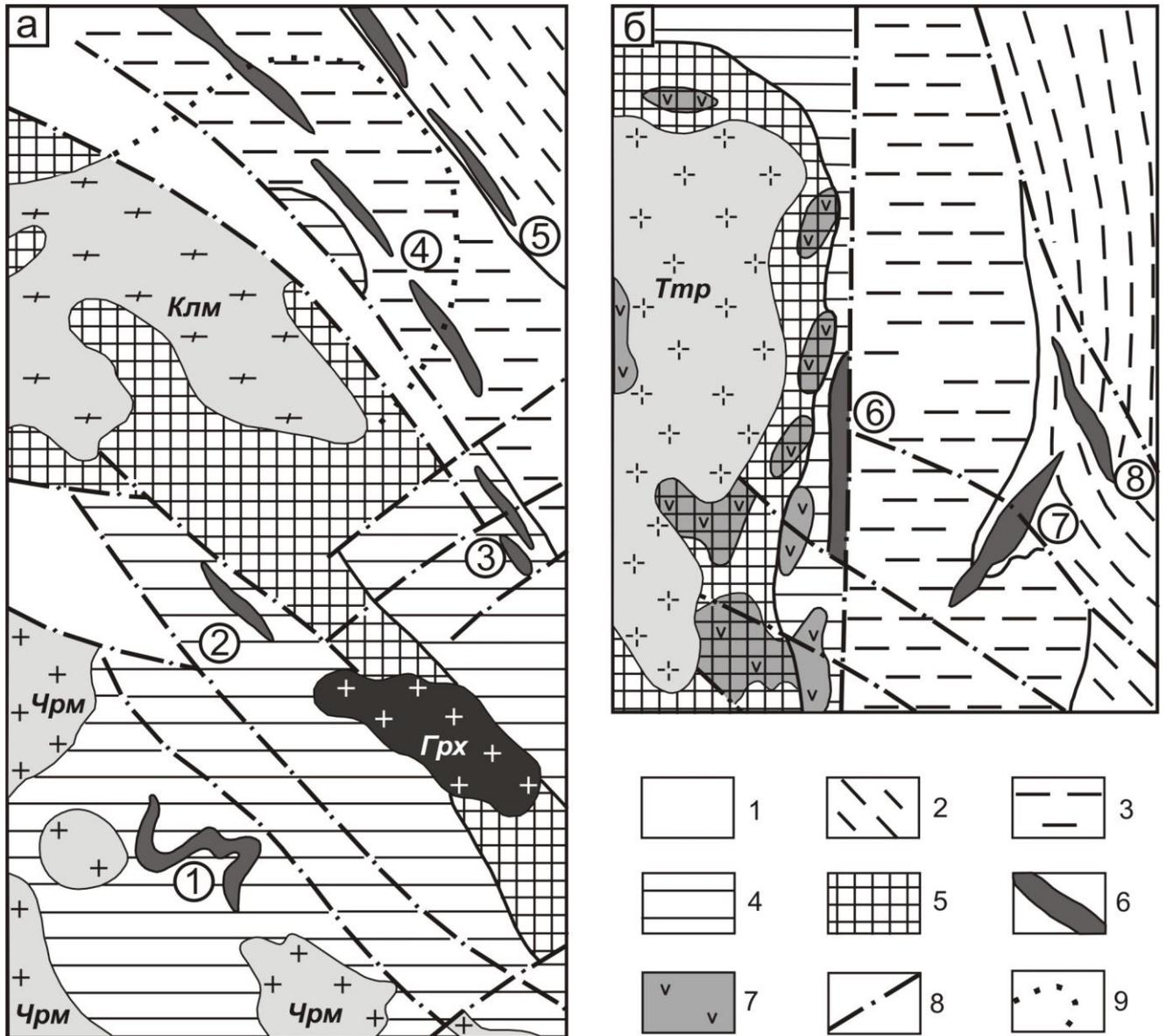


Рис. 9. Схема распределения метаморфических зон в Северо-Енисейском (а) и Южно-Енисейском (б) золоторудных районах (по Сазонов и др., 2010 с дополнениями).

1 – палеозойские отложения в грабенах; 2–5 – продукты регионального метаморфизма и эпигенеза (возраст протолитов): 2 – зона метагенеза (MP – NP); 3 – филлиты (MP); 4 – сланцы биотитовой субфации (PP – MP); 5 – кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (PP – MP); 6 – рудонские зоны локального динамотермального метаморфизма: 1 – Верхне-Енашиминская; 2 – Благодатнинская; 3 – Перевальнинская; 4 – Александро-Агеевская; 5 – Советская; 6 – Герфед-Николаевская; 7 – Васильевско-Удере́йская; 8 – Бабгоринская; 7 – метабазиты индыглинского комплекса; 8 – разрывные нарушения; 9 – скрытая часть Каламинского массива по гравиметрическим данным [Константинов и др., 1999].

Гранитоидные массивы: Клм – Каламинский; Чрм – Чиримбинский; Грх – Гурахтинский; Ттр – Татарский. Остальные обозначения на рис. 7.

С вулканами трахибазальт-трахитовой ассоциации по возрасту коррелируют А-граниты кутукасского комплекса – 700–690 млн л [Динер, 2003; Ножкин и др., 2008а] и щелочные породы захребетнинского комплекса – 703 ± 4 млн л [Ножкин и др., 2007]. Развитие щелочного магматизма выразилось образованием чапинского комплекса пород щелочно-пикритовой ассоциации (щелочных пикритов, авгититов, лимбургитов) 670–650 млн л н. [Ножкин и др., 2008а]. В Южно-Енисейском районе в это же время формировались ийолиты, фойяиты среднетатарского комплекса – 675–620 млн л [Свешникова и др., 1976; Собаченко и др., 1986], внедрялись приразломные карбонатитовые жилы – 650 ± 2 млн л [Врублевский и др., 2003]. После очередного перерыва на севере Центрального блока в борта прогибов 620–625 млн л н. интродуцировали щелочные граниты и сиениты средневороговского комплекса [Ножкин и др., 2008а], на юге – сформировался Татарский массив субщелочных гранитов (630 млн л) [Верниковская и др., 2007].

Процессы ранней эволюции Палеоазиатского океана. Поздний внутриплитный магматизм Центрального блока осуществлялся параллельно процессам, относимым к ранним стадиям эволюции Палеоазиатского океана: формированию островодужных комплексов Исаковского – 697 ± 4 млн л [Верниковский и др., 2001] и Предивинского – 640–620 млн л [Верниковский и др., 1999; Vernikovsky et al., 2003; Ножкин и др., 2016] террейнов и их аккреции около 600 млн л н. [Лиханов и др., 2013а]. Неопротерозойский магматизм Енисейского кряжа завершился 550–540 млн л н. образованием постколлизионных лейкогранитов в составе Исаковского террейна [Ножкин и др., 2017].

1.2.2. Концепция аккреционной природы Енисейского кряжа.

В рамках этой концепции Енисейский кряж представляется совокупностью террейнов различной геодинамической природы. В составе Заангарья их три: Исаковский – островодужный; Восточный – развивающийся в условиях пассивной континентальной окраины; Центральный – гранитно-метаморфический [Верниковский и др., 2016]. Предполагается, что заангарские террейны сложены преимущественно неопротерозойскими породами, отложения тейской (включая гаревскую) и сухопитской серий условно относятся к мезопротерозою, исходя из того, что прорывающие их граниты различных комплексов не древнее раннего неопротерозоя [Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2016]. Рыбинско-Панимбинский пояс трактуется как офиолитовый [Постельников, Хераскова, 1997; Vernikovsky

et al., 2000; Матушкин, 2010; Верниковский и др., 2016], датировка ~1050 млн л [Vernikovskiy et al., 2000; Ножкин и др., 2008б] объясняется тектонотермальным событием в связи с аккрецией пояса к Центральному террейну или к Сибирскому кратону до их коллизии [Верниковский, Верниковская, 2006].

Самостоятельное развитие террейнов и их компоновка в единую покровно-складчатую структуру сопровождалась формированием комплексов эволюционирующего гранитоидного магматизма, имеющих ведущее значение для реконструкции наиболее важных тектономагматических этапов. Авторами террейновой гипотезы выделяется пять неопротерозойских гранитоидных комплексов в Заангарье: тейский, аяхтинский, глушихинский, татарский и приенисейский [Верниковский, Верниковская, 2006].

Доколлизийная история Центрального террейна. В тейский комплекс объединены граниты Тейского, Каламинского и Ерудинского массивов. Геохимические особенности гранитов интерпретируются их принадлежностью S- и I-типам [Верниковский, Верниковская, 2006]. Их формирование (880–860 млн л н.), предположительно, связывают с коллизией островная дуга – континент [Верниковский, Верниковская, 2006]. Доказывается, что это происходило до вхождения Центрального террейна в состав Енисейского края. Изучение термоостаточной намагниченности Ерудинских гранитов показало, что кажущиеся магнитные полюса Сибири и массива на момент его остывания были разобщены по палеошироте не менее чем на $8,6^\circ$ или 1000 км [Верниковский и др., 2016].

Присоединение Центрального террейна к Сибирскому кратону. Столкновение Центрального террейна с Сибирским кратоном привело к образованию коллизийных гранитоидов аяхтинского комплекса 760–750 млн л н. [Верниковская и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2003] смешанного A- и S-I-типов с преимущественно коровым источником [Верниковский, Верниковская, 2006]. A-граниты глушихинского комплекса образовались вслед за аяхтинскими без перерыва во времени 752–718 млн л н. [Верниковская и др., 2003, 2006]. Их проявление рассматривается как постколлизийное в связи с поздней дифференциацией расплавов, сформировавших граниты A-типа в аяхтинском комплексе [Верниковский, Верниковская, 2006]. Предполагается косоориентированная коллизия Центрального террейна, опираясь на следующие факты [Верниковский и др., 2016]:

- омоложение гранитоидов глушихинского комплекса в южном (здесь и далее ориентировки по сторонам света приводятся относительно современных координат) направлении (массивы – млн л: Гаревский – 752 ± 3 ; Лендахский – 749–745; Глушихинский – 731 ± 5 ; Стрелковский – 718 ± 9) [Верниковская и др., 2003, 2006];
- снижение интенсивности пликативной и дизъюнктивной тектоники Восточного террейна в ЮВ направлении;

– широкое развитие левосторонних сдвигов в условиях сжатия субширотного направления в пределах Центрального террейна.

Приенисейская островная дуга и анорогенный перикратонный магматизм.

Последующая эволюция западной окраины Сибирского континента выражается формированием Приенисейской островной дуги с аналогичным, как и в предыдущем событии, запаздыванием процесса в южном направлении: Исаковский фрагмент островной дуги развивался раньше Предивинского. В целом возраст островодужных плагитгранитов приенисейского комплекса составляет 700–620 млн л [Верниковский и др., 1999, 2001; Vernikovskiy et al., 2003; Ножкин и др., 2016], а метаморфизма обдуцируемых офиолитов 685–600 млн л [Волобуев, 1993; Верниковский и др., 1994]. Отмечается синхронность формирования Приенисейской островной дуги и ее аккреции к Сибири (700–600 млн л) с заключительными тектономагматическими событиями позднего неопротерозоя. В это время вдоль западной окраины Сибирского кратона, тяготея к сутурным зонам, в обстановке растяжения развивались рифтогенные осадочные бассейны (Вороговский, Тейско-Чапский и др.) с несогласным залеганием терригенно-вулканогенных осадков на мезо–неопротерозойских образованиях; предполагаемое начало осадконакопления – 680–670 млн л [Верниковский и др., 2009]. К числу этих событий отнесен и анорогенный внутриплитный щелочной и субщелочной магматизм захребетнинского (щелочные сиенит-порфиры, трахидолериты) – 703 ± 4 млн л [Ножкин и др., 2007] и татарского (А-граниты Татарского массива, нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты Среднетатарского массива и карбонатиты татарской тектонической зоны) [Верниковская и др., 2005] – 675–620 млн л [Свешникова и др., 1976; Собаченко и др., 1986; Врублевский и др., 2003, 2012; Верниковская и др., 2005, 2007] комплексов. Объясняется такая синхронность инициацией смешанного мантийно-корового магматизма в связи с субдукцией океанской плиты под западную окраину Сибирского континента и достижением ею астеносферного слоя [Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковская и др., 2007; Верниковский и др., 2009].

В рамках террейновой концепции длительность режима растяжения в позднем неопротерозое (700–620 млн л) по сравнению с концепцией суперконтинентальных циклов (790–620 млн л) короче на 90 млн л. Эти 90 млн л приходятся на аккрецию Центрального террейна, складчато-надвиговую орогению с сопряженным коллизионным – аяхтинским и постколлизионным – глушихинским гранитоидным магматизмом (рассматриваемым в альтернативной концепции в качестве внутриплитного), консолидацию и денудацию орогена [Верниковский и др., 2006, 2009, 2016].

1.2.3. Связь тектономагматических и золоторудных процессов

Для месторождений Енисейского кряжа накопилось большое количество определений возраста вмещающих пород и рудного вещества различными методами изотопной геохронологии (табл. 2). Все месторождения имеют в своей истории рудные этапы развития, коррелируемые с эпохами неопротерозойского рифтогенеза и внутриплитного магматизма (в интерпретационных моделях концепции суперконтинентальных циклов). Важен факт повышенной фоновой золотоносности кислых и основных вулканитов и ассоциирующих с ними углеродистых сланцев (2,5–50 мг/т и 10–60 мг/т соответственно) в рифтогенных структурах [Ножкин и др., 2011].

С позиции неоднократно проявленного континентального рифтогенеза логично объясняется циклическое появление металлоемких углеродистых горизонтов в составе разрезов сухопитской серии, рыбинской толщи, верхневороговской и чингасанской серий, ассоциирующих соответственно с вулканитами метапикробазальт-базальтовой, плагиориодацит-базальтовой, риолит-базальтовой и трахибазальт-базальтовой ассоциаций.

В этом свете представляется вся целостность рудогенерирующей системы, в которой результаты функционирования отдельных тектономагматических этапов прослеживаются на различных гипсометрических уровнях.

На нижних горизонтах, это полихронные метасоматиты с соответствующим поведением золота в минералообразующей системе – обогащением или концентрированием до рудных содержаний. Одновременно с этим на верхних горизонтах в рифтогенных бассейнах осадконакопления происходит формирование терригенно-вулканогенных толщ с надфоновыми количествами золота.

Наиболее часто встречаемый на месторождениях возрастной рубеж коррелирует со временем формирования риолит-базальтовой ассоциации и гранитоидов аяхтинского и глушихинского комплексов. В эту эпоху наиболее отчетливо выражен тренд омоложения, как магматических, так и рудных образований в южном направлении (последовательность месторождений в таблице отвечает их расположению с севера на юг).

Характерна приуроченность золотого оруденения к локальным зонам динамометаморфизма умеренных давлений и складчатости надвиговых структур (см. рис. 9). На этом рубеже у одних месторождений рудное вещество было задействовано уже в процессе надвигообразования, у других – нет (см. табл. 2).

Таблица. 2 Корреляция возрастных рубежей золотого оруденения с тектономагматическими событиями неопротерозоя в Енисейском кряже (по Ножкин и др., 2011 с изменениями и дополнениями)

Месторождения	Этапы тектономагматизма и рубежи формирования месторождений, млн лет																			
	Региональный метаморфизм (1100–1000) Гранитоидные купола тейского типа (955) Гранитоиды Каламинского типа (880–860)		Надвиги, локальный динамометаморфизм и складкообразование (856–793)		Плагиориодацил-базальтовая ассоциация (780)		Аяхтинский комплекс А- и S-I-гранитов (761; 750) Риолит-базальтовая ассоциация (753; 717) Вимодальный ковринский комплекс (750) Глушихинский комплекс А-гранитов (752–718)		Трахитбазальт-трахитовая ассоциация (703±4) Захребетинский комплекс (700) Кутукасский комплекс А-гранитов (700; 690±8)		Нефелиновые сиениты, ургиты, ийолиты среднетатарского комплекса (675–620) Карбонатиты (650) Татарский массив субщелочных гранитов А-типа (630)									
Советское	Вмещающие метаморфические и безрудные метасоматические породы	Золото-арсенопирит-кварцевый	890 ¹	830–820 ¹ 820,3±8,2 ¹	775,8±8,1 ¹	Золото-полисульфидный	730 ¹	762,3±33,3 ¹	744±17 ¹	720±15 ² 715 ²	691 ²	Золото-арсенопиритовый ± антимонитовый	атарский комплекс по [Верниковская и др., 2005]	Средневогровский комплекс щелочных гранитов и сиенитов (620–625)						
Эльдорадинское			850 ¹												795 ²	780 ²				
Олимпиадинское			870±35 ²												794±15 ³					615±15 ³
Панимбинское			996±32,9 ⁴ 889±26,6 ⁴												817,2±5,3 ¹ 815±37,6 ⁴					
Ведугинское															805±15 ¹	770±15 ²				
Герфед																				
Удерейское																		711,6±3,4 ¹		
Раздольнинское																		735 ²		
Попутнинское																		762 ²	733 ² 717±6 ¹ 712±6 ¹	705 ²

Примечание к таблице 2. Результаты датирования методами изотопной геохронологии по минеральным монофракциям из вмещающих метаморфических сланцев и безрудных метасоматических зон приведены в графе «Вмещающие метаморфические...», из золотосодержащих кварцевых и серицитовых прожилков, сульфидизированных сланцев рудных интервалов – во всех остальных графах.

¹ $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ по серициту (мусковиту) проводился на месторождениях: Советское [Томиленко и др., 2006]; Ведугинское, Удереysкое, Попутнинское [Ножкин и др., 2011]; Панимба [Сазонов и др., 2016]; Герфед [Сазонов и др., 2015 ф].

² $\text{K} - \text{Ar}$ по серициту проводился на месторождениях: Эльдорадо [Сазонов, 1998]; Олимпиада [Новожилов, Гаврилов, 1999]; Ведуга [Сазонов и др., 1994; Чугаев и др., 2001]; Раздольнинское, Попутнинское [Неволько, 2009].

³ $\text{Rb} - \text{Sr}$ по фракциям кварц-серицит-карбонатных и кварц-серицитовых метасоматитов, ассоциированных соответственно с золото-арсенопиритовым (ранним) и бертьерит-антимонитовым (поздним) продуктивными комплексами на месторождении Олимпиада [Новожилов, Гаврилов, 1999].

⁴ $\text{U} - \text{Pb}$ SHRIMP II по цирконам на месторождении Панимба [Сазонов и др., 2016].

Вероятно, для последних с надвигами связано только начало структурного формирования и стрессовая дифференциация регионально метаморфизованных протолитов без участия рудных компонентов. Одним из представителей такого оруденения является золото-сульфидное месторождение Благодатное. Во вмещающих его породах отсутствуют горизонты с аутигенным Сорг и признаками седиментогенного обогащения золотом.

Таким образом, в Енисейском кряже и Патомском нагорье в позднем неопротерозе были проявлены процессы рифтогенеза, внутриплитного магматизма и золоторудной металлогении. Но, если в Енисейском кряже неопротерозойское оруденение, охватившее, преимущественно, мезопротерозойские отложения, представляет главную эпоху рудогенеза, то в Патомском нагорье оно второстепенно и распространено только среди выступов раннедокембрийского фундамента.

ГЛАВА 2

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ТАКСОНОВ РАЗЛИЧНОГО УРОВНЯ ОРГАНИЗАЦИИ

Структурный анализ физических полей является начальным звеном в цепи исследований, целью которых является генетическая реконструкция петрофизической зональности золотого оруденения на различных уровнях его организации. На этом этапе возникают вопросы в отношении геологической интерпретации геофизических полей и петрологической диагностики аномальных образований (петрографическая идентификация, последовательность и условия формирования), которые могут быть решены с помощью всестороннего изучения вещественного состава пород с аномальными физическими свойствами. Результаты структурного анализа являются путеводной нитью и для отбора петрофизической коллекции, и для определения комплекса экспериментальных исследований ее отдельных образцов, но и окончательная редакция данного раздела осуществляется после того, как складываются вполне определенные представления о природе аномалий, причинах и последовательности их проявления.

2.1. КЕВАКТИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ ТОНОДСКОГО РАЙОНА (ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

По имеющимся фактам и признакам (все они будут представлены в работе) золотую минерализацию Тонодского района можно считать производной таких рудогенерирующих систем, в которых углеродная минерализация (по крайней мере, часть ее) является метасоматической, а не водно-осадочной или эндогенно-экзогенно-биогенной. На примере Тонодского района рассмотрены особенности природы разномасштабных геофизических аномалий, свойственных этим рудогенерирующим системам, дана их интерпретация в свете современных представлений о геодинамическом развитии Байкальской складчатой области.

Признаки и критерии локализации золотого оруденения рассматриваются на примере месторождения Чертово Кoryто. Согласно иерархии металлогенического районирования оно входит в состав Артемьевского рудного поля Кевактинского рудного узла Тонодского рудно-россыпного района Витимо-Патомской структурно-металлогенической зоны [Коткин, 2006 ф].

Разные предположения и инструментальные оценки приводились в отношении возраста месторождения Чертово Корыто. В работе [Мартыненко, 2001 ф] гидротермально-метасоматические преобразования и золотую минерализацию связывают с постмагматической деятельностью раннепротерозойских гранитных интрузий. В другой работе не исключается возможность его образования в средне-, позднепалеозойскую эпоху [Кучеренко и др., 2009а] по аналогии с месторождением соседнего Бодайбинского района Сухой Лог, на котором возраст околорудных метасоматитов и прожилково-вкрапленной продуктивной минерализации составляет 447 ± 6 млн л, а золотоносных кварцевых жил – 321 ± 14 млн л [Лаверов и др., 2007]. Временной диапазон модельного возраста рудного свинца из арсенопирита и галенита на месторождении Чертово Корыто варьирует от 1050 до 720 млн л [Чугаев и др., 2010].

По приведенным данным видно, что в решении одной из ключевых проблем генезиса месторождения – его возраста – имеется очень большая неопределенность: интервал времени между крайними датировками составляет около 1.5 млрд л. Поэтому, давая геофизическую характеристику Тонодской рудогенерирующей системе на всех уровнях ее организации, от рудного района до месторождения, большое значение придавалось возрастной определенности аномальных образований – абсолютной и относительной среди датированных геолого-геофизических реперов геодинамического развития системы.

2.1.1. Общая характеристика

Региональная геофизическая обстановка в районе узла связана с аномальным проявлением в физических полях целого ряда структурно-вещественных ассоциаций, последовательное развитие которых происходило с нижнего протерозоя и, вероятно, до верхнего рифея, хотя верхняя граница развития рудного узла остается под вопросом [Чугаев и др., 2010]. Тектоническое положение Кевактинского рудного узла контролируется зоной влияния Хайвергино-Кевактинского разлома в центральной части Тонодского поднятия (см. рис. 3).

Стратифицированные образования узла и его ближайших окрестностей участвуют в строении двух структурных ярусов: нижнепротерозойского фундамента и рифейского складчатого чехла. Кевактинский узел приурочен к нижнепротерозойскому фундаменту и сложен преимущественно мелко- и среднезернистыми слабометаморфизованными песчаниками албазинской и михайловской свит кевактинской серии. Отложения кевактинской серии, занимающие основной объем рудного узла, смяты в две сопряженные пологие складки субширотного простирания: Кевактинскую антиклиналь и Михайловскую синклиналь (рис. 10).

Терригенно-осадочные породы прорываются нижнепротерозойскими гранитоидными массивами чуйско-кодарского и амандракского комплексов, образуя естественные границы узла с востока, юга и юго-запада. С севера и северо-запада узел ограничен тектоническими контактами с отложениями верхнего яруса (см. рис. 5).

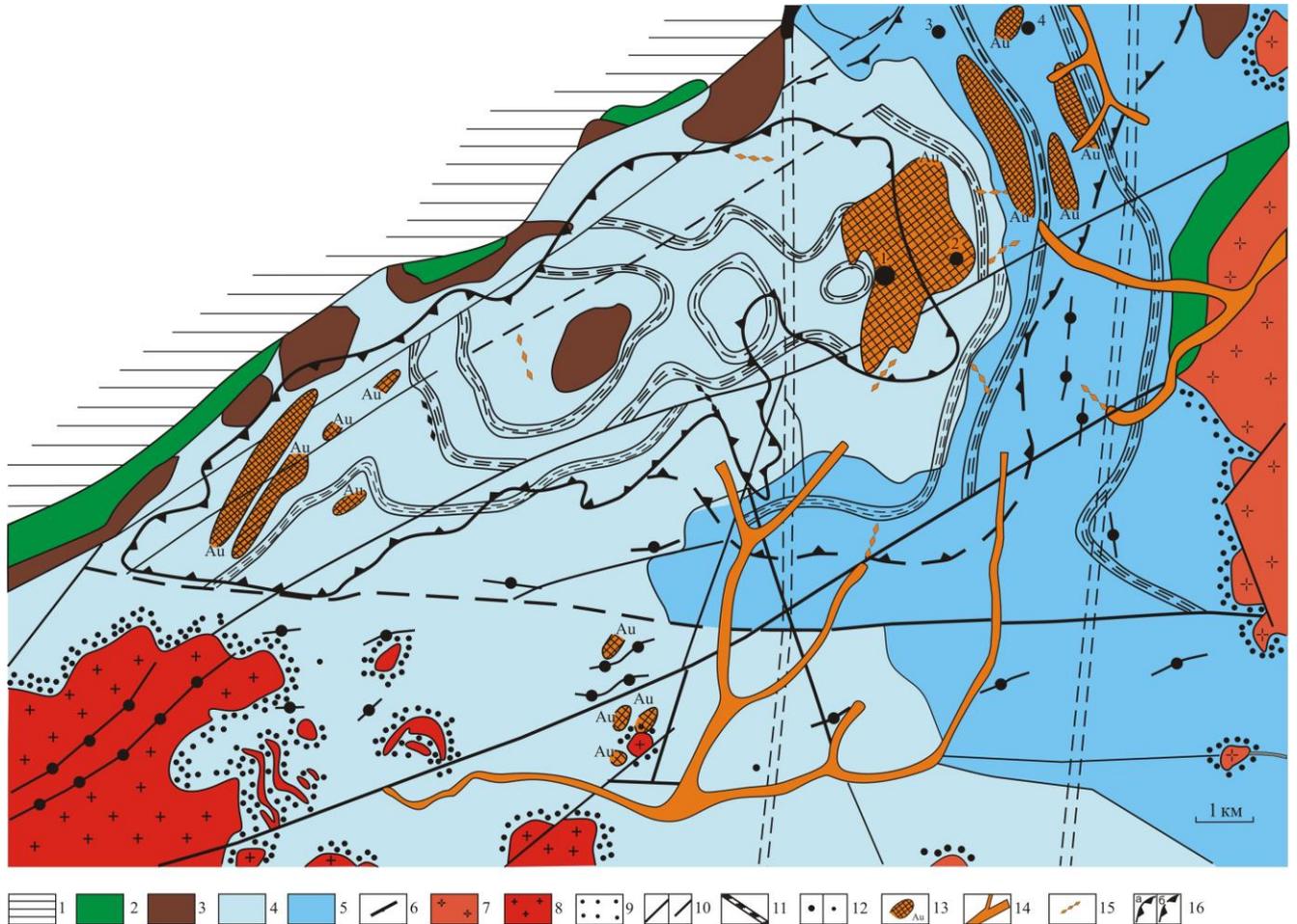


Рис. 10. Геологическая схема Кевактинского золотоносного рудно-россыпного узла с элементами радиогеохимической обстановки (по М.М. Баженову, 1981, А.В. Верховину, 2007 с изменениями и добавлениями)

1 – нерасчлененные отложения позднего МР; 2, 3 – отложения раннего МР: медвежевская свита (md) – конгломераты, кварц-хлоритовые сланцы, метадиабазы (2); пурпольская свита (pp) – кварциты, хлоритоидные сланцы (3); 4–5 – терригенно-осадочные образования РР: михайловская свита (mh) – метапесчаники, алевросланцы, сланцы (4); албазинская свита (al) – сланцы, алевросланцы, песчаники (5); 6–8 интрузивные образования: дайки габбро-диабазов раннего МР (6); РР граниты амандракского (7) и чуйско-кодарского (8) комплексов; 9 – роговики; 10 – разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – толщи углеродистых метапесчаников и сланцев; 12 – месторождение (а) и рудопроявления (б) золота: 1 – Чертово Корыто; 2– Верхнее-Кевактинское; 3 – Верхне-Желтухтинское; 4 – Желтухтино-Михайловское; 13 – литохимические ореолы золота; 14 – россыпи золота; 15 – шлиховые потоки золота. 16 – радиогеохимический ореол сплошного (а) и фрагментарного (б) распространения.

Разрез чехла начинается раннерифейскими толщами пурпольской и медвежевской свит. Пурпольская свита связана с началом заложения морского бассейна и состоит, главным образом из переотложенных кор выветривания, широко развивавшихся по породам фундамента на протерозойском этапе стабилизации тектонического режима. Следующая по разрезу, медвежевская свита накапливалась в рифтогенных грабенах и включает в свой состав большей частью конгломераты и вулканические образования. Магматизм этого этапа выразился внедрением даек габбро-диабазов по тем же системам нарушений, по которым происходило образование грабенов.

Средне-верхнерифейские осадочные отложения накапливались в условиях пассивной континентальной окраины и смяты в линейные складки, параллельные границам выступа фундамента. Они залегают на склонах поднятия, а в пределах рудного узла не встречаются. Верхнерифейскую высокоуглеродистую валюхтинскую свиту считают стратиграфическим аналогом хомолхинской свиты [Докембрий..., 1995], вмещающей в Бодайбинском прогибе меторождение Сухой Лог.

Верхнерифейские гранитоиды язовского комплекса, фиксируемые в западной части Тонодского района, в Кевактинском рудном узле не были обнаружены и на существующих геологических картах узла 1:200000 и 1:50000 масштаба не отражены.

В тектоническом отношении рассматриваемый участок земной коры представлен серией вытянутых блоков с различной амплитудой вертикального перемещения. Межблоковые северо-восточные, а также внутриблоковые субмеридиональные и север-северо-западные нарушения являются постгранитными в отношении кевактинского и амандракского комплексов и датируются как раннерифейские [Докембрий..., 1995]. Они образовались в связи с заложением зоны рифтинга (см. рис. 2) и предопределили анизотропию проницаемости пород фундамента. Часть этих нарушений участвовала в формировании грабенов: субмеридиональных в раннемедвежевское время и северо-восточных – в позднемедвежевское. В строении грабенов участвуют породы пурпольской и медвежевской свит. Эти долгоживущие дизъюнктивные системы неоднократно подновлялись и позднее, на различных этапах тектонической активизации региона. В юго-западной части Тонодского выступа по этим нарушениям происходило внедрение гранитоидов язовского и базитов чайского комплексов [Докембрий..., 1995] (см. табл. 1). В Кевактинском рудном узле межблоковые разломы контролировали ареалы развития полихронных метасоматитов рудогенерирующей системы, а внутриблоковые нарушения служили подводными каналами для металлоносных растворов и участвовали в формировании структурных ловушек для локализации золотого оруденения.

2.1.2. Гравитационное поле

В аномальном поле ускорения силы тяжести (Δg) (масштаб 1:200000) Кевактинского рудного узла и его окрестностей (рис. 11) проявлены разновозрастные метаосадочные отложения, образования гранитоидного и базитового магматизма, а также элементы разрывной тектоники.

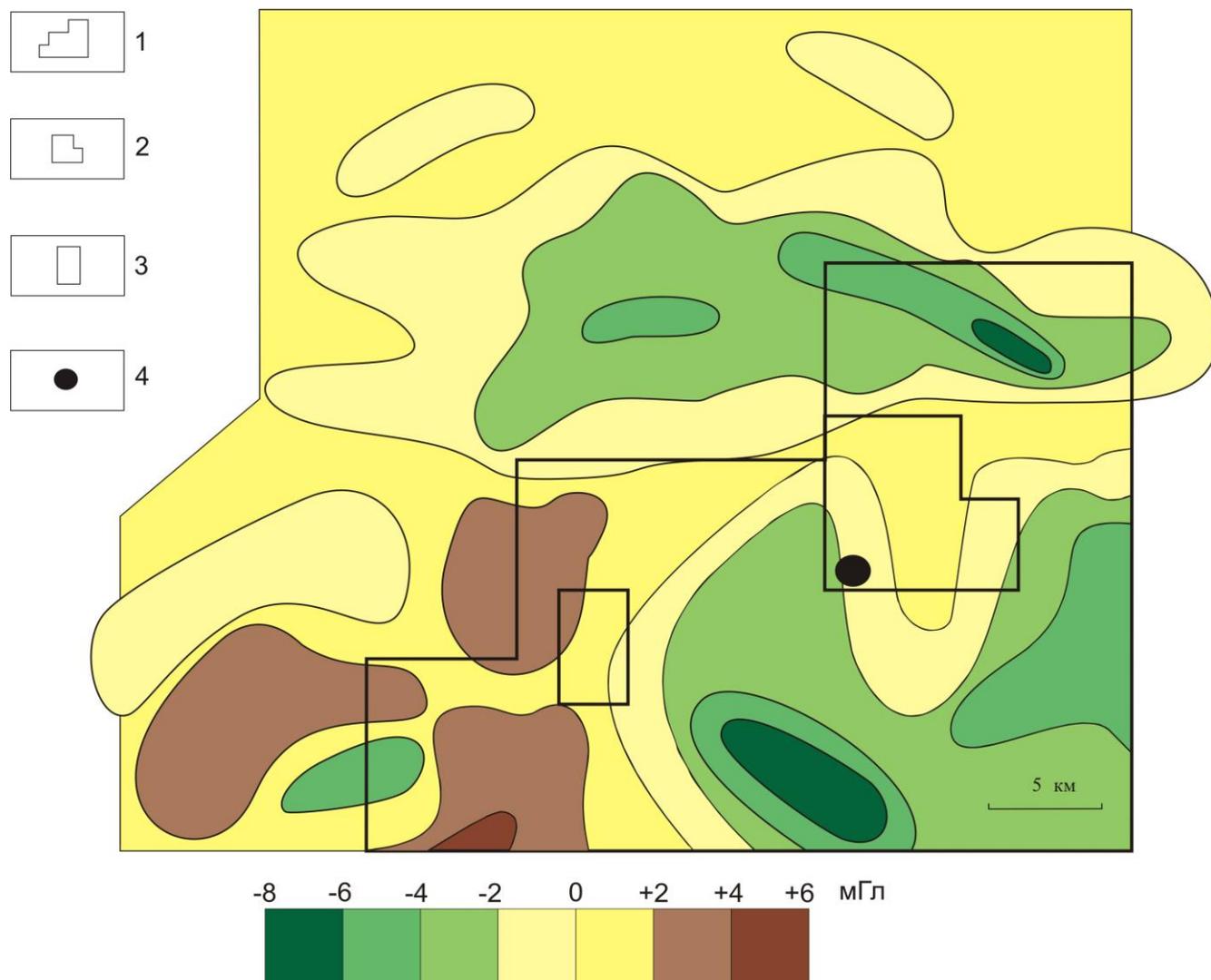


Рис. 11. Гравитационное поле Кевактинского рудного узла

1–3 – контуры: площади аэрогеофизических исследований Кевактинского рудного узла (1); участков поисковых работ в Артемьевском рудном поле (2) и Медвежевского (3); 4 – месторождение Чертово Корыто.

Плотность нижнепротерозойских пород михайловской свиты изучалась автором на месторождении Чертово Корыто, ее величина составляет $2.67\text{--}2.69\text{ г/см}^3$. Плотность среднерифейских отложений бугорихтинской свиты равна 2.68 г/см^3 [Докембрий..., 1995], а верхнерифейских пород, распространенных в районе месторождения Сухой Лог, – 2.69 г/см^3

[Лишневицкий, Дистлер, 2004]. Имеющиеся данные по терригенно-осадочным слабометаморфизованным отложениям различных комплексов Тонодского поднятия и Бодайбинского прогиба указывают на высокую степень их петроплотностной однородности. В выбранном условном уровне аномального поля разновозрастным терригенно-осадочным породам отвечают близкие к нулевым значения Δg .

Меньшую плотность (2.60 г/см^3) имеют только граниты нормального ряда [Письменный и др., 1984]. Эти сведения относятся к палеозойским гранитам бодайбинского синклинория, но очевидно, что и нижнепротерозойские граниты Тонодского выступа имеют отрицательную избыточную плотность по отношению к вмещающим породам. Гравитационные минимумы до $-6 \div -8$ мгл соответствуют и Кевактинскому, и Амандракскому массивам (см. рис. 11).

Значительным повышением гравитационного поля до $+4 \div 6$ мгл характеризуется западная и юго-западная часть рудного узла. В структуре этого повышения имеются три максимума, вытянутые в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Гравитационным максимумам соответствуют разнополярные магнитные аномалии, которые на продолжении высокоплотных зон вырождаются в – линейные.

Положительные аномалии в региональных гравитационных полях Патомского нагорья повсеместно наблюдаются на участках выходов на земную поверхность продуктов регионального метаморфизма высоких ступеней и пород основного – ультраосновного состава [Алакшин, Письменный, 1988]. В работе [Докембрий..., 1995] на примере маркирующего горизонта зеленых безуглеродистых сланцев бугорихтинской свиты показано, что с ростом метаморфизма осадочных пород от зоны биотита до зоны амфибола их плотность увеличивается от 2.68 до 2.95 г/см^3 . В рудной зоне месторождения Чертово Корыто (наблюдения автора) плотность слабометаморфизованных пород михайловской свиты возрастает до 2.85 г/см^3 за счет сульфидной минерализации. Сравнительно с исходными породами, высокую плотность $\sigma = 2.90 \text{ г/см}^3$ имеют березиты, развитые по отложениям михайловской свиты, главным образом, за счет большого количества анкерита в их составе, а также наличия вкрапленников сульфидов.

По данным В.Г. Мартыненко (2001) протерозойские отложения Кевактинского рудного узла претерпели региональный метаморфизм в условиях серицит-хлоритовой ступени зеленосланцевой фации. Следовательно, связь положительных аномалий Δg с высоко метаморфизованными образованиями маловероятна. Повышение плотности пород на участках развития рудной минерализации и сопутствующих метасоматитов носит локальный характер и не проявляется в региональном гравитационном поле. Поэтому, из всех известных в регионе высокоплотных неоднородностей, рассматриваемые положительные гравитационные аномалии,

вероятнее всего, создают интрузивные образования повышенной основности. На геологической карте Кевактинского рудного узла 1:50 000 масштаба показаны две дайки габбро-диабазов предположительно раннерифейского возраста (см. рис. 10), пересекающие Кевактинский гранитоидный массив в области гравитационного максимума и имеющие с ним одинаковое северо-восточное простирание. Очевидно, что отдельные дайковые тела не создадут таких почти изометричных максимумов в поле Δg . Вероятно, на глубине имеются более крупные тела или скопления даек основного состава, трассирующих зону раннерифейского рифтинга. С высокоплотными образованиями пространственно согласованы грабены с реликтовыми отложениями пурпольской и медвежьей свит, образуя в совокупности естественный рифтинговый парагенез глубинных и приповерхностных структурно-вещественных комплексов.

Определение природы рассмотренных аномалий упрощалось тем, что создающие их геологические тела либо прослеживаются на поверхности, и границы аномалий хорошо согласуются с границами выходов (Кевактинский и Амандраковский гранитоидные массивы), либо представлены жильной фацией в виде отдельных даек габбро-диабазов.

Не охарактеризованными остались два гравитационных минимума, образованные глубинными нескрытыми источниками. Первый из них – это крупный гравитационный минимум до – 6 мгл с продольными и поперечными размерами 35 и 12,5 км, вытянут в широтном направлении за пределами выступа фундамента рядом с его северной границей. Второй минимум Δg до – 4 мгл находится в центре рудного узла, где сливается с крупной гравитационной аномалией от Кевактинского массива. Он имеет сравнительно небольшие размеры (7 на 2,5 км) и ориентирован в северо-восточном направлении. В его краевой части расположено месторождение Чертово Кoryто.

Вероятнее всего, что и эти отрицательные приращения Δg связаны с гранитоидными телами. Криптобатолит, проявленный в первом гравитационном минимуме, по своим размерам и широтной вытянутости очень похож на нижнепротерозойские Кевактинский и Амандраковский массивы (см. рис. 5). Допускать, что эта аномалия вызвана рифейскими гранитами язовского комплекса нет оснований, потому что последние известны только в виде небольших штоков и протяженных до нескольких километров даек [Докембрий..., 1995]. Также маловероятна её связь и с палеозойскими гранитами. Отсутствие характерных деформаций среднерифейских отложений и перераспределения в них радиоактивных элементов может служить тому доказательством. Дополнительные доказательства и признаки того, что после образования выступа фундамента палеозойские события не принимали участия в истории развития Кевактинского рудного узла, приводятся в разделе 1.1.1. Скорее всего, первый гравитационный минимум, связан с нижнепротерозойскими гранитами. Связь этого гравитационного минимума

с плотностной неоднородностью фундамента косвенно подтверждается тем, что он находится на продолжении Право-Быстринского выступа фундамента, отделяясь от него Тонодским разломом (см. рис. 6).

Форма и размеры второго гравитационного минимума больше всего соответствуют образованиям язовского комплекса, кроме того, он контролируется тем же нарушением, что и дайки рифейских габбро-диабазов (см. рис. 5 и 11).

2.1.3. Радиогеохимические поля

В полях распределения естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) (м-б 1:25000) [Копылов и др., 1981ф] структура ореолов первого порядка обусловлена двухъярусным строением района Кевактинского рудного узла (рис. 12–15). Породы нижнепротерозойского фундамента отчетливо отличаются от среднерифейских пород чехла и большим содержанием ЕРЭ, особенно К, и более дифференцированным их распределением (см. рис. 5, 10).

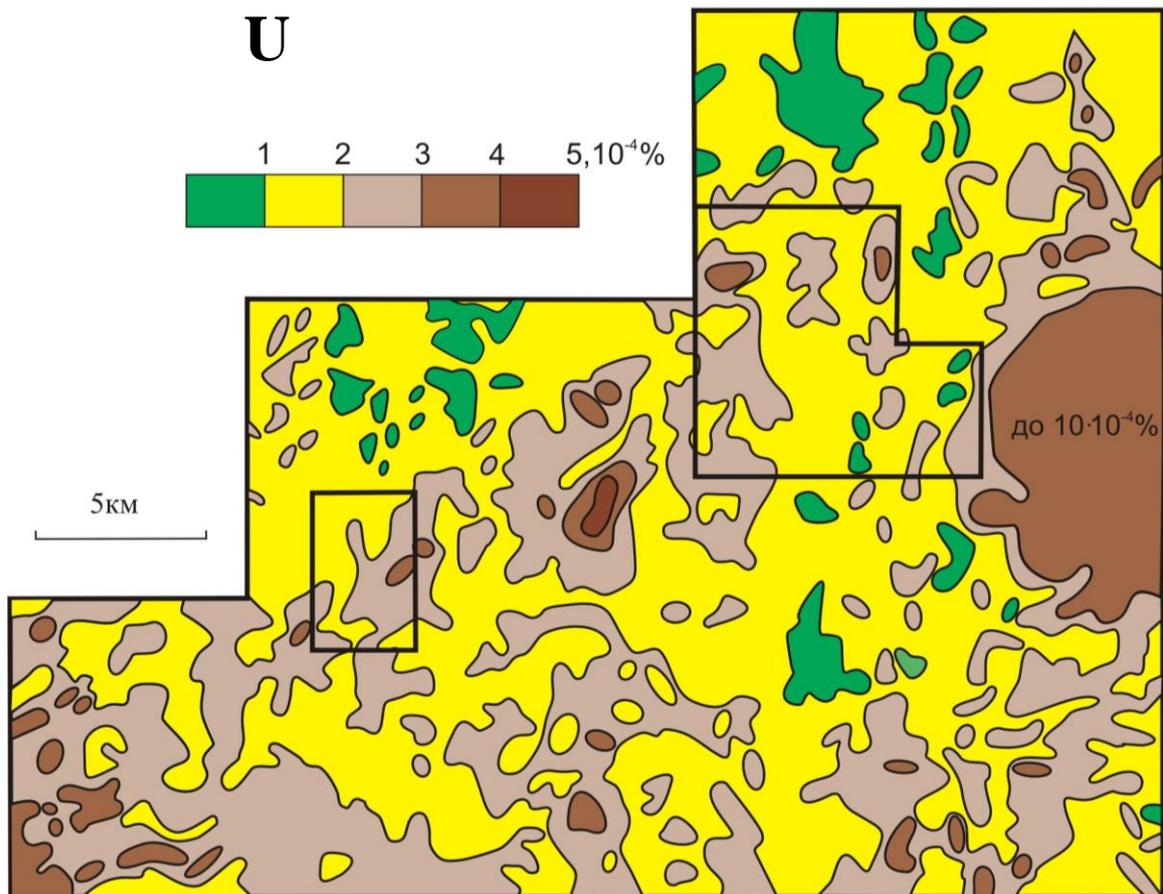


Рис. 12. Распределение U в Кевактинском золоторудном узле. Результаты аэрогамма-спектрометрии (по Копылов и др., 1981).

Условные обозначения см. на рис. 11.

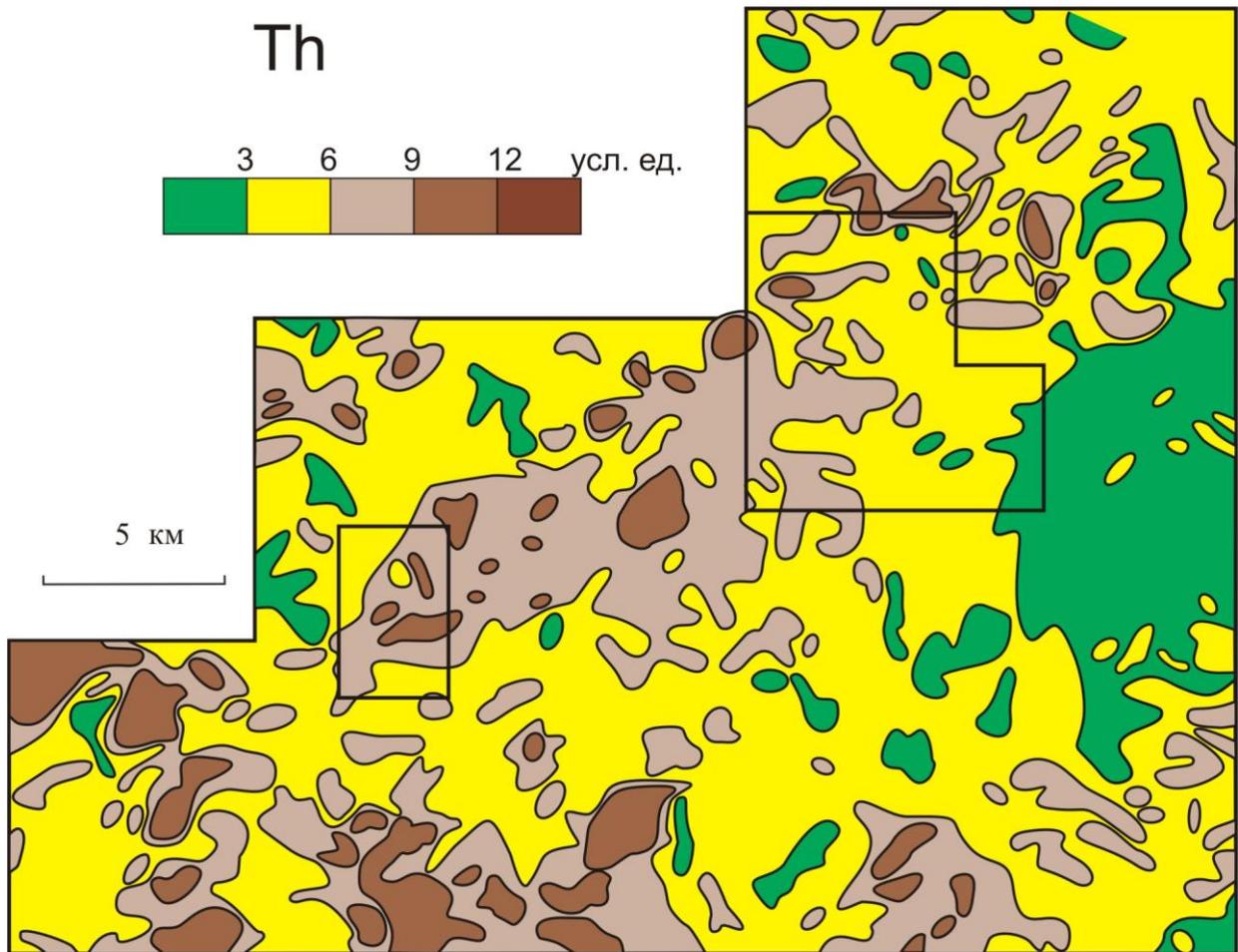


Рис. 13. Распределение Th в Кевактинском золоторудном узле. Результаты аэрогамма-спектрометрии (по Копылов и др., 1981ф).

Условные обозначения см. на рис. 11.

Наиболее интенсивные аномалии фундамента создаются гранитами чуйско-кодарского и амандракского комплексов. Граниты этих комплексов имеют различную радиогеохимическую специализацию. Если в чуйско-кодарских гранитах Th/U близко к 4 и немного выше, что отвечает отношению кларков этих элементов для гранитно-метаморфического слоя, то амандракские граниты имеют явно выраженную урановую специализацию. При повышенных, даже для гранитов, содержаниях U более 6 усл. ед., содержания Th в амандракских гранитах аномально низкие, около 3 усл. ед – это самые низкие содержания Th среди всех пород изучаемой территории. Поэтому Th/U отношение в амандракских гранитах в большинстве случаев меньше 0,5.

В отличие от гранитов, для которых границы массивов и радиогеохимических аномалий в целом хорошо совпадают, в осадочно-метаморфических толщах фундамента отсутствует пространственная корреляция между аномалиями ЕРЭ и литолого-

стратиграфическими подразделениями, за исключением высокоглиноземистых переотложенных кор выветривания с аномально высокими содержаниями Th.

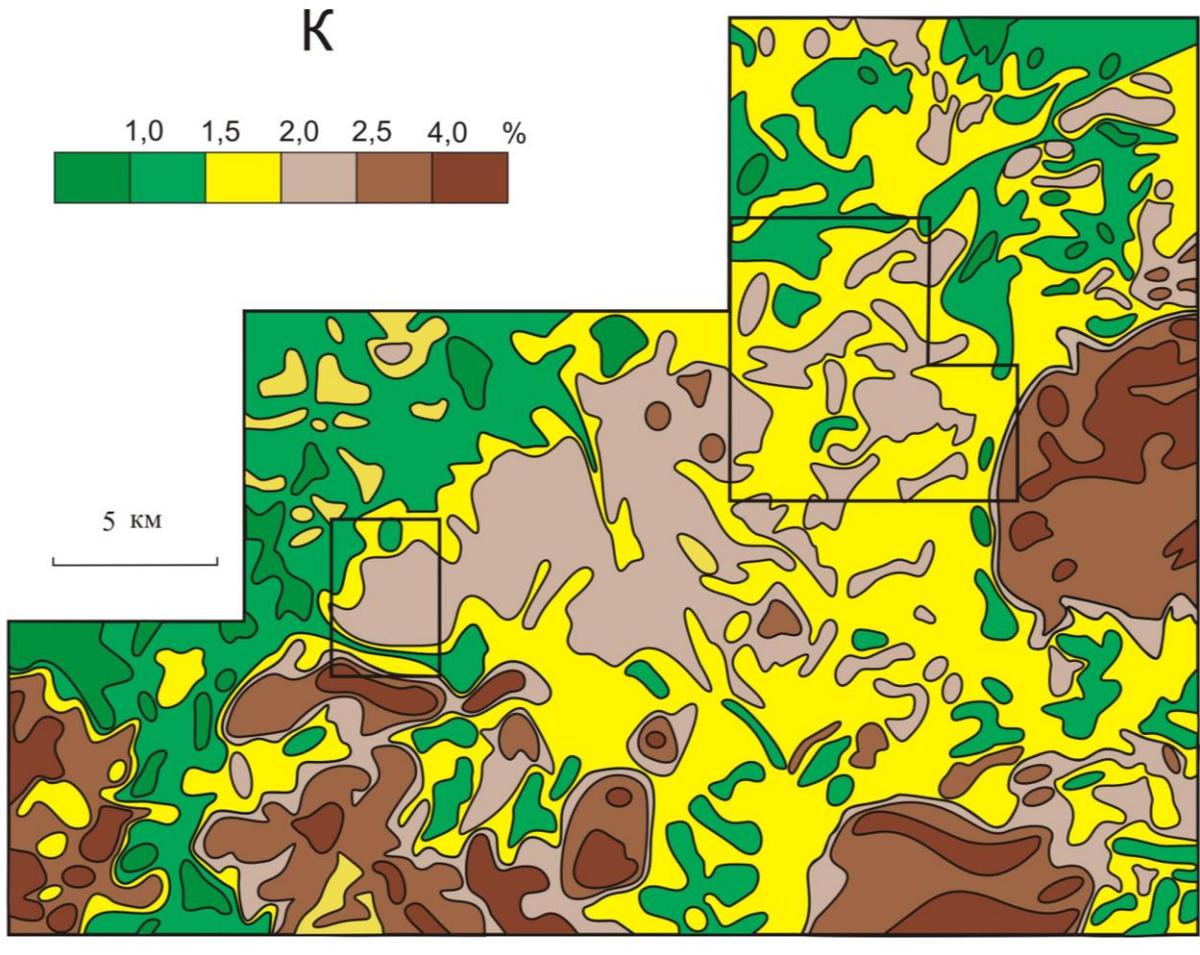


Рис. 14. Распределение К в Кевактинском золоторудном узле. Результаты аэрогамма-спектрометрии (по Копылов и др., 1981ф).

Условные обозначения см. на рис. 11.

Из оставшихся ореолов среди осадочно-метаморфических пород, наиболее очевидной представляется природа ореолов в приконтактных зонах гранитоидных массивов, как один из результатов их воздействия на вмещающие породы. Заметное обогащение U и K зоны контактового метаморфизма происходило только при внедрении гранитов чуйско-кодарского комплекса. В роговиках, сопутствующих амандракским гранитам, повышение содержаний ЕРЭ не обнаружено. Возможно, это связано с тем, что ближайшая к контакту часть зоны ороговикования перекрыта нижнерифейскими отложениями медвежьей свиты и недоступна для гамма-спектрометрического изучения.

МЭД

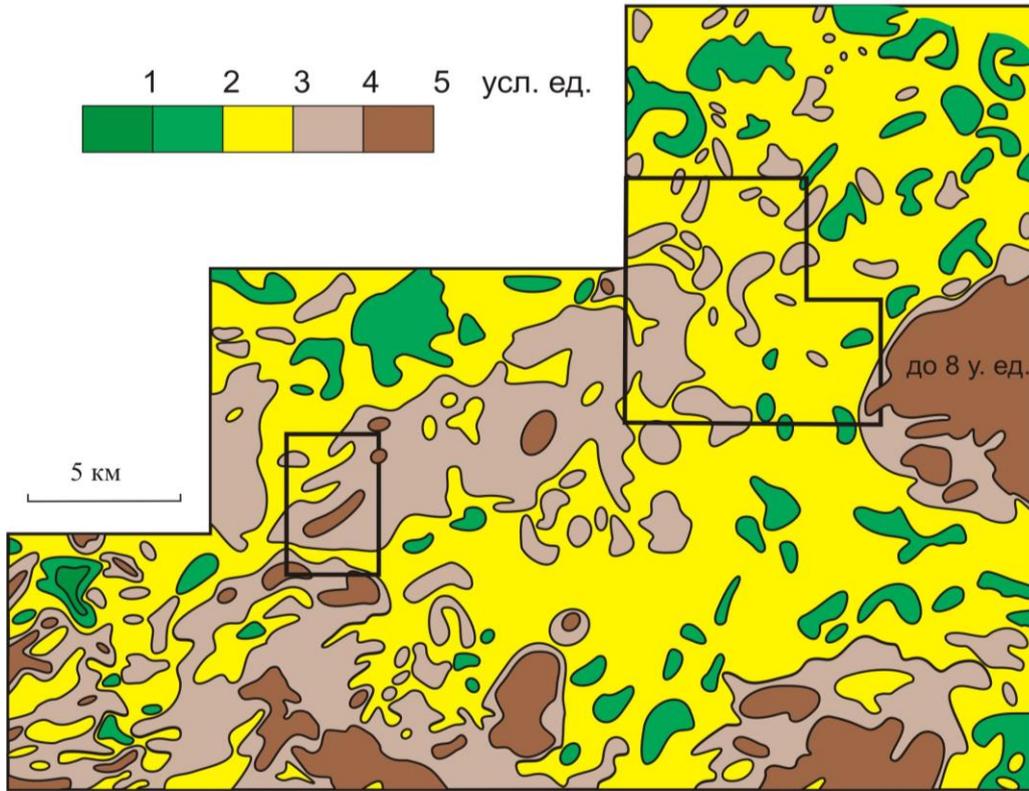


Рис. 15. Мощность экспозиционной дозы, создаваемая породами Кевактинского золоторудного узла. Результаты аэрогамма-спектрометрии (по Копылов и др., 1981ф).

Условные обозначения см. на рис. 11.

Еще один региональный ореол накопления ЕРЭ в осадочно-метаморфических породах фундамента развит вдоль всего Кевактинского узла. Он заметно тяготеет к системе северо-восточных и субмеридиональных нарушений, охватывая при этом весь разрез нижнепротерозойских отложений. В металлогеническом и рудопоисковом аспекте этот ореол представляет наибольший интерес из всех выявленных аномалий ЕРЭ. В Кевактинском рудном узле все известные месторождения золота, рудопроявления и точки минерализации, а также литогеохимические аномалии Au находятся в пределах этого радиогеохимического ореола. Все водотоки с известными россыпями также берут свое начало с территории, охваченной этим ореолом (см. рис. 10). Поэтому следует подробнее рассмотреть его структуру, а также попытаться установить природу и относительный возраст по геолого-геофизическим реперам основных событий в эволюции рудного узла.

От Кевактинского массива до западной части Артемьевского рудного поля этот радиогеохимический ореол представлен единой региональной аномалией. В центральной и восточной частях Артемьевского рудного поля – в виде широтных ответвлений он распространяется до Амандракского массива, и уже за пределами рудного поля он

прослеживается в северо-восточном направлении в виде разрозненных локальных аномалий. В целом для ореола свойственна тесная пространственная связь между всеми ЕРЭ. Аналогичное распределение РАЭ свойственно дорудным метасоматитам месторождения Чертово Корыто, что рассматривается далее по тексту в разделе о метасоматитах.

Внутри ореола выделяются отдельные локальные зоны, в которых обогащение пород К сопровождается заметным обеднением другими радиоактивными элементами, особенно U. Они имеют продолговатую форму и вытягиваются в широтном, субмеридиональном и, реже, в северо-восточном и северо-западном направлениях. Такие зоны развиты в южной и северной частях Медвежьего участка, с гораздо большей контрастностью в южной части. В Артемьевском рудном поле в аналогичной зоне проявлено месторождение Чертово Корыто. Кроме того, они обнаруживаются и между Медвежьим и Артемьевским участками. Одну из них можно проследить в поле распределения К; она вытянута в северо-западном направлении. Еще две, субмеридиональные, лучше всего проявлены в ореолах выноса U.

Совершенно разное поведение РАЭ в породах регионального ореола и охарактеризованных локальных зон свидетельствует о том, что их формирование обусловлено отдельными (самостоятельными) процессами. Локальные изменения, связанные с дополнительным поступлением К, выносом U и, в меньшей мере Th, имеют признаки более позднего проявления; они развивались вдоль тектонических нарушений по породам регионального ореола. Ареал распространения этих изменений совпадает с гравитационным минимумом, обусловленным, предположительно, гранитоидами язовского комплекса.

Специфической чертой локальных новообразований является аномальная концентрация Sn, превышающая его литогеохимический фон в пределах регионального ореола и среди неизменных пород албазинской свиты до 40–100 % (Рис. 16). Аномальные содержания Sn выявлены и в рудных метасоматитах месторождения Чертово Корыто, характеристика которых также дается в разделе о метасоматитах. Оловянное оруденение в регионе связано только с гранитоидами язовского комплекса, а касситерит является типичным акцессорным минералом, как самих гранитов, так и их экзоконтактных кварц-мусковит-карбонатных метасоматитов [Докембрий..., 1995]. Эти факты являются дополнительным подтверждением того, что гранитоиды скрытого массива могут относиться к язовскому комплексу, а образование локальных радиогеохимических зон и рудных метасоматитов коррелируется с его формированием.

Характерна корреляция между аномалиями Sn, К и As а, когда они проявлены внутри регионального радиохимического ореола, к ним добавляются аномалии Au. При этом хорошо согласуются между собой форма, размер и амплитуда аномалий Sn и К. Обогащенность Sn, по видимому, является одной из геохимических особенностей пород различного генезиса в эпоху

становления гранитоидов язовского комплекса, максимально проявленной при формировании оловянных руд касситерит-кварц-мусковитового состава в экзоконтактовых зонах гранитных интрузий. По отношению к As и Au в распределении Sn проявлена отчетливая зональность. Максимальному (для Кевактинского рудного узла) накоплению Sn (и К) соответствуют повышенные, но не самые высокие, содержания As. Такое соотношение элементов соответствует пункту Au-минерализации на Медвежьем участке. Наоборот ведут себя эти элементы на крупном месторождении Чертово Корицо; здесь проявлена самая интенсивная аномалия As при, сравнительно, небольших концентрациях Sn.

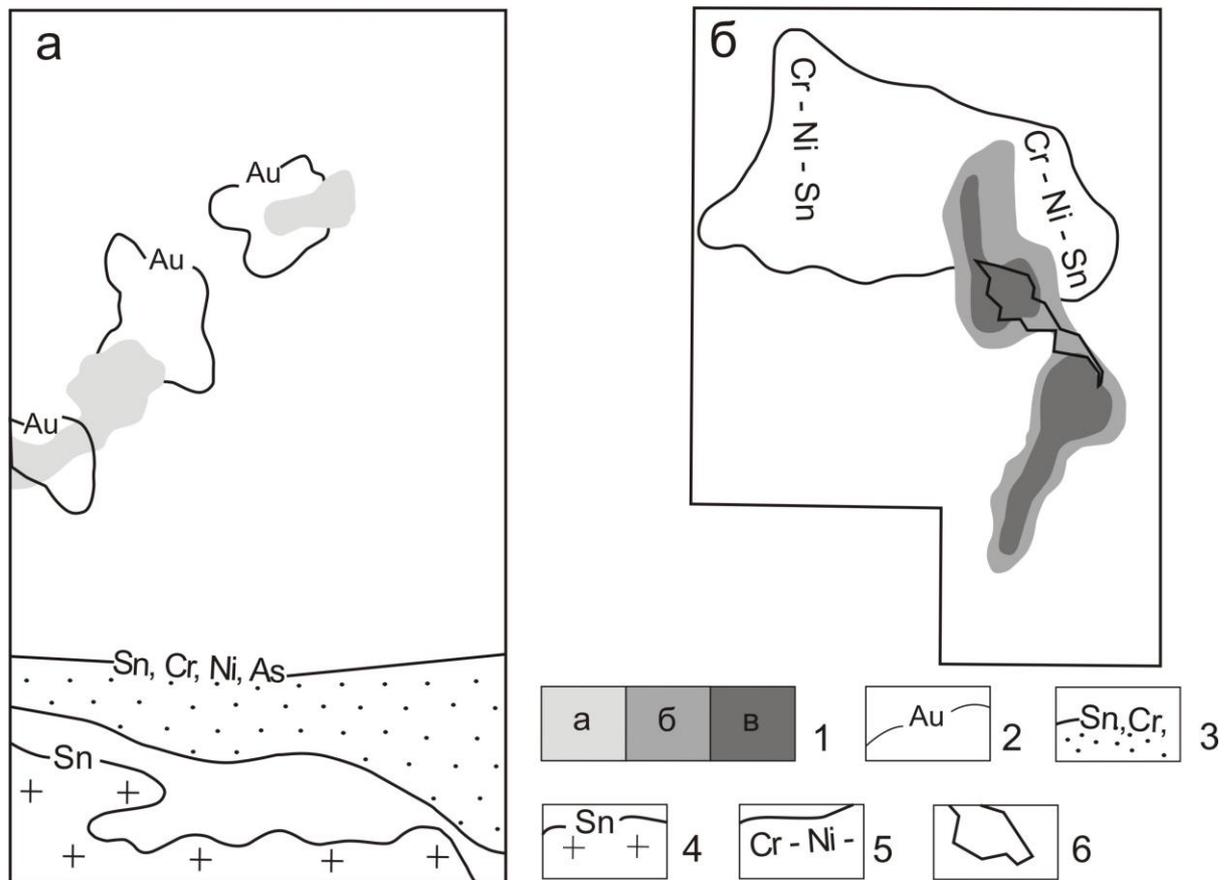


Рис. 16. Распределение химических элементов в рыхлых отложениях на участке Медвежий (а) и месторождении Чертово Корицо (б). По материалам [Баженов и др., 1981 ф].

1–5 – ореолы: As (а – 30–60 г/т, б – 300–600 г/т, в – > 600 г/т) (1); Au (2); Sn, Cr, Ni, As в аллювиальных отложениях (3); Sn в пределах Кевактинского гранитоидного массива (4); зонального распределения Cr, Ni, Sn на месторождении Чертово Корицо (последовательность элементов показана согласно их накоплению по мере приближения к рудному телу) (5); рудное тело (6).

Возраст гранитов язовского комплекса составляет 730 ± 97 млн. лет, этот же возраст можно предположить и для метасоматических преобразований пород регионального радиогеохимического ореола, в ходе которых накапливались Sn, As, К, а выносились Th и,

особенно, U. Теперь необходимо оценить время формирования самого ореола повышенных концентраций ЕРЭ.

На территории рудного узла сохранилось много отдельных фрагментов слоя высокоглиноземистых осадочных пород, входящих в состав нижнерифейской пурпольской свиты. Слой имеет региональное распространение по всему Чуйско-Нечерскому антиклинорию и выступает маркирующим горизонтом, по которому проводится граница между нижней и средней подсвитами. Сформировались эти осадки в результате переотложения зрелых кор выветривания. Их наименее метаморфизованные разновидности сохранили преимущественно каолинит-диаспоровый состав [Докембрий..., 1995]. В Кевактинском рудном узле высокоглиноземистые отложения встречаются как за пределами рассматриваемого ореола ЕРЭ, так и внутри его. За пределами ореола они имеют радиогеохимический состав, типичный для зрелых кор выветривания и бокситов [Богданович, Готтих, 1975]: высокие содержания Th при очень низких содержаниях К. Внутри ореола все останцы высокоглиноземистых пород значительно обогащены всеми ЕРЭ, что свидетельствует о формировании ореола позднее пурпольского времени.

Вероятно, что поступление радиоактивных элементов не происходило и на этапе накопления осадков медвежьей свиты, в том числе и во время заключительного рифтогенного события [Докембрий..., 1995], связанного с внедрением даек габбро-диабазов. Медвежеские отложения имеют очень низкие содержания всех радиоактивных элементов (таблица 3), а на участке внедрения даек габбро-диабазов в пурпольских высокоглиноземистых отложениях не происходит заметного повышения К и U, как это наблюдается в пределах ореола, но существенно понижаются содержания Th (см. рис. 7, 9–11).

Весь средний рифей господствовали условия пассивной континентальной окраины; в это время над рудным узлом накапливались толщи балаганахской серии. Оценка радиогеохимического фона среднерифейских отложений проводилась по небольшим участкам, охваченным аэрогамма-спектрометрической съемкой на северной границе Кевактинского рудного узла. Средние содержания в породах хорлухтахской свиты сопоставимы и даже ниже содержаний в неизмененных осадочно-метаморфизованных породах албазинской свиты (см. табл. 3). Тем не менее, в зоне влияния Хайвергино-Кевактинского разлома они заметно обогащены всеми радиоактивными элементами, что наблюдается в северо-восточной части Медвежьего участка.

Это указывает на то, что в среднем рифее, по крайней мере, в хорлухтахское время, не было аномальных поступлений ЕРЭ в бассейн осадконакопления, а фрагментарным обогащением хорлухтахские породы обязаны более поздним метасоматическим преобразованиям, как и нижнепротерозойские породы кевактинской серии.

Таблица 3. Содержание РАЭ в породах Кевактинского рудного узла (по данным аэрогамма-спектрометрии, Копылов и др., 1981ф)

Свита или комплекс (возраст): порода	U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %	K, %
бугорихтинская и хайвергинская (R ₂) свиты объединенные: метапесчаники, сланцы	2,0	7,5	1,35
хорлухтакская (R ₂) и медвежевская (R ₁) свиты объединенные: конгломераты, метапесчаники, метагравелиты, метадиабазы	1,0	4,0	1,25
пурпольская свита (R ₁), квацинты, кварцевые метапесчаники	≤1,0	4,0	1,25
пурпольская свита (R ₁), хлоритоидные сланцы	3,5	15,0	0,75
албазинская и михайловская свиты объединенные (PR ₁): метапесчаники, алевросланцы, сланцы	1,5	5,0	1,75
амандракский комплекс (PR ₁), граниты мусковитизированные	5,5	3,5	4,0
чуйско-кодарский комплекс (PR ₁), граниты биотитовые, порфиридные	3,0	9,3	3,5
породы регионального ореола накопления РАЭ	2,75	8,5	2,3

Эндогенная активность возобновилась только к концу среднего рифея, она была инициирована заложением рифтингов и активным магматизмом в соседней Байкало-Витимской области. На протяжении верхнего рифея в различных зонах Мамско-Бодайбинского прогиба происходило внедрение лерцолитов доросского комплекса (1055 ± 69 млн. лет), плагиогранитов язовского комплекса (730 ± 97) и габброидов и гипербазитов довыренского комплекса (700 ± 20).

На этом этапе развития предполагаются интервалы времени, когда происходило повышенное поступление металлоносных гидротермальных флюидов в бассейн осадконакопления. В разных зонах Мамско-Бодайбинского прогиба накапливались осадки, специализированные на различное оруденение. Углеродистые отложения хомолхинской свиты имеют повышенные исходные содержания золота, ЭПГ и других сидеро-халькофильных элементов, и вмещают гигантское месторождение Сухой Лог. Их возраст в работе [Лаверов и др., 2000] оценивается приблизительно в 1000 млн лет без упоминания метода определения. Над Кевактинским рудным узлом в это время накапливались высокоуглеродистые породы валюхтинской свиты, являющейся стратиграфическим аналогом хомолхинской свиты. В Олокитской зоне в углеродистых терригенно-флишоидных породах образуется первичная

синосадочно-гидротермальная минерализация Холоднинского свинцово-цинкового месторождения с изотопным возрастом 740-760 млн лет.

Периодическое накопление металлоносных углеродистых толщ в специфических условиях седиментогенеза происходило до верхнего венда включительно. В Бодайбинском прогибе такие толщи накапливались в составе бужуихтинской, угоханской (R₂₋₃), хомолхинской, имняхской (R₃), аунакитской, вачской (V₁), анангрской и догалдынской (V₂) свит. Все месторождения и рудопроявления золота Бодайбинского района локализованы в углеродистых породах. Бужуихтинская свита является вмещающей для Верхнее-Угоханского рудопроявления, хомолхиская – для месторождений Сухой Лог и Высочайшее и Светловского рудопроявления, аунакитская – для Вернинского, Невского и Ыканского месторождений и рудопроявления Красного, догалдынская – для месторождений Ожерелье, Копыловское, Кавказ, Догалдынская Жила [Иванов, 2008б, 2009, Русинов и др., 2008].

Возможно, что гидротермальные растворы, до поступления в бассейн седиментации, на уровне фундамента в структурно благоприятных условиях формировали метасоматиты, в том числе и породы регионального ореола Кевактинского рудного узла, с надфоновыми содержаниями элементов, характерных для углеродсодержащих пород гидротермально-осадочного происхождения. Следовательно, вероятное время образования регионального ореола распространяется на огромный интервал, включающий весь верхний рифей и венд. Но, если справедливо предположение о связи локальных метасоматических зон с язовским комплексом, то в силу их развития по породам ореола, образование последнего происходило до внедрения язовских гранитоидов, т.е до 730 ± 97 млн лет. Для месторождения Чертово Корыто, размещение которого в пределах регионального ореола контролируется локальной радиогеохимической зоной общей возрастной диапазон сульфидной минерализации, проявленной на различных этапах оруденения, составляет 1050–720 млн лет.

Таким образом, нет противоречий, а напротив намечается корреляция, между относительными возрастами разномасштабных радиогеохимических аномалий метасоматического происхождения и рубежами золотого оруденения в Кевактинском рудном узле.

2.2. АРТЕМЬЕВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ И МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЧЕРТОВО КОРЫТО (КЕВАКТИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ)

В административном отношении Артемьевское рудное поле находится в Бодайбинском районе Иркутской области, в географическом отношении – в северной части Патомского нагорья, на водоразделе рек Тоноды и Кевакты – правых притоков Большого Патома. Краткая

справка по истории исследования золотоносности этой территории, а также открытия и изучения месторождения Чертово Корыто, главного золоторудного месторождения рудного поля, Кевактинского узла и всего Тонодского района, составлена по сведениям, приводимым в работе [Мартыненко, 2001 ф].

О золотоносности водораздела рек Кевакта, Чертово Корыто, Амандрак, Желтухта было известно уже в конце девятнадцатого столетия. На то время, в результате интенсивной эксплуатации россыпей, было добыто 12300 кг учтенного металла.

Начало планомерного изучения этой территории датируется 1962 годом, когда была проведена геологическая съемка 1:200000 масштаба [Аносов и др., 1964 ф], по материалам которой составлена Государственная геологическая карта. В ходе этих работ и была обнаружена коренная минерализация золота на водоразделе верховьев рек Чертово Корыто и Кевакта.

В 1964–1966 гг в бассейнах рек Кевакта, Иллигирь, Желтухта, Амандрак проведена геологическая съемка масштаба 1:50000 [Антонов, и др. 1966 ф]. В составе этих работ на участке, с выявленной ранее коренной минерализацией, проведены комплексные геолого-геофизические работы: выделено 11 рудных зон с содержаниями золота $0.2\div 5.6$ г/т; оруденение, считавшееся до этого «точкой минерализации», получает статус рудопроявления и название «Чертово Корыто».

В 1973–75 гг Кадаликанской партией Иркутской геолого-съемочной экспедиции ИГСЭ [Перевалов и др., 1975 ф] продолжены исследования рудопроявления. По итогам этих работ подтверждена высокая перспективность золотого оруденения, впервые были оценены прогнозные ресурсы коренного золота, составившие 161.52 т.

В 1978–80 гг на площади рудопроявления силами Хайвергинской партии ИГСЭ проводятся детальные комплексные поисковые работы: геофизические исследования (магниторазведка, естественное электрическое поле, радиометрия, симметричное электропофилирование по сети 100 х 20 м); петрофизические исследования (магнитная восприимчивость, модуль естественной остаточной намагниченности, электродные потенциалы, плотность – более 600 образцов); литогеохимия (100 х 20 м); геологические маршруты, горные выработки (шурфы, канавы, скважины) [Баженов и др., 1981 ф]. По полученным данным выявлены новые рудные зоны: Верхне-Кевактинская, Верхне-Желтухтинская и Желтухтино-Михайловская. Эти зоны вместе с рудопроявлением Чертово Корыто объединяют в Артемьевское рудное поле Кевактинского рудного узла. В 1980 г исследования рудопроявления продолжаются Бодайбинской экспедицией, что приводит к увеличению прогнозных ресурсов до 226 т [Мартыненко, 1983 ф].

В 90-е годы прошлого столетия права на недропользование участка с рудопроявлением Чертово Корице получают сначала артель старателей «Лена» (1993-1995), а с 1996 г ЗАО «Тонода», являющееся структурным подразделением ООО «Ленская золоторудная компания». В эти годы впервые осуществляются работы по подсчету запасов, на первых порах в наиболее изученных блоках, после чего оруденение получает статус месторождения. Завершающий этап геолого-экономической оценки месторождения с утверждением запасов в ГКЗ при Правительстве России пришелся на 2005-2007 гг. Запасы золота по состоянию на 01.09.2007 г составили 103 т [Верхозин и др., 2007 ф].

2.2.1. Региональная геолого-геофизическая обстановка

Рудное поле размещается среди метаосадочных пород выступа нижнепротерозойского фундамента, смятых в две сопряженные по крупному разлому складки: Кевактинскую антиклиналь и Михайловскую синклинали. Тектоническая позиция рудного поля определяется пересечением северо-восточных нарушений, входящих в систему Хайвергино-Кевактинского разлома с нижнепротерозойскими складчато-разломными зонами дробления и расщепления в районе восточного брахиформного замыкания Михайловской синклинали (см. рис.5, 10). В геофизическом аспекте региональный контроль золотого оруденения Артемьевского рудного поля, а в его составе и месторождения Чертово Корице, осуществляется радиогеохимическим ореолом, протягивающимся через весь Кевактинский узел (см. рис. 10, 12–15). Развиваясь на продолжении зоны, создающей гравитационный (см. рис. 11) и магнитный (рис. 17) максимумы на западном фланге Кевактинского рудного узла, ореол наследует ее генеральное, северо-восточное направление. Внутри радиогеохимического ореола месторождение локализуется на восточной периферии участка разуплотнения пород, выявляемого по гравитационному минимуму (см. рис.11).

Гравитационный и магнитный максимумы объясняются распространением, главным образом, на глубине пород повышенной основности, маркирующих раннерифейский рифт. Появление радиогеохимического ореола связывается с позднерифейской активизацией Олокит-Бодайбинского палеорифта, приведшей к широкому развитию метасоматитов, в том числе и радиоактивных, на уровне фундамента. Гравитационный минимум, в связи с его приуроченностью к Хайвергино-Кевактинскому разлому, интерпретируется как аномалия от проявленных на глубине, гранитоидных тел язовского комплекса (см. раздел 2.1.1).

Естественное ограничение рудного поля на востоке создает массив нижнепротерозойских гранитов амандракского комплекса, на севере – среднерифейские

отложения, с которых начинается южный склон Байкало-Патомского блока. Естественных южной и западной границ у рудного поля не имеется.

Породы рудного поля в целом претерпели изменения в условиях серицит-хлоритовой ступени регионального метаморфизма, в его восточной части они испытали контактовый метаморфизм со стороны гранитоидов амандракского комплекса на уровне альбит-эпидотовой фации роговиков [Мартыненко, 2001 ф]. Наличие магнетита в составе роговиков позволяет уверенно проследить границы метаморфогенного ореола по магнитному полю.

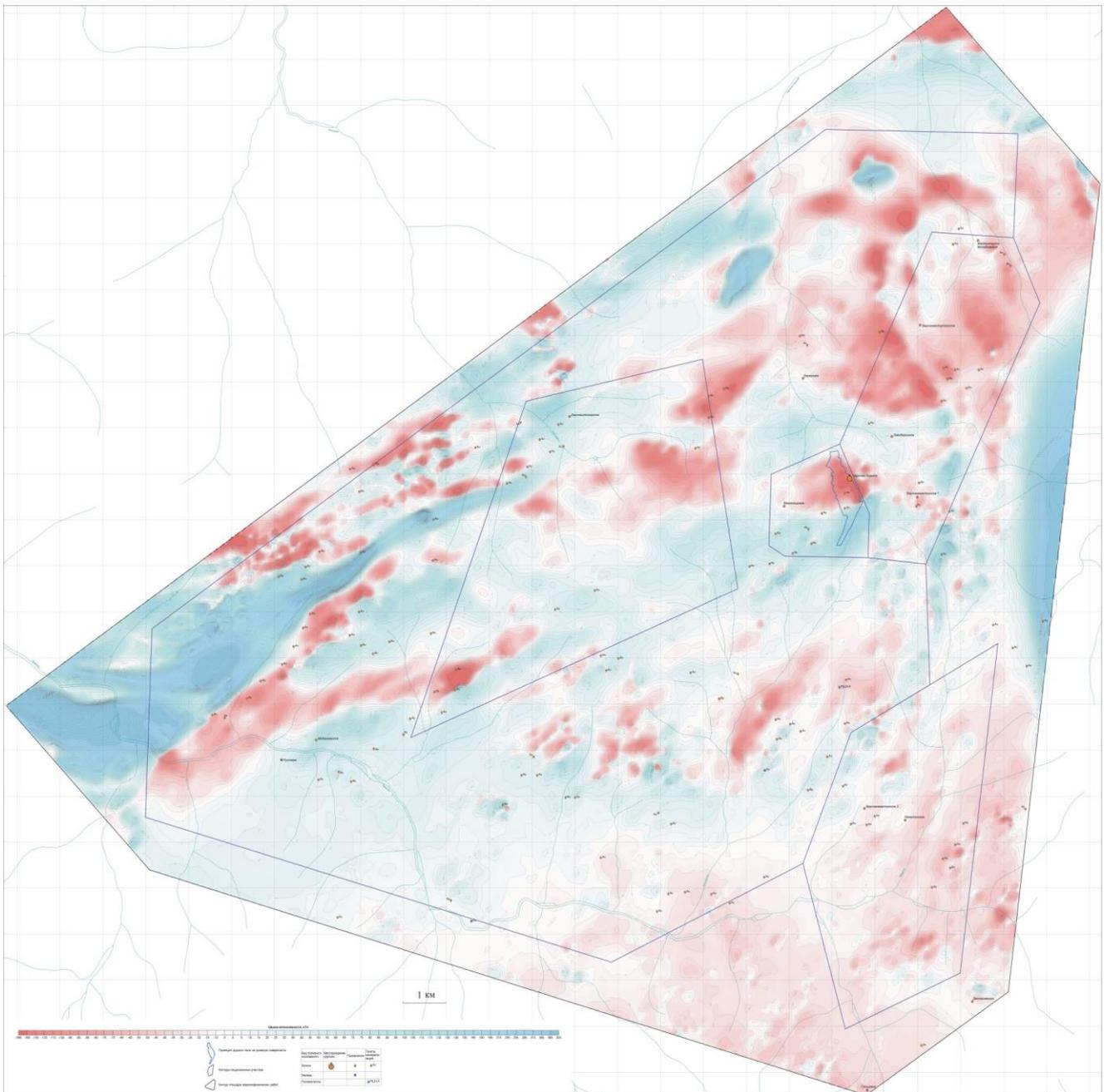


Рис. 17. Магнитное поле (ΔT) Кевактинского рудного узла. Аэрогеофизическая съемка [Онищенко и др., 2010 ф].

Определенная таким образом ширина ореола роговиков варьирует от 1 до 1.5 км.

Месторождение Чертово Корыто вместе с Верхне-Кевактинским, Верхне-Желтухтинским и Желтухтино-Михайловским рудопоявлениями входит в состав Артемьевского рудного поля. Вмещающими породами месторождения Чертово Корыто являются псаммитовые, псаммито-алевритовые, алевритовые и глинистые сланцы михайловской свиты. В связи с незначительным метаморфизмом в породах широко распространены реликтовые структуры и первичная слоистость, также от исходных пород унаследована общая мелкозернистость.

Гидротермально-метасоматические изменения представлены кварцевой, мусковитовой, хлоритовой, углеродной и карбонатной минерализациями.

Рудная минерализация развита в интенсивно дислоцированной зоне, представляющей собой совокупность множества пологих разрывов, межслоевых швов и участков рассланцевания. Её заложение относят к этапу проявления самых древних раннепротерозойских нарушений, подновлявшихся на протяжении всей тектонической эволюции месторождения. Она развита в висячем блоке крутопадающего разрывного нарушения. В генетическом аспекте крутопадающее нарушение рассматривается как рудоподводящий канал.

Обе структуры имеют субмеридиональное простирание (350°) и падение на запад-юго-запад. Рудовмещающая минерализованная зона погружается полого, примерно под углом $13 \div 15^\circ$, а крутопадающее нарушение – под углом около 60° .

Золото связано с кварцевыми жилами и прожилками, а также сульфидной минерализацией. Среди сульфидов главные – моноклинный пирротин, пирит и арсенопирит, в виде примеси встречаются гексагональный пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит.

2.2.2. Аномальные геофизические зоны

В результате анализа геофизических полей Артемьевского рудного поля (рис. 18) было установлено, что генерализованная структура полей (рис. 19–21), главным образом, создается следующими элементами его геологического строения.

1. Восточная часть. Приконтактная зона Амандракского гранитоидного массива с разновозрастными отложениями в экзоконтакте.
2. Центральная часть. Фрагмент системы нижнепротерозойских субмеридиональных высокопроницаемых дислокационных зон.
3. Северная часть. Отложения пурпольской свиты.

4. Юго-западная часть. Месторождение Чертово Корыто и серия рудопроявлений в его окрестностях.

Структурно-вещественные комплексы приконтактной зоны Амандракского массива. Высокая информативность геофизических полей в приконтактной зоне Амандракского массива обусловлена тем, что здесь на сравнительно небольшом участке сосредоточено несколько структурно-вещественных комплексов различного возраста и происхождения. Представляется возможность изучения физических полей и их эволюции над следующими образованиями: нижнепротерозойскими терригенно-осадочными отложениями албазинской свиты, накопленными в условиях континентального склона; Амандракским массивом гранитов, проявленным на завершении карельского цикла в условиях тектономагматической активизации; зоной контактового метаморфизма албазинских пород; толщей нижнерифейских рифтогенных отложений медвежьей свиты в грабенах; разновозрастными рифейскими метасоматитами, развитыми по всем перечисленным образованиям вдоль разрывных нарушений, заложение и подновление которых происходило от нижнего протерозоя до верхнего рифея.

В приконтактной зоне выявлена серия аномалий в геофизических полях вертикального компонента магнитной индукции (ΔZ), потенциала естественной электрической поляризации (ЕП) и мощности экспозиционной дозы (МЭД) (рис. 22). Рассмотрим структуры отдельных геофизических полей и ассоциаций аномалий различных физических параметров, их вероятную природу и хронологическую последовательность проявления.

В магнитном поле над породами массива и его обрамления прослежены разномасштабные знакопеременные аномалии (рис. 22а). Их связь с магнетитовой минерализацией была установлена по результатам минералогического анализа магнитных неоднородностей [Баженов и др., 1981 ф].

Самая крупная положительная аномалия наблюдается среди пород албазинской свиты и там, где они не перекрываются рифтогенными отложениями медвежьей свиты, она прслеживается широкой, до 1.5 км, полосой вдоль контакта гранитного массива. Аномалия хорошо согласуется с контактно-метаморфическим ореолом ороговикования пород албазинской свиты. Два изометричных максимума совпадают с участками выхода мелких гранитных тел, внедрившихся в наиболее проницаемые и прогретые зоны экзоконтакта. Поэтому можно допустить, что образование магнетита и, соответственно, уровень магнитного поля напрямую связаны со степенью контактового метаморфизма. В северной части ореола ороговикования имеется клинообразный блок, выделяющийся в магнитном поле резкими границами и пониженными, относительно остальной зоны контактно-измененных пород, значениями ΔZ . Вероятно, что на более поздних этапах развития этот блок был сброшен и в

современной структуре приконтактной зоны представляет более удаленные от контакта и менее метаморфизованные породы албазинской свиты.

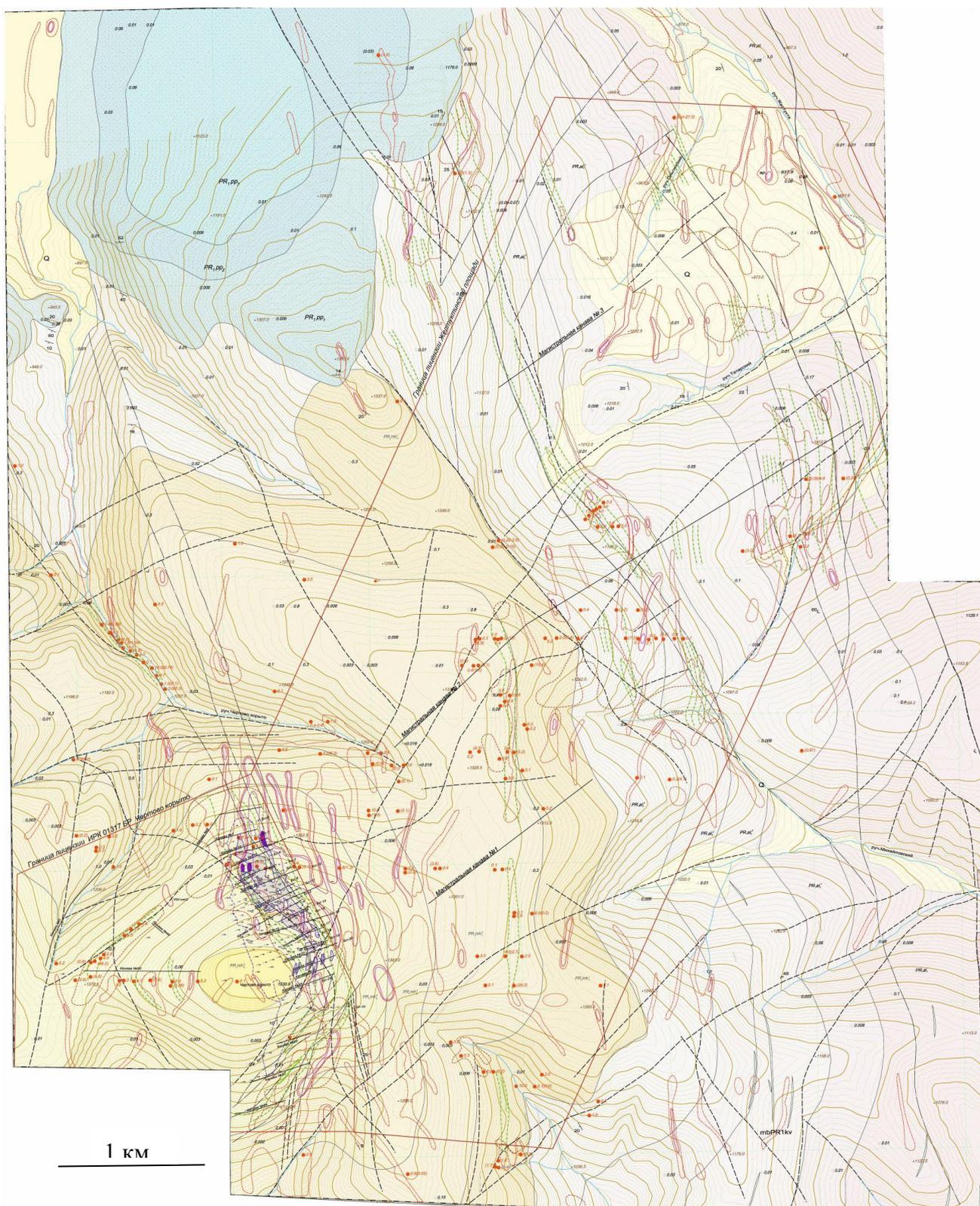
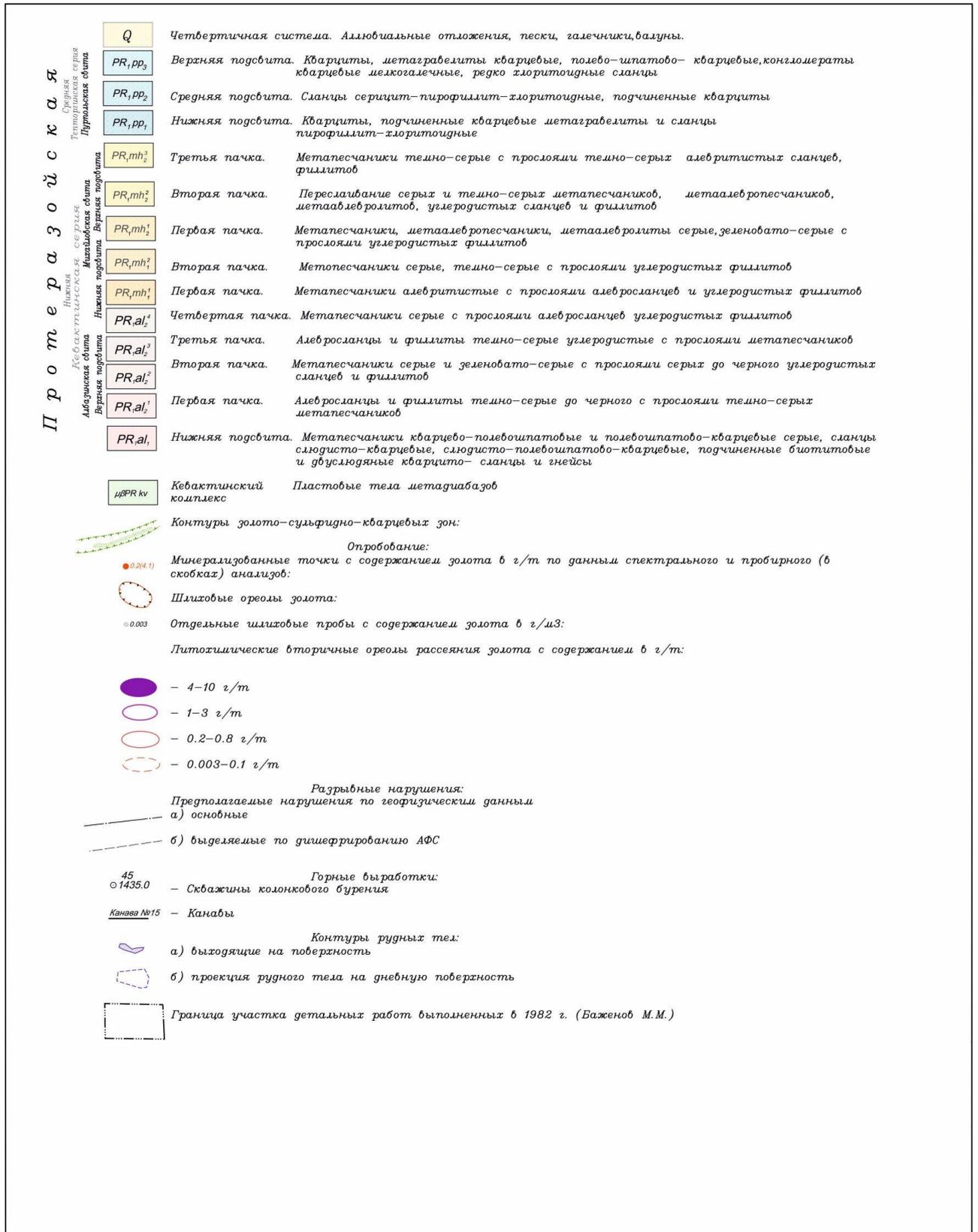


Рис. 18. Геологическая схема Артемьевского рудного поля [Верхозин А.В., 2006 по материалам Баженов и др., 1981ф].



Продолжение рис. 18. Геологическая схема Артемьевского рудного поля [Верхозин А.В., 2006 по материалам Баженов и др., 1981ф].



Рис. 19. Магнитное поле (ΔZ) Артемьевского рудного поля [Баженов и др., 1981 ф].

В контакте с гранитами и породами метаморфического ореола накапливались отложения медвежьей свиты в грабеновых структурах. Контакты и с теми, и с другими интенсивно тектонизированы. Магнитные аномалии в пределах грабенов по своему облику существенно отличаются от аномалии над ороговикованными породами албазинской свиты. Во-первых, они значительно меньше по своим размерам и линейны (размеры их поперечных и продольных осей колеблются в пределах 100-150 и 500-1000 м соответственно), во-вторых – знакопеременны. Образующие их зоны магнетитовой минерализации контролируются разрывными нарушениями субмеридионального и северо-восточного направления, часть из которых является грабенообразующими сбросами. Известные углы падения сбросов варьируют от 35 до 45° [Баженов и др., 1981 ф].

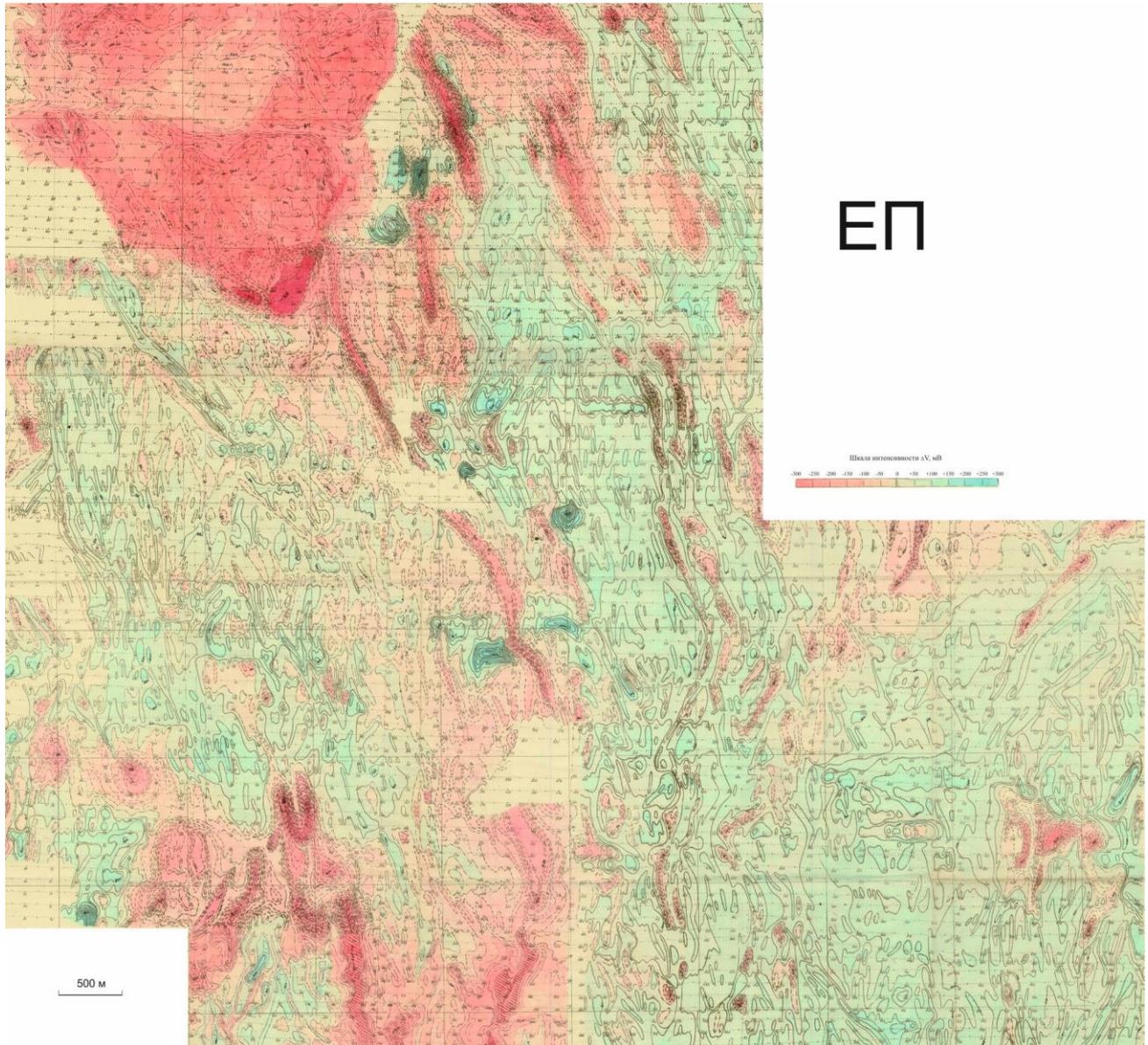


Рис. 20. Естественное электрическое поле Артемьевского рудного поля [Баженов и др., 1981ф].

Проявление магнетитовой минерализации в отрицательных и положительных аномалиях, вероятно, связано с ее обратной и прямой намагниченностью. В приконтактовом участке Амандракского массива минерализация с обратной намагниченностью распространена крайне ограниченно: она охватывает толщу пород медвежьей свиты и граниты только вдоль их тектонической границы. Ширина отрицательной аномалии ΔZ варьирует от 100 до 700 м, ее интенсивность $-250 \div -300$ нТл с отдельными локальными минимумами до -600 нТл. На удалении от контакта количество отрицательных аномалий как в медвежьих отложениях, так и в гранитах резко сокращается, а в пределах контактово-метаморфического ореола ороговикованных пород албазинской свиты они вовсе не обнаруживаются. Но, на удалении от

приконтактной зоны роговиков распространность отрицательных аномалий становится достаточно широкой в субмеридиональных дислокационных зонах и отложениях пурпольской свиты.

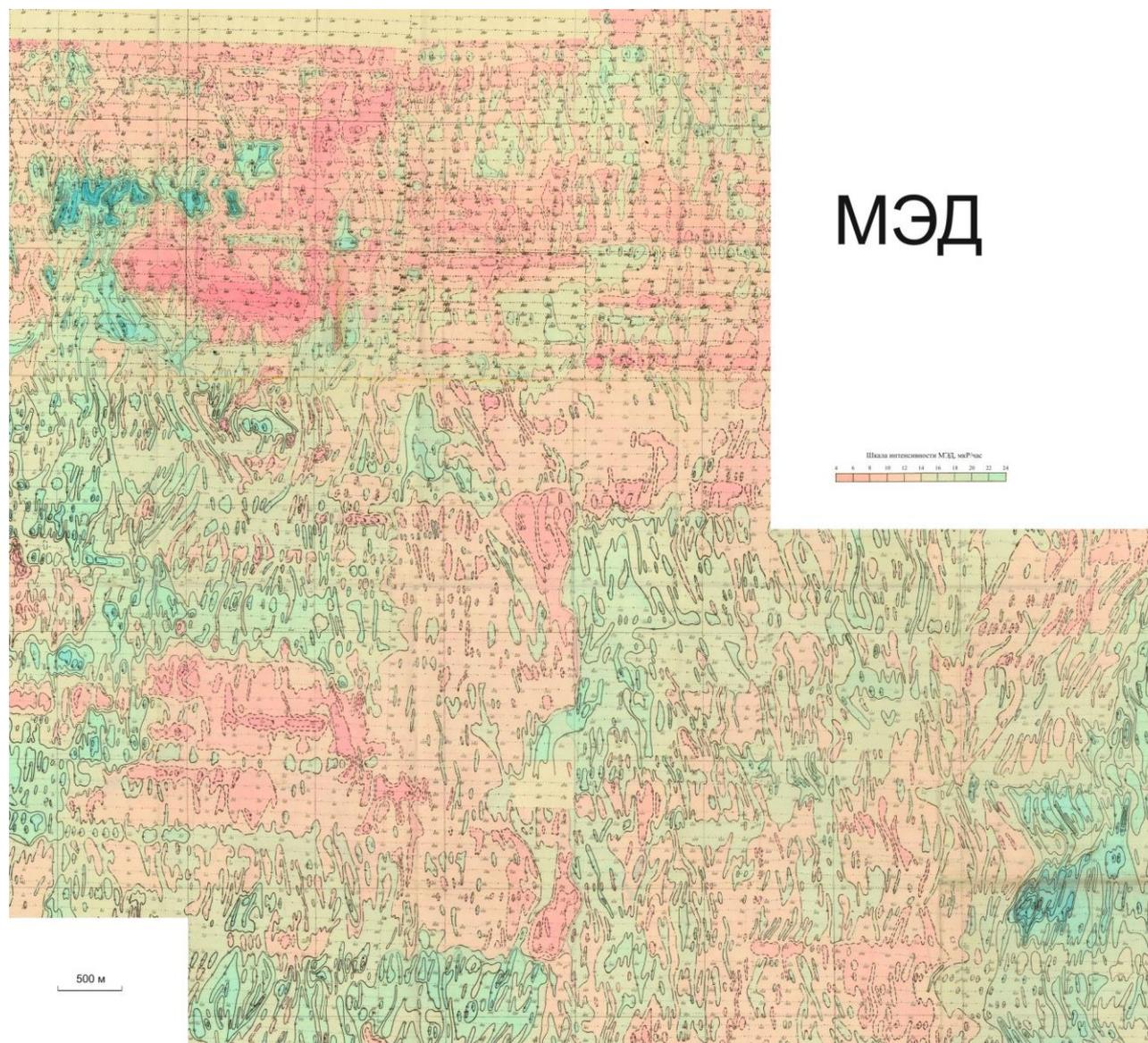


Рис. 21. Поле МЭД Артемьевского рудного поля [Баженов и др., 1981ф].

В рифейских грабенах положительные аномалии, обладая меньшими, чем – отрицательные, размерами, имеют на порядок большие амплитуды; самые интенсивные из них (свыше 6000 нТл) тяготеют к тектоническим границам между медвежевской и албазинской свитами.

Относительные возрастные взаимоотношения между отрицательными и положительными аномалиями определялись по их принадлежности к тектоническим нарушениям с явно выраженной последовательностью образования.

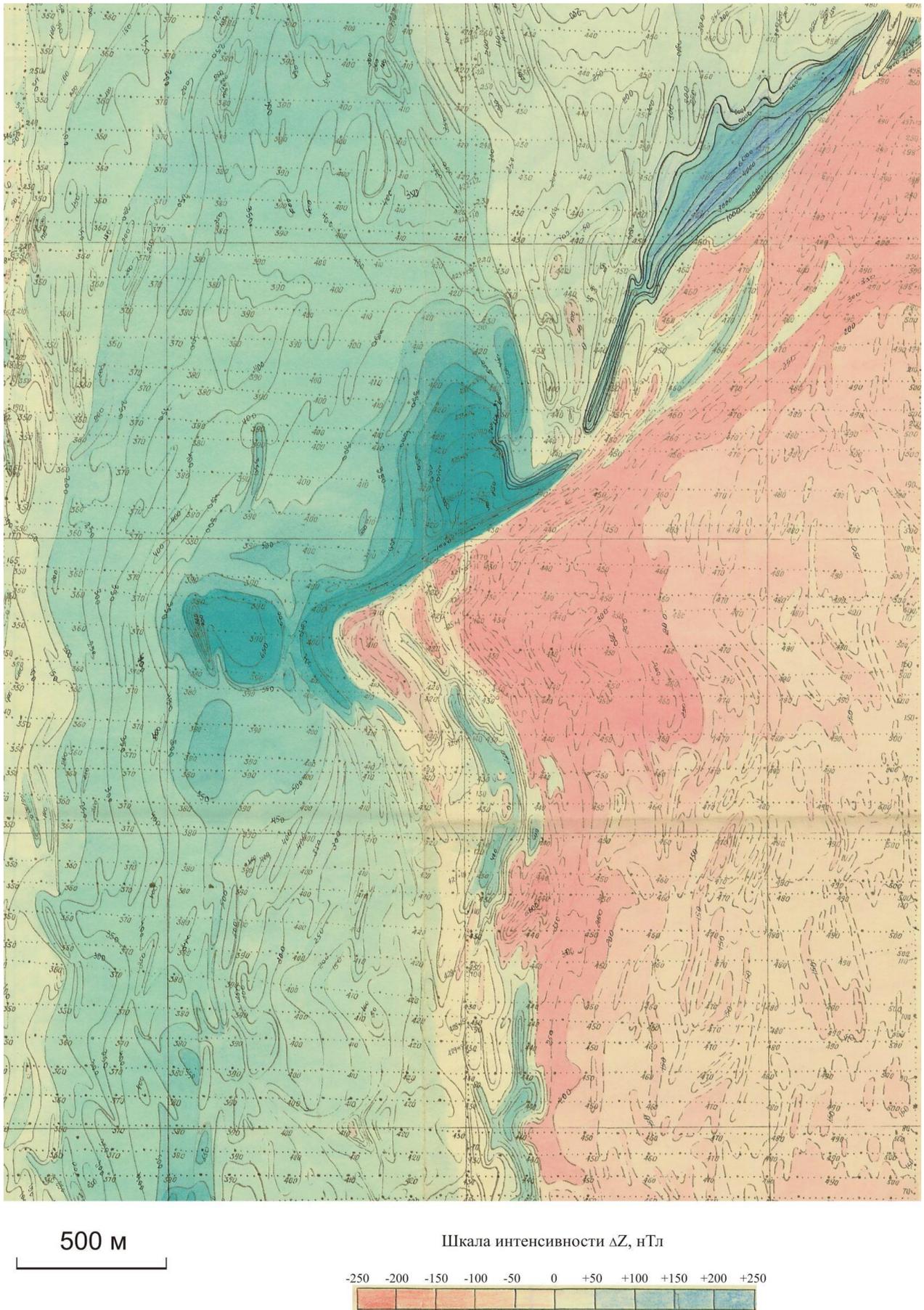
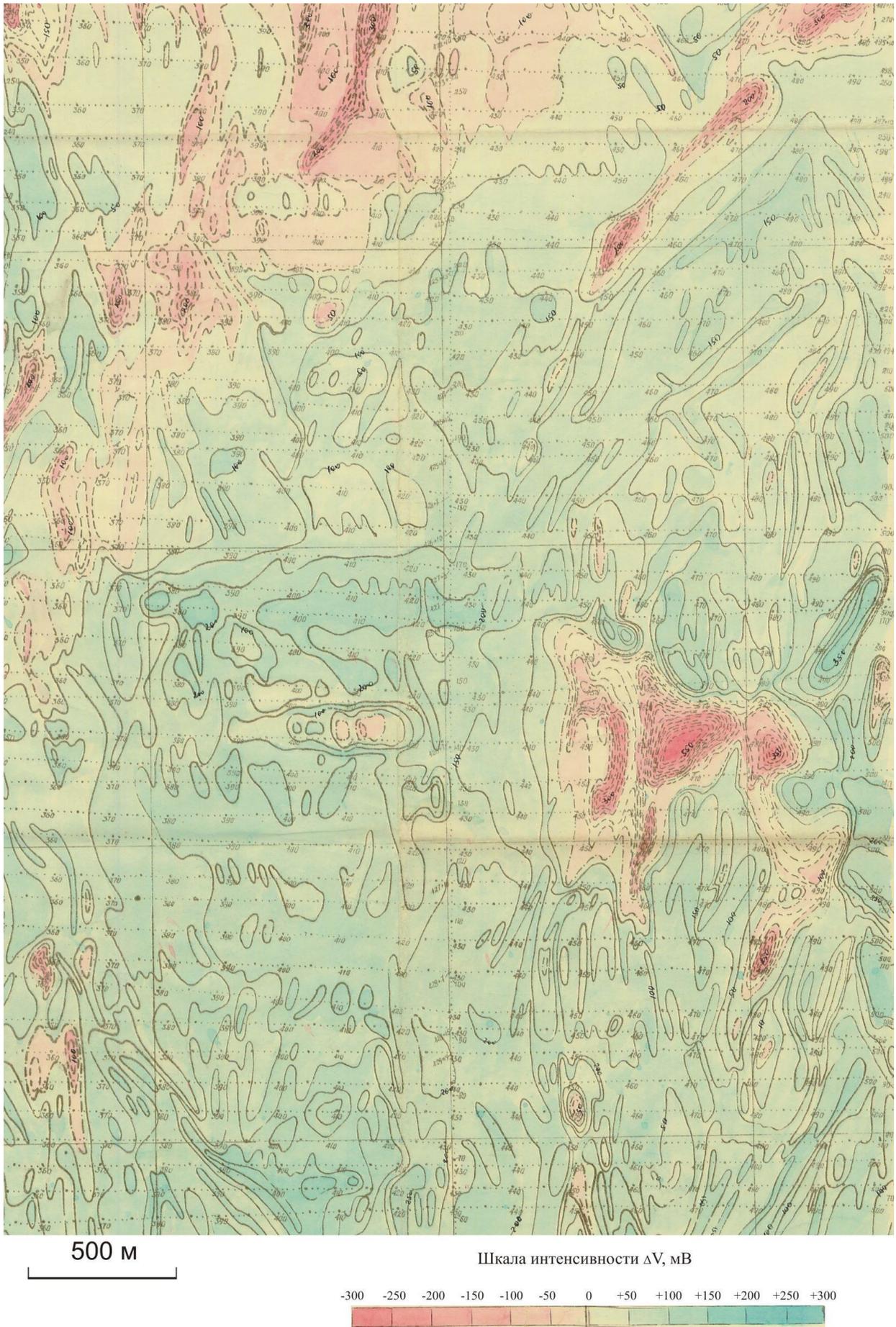
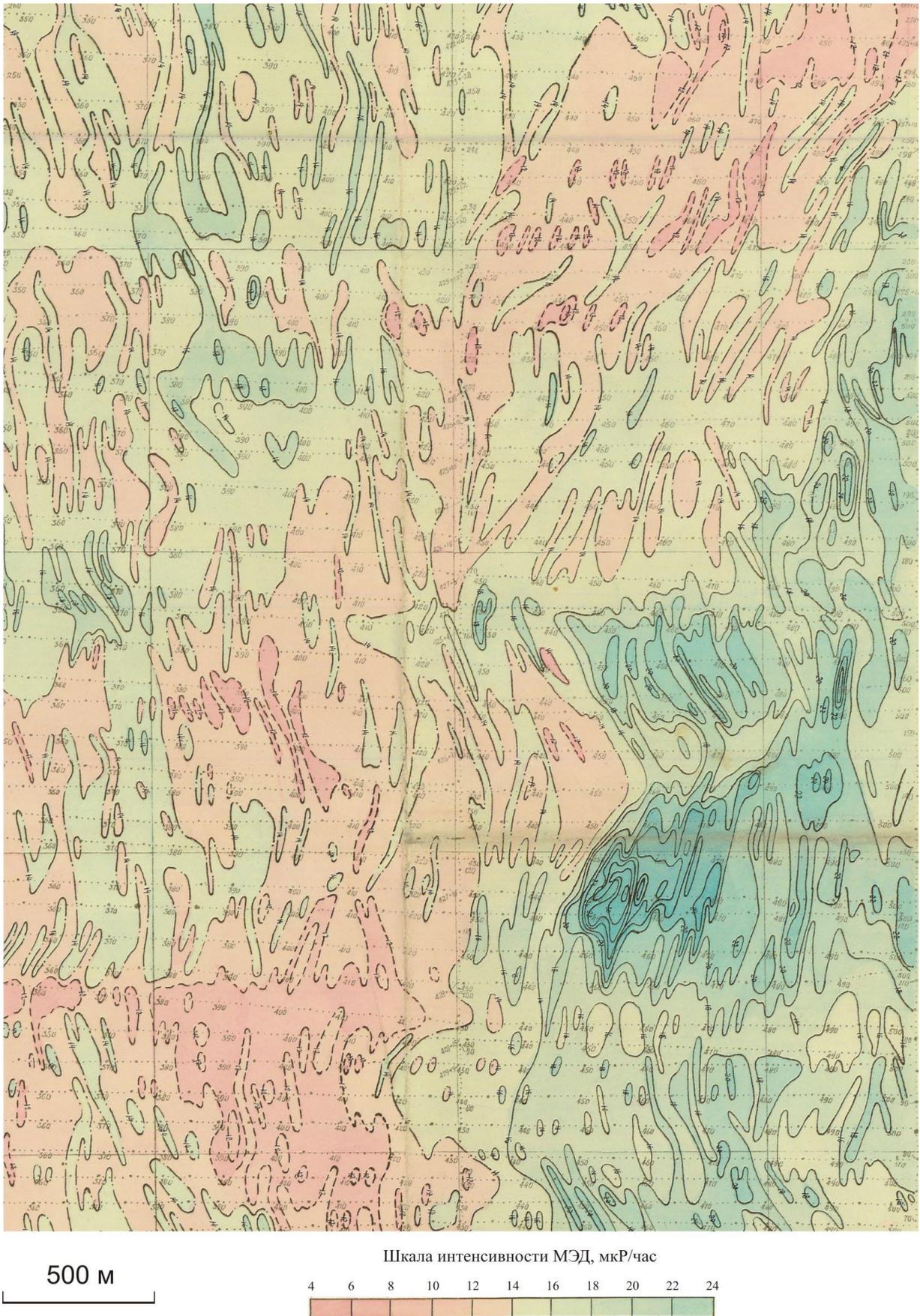


Рис. 22. Физические поля в приконтактовой зоне Амандракского массива: ΔZ (а)



Продолжение рис. 22. Физические поля в приконтактовой зоне Амандракского массива: ЕП (б)



Продолжение рис. 22. Физические поля в приконтактовой зоне Амандракского массива: МЭД (в)

К таким разрывным структурам можно отнести тектонизированный контакт между гранитоидами и медвежевскими отложениями и северо-восточный сдвиг с правосторонним смещением блоков примерно на 1 км. Вдоль этих нарушений проявлены и отрицательные, и положительные аномалии, но видно, что вдоль северо-восточного сдвига отрицательные аномалии как будто «срезаются» положительными аномалиями. Кроме того, если вернуть по сместителю нарушения северный блок в предполагаемое исходное состояние, то совместятся толщи медвежевских отложений в единый грабен, контакт между гранитами и медвежевскими породами и отрицательные аномалии вдоль этого контакта.

Отсутствие искажений магнитного поля над контактовым ореолом вдоль северо-восточного нарушения объясняется тем, что эта часть не была вовлечена в движение и сохранила свою целостность. Следовательно, смещался только блок, включающий в себя медвежевские отложения и амандракские граниты. Вероятно, это привело к раскрытию полости, в которую опустился клинообразный блок албазинских пород с пониженным уровнем магнитного поля.

В естественном электрическом поле ЕП заметно, что образования с аномальной поляризацией развиты практически по всем породам различного возраста и происхождения. По своей структуре все они имеют как сходные, так и отличительные черты.

Главной их похожестью является вытянутая линейная форма с явно доминирующим субмеридиональным направлением длинных осей (рис. 226). Значительно меньше распространены аномалии с северо-восточным и субширотным простиранием. Согласно материалам [Баженов и др., 1981 ф] практически все эти аномалии контролируются зонами тектонического происхождения, заложение которых отнесено к различным этапам развития региона. Серию нарушений экзоконтактной зоны среди пород албазинской свиты, конформных границам гранитоидного массива, диагностируют как нижнепротерозойские дислокации. Северо-восточные и часть субмеридиональных, особенно тех, что контролируют грабены с медвежевскими отложениями, относят к рифейскому возрасту. В местах пересечения нарушений аномалии перестают быть линейными, их форма становится ближе к изометричной и существенно увеличивается амплитуда. Такие аномалии зафиксированы в пределах гранитоидного массива: на участках пересечения нарушений широтного и меридионального направлений они проявлены с высокой интенсивностью одновременно как по ксенолитам осадочных пород, так и по самим гранитам.

Аномалии ЕП, развитые в породах различного состава и происхождения, отличаются друг от друга прежде всего амплитудами. Наиболее интенсивные из них создаются электрохимическими неоднородностями, развитыми в албазинских метапесчаниках, не подверженных приконтактному ороговикованию, и ксенолитах пород осадочного

происхождения в массиве амандракских гранитов. В гранитах аномалии ЕП имеют меньшие амплитуды, чем в роговиках за исключением тех случаев, когда они развиваются на участках пересечения разрывных нарушений. Кроме низкой амплитуды, аномалии в гранитах отличаются от всех остальных очень малыми поперечными размерами 50-60 м при протяженностях до 1 км и более. В ксенолитах осадочных пород аномалии ЕП обнаруживаются только в зонах таких разрывных нарушений, вдоль которых аномальные эффекты прослеживаются и в самих гранитах.

Наименьшее распространение аномалии ЕП получили в отложениях медвежевской свиты. В рассматриваемой приконтактной зоне выявлена только одна, малоамплитудная аномалия вдоль субширотного нарушения, пересекающего нижнепротерозойские метаосадочные и магматические образования и нижнерифейский рифтогенный грабен с медвежевскими отложениями.

Ответу на вопрос об относительном времени образования пород с аномальной электрохимической поляризацией могут способствовать следующие факты, наблюдаемые в приконтактной зоне Амандракского массива.

1. Наличие единой линейной аномалии ЕП вдоль нарушения, пересекающего албазинские, медвежевские отложения и амандракские граниты свидетельствует о постнижнерифейском образовании поляризующихся пород.

2. Как уже отмечалось выше, в северной части экзоконтактной зоны в магнитном поле наблюдается отчетливая аномалия в виде ступени, разделяющей высокомагнитные породы контактового ореола со слабомагнитным блоком албазинских пород в форме клина. Было высказано предположение, что сброс этого блока произошел после образования обратно намагниченных пород, но, возможно, одновременно с ферромагнитной минерализацией прямого намагничения. Важным фактом, для возрастного определения поляризующихся пород является то, что единая аномальная зона ЕП проявлена по высоко- и слабомагнитным албазинским породам без каких-либо структурных искажений на границе между ними. Это может быть косвенным признаком близкого возраста поляризующихся образований и ферромагнитной минерализации с прямым намагничением.

3. В пользу такого предположения можно привести следующие взаимоотношения между ΔZ - и ЕП-аномалиями. Обычно в обратно намагниченных породах отсутствуют аномалии ЕП, в случаях их появления наблюдается разрушение обратной намагниченности: поле ΔZ становится безаномальным или даже появляются малоамплитудные положительные аномалии.

4. Более определенный факт, указывающий на парагенетическую связь между поляризующимися и прямо намагниченными породами, наблюдается в зоне влияния северо-восточного нарушения, разделяющего слабомагнитные албазинские породы и медвежевские

отложения. Со стороны албазинских пород вдоль нарушения прослеживается аномалия ЕП, со стороны медвежевских пород – интенсивная положительная аномалия ΔZ (рис. 23). Одинаковые размеры и формы этих аномалий, теснейшая сопряженность вдоль одного нарушения, позволяют предполагать, что образования, проявленные в этих аномалиях, формировались одновременно под воздействием одного и того же раствора. Вероятно, что реакция раствора была восстановительной. При этом, в специфических по составу медвежевских породах, с очень высоким содержанием окисного железа, продуктом реакции был магнетит, а в терригенно-осадочных породах албазинской свиты этот же раствор вызывал графитовую минерализацию, что, естественно, привело к различному проявлению тех и других в физических полях.

Максимальная радиоактивность свойственна гранитам Амандракского массива: величины МЭД над ними достигают 30 мкР/час (рис. 22в). Минимальной радиоактивностью характеризуются породы албазинской свиты, претерпевшие контактово-метаморфическое воздействие со стороны гранитоидного массива. Слаборадиоактивными являются и отложения медвежевской свиты, особенно на тех их участках, где была проявлена магнетитовая минерализация с обратной намагниченностью. Еще более контрастно обеднение радиоактивными элементами обратной намагниченности пород наблюдается в пределах гранитоидного массива: участки их распространения имеют почти вдвое меньшую МЭД по сравнению с фоновыми значениями гранитов. На фоне слаборадиоактивных пород медвежевской свиты отчетливо проявляются участки обогащения РАЭ, вытянутые вдоль линейных тел с прямой намагниченностью (пространственная сопряженность интенсивных положительных аномалий ΔZ с аналогичными по форме и размерам аномалиями МЭД).

Анализ аномалий МЭД в пределах различных структурно-формационных комплексов позволил предположить, что поступление и перераспределение радиоактивных элементов в рассматриваемом блоке земной коры происходило неоднократно. Наибольшее количество РАЭ было привнесено с нижнепротерозойскими амандракскими гранитами. После нижнерифейского рифтогенного накопления медвежевских осадков происходило локальное перераспределение РАЭ; они выносились из пород, в которых была проявлена магнетитовая минерализация с обратной намагниченностью и накапливались на соседних участках. Последующее поступление РАЭ, в значительно меньших количествах, чем с гранитами, вероятно, происходило с растворами, образующими породы с естественной электрохимической поляризуемостью и ферромагнитной минерализацией прямого намагничения.

Дислокационные высокопроницаемые зоны. Субмеридиональные дислокационные зоны рассматривают как систему рудовмещающих тектонических структур: месторождение

Чертово Корицо и все известные проявления Артемьевского рудного поля локализируются в пределах этих зон.

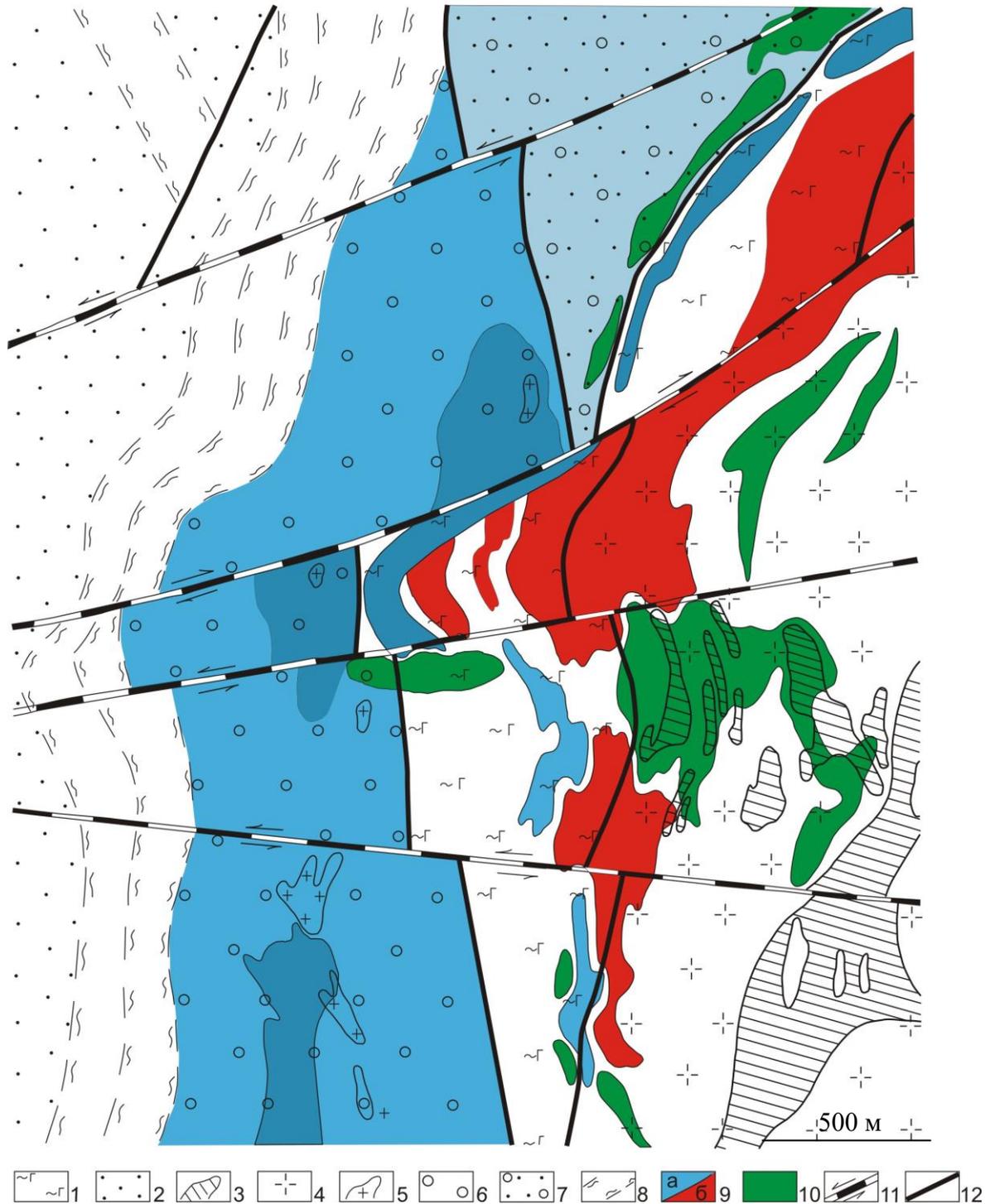


Рис. 23. Физико-геологическая схема приконтактной зоны Амандрацкого массива.

1 – рифтогенные отложения медвежьей свиты; 2 – песчаники албазинской свиты; 3 – ксенолиты в поле гранитов; 4 – граниты амандрацкого комплекса; 5 – выходы мелких гранитных тел; 6 – контактово-метаморфический ореол роговиков с магнетитовой минерализацией; 7 – слабо выраженное в магнитном поле ороговикование пород албазинской свиты; 8 – высокопроницаемые дислокационные зоны, проявленные в аномалиях ЕП и ΔZ ; 9, 10 – аномалии: магнитные (9) положительные (а) и отрицательные (б); ЕП (6), усиление цвета

соответствует росту амплитуды; 11, 12 – нарушения сдвиговой (11) и сбросовой (12) кинематики.

Их заложение датируют нижним протерозоем, в рифее они неоднократно подновлялись и несли функцию флюидопроводников и структурных ловушек [Баженов и др., 1981 ф], что запечатлелось в разновозрастной гидротермальной минерализации на месторождении Чертово Корыто. Они протягиваются практически через все рудное поле: на юге они продолжают за пределы участка геофизических исследований; на севере – перекрыты отложениями нижнерифейской пурпольской свиты. Наиболее отчетливо дислокационные зоны проявлены в магнитном и естественном электрическом полях (рис. 24).

В магнитном поле ΔZ зоны создают множество сонаправленных линейных аномалий с продольными и поперечными размерами в первые сотни и десятки метров соответственно. Большинство их имеет отрицательный знак, в меньшей мере распространены положительные аномалии. Есть аномалии с дипольной структурой, сменяющие знак с «+» на «-» при переходе с южного на северный склон водоразделов и наоборот. Первые названы дипольными с прямой полярностью, вторые, аномалиями с обратной полярностью (рис. 24а).

Положительные аномалии и дипольные с прямой полярностью распространены преимущественно в юго-западной части рудного поля, где локализуется месторождение Чертово Корыто и известные рудопроявления. По мере продвижения на восток и северо-восток их количество сокращается настолько, что в дислокационной зоне, развитой рядом с метаморфическим ореолом ороговикования, встречаются только единичные их представители. В северной части этой же зоны, вблизи контакта с пурпольской свитой, в создаваемом ею магнитном поле вновь начинают преобладать положительные значения.

Наряду с магнитными, дислокационным зонам свойственны и электрические аномалии (рис. 24б), причем так же, как и в приконтактной зоне аномалии ЕП встречаются только с положительными магнитными аномалиями. Так, дислокационная зона, что развита около контактово-метаморфического ореола, проявлена преимущественно в отрицательных значениях магнитного поля. Естественные электрические аномалии в ее пределах немногочисленны и разрозненны между собой, при этом все они, без исключения, сопровождаются близкими по размеру низкоамплитудными повышениями в магнитном поле. Вместе с тем в рассматриваемой геологической обстановке появляются и новые ассоциации с аномальными магнитными и естественными электрическими свойствами. Они встречаются на участках локализации золотого оруденения, что будет подробно рассмотрено ниже, при описании структур физических полей месторождения Чертово Корыто и окрестных рудопроявлений.

Для пород албазинской и михайловской свит с обратным намагничением так же, как и для других обратно намагниченных пород (амандракских гранитов и отложений медвежьевской свиты) характерны минимальные значения МЭД (рис. 24в).

Высокие значения МЭД пространственно коррелируют с аномалиями в естественном электрическом поле, но не всем поляризующимся породам свойственна повышенная радиоактивность: вблизи рудных минерализованных зон встречаются участки, создающие интенсивные аномалии ЕП, но с невысокими, даже пониженными, значениями МЭД.

Отложения пурпольской свиты. Аномалии, создаваемые породами пурпольской свиты, в геофизической обстановке Артемьевского рудного поля выделяются и своеобразными структурами, и необычным сочетанием физических параметров (рис. 25). В естественном электрическом поле они создают самую крупную и интенсивную аномалию (25а). Почти также контрастно они проявляются и в поле естественной радиоактивности; их большей части свойственны самые минимальные значения МЭД, но их радиоактивные разновидности обладают самыми высокими значениями этого параметра в пределах Артемьевского рудного поля (рис. 25б). В магнитном поле, в целом слабо дифференцированном, по периферии отложений имеется серия разрозненных изометричных отрицательных аномалий (рис. 25в). Аномалии создаются участками пород, под которые погружаются нижнепротерозойские дислокационные зоны (см. рис. 18).

Главной и наиболее выразительной геофизической особенностью пурпольских пород является интенсивная аномалия ЕП. Но, у них это свойство проявилось очень индивидуально и не позволяет их отождествлять с другими породами рудного поля, наделенными способностью к естественной электрохимической поляризации. Все, до сих пор, рассматриваемые аномалии ЕП контролируются флюидопроводниками: дислокационными зонами смятия, дробления, расщепления; разрывными нарушениями различной кинематики (сдвиги, сбросы и т. д.). Это подчеркивается структурной особенностью аномалий – они линейны и трассируют наиболее проницаемые участки тектонических зон различного происхождения.

Совершенно иначе проявлены пурпольские отложения; они полностью охвачены аномалией ЕП, как это свойственно метаморфизованным осадочным породам, содержащим сингенетичное углеродистое вещество. Характерно, что наиболее интенсивные аномальные эффекты в естественном поле (до -900 мВ) достигаются на участках с отрицательными магнитными аномалиями (до -250 нТл), под которые погружаются дислокационные зоны.

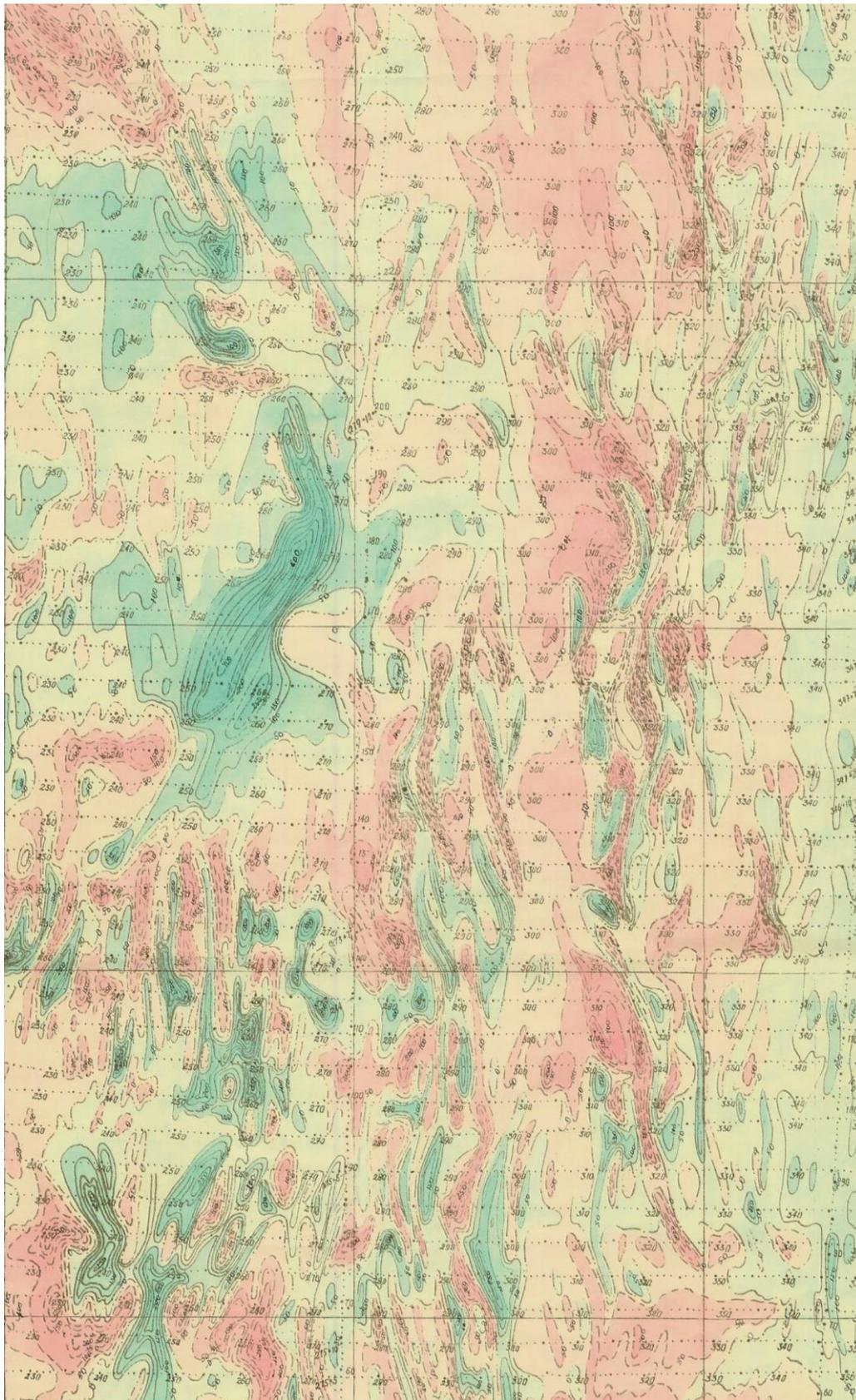
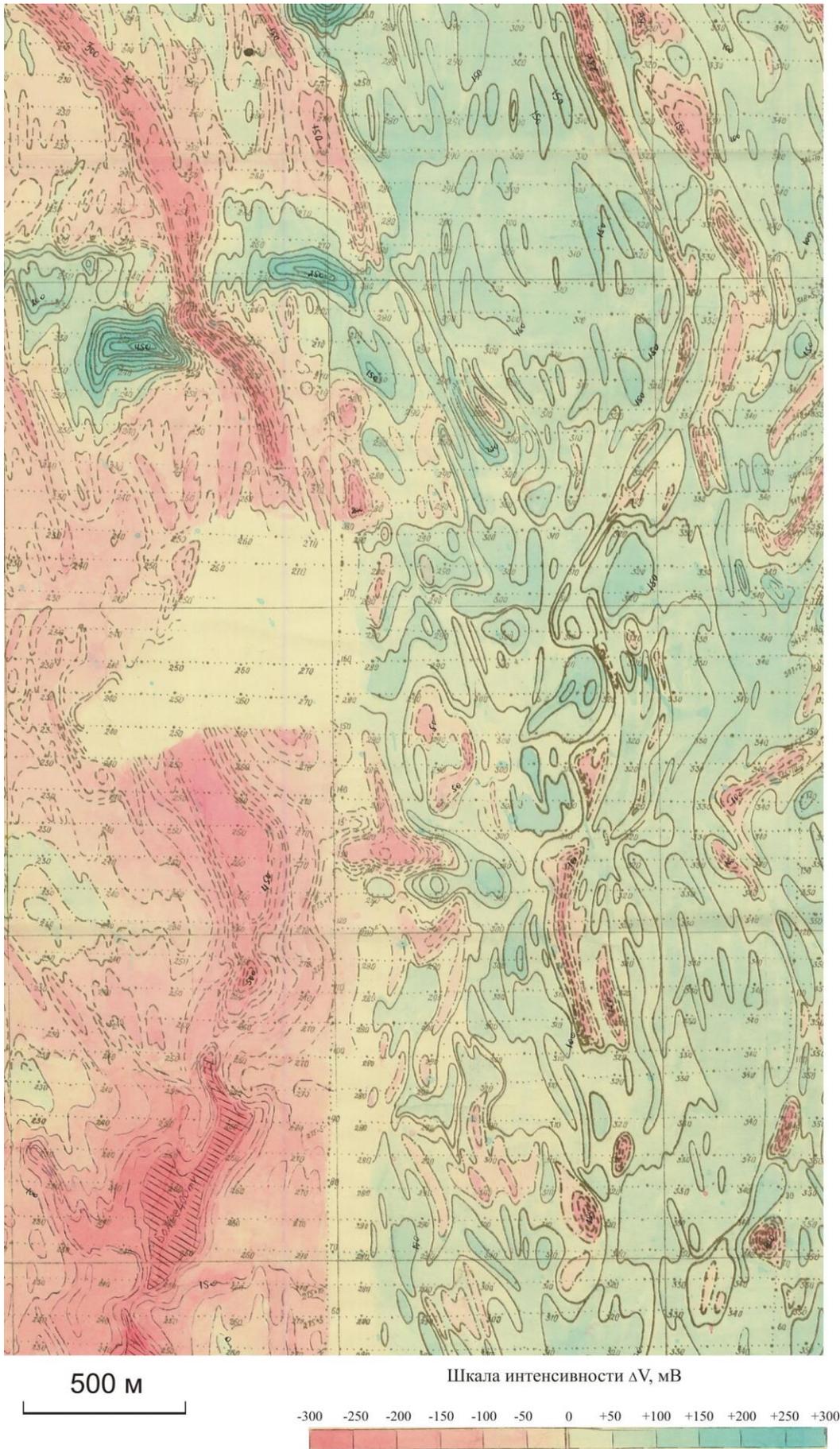
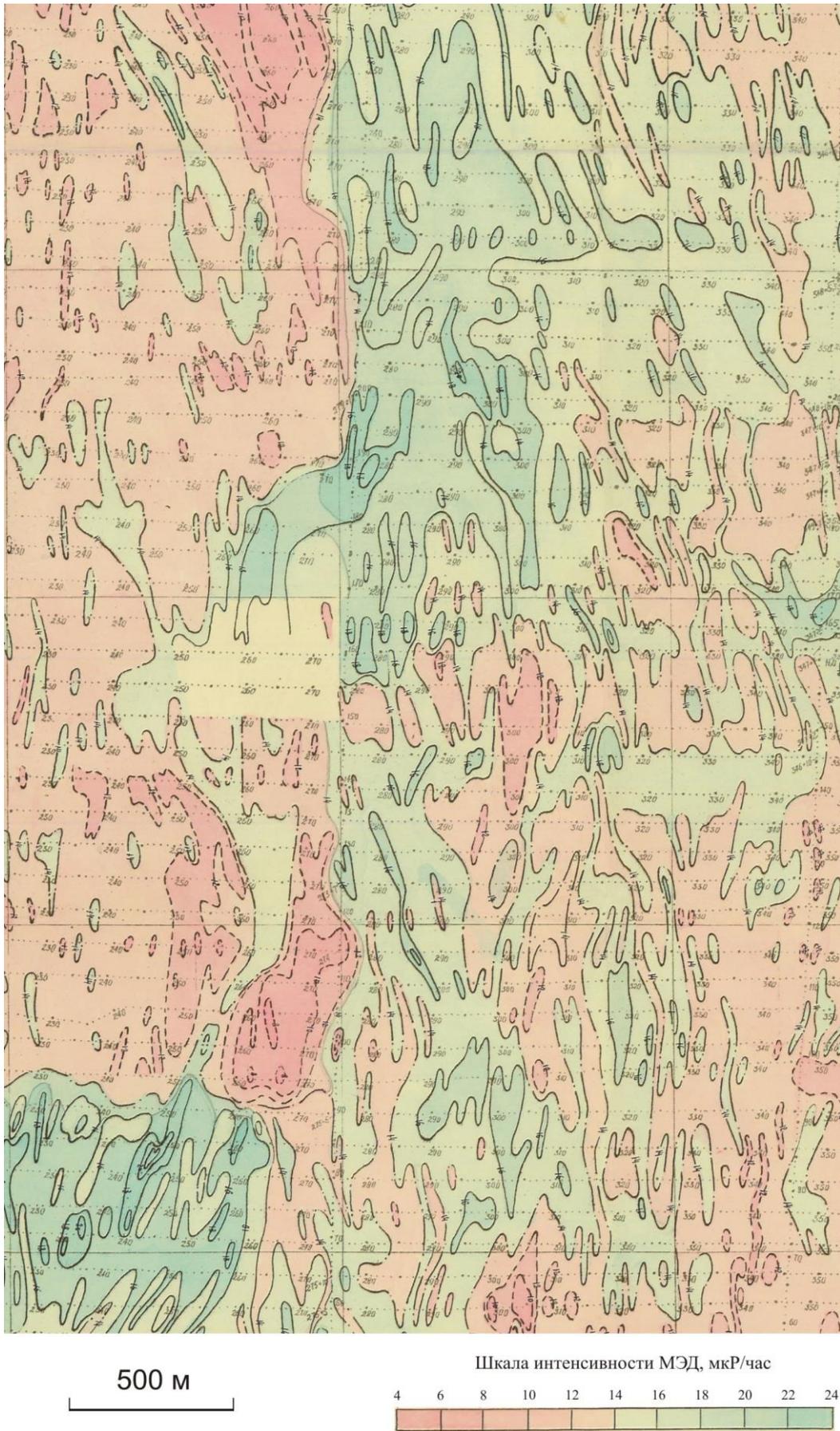


Рис. 24. Проявление дислокационных зон в физических полях: ΔZ (а)



Продолжение рис. 24. Проявление дислокационных зон в физических полях: ЕП (б)



Продолжение рис. 24. Проявление дислокационных зон в физических полях: МЭД (в)

На этих же участках наблюдаются и минимальные значения МЭД (4÷6 мкР/час). Вероятно, что на этапе формирования ферромагнитной минерализации с обратным намагничением породы пурпольской свиты, как и все другие породы рудного поля, обеднились радиоактивными элементами. Углеродистое вещество на этом этапе, по-видимому, претерпело дополнительный (или первичный?) метаморфизм и перераспределение, что проявилось в самых низких потенциалах естественной электрохимической поляризации в породах с отрицательными аномалиями ΔZ .

Самые большие величины МЭД отвечают высокоглиноземистым разновидностям переотложенных кор выветривания, являющихся основным поставщиком материала при накоплении пород свиты.

Месторождение Чертово Корыто. В магнитном поле ΔZ месторождения выделяются две сравнительно крупные аномалии и множество мелких, осложняющих общую картину поля. Первая из них – изометричная дипольная аномалия с кольцевой структурой – полностью опоясывает гору так, что положительная часть диполя располагается на ее южном склоне, а отрицательная часть – на северном (рис. 26, 27а,б).

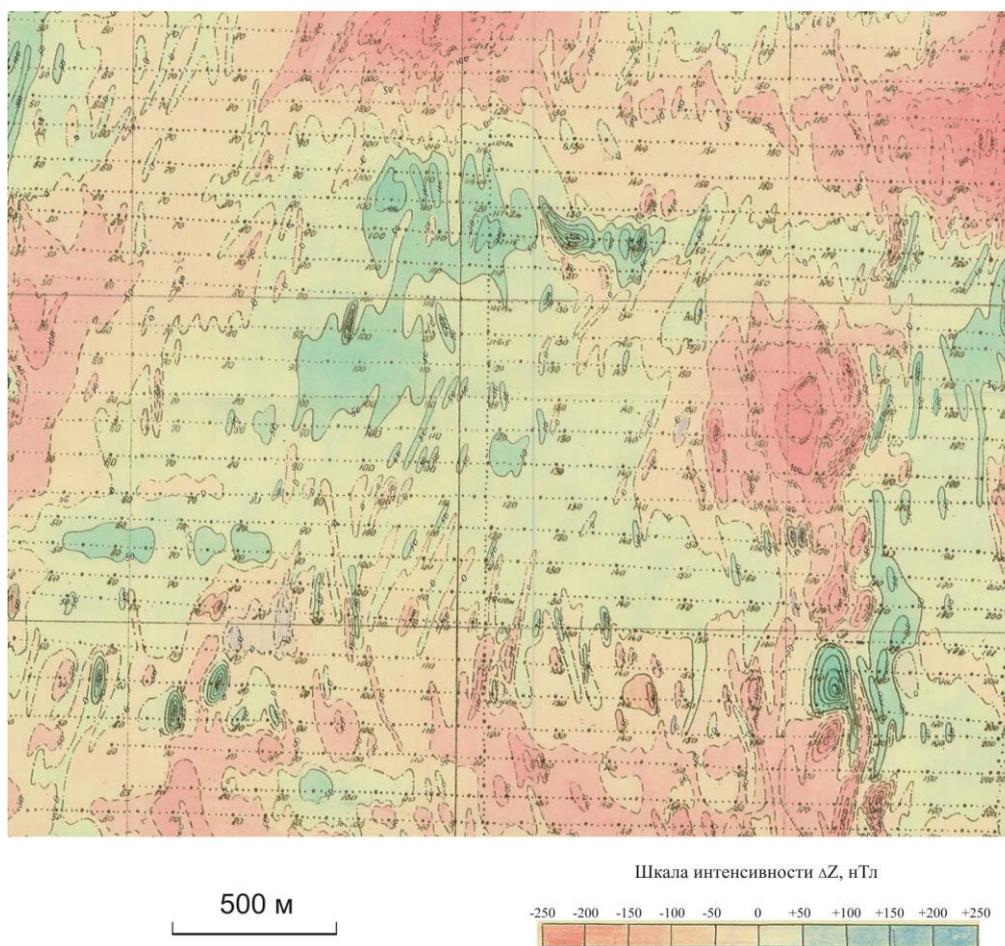
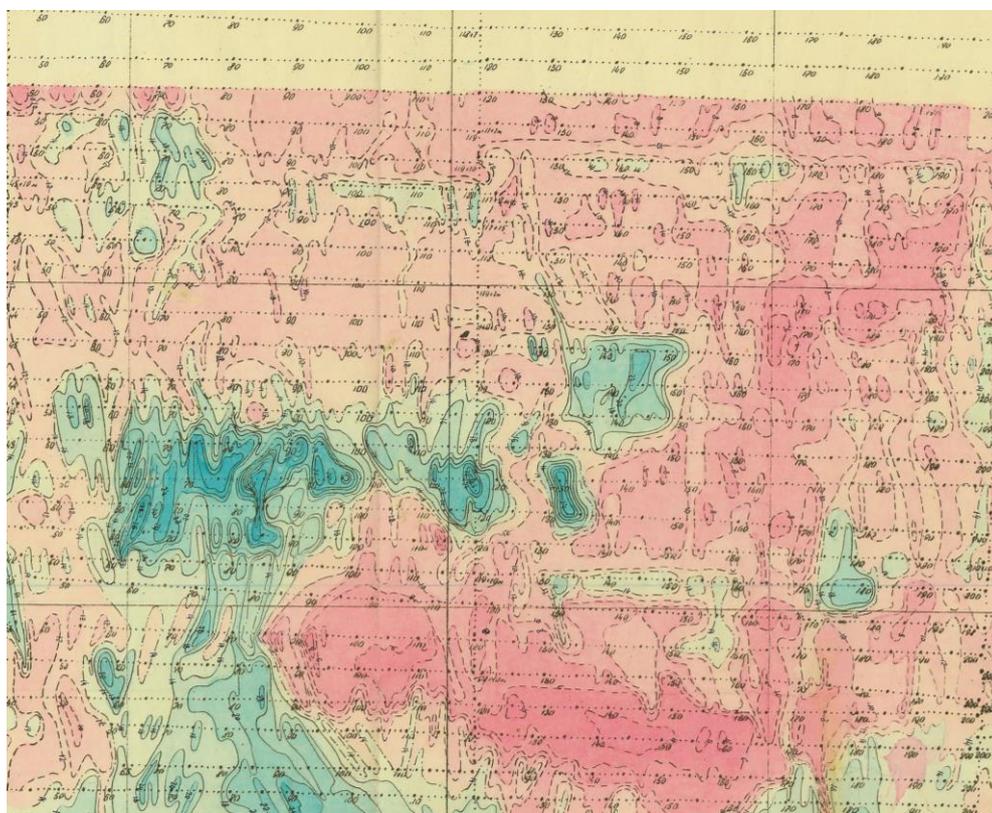
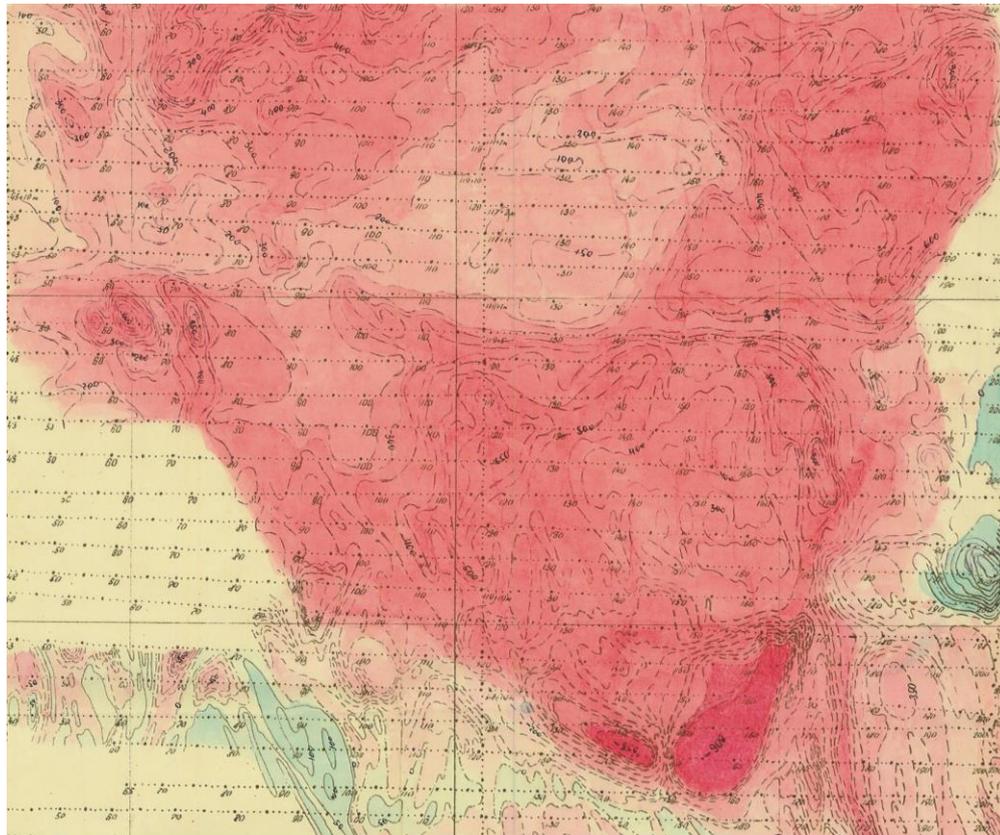


Рис. 25. Физические поля отложений пурпольской свиты: ΔZ (а)



Продолжение рис. 25. Физические поля отложений пурпольской свиты: МЭД (в)

Создается она минерализованной рудовмещающей зоной. Вторая аномалия прослеживается на восточном фланге месторождения, она положительна, имеет линейную форму, ее протяженность около 2 км. Создается эта аномалия рудоподводящим каналом. Над участком, к которому примыкает рудовмещающая зона, линейная аномалия коленчато изгибается, значительно больше становятся ее поперечные размеры. Величины ΔZ на этом участке превышают 850 нТл.

По нарушению, включающему в свой состав рудоподводящий канал, на северном фланге месторождения наблюдается отчетливое смещение субширотной аномалии ΔZ (см. рис. 26). На участке коленчатого изгиба аномалии от рудоподводящего канала можно предполагать искривление сместителя, благодаря которому, в условиях правостороннего сдвига произошло раскрытие структуры, и она стала флюидопроводником (см. рис. 27а).

По всей минерализованной зоне, в продуктивной и безрудной части, прослеживается множество мелких линейных аномалий ΔZ длиной до 500÷600 м и поперечными размерами менее 100 м. В поле ΔT локальные линейные аномалии практически незаметны; несравненно хуже, чем в поле ΔZ , прослеживается структура рудоподводящего канала, амплитуда аномалии над ним не превышает 450 нТл, что почти в два раза меньше значений ΔZ . При этом намного выразительнее проявлена рудовмещающая минерализованная зона в дипольной аномалии (см. рис. 27а,б).

Сильно сказывается влияние рельефа на структуру полей от тел с пологим погружением. Подчиняясь формам рельефа, аномалии от пологих тел прослеживаются практически вдоль горизонталей, отклоняясь от них на небольшие углы. Делая допущение о плоских поверхностях ограничения магнитовозмущающих объектов, их углы погружения определялись по изгибу осей аномалий на хребтах водоразделов или в долинах ручьев (рис. 27в). Для рудовмещающей структуры, рудоподводящего канала и локальных линейных тел величины углов падения, определенные по магнитному полю соответственно равны 13° , 56° , $40\div 45^\circ$.

В поле естественных электрических потенциалов месторождение и его ближайшие окрестности разделяются на две части. Преимущественно в интенсивных отрицательных потенциалах ЕП проявлена южная безрудная часть, а в невысоких положительных потенциалах – северная продуктивная (рис. 28а). В продуктивной части развита серия вытянутых положительных аномалий, которые севернее месторождения примыкают к субширотной зоне потенциалов того же знака.

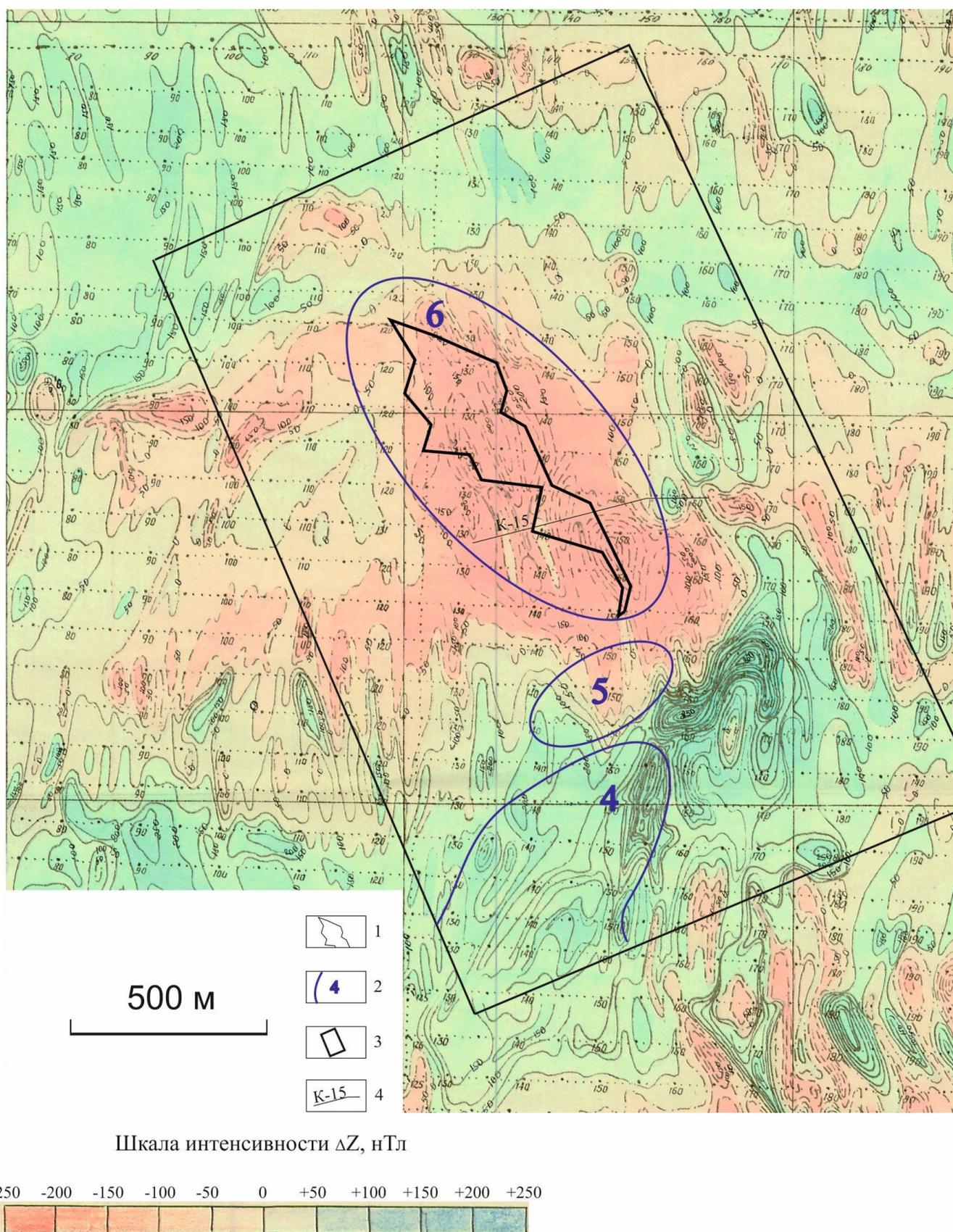


Рис. 26. Магнитное поле в окрестностях месторождения Чертово Корыто.

1 – рудное тело; 2 – проявление петрофизических парагенезов в физических полях, нумерация парагенезов на рисунке соответствует их нумерации в тексте; 3 – участок геофизических исследований 2006 г.; 4 – геолого-геофизический профиль по разведочной канаве 15.

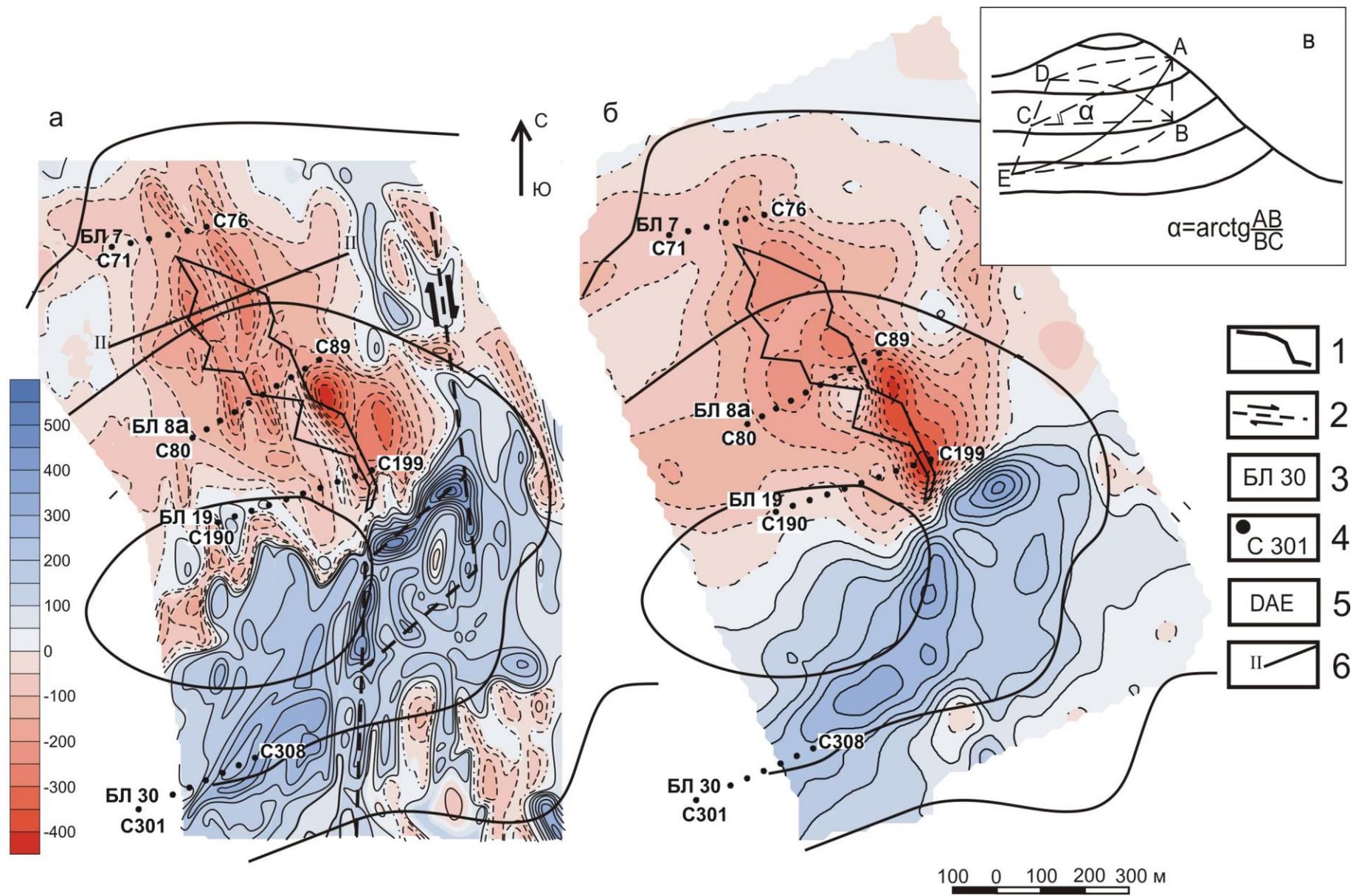


Рис. 27. Проявление в аномалиях ΔZ (а) и ΔT (б) рудовмещающей зоны и рудоподводящего канала на месторождении Чертово Корыто и принцип определения угла падения магнитных тел (в).

1 – линии рельефа; 2 – нарушение с предполагаемой сбросо-сдвиговой кинематикой (рудоподводящий канал), стрелками показаны направления движения блоков; 3 – буровые линии; 4 – разведочные скважины; 5 – ось аномалии от рудовмещающей зоны; 6 – положение профиля для математического моделирования линейных ΔZ -аномалий (см. рис. 52). Остальные условные обозначения на рис. 26.

В безрудной части месторождения и ее флангах эти же аномалии имеют продолжение, но уже как интенсивные отрицательные. В противоположных по знаку аномалиях проявляются разные фрагменты единых тектонических структур: дислокационных зон, рудоподводящего канала и минерализованной рудовмещающей структуры. Пологое погружение последней выразилось зависимостью формы аномалии от рельефа – аномалия как бы «опаивает» гору с восточной стороны. Аномалии от дислокационной зоны и рудоподводящего канала по интенсивности и смене знаков потенциалов похожи на аномалию от рудовмещающей структуры, они отличаются от нее только независимостью простираения от рельефа. Обе секут изолинии топоосновы, как аномалии от крутопадающих тел.

В поле МЭД (рис. 28б), как и в поле ЕП, месторождение делится на два блока с разным уровнем радиоактивности пород: высоким в безрудном блоке и пониженным – в продуктивном. В обоих полях совпадает положение и широтная направленность границы между блоками. Поляризующиеся породы безрудного блока обладают высокой радиоактивностью только на некотором удалении от границы между блоками, по мере приближения к ней их радиоактивность перестает быть аномальной. Предполагается, что граница между блоками проходит по разрывному нарушению широтного простираения.

Заслуживает особого внимания линейная аномальная зона на северном фланге месторождения, вытянутая тоже в широтном направлении. Она проявлена во всех физических полях: в магнитном и электрическом – в низкоамплитудных положительных аномалиях, в радиоактивном – в аномалии минимальных значений МЭД. По-видимому, аномалии принадлежат еще одному широтному нарушению. Вероятно, нарушение пересекает основную рудоконтролирующую дислокационную зону так, что к нему примыкает и рудоподводящий канал, и продуктивная часть минерализованной зоны, так как здесь происходит слияние аномальных эффектов от перечисленных структур во всех физических полях. Своеобразным является слияние аномалий в магнитном поле: отрицательная половина диполя от минерализованной зоны соприкасается с положительной широтной аномалией (см. рис. 26). Следует добавить, что это происходит на одном, северном склоне водораздела.

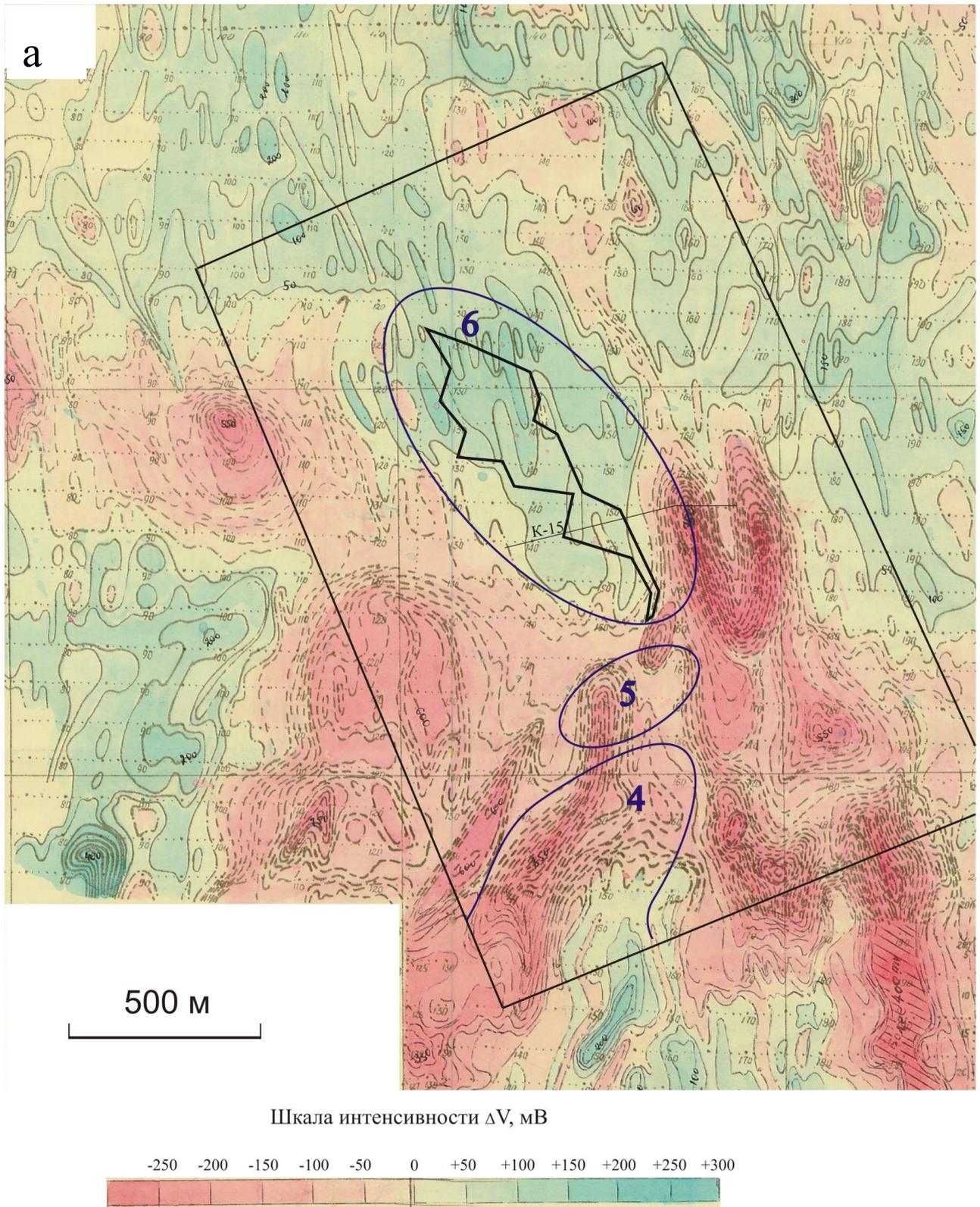
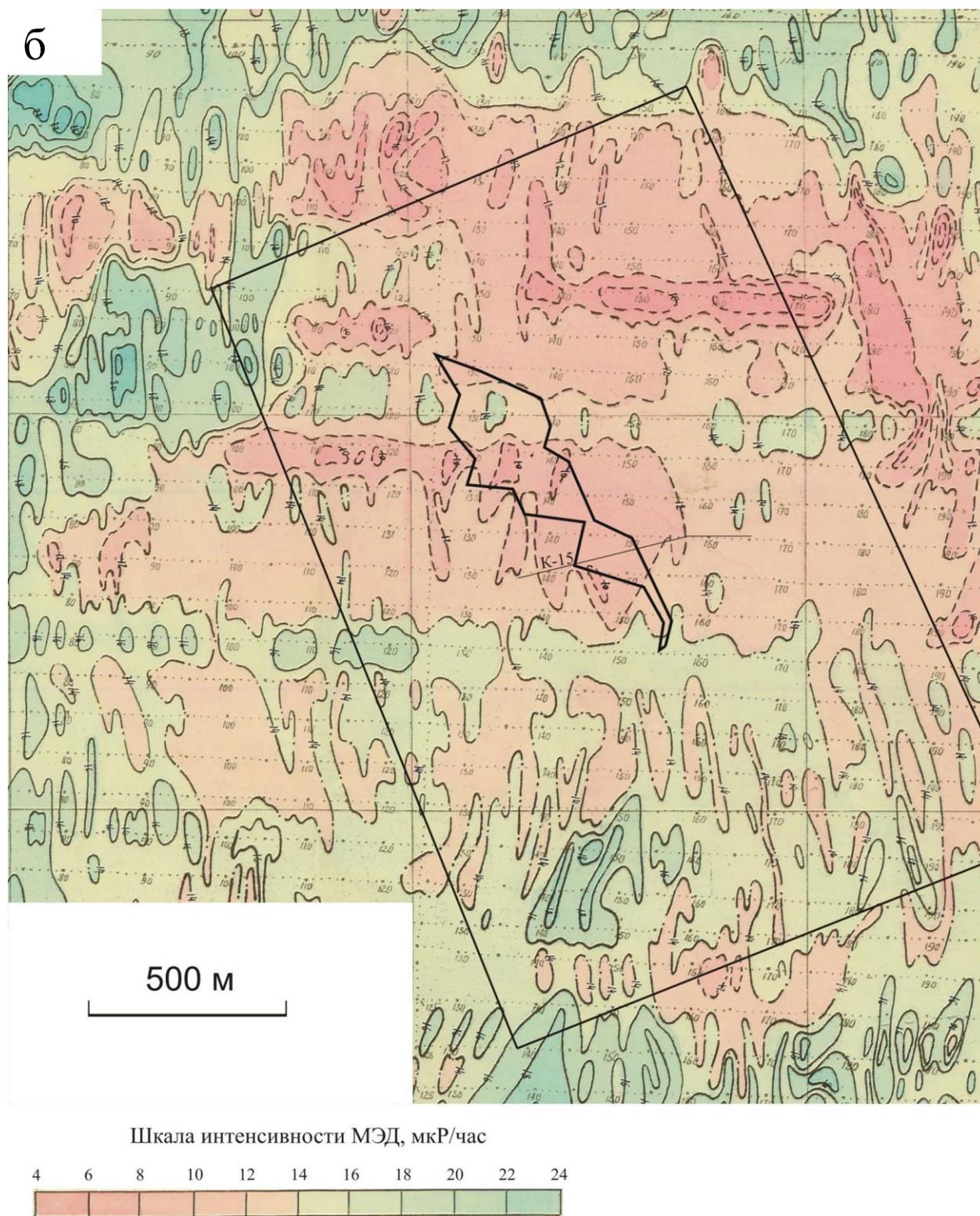


Рис. 28. Поле ЕП (а) в окрестностях месторождения Чертово Корыто.

Условные на рис. 26.



Продолжение рис. 28. Поле МЭД (б) в окрестностях месторождения Чертово Корыто.

Условные на рис. 26.

В гамма-спектрометрических полях распределения радиоактивных элементов отчетливо проявилась вся минерализованная зона, включая безрудный и продуктивный блоки

(рис. 29). Нарушение, по которому они граничат, лучше всего можно проследить в поле распределения U по цепочке минимумов.

Аномальная МЭД пород южного блока обеспечивается высокими содержаниями всех радиоактивных элементов в поляризующихся породах (см. рис. 28а, 29). При этом они очень тесно коррелируют друг с другом, особенно Th и K (коэффициент корреляции $r = 0.9$). Связь U с Th и K определяется удаленностью от широтного нарушения, разделяющего блоки месторождения. Вдали от него ореолы U , Th и K очень точно совпадают друг с другом, но с приближением к нему, распределение U начинает заметно отличаться, он практически утрачивает связь с Th и K , хотя последние продолжают коррелировать между собой. В непосредственной близости от нарушения в поляризующихся породах содержания U сокращаются примерно в $2 \div 2.5$ раза (рис. 30).

В северном блоке на фоне заметного понижения содержаний всех радиоактивных элементов наблюдается их перераспределение. Намного меньшей, чем в южном блоке, становится связь между Th и K , коэффициент корреляции между ними снижается до 0,38, и практически полностью от них обособляется U . Его ореол приобретает кольцевую структуру, обрамляя наиболее богатую часть рудного тела (см. рис. 29).

Неодинакова связь магнитных аномалий с радиогеохимическими ореолами в разных блоках месторождения. В безрудном блоке аномалии ΔT тесно ассоциируют с электрическими и радиогеохимическими аномалиями, но пространственно от них обособлены так, что в их распределении обнаруживается отчетливая зональность. В рудном блоке аномалии ΔT и ореолы K практически накладываются друг на друга, и их структуры совпадают до деталей.

Значительное изменение физических полей минерализованной зоны вблизи широтных нарушений и в блоках, разделяемых ими, с большой долей вероятности можно объяснить тем, что эта система нарушений на некотором этапе оказала важное влияние на развитие месторождения. Одно из них выступает естественной границей рудного тела на юге, другое – границей всего месторождения на севере. В зоне влияния северного широтного нарушения находятся и все известные рудопроявления Артемьевского рудного поля. Еще одно – менее выразительное в геофизических полях – нарушение можно предполагать на участке пережима рудного тела: здесь наблюдается ступенчатая смена уровней магнитного и электрического полей, линейные понижения в полях концентраций Th и K и интенсивный локальный минимум содержаний U .

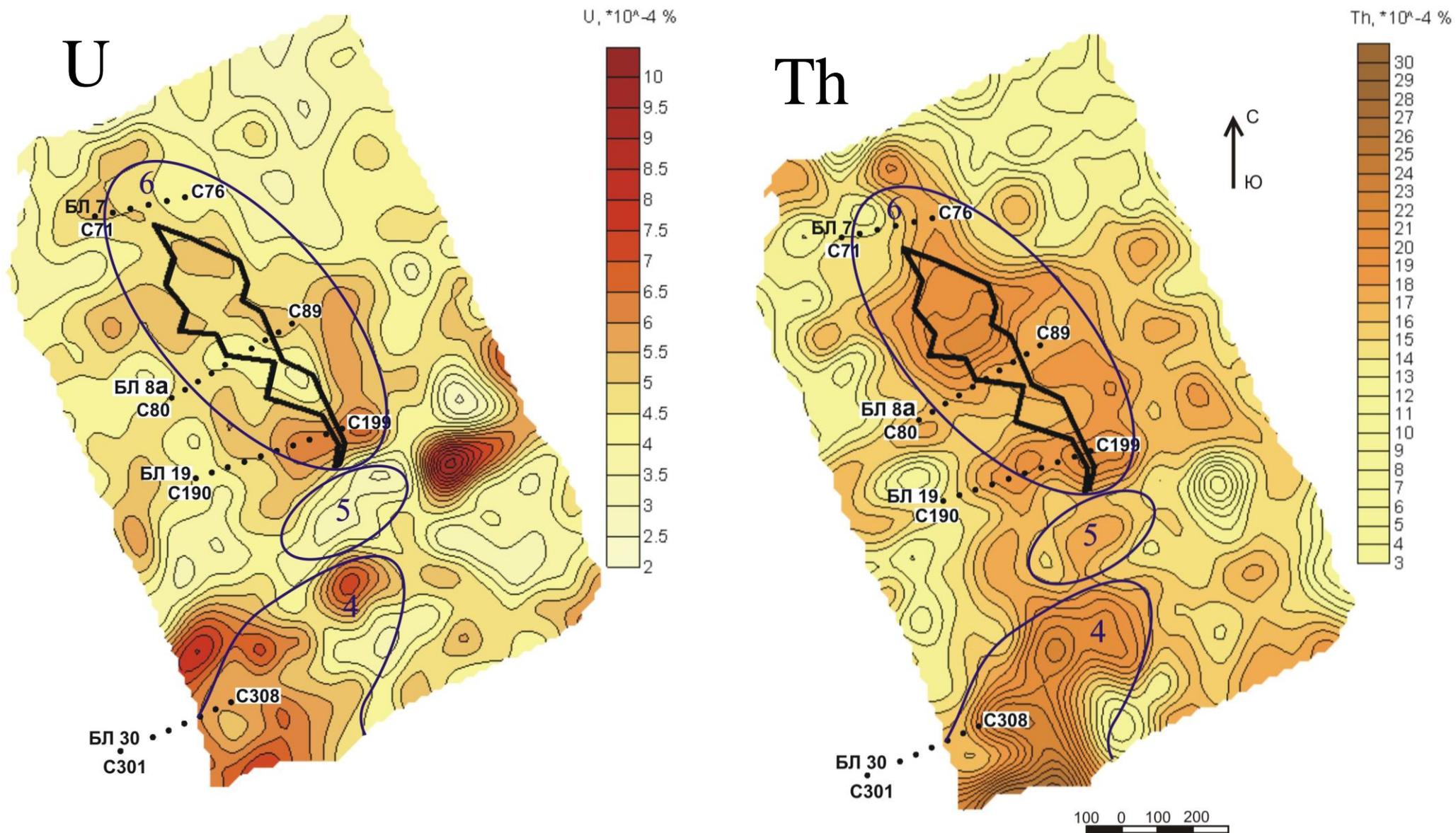
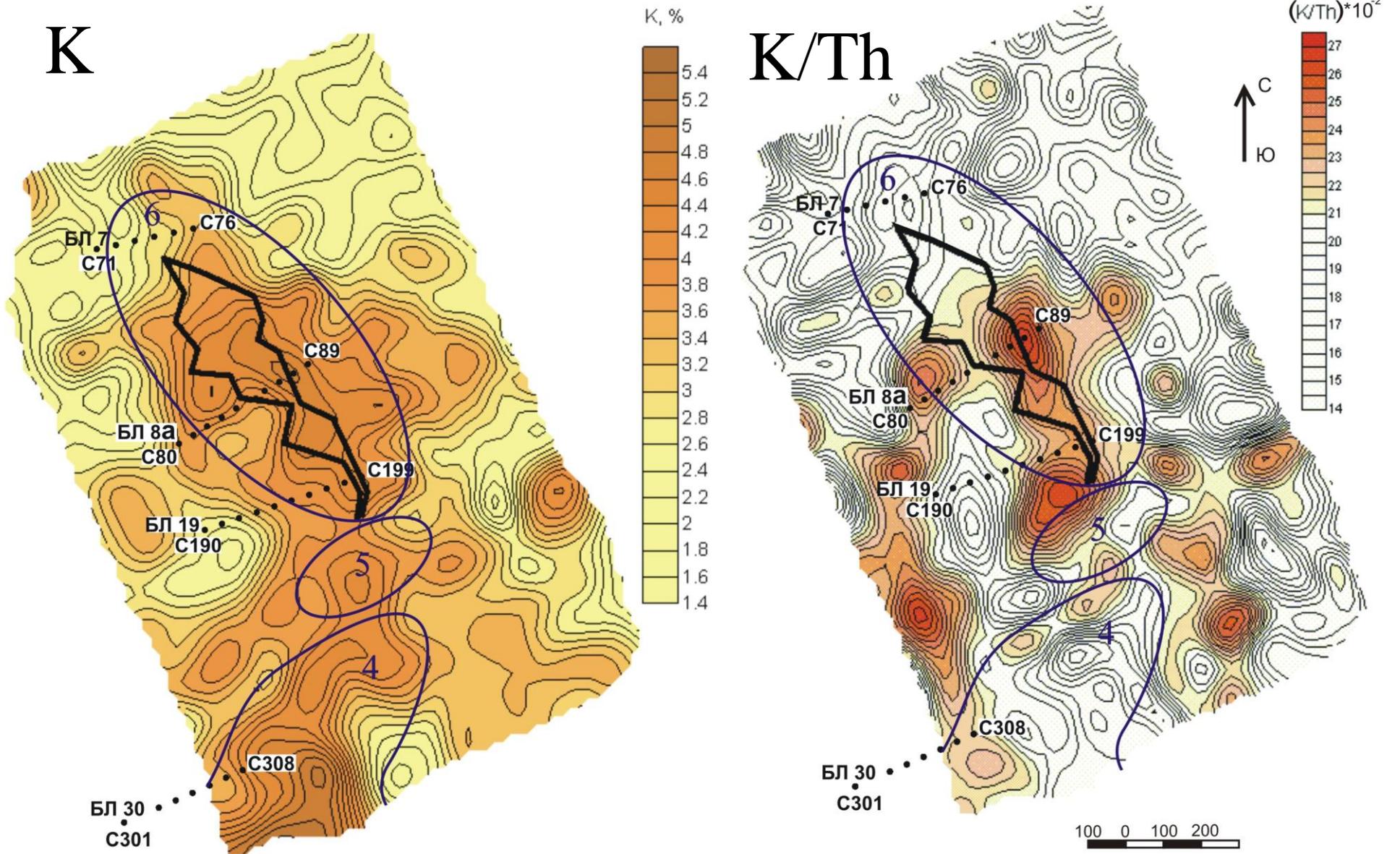


Рис. 29. Радиогеохимические поля месторождения Чертова Корыто. Условные обозначения на рис. 26.



Продолжение рис. 29. Радиогеохимические поля месторождения Чертово Кoryто. Условные обозначения на рис. 26.

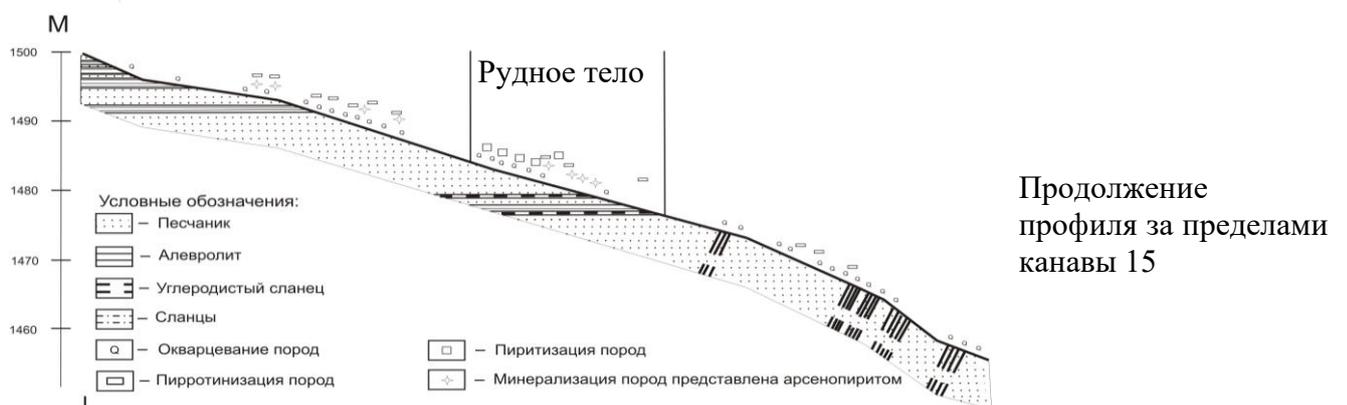
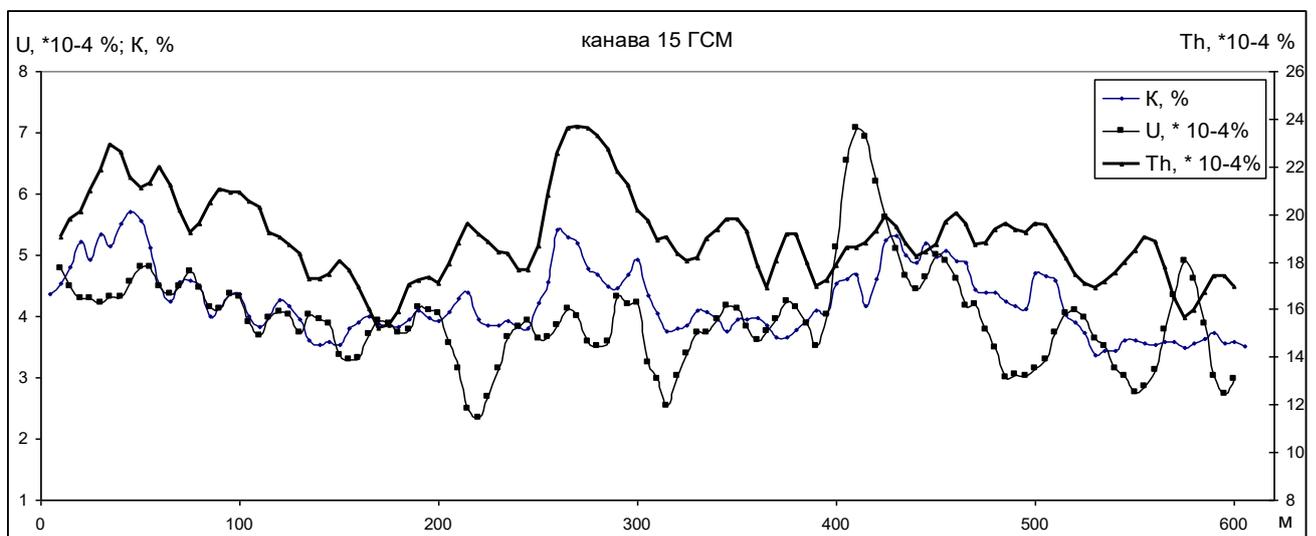
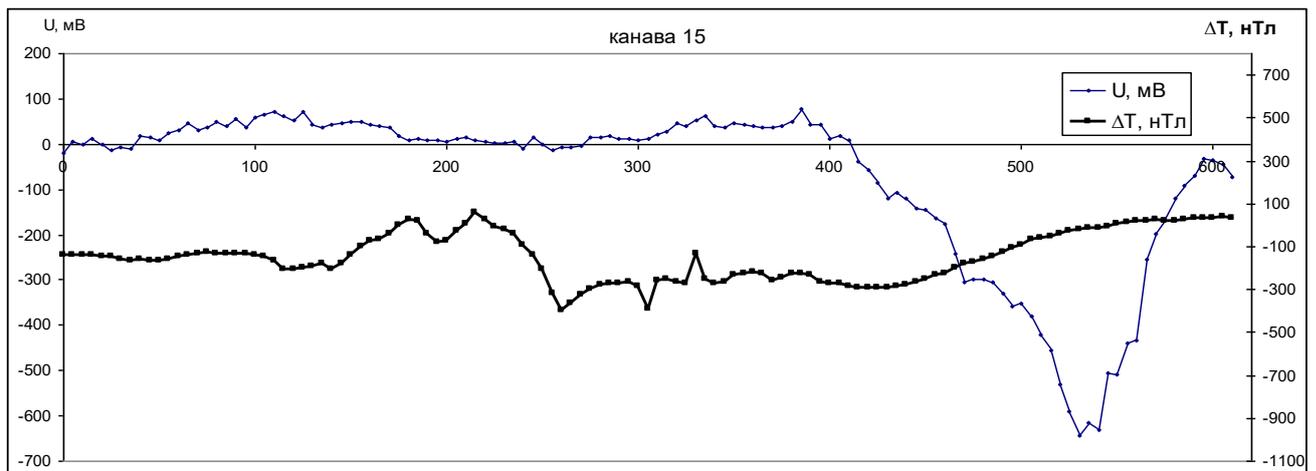


Рис. 30. Геолого-геофизический профиль по разведочной канаве 15.

1–4 – породы месторождения: песчаники (1); алевролиты (2); углеродистые сланцы (3); сланцы (4); 5–8 – минерализация: кварцево-жильная и прожилковая (5); пирротиновая (6); пиритовая (7); арсенопиритовая (8).

Положение профиля показано на рис. 26, 28, 29.

2.2.3. Петрофизические парагенезисы и последовательность их образования

Под петрофизическим парагенезисом понимается ассоциация (совокупность) горных пород с аномальными физическими свойствами, образованных одновременно в результате протекания одного и того же геологического процесса. Одновременность формирования петрофизического парагенезиса отличает его от петрофизической зональности геологического объекта (блока земной коры, рудного узла, месторождения и т. д.), которая объединяет в своем составе разновозрастные петрофизические неоднородности (несколько парагенезисов).

По физическим полям, их структурным взаимоотношениям и принадлежностью разновозрастным геологическим образованиям в Артемьевском рудном поле были выделены 6 петрофизических парагенезисов с аномальными свойствами. Порядок их представления соответствует предполагаемой последовательности их формирования во времени.

1. Наиболее древний петрофизический парагенезис связан с внедрением гранитоидов нижнепротерозойского Амандракского комплекса и их тепловым воздействием на отложения албазинской свиты. Контактный метаморфизм албазинских отложений приводил к развитию ороговикованных пород с магнетитовой минерализацией прямого намагничения. Высокорадиоактивные граниты и магнитные роговики представляют самый ранний петрофизический парагенезис рудного поля.

2. Высокоглиноземистые разновидности переотложенных кор выветривания пурпольской свиты. Строго говоря, отнести их к какому-либо парагенезису нельзя, потому что они единственны в своем роде и нет образований, связанных с ними парагенетически. Они представлены в этом перечне в силу своей чрезвычайной аномальности в полях естественной радиоактивности и необходимости максимального освещения всех разновидностей аномальных образований Артемьевского рудного поля для генетической реконструкции его петрофизической зональности. Такие породы встречаются и в других частях Кевактинского рудного узла и повсеместно характеризуются аномальными накоплениями Th.

3. Признаком третьего парагенезиса являются отрицательные аномалии магнитного поля, вызванные ферромагнитной минерализацией с обратным намагничением. Ферромагнитной минерализацией с обратным намагничением охвачены албазинские и михайловские породы в дислокационных зонах, Амандракские граниты в приконтактной зоне, отложения пурпольской и медвежьей свит. Разнополярное проявление в магнитных аномалиях характерно и породам дайкового пояса (см рис. 17). Обратное намагничение было не единственным преобразованием физических свойств пород этого парагенезиса; вероятно, одновременно с этим они обеднялись радиоактивными элементами. Особенно отчетливо это проявляется на примере Амандракских гранитов и поляризующихся пород пурпольской свиты.

И в тех, и в других прослеживается хорошая согласованность между эпигенетическими процессами ферромагнитной минерализации и выносом радиоактивных элементов, – чем интенсивнее и больше отрицательные аномалии ΔZ над этими породами, тем ниже создаваемая ими МЭД. На этом этапе происходил метаморфизм сингенетичного углеродистого вещества в пурпольских отложениях: все поляризующиеся породы пурпольской свиты создают отрицательные приращения вертикального компонента магнитной индукции. При этом, хорошо коррелируют между собой интенсивности аномалий ΔZ и ЕП (см.рис. 25 а,в).

4. В этот парагенезис включена петрофизическая ассоциация магнитных и поляризующихся пород с повышенной радиоактивностью. Магнитные породы в составе этих ассоциаций имеют прямую намагниченность и повсеместно разобщены с поляризующимися породами. Приуроченность к одним и тем же разрывным нарушениям, одинаковые формы и сопоставимые размеры этих неоднородностей, а также ассоциация в породах различного состава позволяют предполагать их проявление, как результат функционирования одного геологического процесса и выделить в единый петрофизический парагенезис.

5. Поляризующиеся породы с пониженными содержаниями радиоактивных элементов, особенно U. Такие породы развиты, вероятно, по поляризующимся породам 4 парагенезиса, они встречаются в безрудном и продуктивном блоке месторождения только в непосредственной близости от границы между блоками.

6. Магнитные породы в продуктивном блоке месторождения, утратившие способность к естественной электрической поляризации, с зональным распределением радиоактивных элементов.

Из рассмотренных парагенезисов, на месторождении Чертово Кoryто проявлены последние три (см. рис. 28, 29). Результаты исследования физических свойств, вещественного состава и условий образования их самих и исходных пород, по которым они развивались, изложены в главе 3.

2.3. ПАРТИЗАНСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ УЗЕЛ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Партизанский золоторудный узел размещается в пределах Татарского антиклинория, расположенного в южной части Центрального блока. Татарский антиклинорий представляет собой изометричную, слабо вытянутую в меридиональном направлении структуру. На западе он ограничен зоной одноименного глубинного разлома, по которой сопряжен с Каитьбинским прогибом, относимым к Приенисейской тектонической области Центрального блока. На востоке он граничит с Восточным блоком, граница, как и для всего Центрального блока,

проводится по зоне Ишимбинского глубинного разлома. С юга Татарский антиклинорий обрамлен вулканитами Рыбинско-Панимбинского пояса, контролируемые Татарско-Ишимбинской системой глубинных разломов (см. рис. 7).

В пределах антиклинория выделяют куполовидное поднятие и периферическую часть. На востоке граница между ними представлена Верхне-Мурожнинской зоной шовных грабенов и горстов. Ядро куполовидного поднятия занимают гранитоиды Татарского массива. Возраст его гранитов согласно [Верниковская и др., 2007] составляет 630 млн л. Следует отметить, что на Карте золотоносности и прогноза Енисейской провинции в составе Татарского массива выделяют гранитоиды двух верхнерифейских комплексов: татарско-аяхтинского (более древнего) и гурахтинского [Карта..., 2007]. В гурахтинский комплекс включены также граниты гурахтинского массива, относимые по [Ножкин и др., 2008а] к кутукасскому комплексу с возрастом 700–690 млн л [Динер, 2003; Ножкин и др., 2008а]. В татарско-аяхтинский комплекс включены гранитоиды каламинского типа с возрастом 880–860 млн л [Ножкин и др., 1999; Vernikovsky et al., 2007; Ножкин и др., 2015], аяхтинского комплекса (760–750 млн л) [Верниковская и др., 2002; Vernikovsky et al., 2003] и все массивы кутукасского комплекса, за исключением гурахтинского массива. Очевидно, что для гранитов Татарского массива имеется некоторая неопределенность в классификационном и возрастном отношении. Поэтому при анализе геофизических материалов не исключается длительное и полигенное формирование Татарского массива. Присводовая часть выполнена палеопротерозойскими отложениями пенченгинской свиты, входящей в состав тейской серии. В основании свиты залегают кварциты, кварцитовидные песчаники и мраморы, верхняя часть сложена биотит-кварцевыми и амфиболитовыми сланцами с прослоями графитистых серицит-кварцевых сланцев (рис. 31). В пределах всего разреза свиты встречаются пластовые тела ортоамфиболитов, метадиабазов и празинитовых сланцев палеопротерозойского индыглинского комплекса. Периферическая часть сложена терригенными отложениями кординской, горбилонской и удерейской свит сухопитской серии мезопротерозоя. Сопряженные поперечные структуры второго порядка: Мурожнинская антиклиналь и Васильевско-Удерейская синклинали осложняют моноклинальное залегание сухопитских отложений в восточном крыле антиклинория.

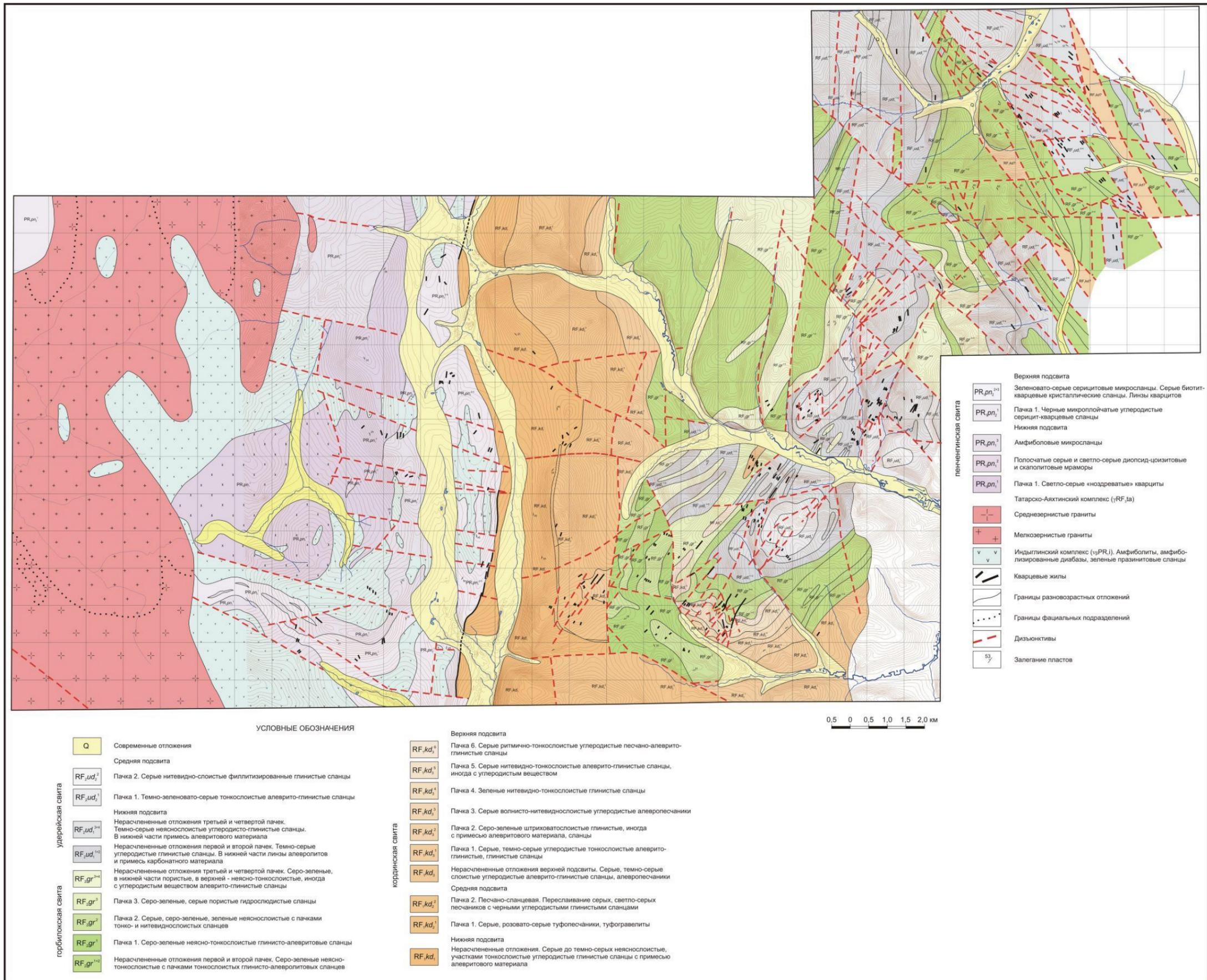
Характерно, что наиболее интенсивно неопротерозойский магматизм проявился с западной стороны антиклинория в зоне Татарского глубинного разлома. Каитьбинский рифтогенный прогиб, также как и Глушихинский, включает терригенно-вулканогенные отложения орловской серии и, по сути, является его тектоническим аналогом. Выявленная в Глушихинском прогибе риолит-базальтовая вулканическая ассоциация с возрастом 717 ± 15 млн л входит в состав орловской серии. Зону Татарского разлома трассируют дайки субщелочных габброидов, нефелиновых и щелочных сиенитов захребетинского комплекса (700

млн л) [Ножкин и др., 2008а] и пластообразные тела пенченгинского фенит-карбонатитового комплекса линейного типа (650 ± 2 млн л) [Врублевский, 2003; Врублевский и др., 2003]. На некотором удалении в южном направлении проявились ийолиты, фойяиты среднетатарского комплекса – 675–620 млн л [Свешникова и др., 1976; Собаченко и др., 1986]. Золоторудная минерализация Партизанского узла, напротив, локализовалась на восточном склоне Татарского антиклинория со стороны Ишимбинского глубинного разлома. Современные датировки ^{40}Ar – ^{39}Ar методом золоторудных образований Партизанского узла имеются для месторождений Герфед (722 млн л и 665 млн л) [Сазонов и др., 2015 ф] и Удерейское (711,6 млн л, ~670 млн л, ~650 млн л) [Ножкин и др., 2011] (см. табл. 2). Ранний золоторудный рубеж хорошо коррелируется с временем вулканизма риолит-базальтовой ассоциации в южной части Заангарья, более поздний – с эпохой анорогенного внутриплитного щелочного магматизма.

Компактность Татарского антиклинория привела к тому, что в пределах рудного узла проявилось большое разнообразие полиметаморфических образований. Зональность регионального метаморфизма пород Партизанского узла в общих чертах хорошо согласуется со стратифицированными подразделениями: кварциты и мраморы основания пенченгинской свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации; биотит-кварцевые, амфиболитовые сланцы с прослоями графитистых серицит-кварцевых сланцев верхнего уровня пенченгинской свиты метаморфизованы в условиях низкотемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации и биотитовой субфации; метаморфизм отложений сухопитской серии меняется от серицит хлоритовой субфации на уровне кординской свиты до начальных ступеней метагенеза пород удерейской свиты. Вблизи с гранитоидным массивом в породах развиты контактово-метаморфические изменения [Сазонов и др., 1980 ф, 1982 ф]. Все известные рудные поля контролируются локальными линейными зонами динамотермального метаморфизма, осложняющими структуру региональной метаморфической зональности [Сазонов и др., 2010] (см. рис. 3). Свойственно множество минеральных типов месторождений, в расположении которых обнаруживается закономерная зональность по отношению к ядерной части антиклинория [Сазонов и др., 1980 ф, 1982 ф].

Геофизической особенностью месторождений Партизанского золоторудного узла является значительное изменение локальных признаков оруденения по мере его удаленности от ядерной части Татарского антиклинория. По набору геофизических аномалий месторождения Герфед-Николаевского рудного поля не похожи на месторождения Урал и Архангельское, те в свою очередь отличаются от Васильевского и Удерейского месторождения.

Рис. 31. Геологическая карта Партизанского золоторудного узла (составлена А.М. Сазоновым).



При анализе результатов ранее проведенных геофизических работ в наземном [Васильев, 1961 ф, 1962 ф; Иванов, Кукушкина, 1961 ф; Бобыкин и др., 1976 ф, и др.] и дистанционном [Минеев и др., 1986 ф; Калмыков, Трусов, 2012 ф] вариантах было установлено, что в Партизанском рудном узле имеет место отчетливо выраженная региональная петрофизическая зональность, заложение которой началось с самых ранних, седиментогенных, этапов развития узла, а последующая эволюция была обусловлена процессами регионального метаморфизма, формирования и внедрения Татарского гранитоидного массива [Колмаков, 1996, 1999; Колмаков, Ерофеев, 2007а, 2007б]. Там же было показано, что геофизические признаки локализации оруденения зависят от того, в какой региональной петрофизической зоне оно проявлено.

2.3.1. Региональная геофизическая зональность

Зональность рассматривается в направлении от Татарского массива на восток, главным образом, по материалам аэрогеофизических работ [Минеев и др., 1986 ф; Калмыков, Трусов, 2012 ф]. Для гранитоидов характерны самые низкие значения приращения ускорения силы тяжести. Эндоконтакт гранитоидов характеризуется ровными отрицательными значениями приращения вектора индукции магнитного поля в пределах от -20 до -40 нТл и высокими, до 25 мкР/час, значениями общей радиоактивности. Неодинакова природа аномалий общей радиоактивности в пределах восточного эндоконтакта: в северной части эндоконтакта накапливается преимущественно торий, в центральной – калий, а в южной – уран (рис. 32). Ореолы накопления Th, как наименее подвижного в радиогеохимической триаде элементов (U, Th, K) являются признаками того, что в этой части контактово-метасоматические процессы протекали с максимальной интенсивностью. Среди контактирующих пенченгинских отложений достаточно широко распространены ортоамфиболиты индыглинского комплекса, претерпевшие контактовый метаморфизм. Магнетитовой минерализацией, как одним из продуктов этих преобразований, охвачены не все вулканиты, что, скорее всего, также связано со степенью воздействия на них. И радиогеохимическая зональность, и нарастающие в северном направлении магнитные характеристики ортоамфиболитов (приложение) позволяют предполагать и усиление контактовых изменений в этом направлении. Изометричная магнитная аномалия над кварцитами пенченгинской свиты, вероятно, тоже обусловлена магнетитовой минерализацией. Предполагаемая минерализация развивалась под кварцитами в ортоамфиболитах в связи с контактовым воздействием на них скрытой на глубине гранитной интрузии (см. рис. 32 и приложение).

Региональная магнитная аномалия с отчетливо выраженным стратиформным характером прослеживается над мощной толщей отложений верхней, сланцевой, части пенченгинской свиты и кординской свиты.

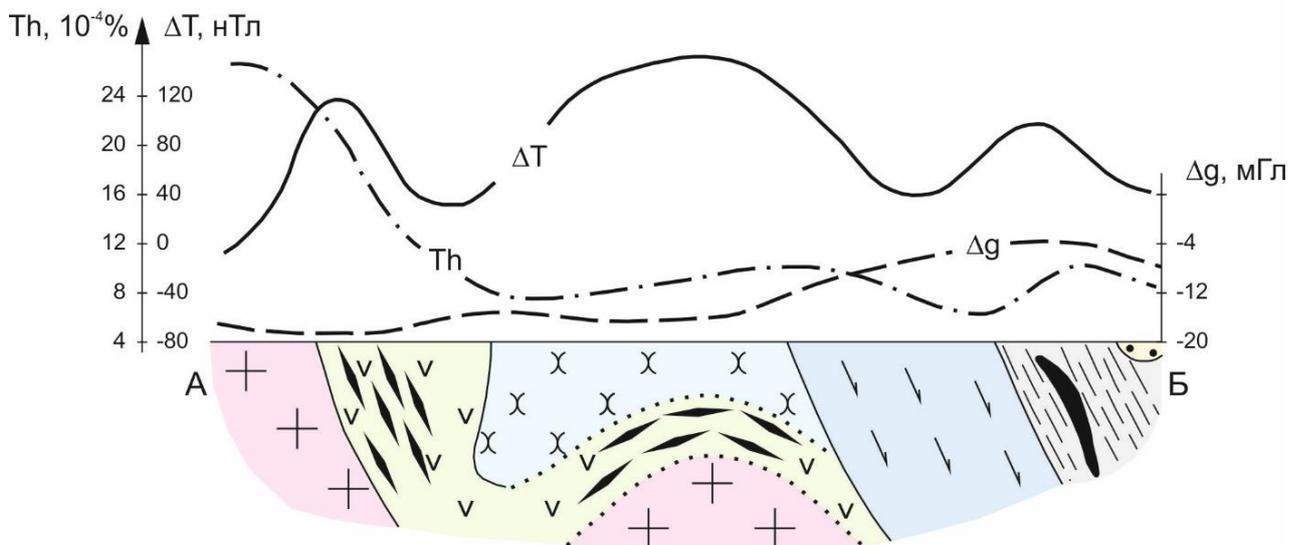
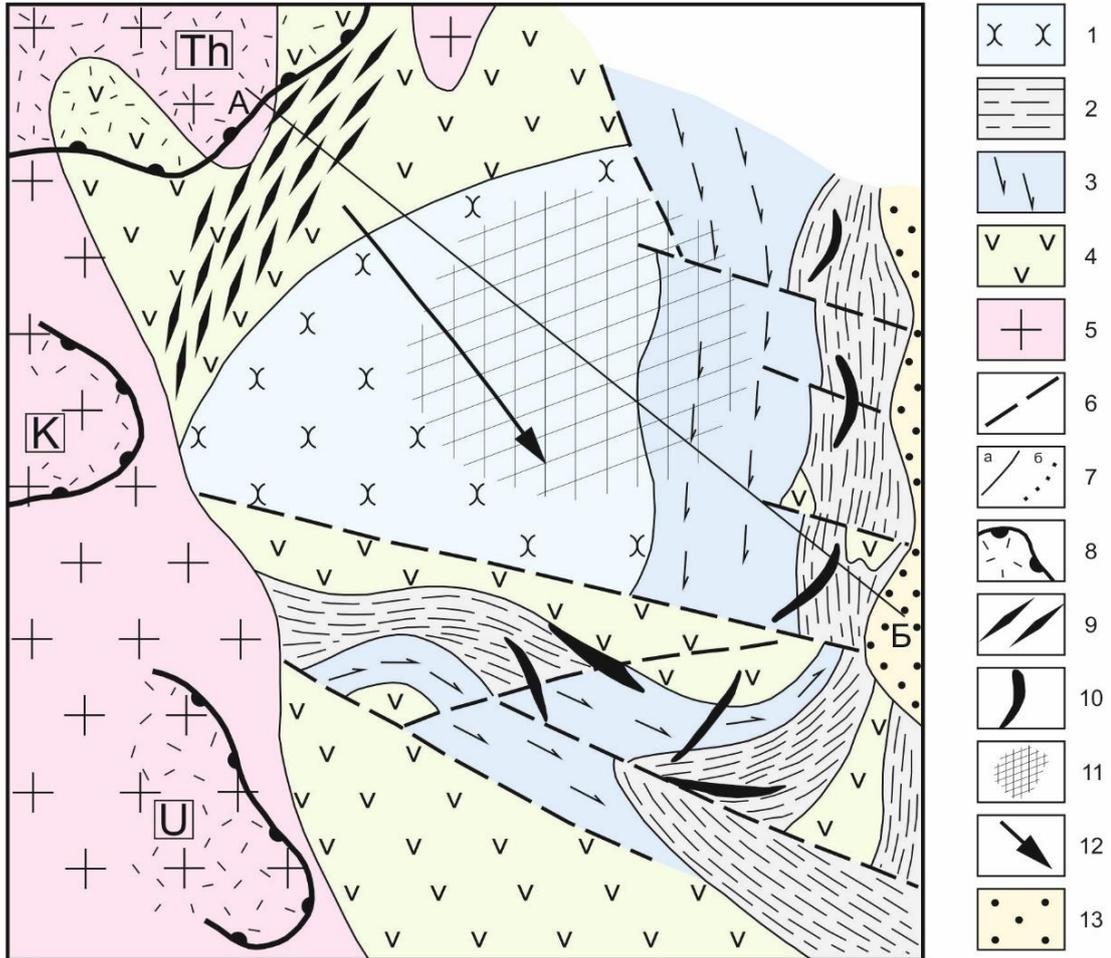


Рис. 32. Физико-геологическая схема приконтактовой зоны Татарского гранитоидного массива.

1–2 – кварциты (1) и углеродистые сланцы (2) пенченгинской свиты; 3 – празинитовые сланцы; 4 – ортоамфиболиты индыглинского комплекса; 5 – граниты Татарского массива; 6 – разрывные нарушения; 7 – геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б); 8 – области зонального распределения радиоактивных элементов в гранитах; 9,10 – ферромагнитная минерализация: магнетитовая (9); пирротиновая (10); 11 – магнитная аномалия от развитой на глубине магнетитовой минерализации; 12 – ось антиклинальной складки (стрелка в сторону погружения шарнира складки); 13 – четвертичные отложения.

Она фиксирует зоны метаморфогенной пирротинизации сингенетичных пиритов [Прохоров, 1977]. Интенсивность аномалий магнитного поля пирротиновой природы в северной части узла достигает 200 нТл, в южной – 20–30 нТл, редко 50 нТл. Магнитная восприимчивость (χ) пирротин содержащих сланцев на уровне месторождения Герфед $(200–400) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. При этом, в северной части метаморфогенной пирротинизацией охвачены отложения, включая верхнекординскую и нижнегорбилокскую подсвиты, на юге, региональный метаморфизм пиритов продвинулся не выше, нижнекординской подсвиты (см. приложение). С положительной аномалией пирротиновой природы сопряжена соизмеримая по интенсивности и площади развития отрицательная аномалия магнитного поля. Ее появление интерпретируется, как результат метасоматической пиритизации средне-верхнекординских толщ в условиях повышенной активности сульфидной серы, высвобождавшейся в ходе образования метаморфогенных пирротинов в подстилающих толщах. Значения магнитной восприимчивости пород и руд на месторождении Урал $5–10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Наблюдается согласованность параметров разнополярных региональных магнитных аномалий, сменяющих друг друга в направлении от Татарского массива. В изометричной положительной аномалии на южном фланге васильевского месторождения проявлены нижнекординские отложения, вскрытые в ядерной части поперечной Мурожнинской антиклинали. Отрицательная аномалия, связанная с пиритовой минерализацией, по мере удаления на периферию утрачивает стратиформный облик и на уровне Урало-Васильевского рудного поля начинает контролироваться множеством поперечных разрывных нарушений развитых вдоль северного крыла Мурожнинской антиклинали (см. рис. 31 и приложение).

Зона региональной графитизации углеродистого вещества прослеживается в электрических полях $\rho_{эф}$ и естественных потенциалов поляризации от Татарского массива по пачке верхнепенченгинских углеродистых сланцев до контакта кординской и горбилокской свит. Также как и петромагнитные преобразования, интенсивность графитизации растет в северном направлении, что выражается снижением электрических сопротивлений и естественных потенциалов пород в этом направлении (рис. 33, см. приложение). Примерно на уровне границы между кординской и горбилокской свитами зона графитовой минерализации

сменяется зоной с неупорядоченным (неструктурированным) органическим веществом – неполяризуемым и непроводящим электрический ток.

Анализ геофизических полей позволяет выделить несколько этапов распределения РАЭ в породах рудного узла. Наиболее раннее распределение радиоактивных элементов, повлиявшее на структуру региональных радиогеохимических полей связано с этапами седиментогенеза и регионального метаморфизма.

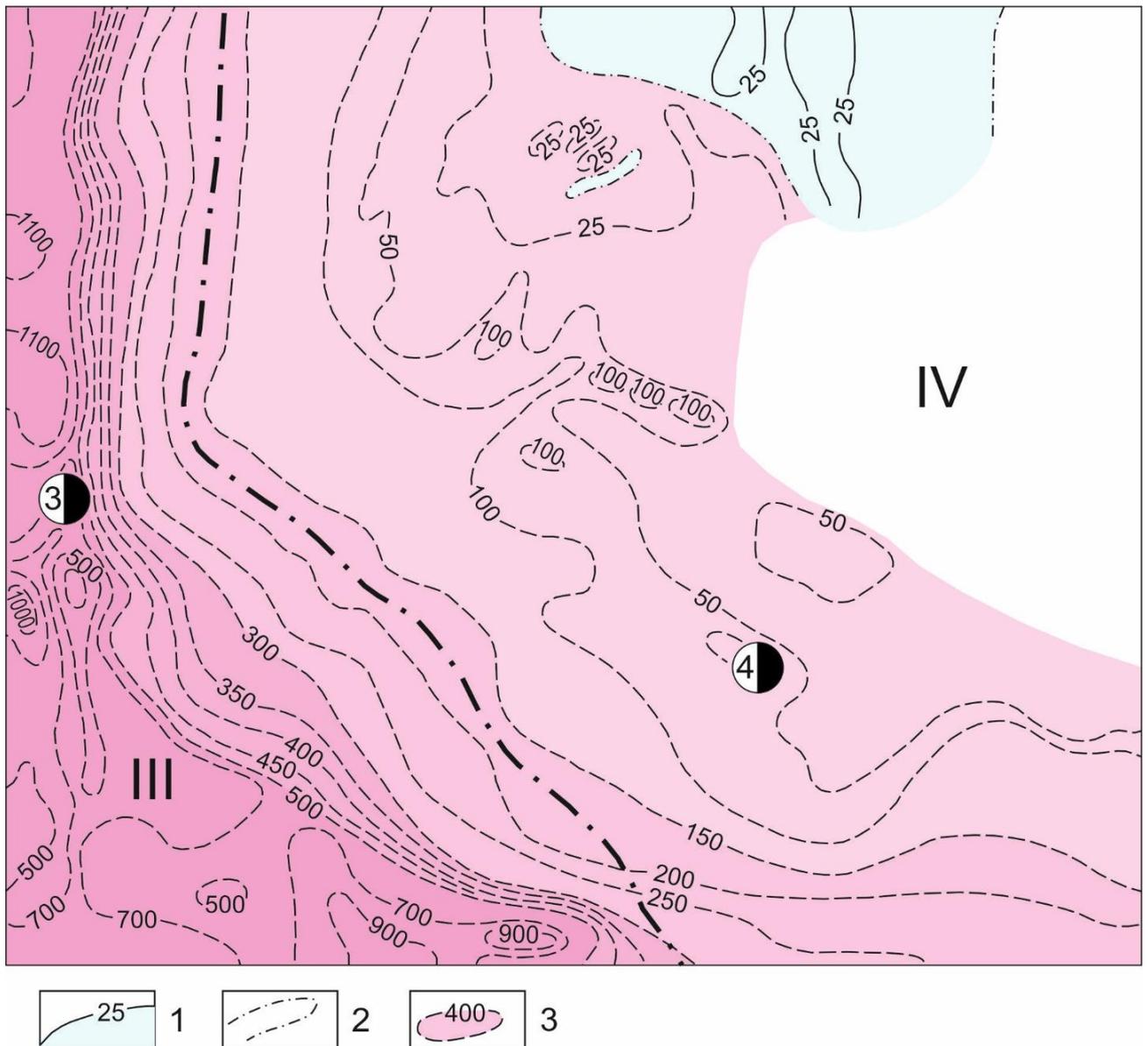


Рис. 33. Проявление графитовой минерализации в естественном электрическом поле.

1-3 – изолинии потенциалов, мВ: 1-положительные, 2-нулевая, 3-отрицательные; остальные обозначения на рис. 36.

Главный фактор распределения на этапе седиментации – литологический состав пород. Породам глинистого и особенно глинисто-углеродистого состава свойственны повышенные содержания радиоактивных элементов по сравнению с породами кремнистого и кремнисто-известковистого состава. Поэтому в целом породы сухопитской серии были изначально более радиоактивны, чем подавляющее большинство пород тейской серии (см. приложение).

Оценка влияния регионального метаморфизма на поведение РАЭ вызвало определенные затруднения по ряду причин. Так, кварциты пенченгинской свиты, образованные в результате метаморфизма кварцевых песчаников – продуктов переотложенной высоkozрелой коры выветривания [Сазонов и др., 2015 ф], изначально обладали чрезвычайно низкими содержаниями РАЭ. Кроме того, в них наблюдается обогащение РАЭ в связи с контактовым воздействием предполагаемой на глубине под ними гранитной интрузии. Верхнепенченгинские кварц-биотит-хлоритовые и серицит-кварцевые с углеродистым веществом сланцы вмещают серию рудопроявлений и носят явные следы более позднего распределения РАЭ, связанного с этапами рудогенеза. Поэтому, наиболее приемлемыми породами для этой цели оказались ортоамфиболиты индыглинского комплекса. Согласно наметившейся тенденции увеличения степени метаморфизма пород антиклинория в северном направлении, выявленной по признакам в различных геофизических полях, радиогеохимический фон ортоамфиболитов изучался по двум наиболее крупным телам в крайних, южной и северной, точках присводовой части (рис. 34, см. приложение). В южном теле распределение РАЭ оценивалось только по его западному фрагменту, от Татарского массива до разрывного нарушения, потому что восточная часть, как и сланцы пенченгинской свиты, был охвачен процессами оруденения и постметаморфического обогащения РАЭ. В южных ортоамфиболитах содержания U изменяются от 1 до 2,5 г/т, при среднем 1,7 г/т, соответственно Th – 2–6 г/т и 3,5 г/т, K – 0,25–1,25 %, 0,7 %. Северным ортоамфиболитам свойственны следующие радиогеохимические характеристики: U – 0,1–2,0 г/т, 1,0 г/т; Th – 1–4 г/т, 2 г/т; K – 0,25–0,75 %, 0,4 %. Очевидно, что более метаморфизованные разновидности северных ортоамфиболитов почти в два раза обеднены РАЭ в сравнении с их южными аналогами, метаморфизм которых не превысил эпидот-амфиболитовой фации.

Примерно на этом же широтном уровне, где располагается северное тело рассматриваемых вулканитов, кординские отложения максимально приближены к ядру антиклинория, входят в состав его присводовой части и удалены от известных рудопроявлений и месторождений. Здесь особенностью пород нижнекординской и частично среднекординской подсвит является такая истощенность РАЭ, что в радиогеохимических полях они практически неотличимы от известково-кремнистых отложений пенченгинской свиты (рис. 35, см. приложение). Эти отложения создают аномалии в магнитном и электрическом полях.

Повышенные магнитные параметры указывают на наличие в их составе метаморфогенного пирротина, развитого по сингенетичному пириту.

Их эффективное сопротивление $\rho_{эф}$ (при частоте генерируемого поля 520 Гц) меньше 100 Ом*м там, где они выходят на склоне положительной формы рельефа, увеличиваясь на вершинах водоразделов до 300 Ом*м (в связи с уменьшением толщины рыхлого покрова), что характеризует их как низкоомные породы. Очевидно, что если столь низкое сопротивление не вызвано рыхлыми отложениями русловых потоков, то является свойством самих пород и, вероятнее всего, обусловлено графитовой минерализацией.

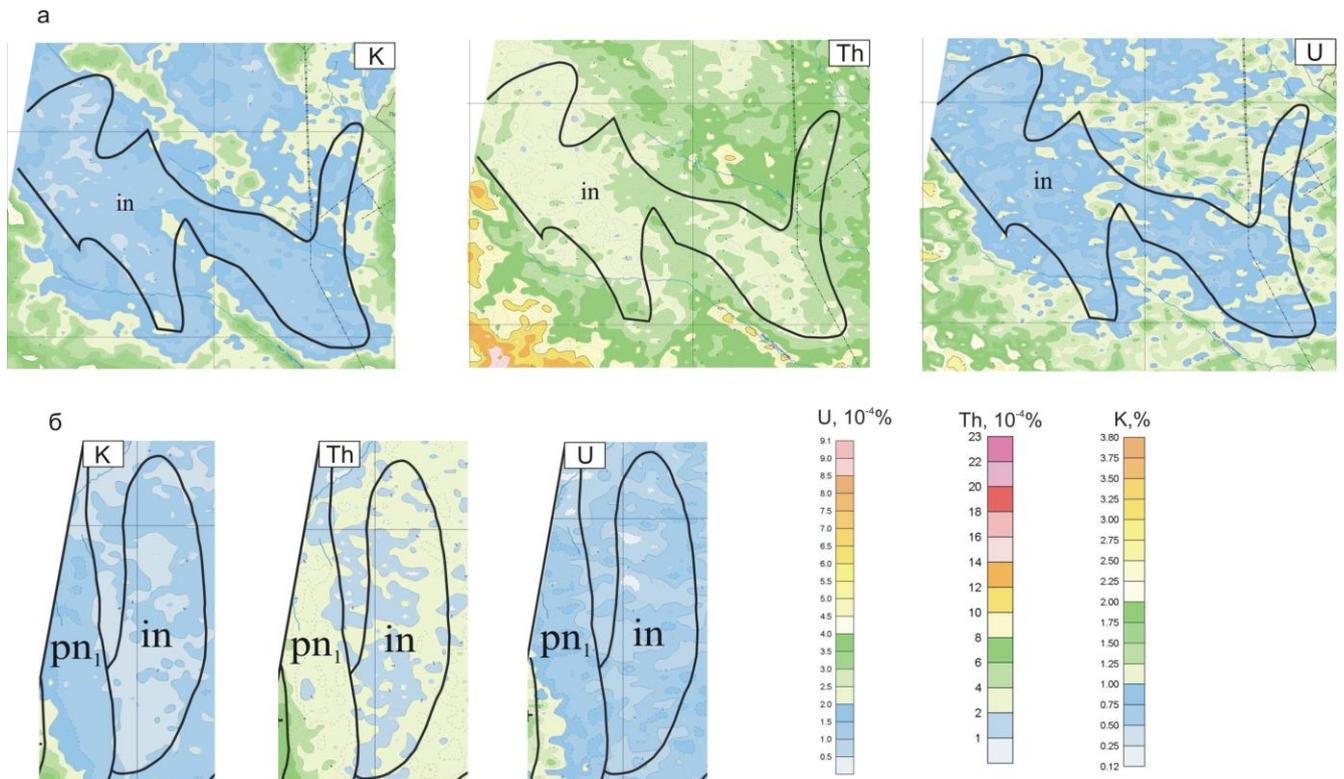


Рис. 34. Радиогеохимическая характеристика южного (а) и северного (б) тел ортоамфиболитов индыглинского комплекса в условиях зонального регионального метаморфизма.

Условные обозначения на рис. 31. Пояснения в тексте.

Терригенные отложения с углеродистой и сульфидной минерализацией в условиях Енисейского кряжа, как правило, обладают высокими содержаниями РАЭ [Кренделев, 1971; Злобин и др., 1975; Ножкин и др., 1975; Ножкин, Гавриленко, 1976; Злобин, 1983; Кобяков и др., 1986 ф; Клименко, Каримуллина, 1996 ф], если только не оказались метаморфизованными в условиях достаточно высоких ступеней, эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации [Титов и др., 1975], или гидротермальных преобразований рудного этапа в условиях высоких температур [Колмаков, 2014]. Образования в связи с последним случаем имеют гораздо меньшие размеры,

кроме того, характеризующие породы, как уже было сказано выше, значительно удалены от рудных объектов. Поэтому, остается предполагать, что они обеднены РАЭ в результате регионального метаморфизма предположительно начальной ступени эпидот-амфиболитовой фации. Полученные результаты хорошо сопоставимы с выводами С.В. Мельгунова и др., согласно которым интенсивный вынос U из пород алевропелитового состава происходит уже при переходе от зеленосланцевой фации к низкотемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации. Это связано с разложением при температуре перехода одних из главных породообразующих минералов – хлорита и эпидота, являющихся носителями U. В породах основного состава U и Th связаны, главным образом, с акцессорными минералами, разложение которых и потери РАЭ происходят в более высокотемпературных условиях амфиболитовой и гранулитовой фации [Мельгунов и др., 1975].

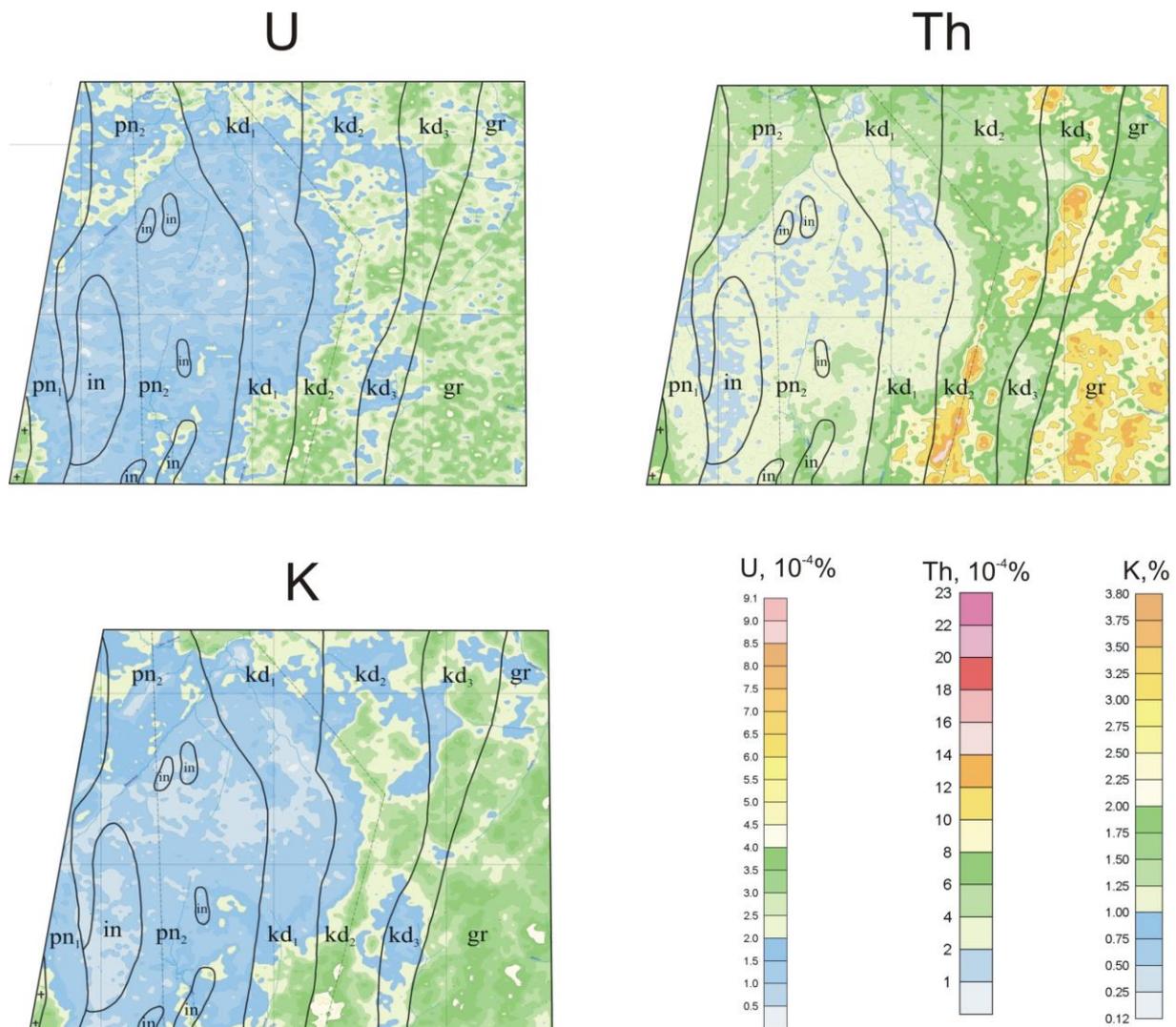


Рис. 35. Метаморфогенное истощение ниже- и среднекординских отложений в отношении РАЭ.

Условные обозначения и составы свит приведены на рис. 31. Пояснения в тексте.

Накопление вынесенных РАЭ происходило в слабо метаморфизованных отложениях сухопитской серии. Характерной особенностью, важной с точки зрения соотношения золотого оруденения и радиогеохимических аномалий, является избирательное накопление РАЭ в пределах хлоритовой субфации. Наиболее обогащенными РАЭ оказались породы северного крыла Мурожненской валоподобной антиклинали, характеризующегося напряженной пликативной и дизъюнктивной тектоникой, и где в дальнейшем формировались месторождения рудного узла [Колмаков, 1996]. Корректная оценка метаморфоженного обогащения этого блока пород затруднена тем, что здесь происходил принос РАЭ на более поздних этапах, связанных с формированием золотого оруденения.

Внедрение гранитоидов и их воздействие на контактирующие породы не приводило к обеднению последних РАЭ, что хорошо наблюдается в районе южного контакта Татарского массива с кординскими отложениями. Более того, приконтактовое воздействие скорее обогащало горные породы РАЭ, как это происходило с пенченгинскими кварцитами, под которыми предполагается скрытая интрузия гранитов (см. рис. 32 и приложение).

Ранние петрофизические преобразования, по-видимому, оказали значительное влияние на вещественный состав месторождений и их локальное проявление в геофизических полях. На всех месторождениях, развитых в региональной зоне пиритовой минерализации, в составе рудного парагенезиса отсутствует пирротин. Этот факт может быть связан с очень высокой активностью сульфидной серы в минералообразующей системе и, как следствие, неблагоприятными условиями для кристаллизации пирротина [Прохоров, 1977; Иванов и др., 2004; Колмаков, 2014]. В этой связи месторождения зоны метаморфоженной пиритовой минерализации не проявляются в магнитном поле. Наиболее высокоомные продуктивные кварцевожильные блоки развиты на месторождениях в зоне с неструктурированным органическим веществом.

Таким образом, по результатам интерпретации физических полей выявляются широкомасштабные преобразования вещественного состава и физических параметров пород Партизанского рудного узла на его раннем (метаморфоженно-метасоматическом) этапе развития, сказавшиеся на особенностях физико-геологических параметров будущих месторождений. Геофизическая зональность формируется относительно эпицентральной области регионального метаморфизма и выражается в региональных зонах, создающих аномалии в магнитном, электрическом и радиогеохимических полях (рис. 36).

В направлении понижения интенсивности преобразования была развита серия сопряженных зон:

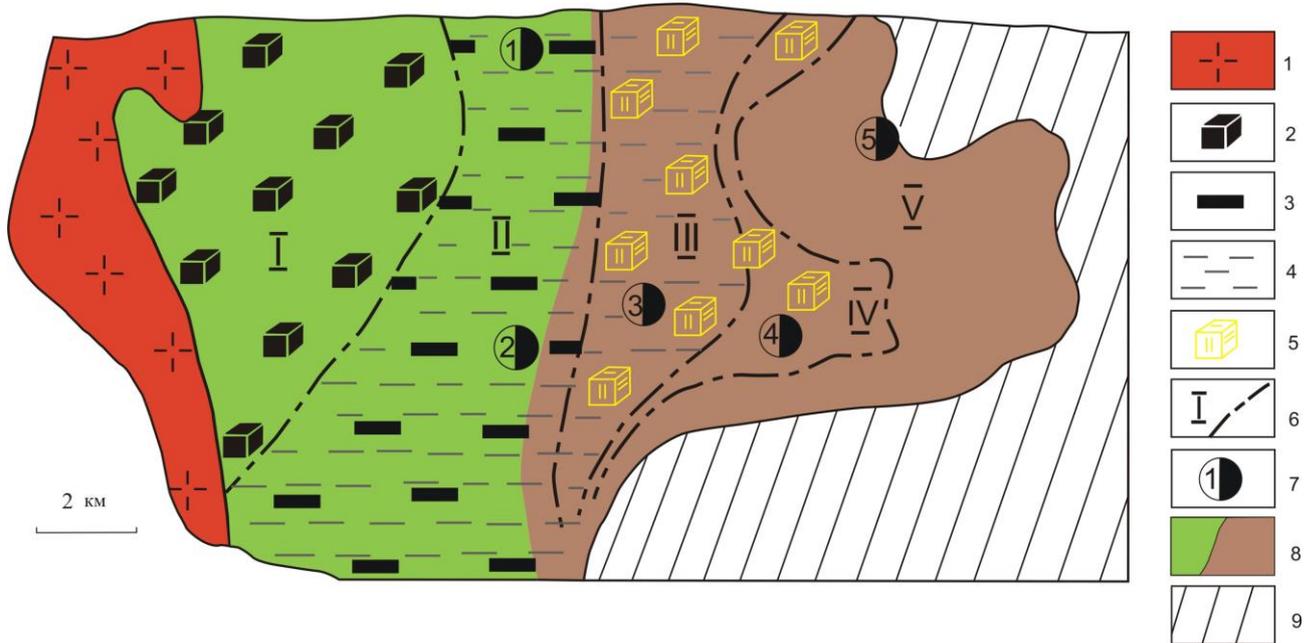


Рис. 36. Региональная петрофизическая зональность Партизанского золоторудного узла.

1 – граниты Татарского массива; 2–5 – метаморфогенная минерализация: магнетитовая (2); пирротиновая (3); графитовая (4); пиритовая (5); 6 – границы и номера региональных петрофизических зон: I – магнетитовой минерализации и выноса РАЭ; II – пирротиновой, графитовой минерализации и выноса РАЭ; III – пиритовой, графитовой минерализации и накопления РАЭ; IV – пиритовой минерализации, неструктурированного (неполяризуемого) углеродистого вещества и накопления РАЭ; V – накопления РАЭ; 7 – золоторудные месторождения: Николаевское (1); Герфед (2); Архангельское (3); Васильевское (4); Удереи (5); 8 – метаморфогенные зоны выноса – накопления РАЭ; 9 – безаномальные породы сухопитской серии.

- магнетитовой – пирротиновой – пиритовой минерализации;
- графитовой минерализации – неупорядоченного органического вещества;
- выноса – накопления радиоактивных элементов.

2.3.2. Геофизические признаки локализации месторождений

Рудные поля и месторождения золота Партизанского узла располагаются в различных региональных геофизических зонах, что сказывается на их своеобразном проявлении в локальных аномалиях, имеющих первостепенное значение для детального прогноза продуктивных участков.

В процессе становления всех известных месторождений Партизанского узла на дорудном этапе происходило формирование комплексных радиогеохимических ореолов, с двух-, трехкратным превышением фоновых содержаний U, Th, K даже среди изначально обогащенных пород глинистого и глинисто-углеродистого состава. Ореолы имеют вытянутую

форму и приурочены к разрывным нарушениям, по которым довольно часто развиты мелкие водотоки (см. приложение). Как признак рудных полей, эти ореолы достаточно универсальны и встречаются в различных золоторудных регионах: в северной части Енисейского кряжа (Олимпиада, Благодатное, Тейско-Уволжский рудный узел и др.); Чертово Корыто в Патомском нагорье; Мурунтау в Узбекистане; Наталка в Яно-Колымской складчатой области и др. [Радиогеохимические..., 1976; Лазарев, Ромашко, 2013 и др.].

Образование дорудных радиогеохимических ореолов связано с метасоматическими процессами серицитизации (мусковитизации) и сопутствующей гидротермальной углеродизацией пород (см. раздел 3.2.6). Интенсивная серицитизация по биотитам, хлоритам, плагиоклазам приводила к высвобождению огромного количества оснований и кремнезема. Это способствовало развитию сопряженных зон хлоритовой минерализации и окварцевания. Первые служили благоприятной средой для рудного сульфидообразования на месторождениях золото-сульфидного типа, вторые – основой для месторождений золото-кварцевой формации. Метасоматиты хлоритовой зоны и зоны окварцевания по содержаниям РАЭ заметно уступают кварц-мусковитовым, но значительно превосходят все разновидности исходных пород [Колмаков, 2014].

В тех случаях, когда дорудные метасоматиты не преобразованы на рудном этапе, они, как правило, немагнитные, низкоомные и способны к естественной электрохимической поляризации. Их пониженные сопротивления и поляризационные свойства обусловлены графитовой минерализацией, образующейся за счет углеродистого вещества, поступающего с гидротермальными растворами. Немагнитные свойства обусловлены тем, что дорудная сульфидная минерализация представлена преимущественно пиритом [Колмаков, 2014]. Остальные признаки локализации следует рассматривать отдельно по рудным полям в зависимости от их принадлежности к той или иной региональной геофизической зоне.

Герфед-Николаевское рудное поле располагается в региональных зонах пирротинизации и графитизации вблизи контакта между тейскими и сухопитскими отложениями, граница между которыми выделяется линейной аномалией повышенных градиентов в полях содержаний ЕРЭ и МЭД (см. рис. 36 и приложение).

В плане рудное поле представляет собой узкую полосу шириной 1-1,5 км и протяженностью более 15 км субмеридионального направления, контролируется Верхне-Мурожнинской зоной шовных грабенов и горстов. В его пределах выделяют месторождения Герфед, Самсон, Николаевское и Верхнее-Удереysкое. Все месторождения, за исключением месторождения Самсон, жильного типа. Кварцевые жилы гидротермально-метасоматического происхождения, большое количество из них характеризуется значительной протяженностью и мощностью. Месторождение Самсон представлено корами выветривания, развитыми, вероятно,

по золоторудным зонам с прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализацией. Важную рудолокализирующую роль играют субширотные нарушения; на пересечении ими субмеридиональных нарушений происходит увеличение интенсивности процессов гидротермально-метасоматического минералообразования, увеличение параметров рудных тел и обогащение последних золотом [Сазонов и др., 1982 ф]. По минеральному составу сульфидов руды Герфед-Николаевского рудного поля относятся к золото-пирит-арсенопирит-пирротинному типу [Гибшер и др., 2011].

На восточном фланге рудного поля среди отложений нижнекординской подсветы прослеживаются локальные дорудные радиогеохимические ореолы. Более позднее проявление дорудных образований по отношению к региональным петрофизическим зонам достаточно уверенно диагностируется вследствие их немагнитных свойств. Их развитие приводило к размагничиванию регионально пирротинизированных пород, что отчетливо проявилось в «пережимах» магнитных аномалий в эпицентральных участках радиогеохимических ореолов (рис. 37). На плане ΔT Герфед-Николаевское рудное поле представлено серией дипольных магнитных аномалий субмеридионального простирания. При этом практически всем известным месторождениям и рудопроявлениям соответствуют положительные части таких аномалий. Субширотные нарушения наиболее уверенно прослеживаются по конформным линейным ореолам урана, в окрестностях месторождений Герфед, Самсон, Николаевское.

Урало-Васильевское рудное поле включает в себя месторождения Урал, Архангельское, Васильевское и Удережское [Ли, Куцаенко, 1970; Дистанов и др., 1975; Сазонов и др., 1980 ф, 1982 ф и др.]. Месторождение Удережское располагается за пределами площади аэрогеофизических исследований 2012 г и здесь не рассматривается.

Рудное поле сформировалось в области развития брахиформных складок, осложняющих северное крыло Мурожнинской валоподобной антиклинали. Месторождения рудного поля располагаются на различных стратиграфических горизонтах и в различных региональных геофизических зонах.

Месторождения Урал и Архангельское находятся рядом друг с другом и оба принадлежат региональным геофизическим зонам графитизации (аномалия пониженных значений $\rho_{\text{эф}}$), пиритизации (аномалия пониженных значений ΔT) и накопления радиоактивных элементов (см. рис. 36 и приложение).

Они локализуются в замковой части Уральской синклинали, выполненной углеродсодержащими алеврито-глинистыми сланцами верхнекординской подсветы. В указанном элементе пликативной структуры максимально развились соскладчатые дизъюнктивы северо-восточного направления, многим из которых в ходе последующего становления оруденения выпала роль рудовмещающих нарушений (см. рис. 31). Золотое

оруденение месторождений Урал и Архангельское по ассоциации рудных минералов относится к золото-арсенопирит-пиритовому типу [Сазонов и др., 1980 ф].

Локализуются месторождения в пределах дугообразного дорудного радиогеохимического ореола. Его северная часть, прослеживаемая вдоль правого притока реки Удерей, интерпретируется как зона интенсивной серицитизации; южная часть, в которой локализуются месторождения, – как сопряженная зона хлоритизации и окварцевания (рис. 38). Система нарушений, вмещающих рудные тела, проявлена в конформных ей аномалиях $\rho_{эф}$ и распределения радиоактивных элементов, окончательное формирование которых происходило уже, вероятно, на рудном этапе развития месторождений.

Повышение сопротивлений может быть обусловлено наличием кварцево-жильных тел а также нарушением проводимости углеродсодержащих пород в связи с воздействием на них растворов гидрокарбонатного состава на рудном этапе. Особенностью аномалий радиоактивных элементов рудного этапа является отчетливо обособленное накопление U и Th, что связано с различной их миграционной способностью в гидрокарбонатных растворах.

Месторождение Васильевское в региональном геофизическом аспекте принадлежит зонам пиритизации, накопления радиоактивных элементов, располагается на краю зоны графитизации, ограниченной аномалией высоких градиентов естественного электрического поля и $\rho_{эф}$ (см. рис. 36 и приложение).

Оно приурочено к центриклинальному замыканию одноименной синклинали, сложенной породами верхнекординской подсвиты, горбилкокской свиты и нижеудерейской подсвиты. Основной рудовмещающей структурой является зона разрывного нарушения северо-восточного направления, пересекающая по простиранию брахиформную складку [Дистанов и др., 1975; Сазонов и др., 1982 ф] (см. рис. 31).

На месторождении проявлены два морфологических типа продуктивных гидротермально-метасоматических образований [Сазонов и др., 1980 ф]:

- кварцевые жилы с вкрапленной золотой и сульфидной минерализацией;
- зоны кварцевого прожилкования и сульфидизации и жилы небольшой протяженности.

В сульфидном парагенезисе руд проявляется зональность: в юго-западной части месторождения, в отложениях кординской свиты, руды представлены преимущественно золото-арсенопирит-пиритовым составом; на северо-востоке, – в отложениях горбилкокской свиты, в рудах начинает преобладать золото-пирит-блеклорудный тип минерализации.

Дорудные серицитовые метасоматиты наиболее контрастно проявлены в радиогеохимическом ореоле на южном и юго-западном фланге месторождения (см. рис. 38). Как и на других месторождениях, они немагнитные, что уверенно диагностируется по деформациям изолиний ΔT вдоль радиогеохимической аномалии.

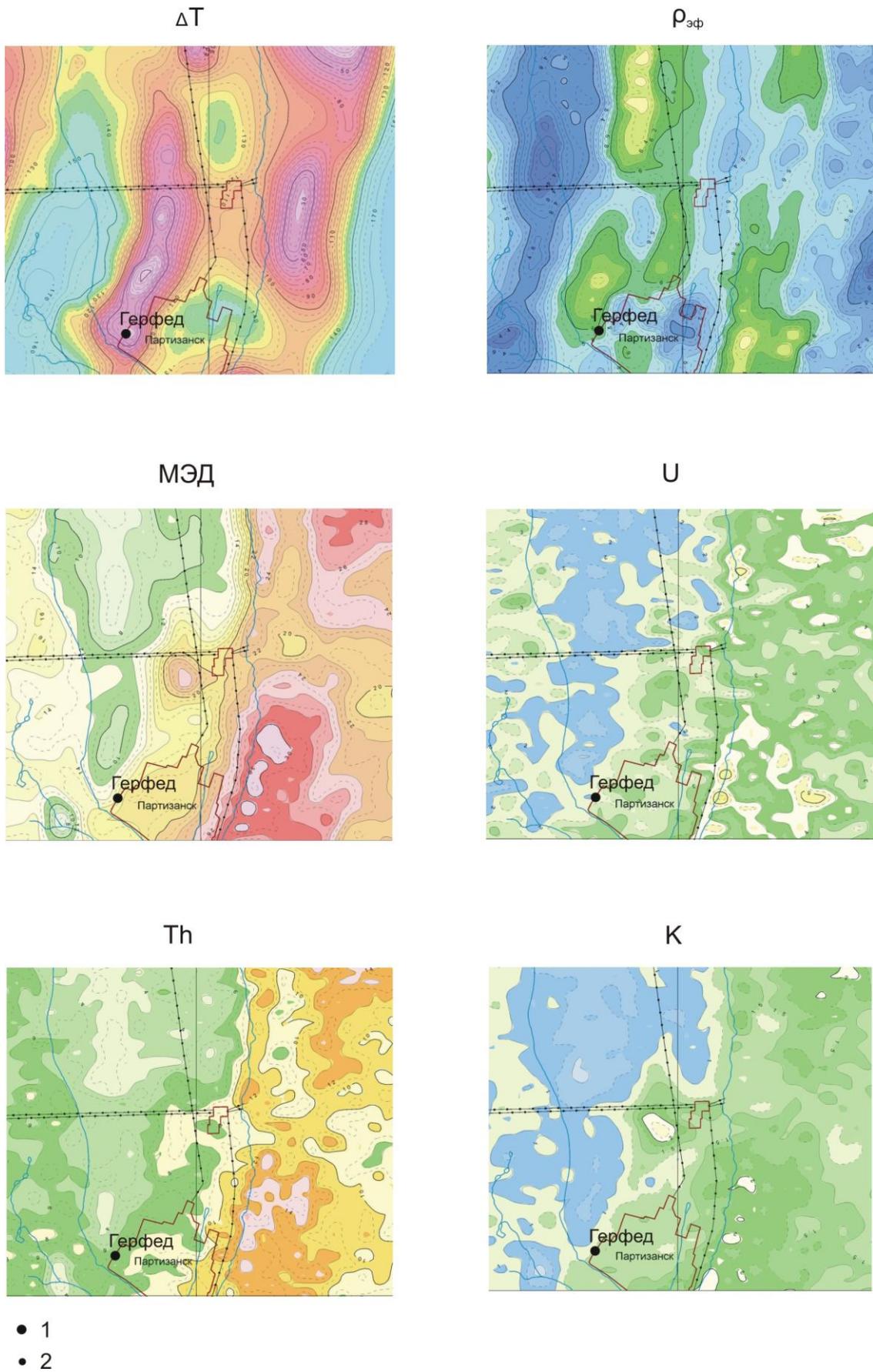


Рис. 37. Геофизические признаки локализации месторождения Герфед.

1,2 – золоторудные месторождения (1) и проявления (2).

За исключением зон окварцевания, их образование приводило к снижению сопротивления пород $\rho_{эф}$, что особенно заметно на фоне высокоомных отложений горбилокской и удерейской свит за пределами месторождения. Собственно рудовмещающая зона сопряжена с серицитовыми метасоматитами по системе нарушений северо-восточного направления и так же, как и серицитолиты, обладает аномальными содержаниями радиоактивных элементов, в отличие от безрудных отложений сухопитской серии. В ее пределах участкам наибольшего окварцевания соответствуют сравнительно пониженные для рудоносной зоны содержания радиоактивных элементов и аномально высокие значения $\rho_{эф}$ и, наоборот, максимальное скопление U, Th и K происходит в низкоомной части продуктивной зоны. Рудные аномалии вытянуты в северо-восточном направлении согласно простиранию рудовмещающей системы разрывных нарушений.

2.4. МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЛАГОДАТНОЕ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

На северном участке месторождения были проведены комплексные геофизические исследования, включающие магниторазведку, электроразведку методом естественных электрических потенциалов (ЕП) и гамма-спектрометрию. Исследования проводились по 10 профилям, расположенным вкост простирания минерализованной зоны. Их общая протяженность – 13,1 км. Шаг измерений на профилях – 20 м.

Геологическое строение месторождения. Месторождение Благодатное, как и большинство золото-сульфидных месторождений Енисейского кряжа, находится в осевой части Центрального блока, ограниченной Татарским и Ишимбинским глубинными разломами. Месторождение принадлежит Верхнее-Енашиминскому рудному узлу Северо-Енисейского рудного района и локализуется в пределах юго-западного склона Панимбинского поднятия. Площадь месторождения сложена мезопротерозойскими кристаллосланцами кординской свиты (рис. 39). Осадочные толщи претерпели региональный метаморфизм, локальный динамометаморфизм, гидротермально-метасоматические изменения трех этапов. Главное разрывное нарушение рудного поля – фрагмент Борзцовской системы надвигов – диагностируется по тектоническому перекрытию пород кординской свиты палеопротеройскими отложениями рязановской свиты (тейская серия, стратиграфический аналог пенченгинской свиты).

Рудовмещающая минерализованная зона контролируется нарушением сбросо-сдвиговой кинематики с пологоволнистой поверхностью сместителя и представляет собой линейную зону

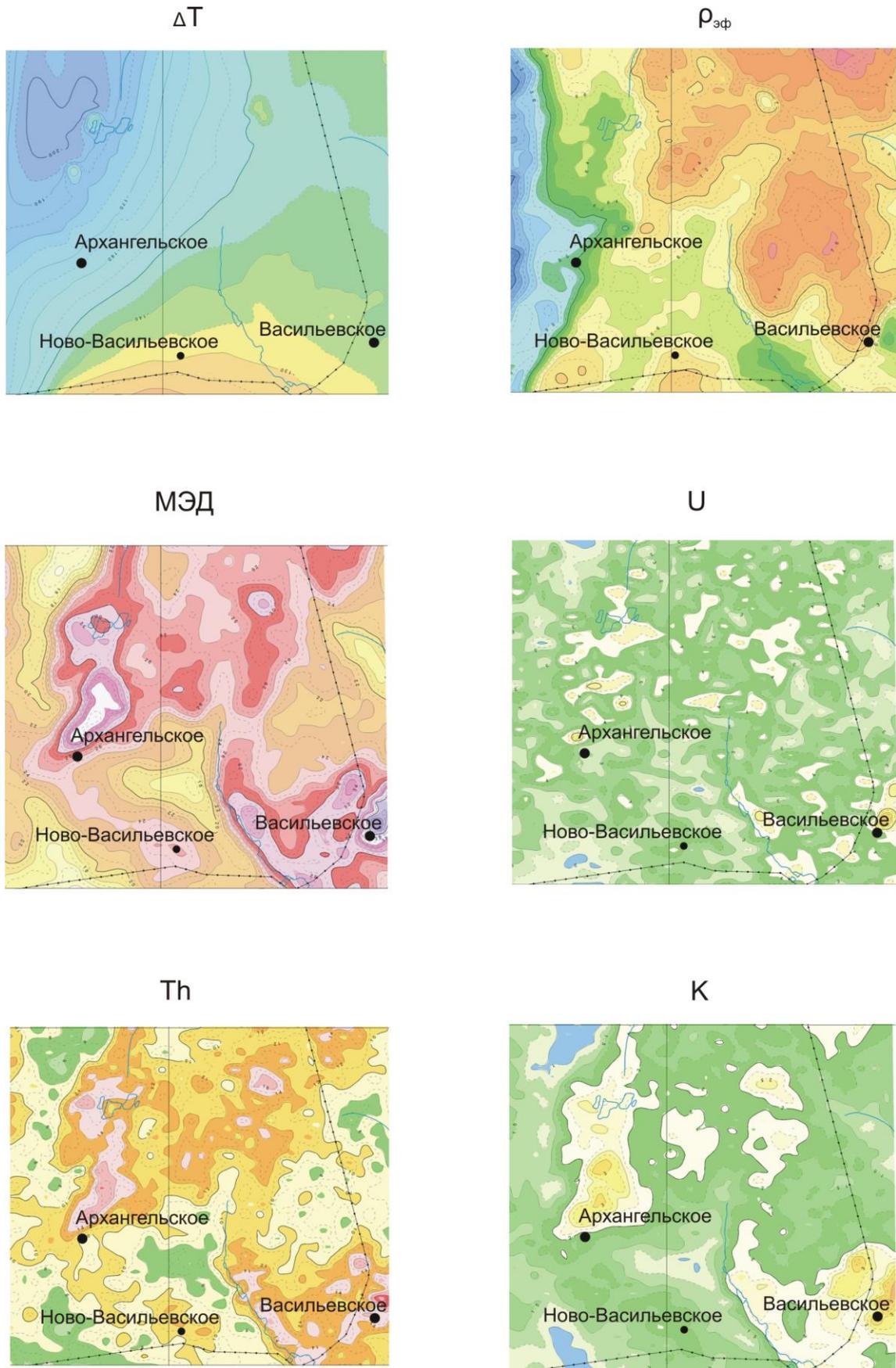


Рис. 38. Геофизические признаки локализации Архангельского и Васильевского месторождений.

Условные обозначения приведены на рис. 37.

рассеянной сульфидной минерализации с небольшим количеством кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. На позднем этапе тектонической активизации проявились субмеридиональные взбросы, разбившие минерализованную зону на серию блоков с различными эрозионными срезами [Тишин и др., 2005].

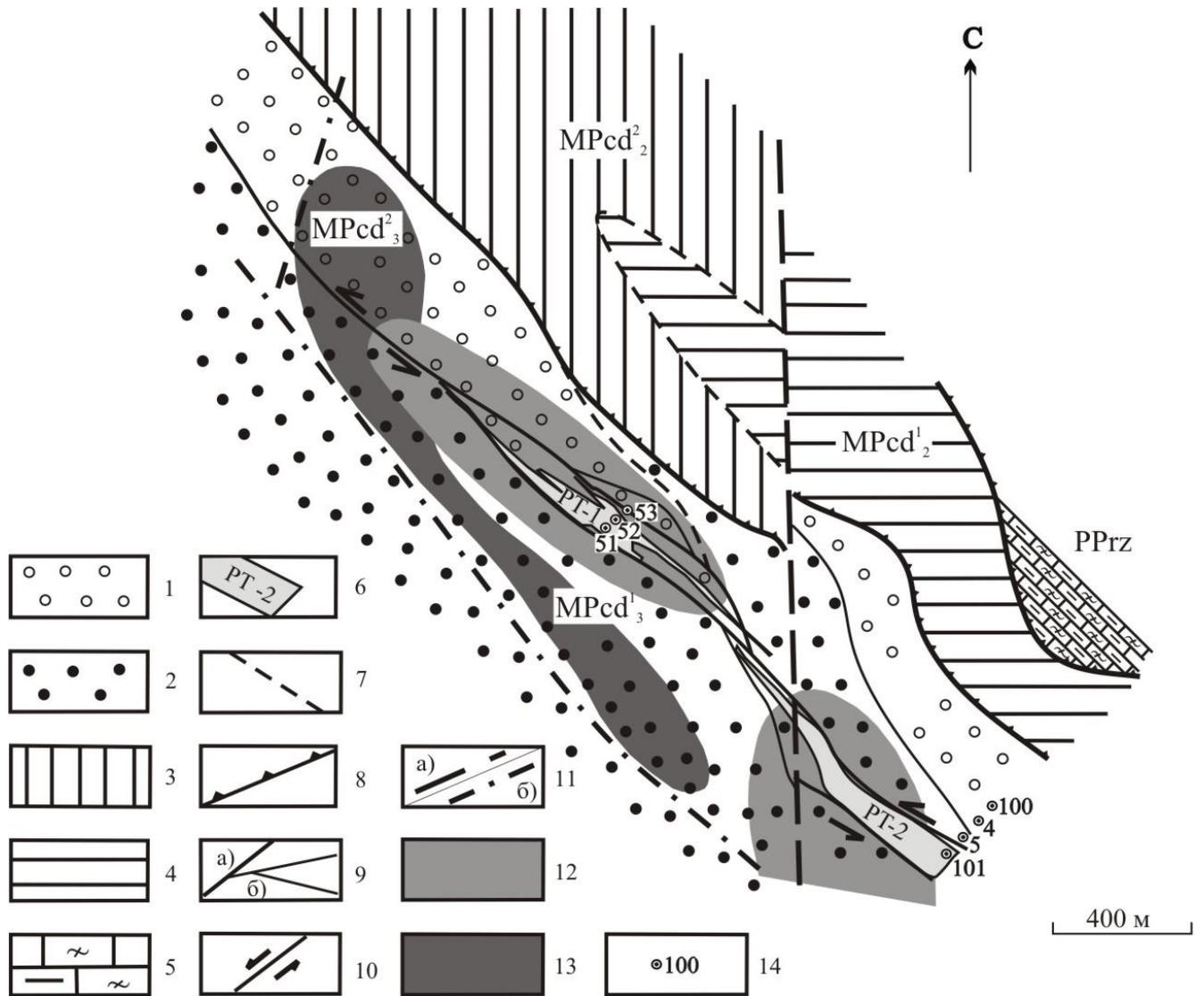


Рис. 39. Геологическая схема месторождения Благодатное (по Sazonov et al., 2009).

1 – ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые сланцы верхней пачки верхнекординской подсвиты (MPcd³); 2 – пятнистые ставролитовые сланцы нижней пачки верхнекординской подсвиты (MPcd³); 3 – кварцитовидные сланцы верхней пачки среднекординской подсвиты (MPcd²); 4 – среднезернистые аркозовые металавролиты с порфиробластами мусковита нижней пачки среднекординской подсвиты (MPcd¹); 5 – кальцифры рязановской свиты (PPrz); 6 – рудные тела; 7 – геологические границы; 8 – надвиги предполагаемые; 9 – сбросо-сдвиги: а) главные; б) второстепенные; 10 – направление движения блоков вдоль сместителя; 11 – взбросы: а) предполагаемые; б) скрытые под вышележащими отложениями; 12 – локальные аномалии ускорения силы тяжести; 13 – комплексный ореол максимального накопления Th и K; 14 – разведочные скважины.

Магнитные аномалии. Поле приращения модуля магнитной индукции ΔT исследовано только над северным блоком месторождения, оно включает серию линейных аномалий, отображая кулисообразное строение зон рассеянной сульфидной минерализации (рис. 40). Можно видеть, что продуктивные участки, хотя и располагаются среди пород с аномальными свойствами, но отчетливо разобщены с самыми магнитными образованиями месторождения.

Зональность поля проявляется в последовательном снижении величин ΔT с 500 до 80 нТл. Максимальные значения ΔT (от 300 до 500 нТл) приходятся на северо-западное безрудное окончание минерализованной зоны, над продуктивной частью они снижаются до 160–100 нТл. Участку выклинивания золото-сульфидной минерализации соответствуют фоновые величины ΔT , фрагмент юго-восточной аномалии связан с началом южного рудного блока.

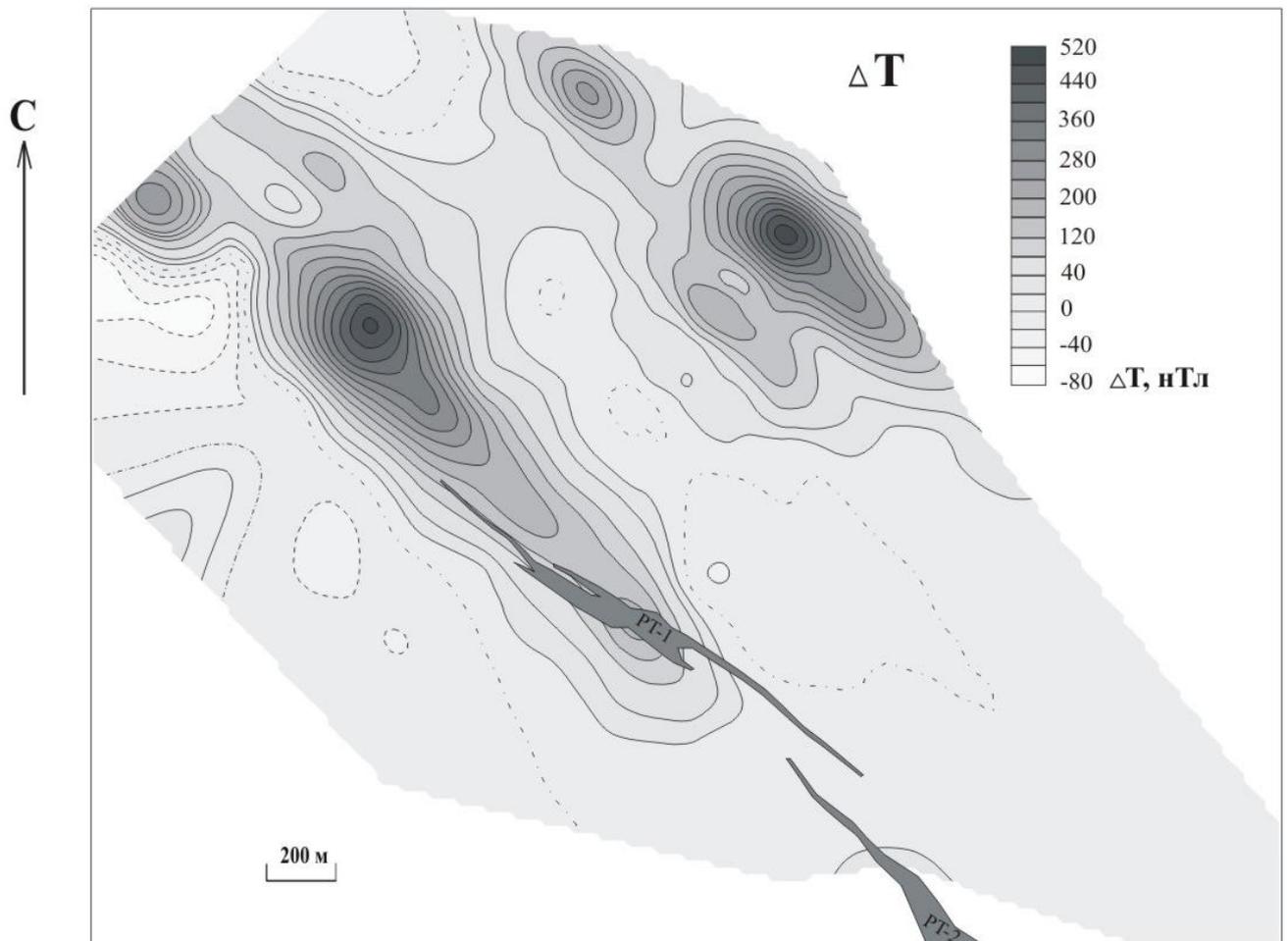


Рис. 40. Магнитное поле месторождения Благодатное.

Условные обозначения приведены на рис. 39.

Аномалии естественных электрохимических потенциалов. В естественном электрическом поле ЕП месторождения проявлены аномалии различного масштаба и

морфологии (рис. 41). Аномалия площадного характера прослеживается от центра участка на север и продолжается за пределами участка. Ее изученная часть представлена повышенными градиентами потенциалов, которые в указанном направлении изменяются от +10 до -300 мВ. На этом фоне контрастно выделяются локальные линейные возмущения секущего характера с поперечными размерами не более 300 м. В совокупности линейные аномалии отражают рудовмещающую минерализованную структуру.

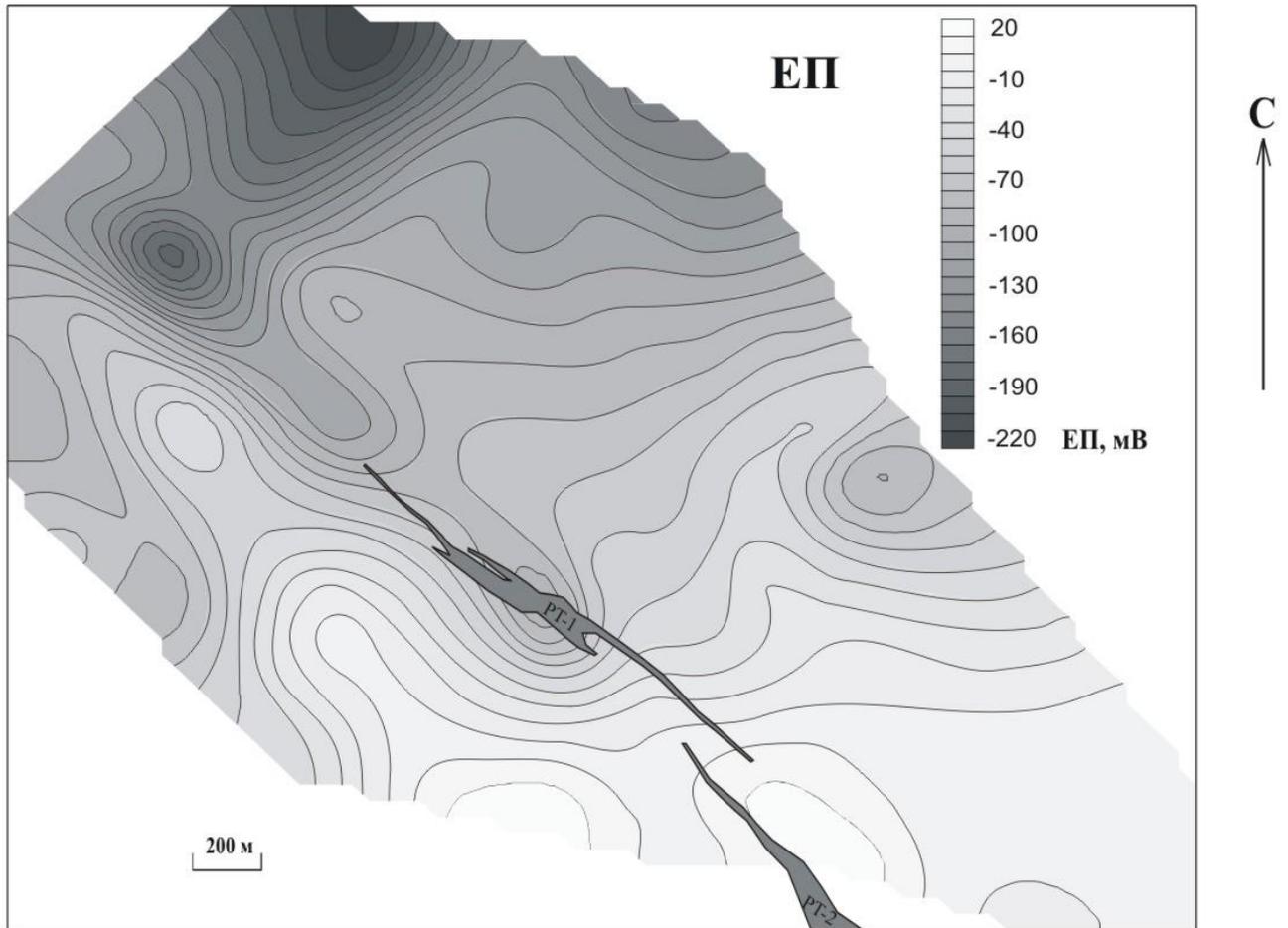


Рис. 41. Естественное электрическое поле месторождения Благодатное.

Условные обозначения приведены на рис. 39.

Для классификации и выявления природы аномалий ЕП на месторождении Благодатном были совместно проанализированы структуры естественного электрического и магнитного полей месторождения. Так как в состав рудных ассоциаций практически повсеместно, в большей или меньшей мере, входит пирротин, то они обладают повышенной магнитной восприимчивостью ($100...1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) в сравнении с неизменными и пиритизированными породами, κ которых не превышает $40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Это позволяет

диагностировать распространение рудной минерализации по магнитному полю. По амплитудам, полярностям и соотношениям с магнитными неоднородностями были выделены три разновидности аномалий ЕП. В *первую разновидность* объединены два самых глубоких минимума в поле естественных потенциалов месторождения. Первый, более крупный, принадлежит площадной аномалии и прослеживается над вмещающими породами. Во втором, значительно меньшем, проявляется северо-западное окончание рудолокализирующей структуры. Экстремальные значения в них достигают -300 и -230 мВ соответственно. Кроме самых низких значений потенциалов, другой отличительной особенностью этих аномалий является то, что они создаются немагнитными телами. Остальные аномалии проявляются только над рудолокализирующей структурой, совпадают с аномалиями магнитного поля и имеют с ними одинаковую форму и размеры. Среди них, ко *второй разновидности* отнесена аномалия на юго-восточном фланге участка исследований. Потенциалы поляризации в ней достигают +30 мВ относительно вмещающих пород. *Третья разновидность* представлена аномалией отрицательных потенциалов до -130 мВ. Она непосредственно граничит с одной из аномалий первой разновидности, отличается от нее меньшей интенсивностью и тем, что создается самыми магнитными образованиями на месторождении [Колмаков и др., 2003, 2007, 2008].

Структура радиогеохимических ореолов. В структуре полей латерального распределения РАЭ на участке месторождения выделяются три зоны с общим северо-западным простиранием: юго-западная, центральная и северо-восточная. Границы между ними прослеживаются по линейным аномалиям высоких градиентов (рис. 42). На геолого-структурном плане выделенные зоны развиты в пределах трех тектонических блоков, разделяющихся надвигом и Викторовским нарушением.

Юго-западная зона находится на правобережье ручья Викторовского за пределами месторождения, выполнена породами верхнекординской подситы и характеризуется сравнительно однородным распределением радиоактивных элементов. Незначительное повышение породных концентраций Th и К наблюдается на продолжении нарушения, поперечного к рудовмещающей структуре и надвигу, на западном фланге участка. Слабые аномальные эффекты здесь так же наблюдаются в естественном электрическом поле (см. рис. 41).

Северо-восточная радиогеохимическая зона развита в пределах аллохтонного блока надвига. В ее строении участвуют образования рязановской свиты и среднекординской подсвиты. Для пород рязановской свиты характерны самые низкие содержания всех РАЭ и значения торий-уранового отношения. Отложения среднекординской подсвиты, в сравнении с верхнекординскими из юго-западной зоны, характеризуются несколько пониженными количествами Th.

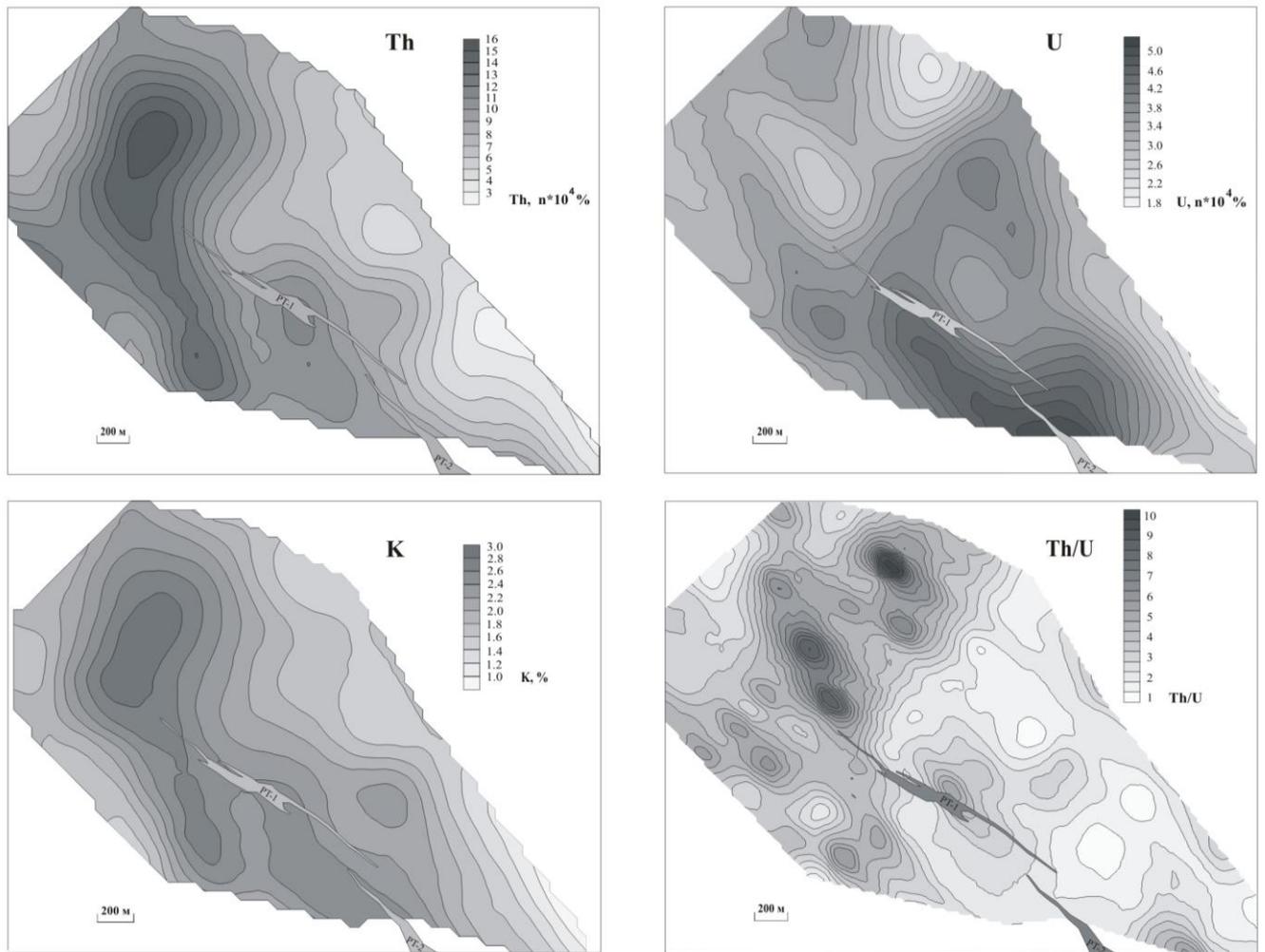


Рис. 42. Радиогеохимические поля месторождения Благодатное.

Условные обозначения приведены на рис. 39.

Золотое оруденение локализуется в центральной радиогеохимической зоне, развитой в автохтонном блоке надвига. От соседних зон она отличается не только аномально высокими содержаниями, но и более сложным распределением РАЭ. Ореолы U, Th и K отличаются размерами, контролирующими их структурами и, вероятно, временем формирования.

Вся зона, как уже было сказано выше, контролируется надвиговой структурой и образует аномалию первого порядка. По времени проявления она относится к наиболее ранним радиоактивным аномалиям. По элементной специализации она разделяется на северо-западную часть с преимущественным накоплением Th и K и юго-восточную, – обогащенную U. Эти части практически не перекрываются друг с другом, граница между ними резкая, проявлена в линейных аномалиях высоких градиентов и проходит поперек главному направлению

минерализованной зоны. Особенно уверенно она прослеживается в висячем боку рудовмещающей структуры.

Ореолы РАЭ второго порядка развиты внутри аномальной зоны первого порядка вдоль рудовмещающей структуры, их распределение имеет отчетливо выраженный зональный характер. Непродуктивное северо-западное окончание рудовмещающей структуры проявлено в конформном «отрицательном» ореоле выноса U. Локальная аномалия накопления Th отвечает первому, а U – второму рудному телу, между ними находится ореол К.

Сравнительный анализ геофизических полей месторождений Благодатное и Чертово Кормыто. Общие черты. 1. В строении северного фланга месторождения Благодатного принимают участие поляризующиеся породы с высокими содержаниями всех РАЭ, аналогичные породам южного непродуктивного блока месторождения Чертово Кормыто – 4 петрофизическому парагенезису. 2. Безрудные окончания минерализованных зон обоих месторождений сложены поляризующимися породами, особенностью которых является значительное обеднение U – 5 петрофизическим парагенезисом. 3. Рудные участки минерализованных зон выполнены магнитными, неполяризующимися породами с зональным распределением U, Th и К – 6 петрофизическим парагенезисом. *Отличительные черты.* В магнитном поле месторождения Благодатного нет дипольной аномалии, кроме того, формы всех геофизических аномалий не зависят от рельефа так, как на месторождении Чертово Кормыто.

ГЛАВА 3

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОФИЗИКА ПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН

В этой главе основное внимание будет уделено породам месторождений, вмещающим оруденение и метасоматически измененным в ходе рудогенерирующих процессов. Породы, залегающие на периферийных безаномальных участках месторождения, были приняты за образцы исходных метаосадочных пород в качестве минералогического, геохимического и петрофизического фона, на котором запечатлевались все последующие изменения. Под влиянием эпигенетических процессов в этих породах протекали различные минеральные реакции с участием петрогенных, рудных и микроэлементов, формировались полихронные метасоматические и гидротермальные образования. Безусловный приоритет в исследовании получили те из них, что обладают аномальными физическими свойствами для выявления закономерностей петрофизической неоднородности и проявления в геофизических полях минерализованных зон. Главным критерием при составлении петрофизической коллекции было наличие у образцов метасоматитов аномальных физических свойств: электродных потенциалов, магнитной восприимчивости, плотности и содержаний радиоактивных элементов, отвечающих за контрастное проявление метасоматических образований в физических и радиогеохимических полях.

3.1. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЧЕРТОВО КОРЫТО

Результаты детального изучения метаосадочных пород михайловской свиты и их метасоматических производных отражены в научно-производственных и научных отчетах [Перевалов и др. 1975 ф, Баженов и др., 1981 ф, Мартыненко и др., 1983 ф, 2001 ф, Кучеренко и др., 2007 ф], а также в опубликованных работах [Кучеренко и др., 2008]. Авторами перечисленных работ установлено, что рудовмещающая толща представлена переслаивающимися псаммитовыми, алевритовыми и пелитовыми породами. Наряду с ними широко распространены переходные разновидности, в которых присутствуют обломки различной фракции.

В составе постметаморфических образований выделяют метасоматиты кварц-серицит-хлоритового состава [Мартыненко, 1983 ф, 2001 ф], березитовой формации [Кучеренко и др., 2009 б] и несколько генераций гидротермально-метасоматической прожилково-вкрапленной и

жильно-прожилковой кварц-сульфидной минерализации [Мартыненко, 1983 ф, 2001 ф, Кучеренко и др., 2009 б]. Различные мнения высказываются в отношении углеродистой минерализации. В отчетах В.Г. Мартыненко (1983, 2001) она рассматривается как аутигенная. Хотя, по его же устному сообщению, исследования по корреляции отдельных слоев углеродистых пород, как стратифицированных образований, оказались безуспешными даже при детальном разведочном бурении. В исследованиях И.В. и др «углеродистая зона» выделяется в составе метасоматической колонки березитов и указывается, что «все породы неравномерно, от долей до 2 об. %, обогащены керогеном, отвечающим переходным разностям от антрацита до кокса» [Кучеренко и др., 2009 б].

В настоящей работе доказывается наличие самостоятельных углеродных метасоматитов (дорудных), проявление которых предшествовало развитию кварц-серицит-карбонатных метасоматитов (березитов по И.В. Кучеренко и др., 2009 б), носило более широкий размах в сравнении с последними, и было одним из главных событий в процессе функционирования рудогенерирующей системы Тонодского рудного района.

Коллекция метасоматитов составлялась из образцов керна скважин, пробуренных в аномальных геофизических зонах. Аномальное отображение в физических полях нашли углеродные метасоматиты (в дальнейшем УВ-метасоматиты), образования, связанные с метасоматизмом березитового профиля и неоднократным проявлением сульфидной минерализации. С УВ-метасоматитами связаны интенсивные аномалии естественного электрического поля и концентраций радиоактивных элементов. В эту группу метасоматитов были отобраны только те образцы углеродизированных пород, в которых углеродистое вещество (графит) обладает электродным потенциалом. Этот параметр, как классификационный, удобен тем, что у графитизированных пород он очень чувствителен к проявлению более поздних процессов, сопровождающихся образованием карбонатных минералов. Карбонатная минерализация приводит к разрушению поляризационных свойств и, соответственно, способности к аномальному проявлению углеродизированных пород в естественном электрическом поле. Однако, геохимические исследования поляризующихся УВ-метасоматитов позволили выявить, что среди них встречаются разновидности с признаками преобразования на стадии березитового метасоматизма. Об условиях, в которых сохраняются поляризационные свойства графитизированных пород при воздействии на них растворов гидрокарбонатного состава, будет сказано позднее. Формирование метасоматитов березитового профиля сопровождалось интенсивным перераспределением радиоактивных элементов и нарушением поляризационных свойств УВ-метасоматитов. Наличие моноклинного пирротина в сульфидных ассоциациях обусловило образование магнитных аномалий.

3.1.1. Исходные метаосадочные породы: свойства, состав и условия образования

Среди исходных пород по распространенности явно доминируют метапесчаники и метаалевролиты – в общем они занимают 50% и 43% соответственно, и только 7% приходится на долю глинистых сланцев.

Физические свойства и минералогический состав. Плотность исходных пород меняется в очень узком интервале значений (табл. 4), по этому свойству они фактически не отличаются от слабо метаморфизованных отложений среднего рифея – венда в Бодайбинском прогибе с плотностью 2.68–2.69 г/см³ [Докембрий..., 1995, Лишневский, Дистлер, 2004].

Таблица 4. Физические свойства и радиогеохимический состав исходных метаосадочных пород михайловской свиты

Порода	№ обр.	σ г/см ³	χ 10 ⁻⁵ ед. СИ	ЭП* мВ	U 10 ⁻⁴ %	Th 10 ⁻⁴ %	K %	Th/U
Песчаники	81-21.0	-	45	0	2.58	13.93	2.2	5.4
	88-16.7	2.66	16	0	3.8	11.21	2.03	2.95
	88-22.9	2.69	23	0	2.52	11.04	1.15	4.38
	89-20.5	-	31	0	2.04	11.17	0.8	5.48
Алевролиты	82-142.9	-	-	0	3.4	12.71	-	3.74
	86-12.9	2.71	250	0	3.21	12.88	2.83	4.01
	86-16.0	2.67	54	0	3.52	10.78	2.63	3.06
	86-30.9	-	72	0	3.02	13.06	2.15	4.32

Примечание. * Электродный потенциал

Анализы методом нейтронной активации выполнены в лаборатории Радиохимии и нейтронно-активационного анализа ФТИ ТПУ. Аналитик Меркулов В.Г.

По величине магнитной восприимчивости, согласно классификации Н.Б. Дортман, они относятся к разряду практически немагнитных пород [Петрофизика..., 1992]. Вероятно присутствие гематита в небольших количествах, обнаруживаемое в некоторых образцах по результатам термомагнитного анализа. Эти породы не поляризуются и имеют кларковые содержания радиоактивных элементов, коррелирующие с количеством глинистого компонента в их составе.

По минералогическому составу среди метапесчаников и метаалевролитов выделяются существенно кварцевые и, значительно реже, полевошпат-кварцевые. В обломочной фракции этих пород на долю кварца приходится до 90% и только 7-8%, редко до 20%, занимают полевые шпаты (преимущественно кислые плагиоклазы). Первичный состав цемента глинистый, очень

редко встречаются породы с карбонатно-глинистым цементом. В результате эпигенетических процессов глинистое вещество цемента целиком преобразовано в мусковит-серицит-хлоритовый агрегат. В составе аксессуаров имеются циркон, апатит, сфен, рудные минералы.

В глинистых сланцах основная масса породы представлена серицит-хлоритовой ассоциацией, образовавшейся в результате перекристаллизации глинистого вещества. Практически постоянно в составе пород наблюдается присутствие алевроитовой примеси до 10-15%.

Геохимия и условия образования. Петрохимический состав отложений михайловской свиты приведен в таблице 5. Всем породам – псаммитовым, алевроитовым и пелитовым – свойственны очень низкие содержания CaO и MnO соответственно в десятки и 3-5 раз меньшие, чем в алевропесчаниках (RPSNC) и глинистых сланцах (RPSC) Русской платформы [Мигдисов и др., 1994] и постархейских глинистых сланцах Австралии (PAAS) [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Несколько понижена титанистость (в 2-2.5 раза) в пелитовых отложениях михайловской свиты. Эти петрогенные компоненты могут быть индикаторами при диагностике эпигенетических преобразований, сопровождавшихся их привнесением. Повышены в 2-3 раза содержания Na₂O и многократно ппп, содержания остальных компонентов мало отличаются от таковых в породах, принятых за геохимические эталоны терригенно-осадочных отложений (рис. 43 а).

Таблица 5. Петрохимический состав отложений михайловской свиты, масс. %

Породы	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	∑	K ₂ O/ Na ₂ O
песчаники	88-16.7	76.87	0.39	10.82	4.67	0.015	1.41	0.20	1.47	2.16	0.15	1.23	99.39	1.47
	88-22.9	75.50	0.38	11.69	4.78	0.025	1.78	0.16	1.98	1.94	0.18	1.03	99.45	0.98
алевролиты	86-12.9	69.22	0.44	14.40	5.66	0.039	1.87	0.55	1.92	3.54	0.11	1.63	99.38	1.84
	86-16.0	68.78	0.38	15.86	5.39	0.021	2.70	0.14	1.87	2.64	0.13	1.60	99.51	1.41
аргиллиты	81-37.1	60.47	0.44	18.95	8.08	0.039	3.40	0.11	1.47	3.99	0.14	2.50	99.59	2.71

Примечания. Суммарное железо в форме Fe₂O₃.

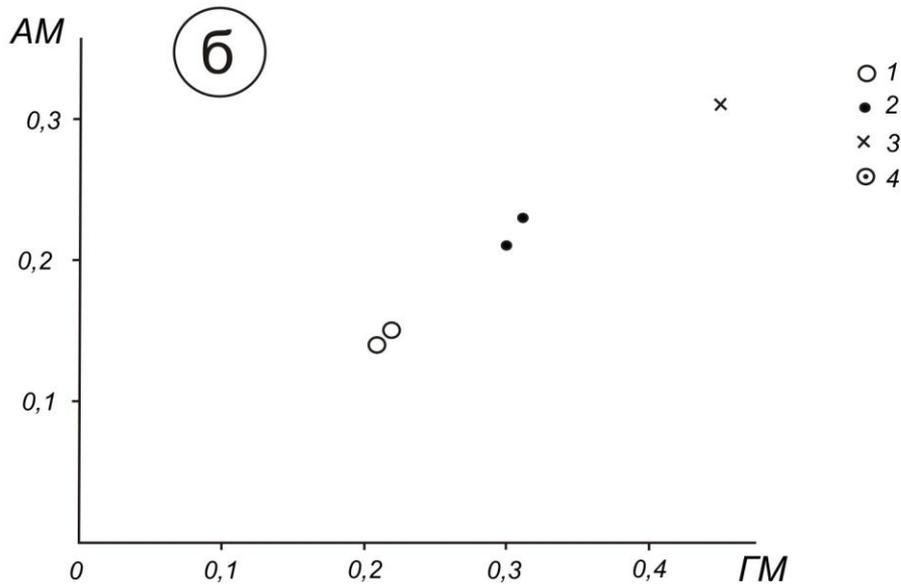
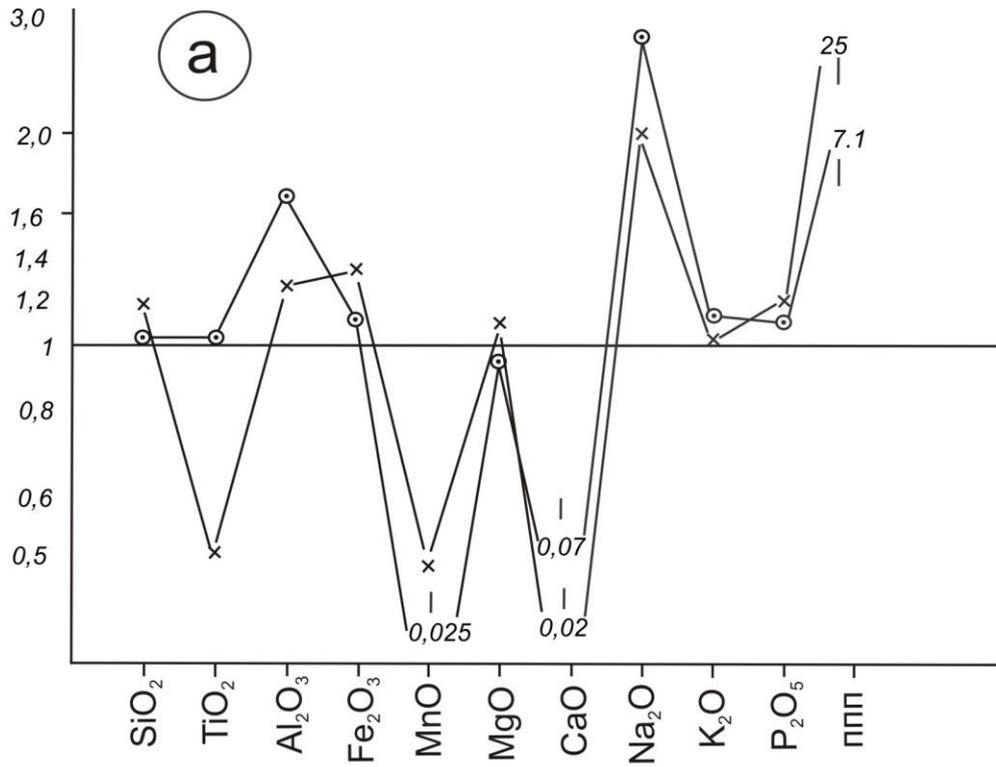


Рис. 43. Нормированные содержания петrogenных компонентов (а) и поле корреляции гидролизатных (ГМ) и алюмокремниевых (АМ) модулей (б) в исходных породах месторождения Чертово Корыто.

1–4 – исходные породы месторождения: песчаники (1); алевролиты (2); аргиллиты (3); алевропесчаники (4). Примечания. Нормирование содержаний петrogenных компонентов осуществлялось по алевропесчаникам (RPSNC) и глинистым сланцам (RPSC) Русской платформы [Мигдисов и др., 1994].

Таблица 6. Петрохимические генетические модули и элементные фациальные индикаторы отложений михайловской свиты

Название модуля и индикатора	песчаники		алевролиты		аргиллиты
	88-16.7	88-22.9	86-12.9	86-16.0	81-37.1
Гидролизатный модуль ГМ	0.21	0.22	0.30	0.31	0.45
Алюмокремневый модуль АМ	0.14	0.15	0.21	0.23	0.31
Титановый модуль ТМ	0.036	0.033	0.030	0.024	0.023
Натриевый модуль НМ	0.14	0.17	0.13	0.12	0.08
Калиевый модуль КМ	0.20	0.17	0.25	0.17	0.21
Щелочной модуль ЩМ	0.68	1.02	0.54	0.71	0.37
Общая нормативная щелочность НМ+КМ	0.34	0.34	0.38	0.29	0.29
Железный модуль ЖМ	0.42	0.40	0.38	0.33	0.42
Плагиоклазовый модуль ПМ	0.77	1.10	0.69	0.76	0.40
Индикатор Fe/Mn	271	175	132	235.6	115.3
Фемический модуль (FM)	0.08	0.09	0.11	0.12	0.19
Индекс химического выветривания CIA	67.97	67.50	64.70	71.80	73.30

Примечания. ГМ = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO) / SiO_2$; АМ = Al_2O_3 / SiO_2 ; ТМ = TiO_2 / Al_2O_3 ; НМ = Na_2O / Al_2O_3 ; КМ = K_2O / Al_2O_3 ; ЩМ = Na_2O / K_2O ; НМ + КМ = $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; ЖМ = $(Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (Al_2O_3 + TiO_2)$; ПМ = $(CaO + Na_2O) / K_2O$; FM = $(Fe_2O_3 + FeO + MgO) / SiO_2$; CIA = $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$, где CaO^* – кальций в плагиоклазах.

Тесная корреляционная связь между значениями гидролизатных и алюмокремневых модулей (табл. 6, рис. 43 б), пониженная щелочность в модуле НМ+КМ = $0.29 \div 0.34$ наряду с повышенными значениями $K_2O = 1.938 \div 3.99$ указывают на отсутствие вулканогенных примесей основного состава и наличие в исходном осадочном материале продуктов разрушения богатых калием гранитов. Совместная интерпретация калиевого модуля КМ = 0.21 и щелочного модуля позволяет предполагать преобладание в исходных глинистых отложениях гидрослюды и хлорита с добавлением плагиоклазов [Интерпретация..., 2001], что полностью соответствует минералогическому описанию пород.

Интенсивность химического выветривания тонкодисперсных отложений обусловлена климатическими условиями в области эрозии и оценивается с помощью индекса химического выветривания [Nesbitt, Young, 1982; Visser, Young, 1990]. В условиях гумидного климата для осадочных отложений характерен вынос из полевых шпатов натрия, калия и кальция. Для аридной и гляциальной обстановок свойственна слабая химическая переработка тонкозернистого материала и высокая сохранность полевых шпатов. Для аргиллитов

михайловской свиты значение $CIA = 73$, что хоть и ненамного, но превышает величину, принятую в качестве критерия для разграничения отложений, формировавшихся в обстановке теплого (>70) и холодного (<70) климата. Но в сравнении с метапелитами тейской серии Енисейского кряжа, формировавшихся за счет размыва коры выветривания ($CIA = 82.98 \div 86.77$) [Лиханов и др., 2008], очевидно, что материал аргиллитов михайловской свиты претерпел не глубокое химическое выветривание.

По величине фациального индикатора Fe/Mn (от 115.3 в аргиллитах до 271 в песчаниках) отложения михайловской свиты относятся к классу мелководно-прибрежных с преимущественно терригенным источником сноса.

На генетических диаграммах Бхатия [Bhatia, 1983] положение фигуративных точек метапесчаников михайловской свиты расположено обособлено по отношению ко всем полям для псаммитовых пород из различных тектонических обстановок (рис. 44). Эта обособленность вызвана сравнительно высокой суммарной железистостью и магниальностью михайловских метапесчаников притом, что по всем остальным классификационным показателям они больше всего отвечают образованию в условиях пассивной континентальной окраины.

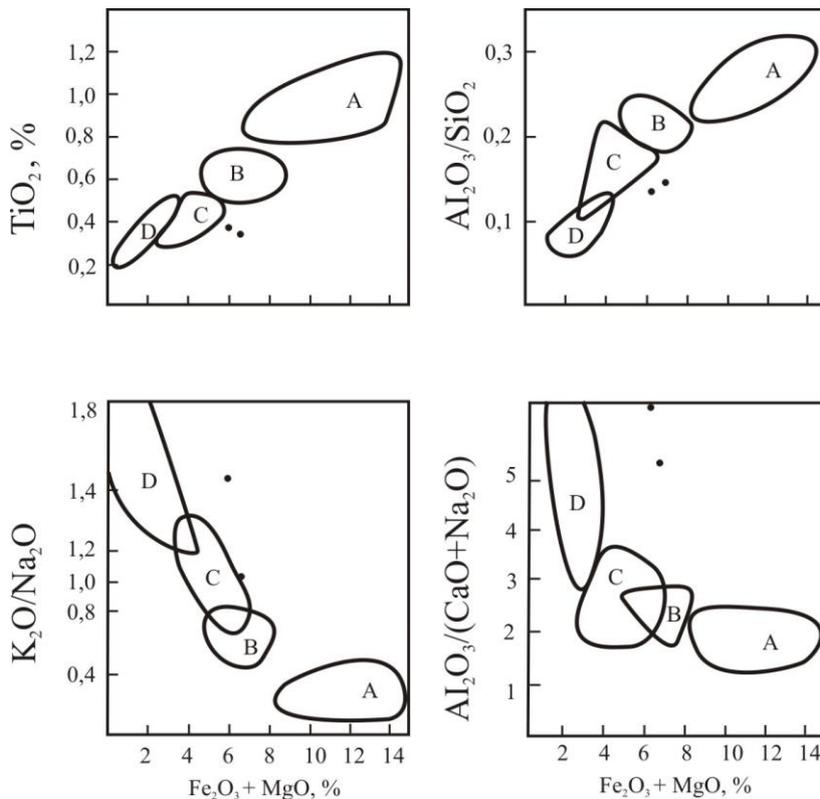


Рис. 44. Генетические диаграммы Бхатия [Bhatia, 1983] для диагностики геодинамических режимов формирования терригенных пород.

А, В – островные дуги: океанические (А); континентальные (В); С, D – континентальные окраины: активная (С); пассивная (D).

Распределение редкоземельных элементов REE в исходных породах михайловской свиты (табл. 7) имеет ряд особенностей, что заметно выделяет их в сравнении с существующими стандартами терригенно-осадочных отложений.

Таблица 7. Содержания редкоземельных, редких и рассеянных элементов (г/т) в отложениях михайловской свиты

Элемент	Песчаники		Алевриты		Аргиллиты
	88-16.7	88-22.9	86-12.9	86-16.0	81-37.1
La	8.94	7.78	13.35	7.10	8.48
Ce	17.42	15.14	28.96	15.18	21.49
Pr	1.88	1.51	3.29	1.70	2.35
Nd	6.61	5.26	11.51	5.80	8.01
Sm	1.50	1.32	2.43	1.41	1.69
Eu	0.39	0.39	0.48	0.31	0.34
Gd	1.43	1.36	2.27	1.56	1.61
Tb	0.24	0.23	0.35	0.27	0.27
Dy	1.45	1.44	1.91	1.60	1.53
Ho	0.31	0.29	0.38	0.32	0.33
Er	0.88	0.82	1.06	0.93	0.88
Tm	0.14	0.14	0.17	0.15	0.14
Yb	0.93	0.87	1.17	0.97	0.96
Lu	0.15	0.15	0.19	0.16	0.15
Sc	6.51	6.84	10.01	8.20	10.52
Cr	136.41	138.11	144.33	145.76	187.42
Co	9.66	3.60	15.31	17.08	24.53
Ni	53.74	14.82	81.22	62.72	95.84
Rb	60.35	60.06	76.53	67.73	85.02
Sr	35.39	36.37	53.02	40.89	41.51
Y	7.96	7.40	9.36	7.88	7.42
Zr	163.81	166.82	135.00	127.76	136.36
Nb	7.66	7.99	11.28	10.18	11.93
Mo	0.08	0.03	1.29	0.04	0.44
Sn	1.95	1.98	3.36	2.37	3.96
Sb	0.39	0.37	1.19	0.70	0.69
Cs	3.51	3.05	5.43	4.03	8.67
Ba	186.1	214.43	346.14	252.44	325.69
Hf	4.61	4.79	3.94	3.62	3.99
Ta	0.58	0.61	0.85	0.73	0.93
W	3.10	2.51	6.33	8.51	3.95
Th	9.15	9.93	12.17	8.30	9.4
U	3.68	2.56	3.74	3.31	5.72
As*	25.7	10.1	480.2	444.5	177.7
∑REE	42.27	36.71	67.52	37.45	48.23
LREE	28.24	24.43	45.6	23.98	32.32

(% от Σ REE)	(66.8)	(66.5)	(67.5)	(64.0)	(67.0)
HREE	2.41	2.27	2.97	2.53	2.46
(% от Σ REE)	(5.7)	(6.2)	(4.4)	(6.8)	(5.1)
MREE	11.62	10.0	18.95	10.95	13.45
(% от Σ REE)	(27.5)	(27.20)	(28.06)	(29.24)	(27.9)
La/Yb	9.61	8.94	11.41	7.32	8.8
LREE/HREE	11.72	10.76	15.35	9.72	13.14
Eu/Eu*	0.81	0.87	0.62	0.63	0.62
Ce/Ce*	0.96	0.98	1.00	1.00	1.12
Y/Nd	1.20	1.41	0.81	1.36	0.93

1. Обращают на себя внимание довольно низкие суммарные содержания REE (Σ REE) во всех терригенных разновидностях михайловской свиты – песчаниках, алевролитах и аргиллитах. Содержания REE в них в 3-4 раза меньше по сравнению с генеральными усредненными пробами пород Русской платформы – RPSNC и RPSC [Мигдисов и др., 1994], а также составными пробами постархейских глинистых сланцев Северной Америки (NASC) и Австралии (PAAS).

2. В отложениях михайловской свиты обнаруживается меньший уровень обогащения редкими землями глинистых пород относительно алевро-песчаных (на 22%), чем в отложениях Русской платформы (на 28%).

3. При сравнительно высоком относительном уровне накопления HREE во всех исходных породах в целом, в алевро-песчаных разновидностях отмечается заметно более тяжелый состав REE, чем в глинистых. Так среднее относительное содержание HREE в алевро-песчаных породах месторождения составляет 6.2%, в аргиллитах – 5.1%, тогда как в аналогичных породах Русской платформы эти показатели соответственно равны 4.34% и 4.08%, в PAAS – 4.11%. Только Северо-Американские глинистые сланцы по относительному содержанию HREE = 4.92% сопоставимы с аргиллитами Михайловской свиты.

Рассмотрим вероятные причины этих особенностей распределения REE в составе протолитов месторождения. В работе [Мигдисов и др., 1994] отмечается, что в алевролитах и песчаниках Русской платформы снижение уровня концентрации REE обусловлено нарастающей долей кварца в минеральном составе пород. Действительно, во всех работах, посвященных изучению распределения REE в кварцах различного генезиса, отмечаются чрезвычайно низкие суммарные содержания, чаще всего не превышающие 1-2 г/т [Петровская и др., 1985; Рослякова и др., 1992; Винокуров и др., 1999; Томиленко и др., 2008]. Это вполне объясняет низкие значения Σ REE в алевро-песчаных породах михайловской свиты, имеющих преимущественно кварцевый состав.

Невысокий уровень фракционирования REE в терригенном материале указывает на интенсивное осадкообразование, происходившее в обстановке достаточно быстрого прогибания дна бассейна. В этих условиях процессы выветривания и химического перераспределения REE проявляются значительно слабее, чем в породах платформы, образующихся в обстановке стабильного тектонического режима [Балашов, 1976].

Повышенные относительные содержания HREE в аргиллитах михайловской свиты могут быть связаны с цирконом. Наличие этого минерала среди аксессуариев алевро-песчаных пород свиты и слабый уровень химического выветривания осадков подтверждают это предположение. В NASC, с которыми аргиллиты михайловской свиты сопоставимы по относительному содержанию HREE, утяжеление редкоземельного состава связано с цирконом [Gromet et al., 1984; Sholkovitz, 1990; Condie, 1991]. Еще более тяжелый состав REE в песчаниках и алевролитах обязан сохранности не только циркона, но также апатита и сфена – аксессуарных минералов, менее устойчивых, чем циркон, к химическому выветриванию.

Повышенные значения Y/Nd в исходных породах, источником для которых был скорее всего материал континентальной коры, вероятно, связаны с влиянием обогащенной Y морской воды. Для материала континентальной коры и гранитоидов отношения Y/Nd равны соответственно 0.85 и 0.96, для морской воды Y/Nd = 2 [Семенов, 2001].

Таким образом, отложения михайловской свиты относятся к классу мелководных прибрежных с терригенным источником сноса. Терригенный материал формировался в обстановке пассивной континентальной окраины за счет эрозии на континенте существенно кварцевых и полевошпат-кварцевых пород. Эти выводы хорошо согласуются с результатами литолого-фациального анализа [Кучеренко и др., 2007 ф]. Быстрое прогибание дна бассейна определило высокую интенсивность осадкообразования, низкий уровень химического выветривания осадков и, как следствие, фракционирования REE. Геохимической особенностью исходных пород михайловской свиты следует считать низкие содержания REE и повышенную железистость. Протолиты характеризуются чрезвычайно узким диапазоном значений плотности и магнитной восприимчивости – 2.66–2.69 г/см³ и 16–50 10⁻⁵ ед. СИ соответственно, отклонения в большую сторону, как правило, связаны с появлением рудной минерализации. Они не поляризуются и содержат кларковые количества радиоактивных элементов, коррелирующие с долей глинистого компонента в их составе.

3.1.2. Минеральный и петрохимический состав метасоматитов с аномальными физическими свойствами

В процесс дорудного метасоматизма были вовлечены регионально метаморфизованные песчаники, алевролиты и агиллиты, т.е. породы, которые в работе представлены как исходные. На рудном этапе, наряду с исходными породами, преобразованию подвергаются также и дорудные метасоматиты.

УВ-метасоматиты. Объемное содержание углеродистого вещества в УВ-метасоматитах варьирует в широких пределах. В случаях рассланцованных песчаников, когда высокоуглеродистые сланцы развиты только в виде очень тонких прослоев в плоскостях сланцеватости, основная масса песчаника лишь микроскопически, очень слабо, пигментирована углеродистым веществом (до 5 об. %). В глинистых сланцах количество углеродистого вещества резко возрастает до 10 об. % и более, достигая в отдельных образцах 45-50 об. %.

Неоднородность УВ-метасоматитов по минеральному составу позволяет выделить среди них три главные разновидности: серицитовые; кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые. Объемные соотношения породообразующих, акцессорных и рудных минералов при описании этих разновидностей приводятся в пересчете без учета углеродистого вещества.

В серицитовых УВ-метасоматитах единственным главным минералом является серицит, им выполнена основная ткань породы (до 90%). Не более 5% могут занимать реликты хлоритовых чешуек с размерностью до 0.15 мм.

Кварц-серицитовые УВ-метасоматиты состоят из серицита (до 70%) и кварца (до 25%).

В хлорит-серицитовых разновидностях до 65% серицита и 30% хлорита. Первые проценты от объема породы может занимать кварц. Ассоциация хлорита и кварца достаточно тесная. По сланцеватости хлоритовые пакеты и радиально-лучистые агрегаты встречаются совместно с веретенообразными и линзовидными обособлениями кварца. В ослабленных зонах хлориты часто проявляются на контакте с гранулированным кварцем.

Все разновидности УВ-метасоматитов содержат сульфидную минерализацию до 5-7%. Иногда в них наблюдаются единичные зерна плагиоклаза, не затронутые вторичными изменениями. По сравнению с исходными породами в УВ-метасоматитах меняется состав акцессорных минералов: в них исчезают обычные для протолитов апатит, циркон и сфен, но повсеместно появляется турмалин в виде тонкой сыпи зерен светло-коричневого цвета.

На микроскопическом уровне в шлифах (описание шлифов, Л.А. Краснощекова) обычными являются переходы серицитовых метасоматитов в кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые. На макроскопическом уровне распределение этих разновидностей далеко не всегда подчиняется плавным закономерным переходам, как в плане, так и в разрезе, что связано с чрезвычайно высокой анизотропией проницаемости рассланцованных толщ и частой перемежаемостью высоко- и слабопроницаемых участков. Близкое соседство серицитовых и

хлоритсодержащих пород в работе [Курек Н.Н., Курек А.И., 1954] рассматривается как естественная ассоциация разных зон единой колонки серицитовых метасоматитов или продуктов сопряженных формаций серицитовых и хлоритовых метасоматитов.

Содержания породообразующих компонентов в метасоматитах и баланс вещества при их образовании по различным породам показан в таблицах 8 и 9.

Таблица 8. Петрохимический состав метасоматитов месторождения Чертово Корыто, масс. %

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ	K ₂ O/ Na ₂ O
I. УВ-метасоматиты первичные с низким содержанием As													
301-27.9	70.89	0.28	14.90	2.98	0.007	1.14	0.01	2.86	3.38	0.07	2.80	99.32	1.18
304-37.6	64.76	0.36	16.71	4.36	0.004	2.47	0.05	1.02	4.51	0.07	5.10	99.41	4.42
304-87.4	71.05	0.39	14.04	4.15	0.02	1.96	0.18	1.72	2.67	0.16	3.07	99.44	1.55
304-110.1	61.91	0.53	16.60	5.36	0.054	2.64	2.08	0.86	3.92	0.17	5.47	99.59	4.56
301-45.1	63.98	0.26	13.36	8.73	0.054	1.90	0.22	1.48	4.35	0.10	5.00	99.17	2.94
II. УВ-метасоматиты вторичные с высоким содержанием As													
304-40.4	41.33	0.73	24.70	8.19	0.132	5.47	1.58	1.07	7.25	0.08	9.17	99.70	6.78
304-75.0	55.25	0.42	18.91	8.99	0.047	3.93	0.19	0.01	5.16	0.10	6.63	99.65	-
305-39.3	49.72	0.60	21.54	9.94	0.056	6.86	0.34	0.26	4.93	0.31	5.40	99.97	19.0
306-44.2	54.07	0.46	22.28	7.45	0.025	5.39	0.07	0.51	5.17	0.16	4.20	99.80	10.1
306-51.2	45.37	0.90	29.43	5.07	0.051	4.52	0.24	1.29	7.41	0.25	5.03	99.56	5.74
306-52.5	58.67	0.57	19.94	6.06	0.026	3.35	0.53	1.47	4.79	0.23	3.90	99.55	3.26
III. Метасоматиты березитовой формации													
III.1 Апопесчанниковые													
82-48.0	36.99	5.01	10.79	17.97	0.35	8.31	7.98	0.29	1.38	1.94	9.50	100.51	4.76
82-48.5	38.37	4.49	13.04	13.84	0.32	6.08	8.50	0.46	4.83	1.42	8.57	100.28	10.5
82-49.0	35.18	5.44	10.63	16.39	0.40	8.18	9.26	0.23	1.73	1.60	11.3	100.33	7.52
III.2 Апоалевролитовые													
86-26.3	28.58	4.45	10.17	16.00	0.47	7.43	12.34	0.63	5.08	1.87	12.93	99.95	8.06
86-28.7	18.48	6.66	9.18	23.22	0.56	11.07	11.17	0.42	0.80	2.47	15.93	99.96	1.9
III.3 Апоаргиллитовые													
85-68.1	37.43	5.39	11.41	12.29	0.38	5.2	10.09	0.01	7.7	1.47	8.3	99.67	-
85-68.4	37.50	5.15	10.79	15.39	0.35	5.76	9.0	0.35	6.17	1.57	7.83	99.86	17.6
85-73.3	37.31	4.08	10.68	15.75	0.224	6.02	10.96	0.56	3.34	1.54	9.50	99.96	5.96
85-73.5	37.33	4.36	10.56	15.71	0.264	6.04	10.36	0.69	4.10	1.49	9.03	99.93	5.94
85-73.7	41.05	3.67	12.63	15.82	0.216	6.75	7.47	0.39	2.75	1.67	7.80	100.22	7.05

Примечания. Fe₂O₃ – суммарное железо.

В силу того, что арсенопирит был проявлен, главным образом, на рудном этапе, и на месторождении он представляет единственную форму соединений As, то содержания последнего могут способствовать разделению УВ-метасоматитов на первичные (дорудные) и вторичные, соответственно с низкими и высокими содержаниями As. Это учитывается при рассмотрении особенностей их геохимических составов и физических свойств.

Процесс образования УВ-метасоматитов, за исключением кварц-серицитовой зоны, сопровождался выносом кремнезема и увеличением в разы содержаний летучих компонентов (см. табл. 8 и 9).

Таблица 9. Баланс петрогенных элементов (коэффициенты > 1 – принос, < 1 – вынос) в минеральных зонах метасоматических пород месторождения

Характеристика метасоматитов, этап проявления	Минеральная зона	Химические элементы											Доля перемещенного вещества Δ , масс. %
		Si	Al	K	Na	Ca	Mg	Fe	Ti	P	Mn	O	
УВ-метасоматиты первичные, дорудные	Аопесчаниковые												
	Кварц-серицитовая	0.88	1.32	1.67	1.02	0.42	1.13	0.79	0.86	0.61	0.4	1.02	9.55
	Серицит-хлоритовая	0.67	1.97	2.48	0.15	1.94	4.40	2.16	1.60	2.03	2.8	1.07	28.21
	Апоалевролитовые												
	Кварц-серицитовая	0.96	0.97	1.10	0.95	0.22	0.79	0.67	0.81	0.81	0.29	1.02	3.4
	Серицит-хлоритовая	0.74	1.45	1.63	0.14	1.03	3.07	1.84	2.00	2.70	2.00	1.06	21.65
	Апоаргиллитовые												
	Серицит-хлоритовая	0.84	1.16	1.26	0.18	3.16	2.06	1.26	1.40	2.28	1.56	1.06	12.07
УВ-метасоматиты вторичные с высоким содержанием As													
Дорудный + рудный	Серицитовая	Апоалевролитовые											
		0.67	1.98	2.45	0.67	0.72	2.03	0.94	2.24	2.15	1.71	1.05	25.26
		Апоаргиллитовая											
0.77	1.59	1.90	0.90	2.22	1.36	0.64	2.09	1.81	1.33	1.06	19.13		
Метасоматиты березитовой формации, рудные	Аопесчаниковые												
	Хлоритовая*	0.6	0.95	0.8	0.3	15.0	4.3	2.6	9.2	9.9	18.5	1.0	34.9
	Тыловая (березитовая)	0.53	1.14	1.64	0.24	49.3	4.83	3.63	13.3	11.5	16.2	1.03	42.26
	Апоалевролитовые												
	Хлоритовая*	0.8	0.7	0.7	0.3	12.8	2.0	1.7	6.4	9.4	6.6	1.01	29.7
	Тыловая (березитовая)	0.36	0.68	1.02	0.29	37.3	4.34	3.81	14.6	19.2	18.3	1.04	53.18
	Апоаргиллитовые												
	Тыловая (березитовая)	0.69	0.64	1.06	0.30	85.7	1.99	2.15	9.99	12.9	6.78	1.03	31.69
	По кварц-серицитовым углеродистым метасоматитам дорудного этапа												
	Тыловая (березитовая)	0.61	0.86	0.98	0.23	117	4.27	4.60	15.5	18.8	40.5	1.05	38.84
По хлоритовым углеродистым метасоматитам дорудного этапа													
Тыловая (березитовая)	0.50	0.47	0.62	2.10	36.2	1.41	2.04	9.67	7.29	9.14	1.04	41.78	

Примечания. * – Взято из работы [Кучеренко, 2009 а]

Что касается остальных петрогенных элементов, то их распределение уже заметно отличается в зависимости от принадлежности пород к подгруппам УВ-метасоматитов – первичным или вторичным. Так, если во второй подгруппе метасоматитов (с высоким содержанием As) заметен принос оснований и Ti, то для метасоматитов первой подгруппы это не так очевидно – в них, вероятнее, происходило перераспределение названных элементов: кварц-серицитовая зона кислотного выщелачивания обеднялась основаниями и Ti, а накапливались они в серицит-хлоритовой зоне базификации. Во всех разновидностях УВ-метасоматитов отчетливо проявилась калиевая направленность метасоматизма, но если в

первой подгруппе отношение K_2O/Na_2O в среднем увеличилось только до 2.93 (от 1.68 в исходных породах), то во второй подгруппе средняя величина этого отношения поднялась уже до 8.98. Наблюдается отчетливая корреляция между K_2O/Na_2O и Al_2O_3 .

Березиты и слабоизмененные породы. Описание метасоматической колонки березитов и минерального состава отдельных зон, участвующих в ее строении, было сделано И.В. Кучеренко и приводится ниже без каких-либо изменений (подчеркнуты минералы, исчезающие по мере нарастания метасоматических преобразований).

«Внешняя зона: кварц + серицит + лейкоксен + рутил + сульфиды + кальцит + анкерит + альбит + актинолит + хлорит + кероген + биотит.

Углеродистая зона: кварц + серицит + лейкоксен + рутил + сульфиды + золото + кальцит + анкерит + альбит + актинолит + хлорит + кероген.

Хлоритовая зона: кварц + серицит + лейкоксен + рутил + сульфиды + золото + кальцит + анкерит + альбит + актинолит + хлорит (рипидолит).

Альбитовая зона: кварц + серицит + лейкоксен + рутил + сульфиды + золото + Мп-кальцит + анкерит + альбит.

Тыловая (березитовая) зона: кварц + серицит + лейкоксен + рутил + сульфиды + золото + Мп-кальцит + анкерит» [Кучеренко и др., 2009 б].

Породы трех тыловых зон лишены углеродистого вещества и имеют более светлую окраску: зеленовато-серую для хлоритовой зоны и светло-серую для альбитовой и березитовой зоны. В качестве акцессорного минерала в них широко развит апатит.

В настоящей работе углеродистая зона рассматривается как одна из разновидностей слабоизмененных пород, для тех случаев, когда они развивались по УВ-метасоматитам. Главное, что их отличает от УВ-метасоматитов в отношении минерального состава – это появление карбонатов (анкерита, кальцита) в рассеянной форме и набор акцессориев, свойственный для березитов (рутил, лейкоксен, возможен апатит). Все эти минералы, карбонатные и акцессорные, встречаются в слабоизмененных породах и в тех случаях, когда они развиваются не по УВ-метасоматитам, а по исходным осадочно-метаморфизованным породам.

По своему петрохимическому составу березиты контрастно отличаются, как от исходных пород, так и от УВ-метасоматитов, особенно от их первой подгруппы. В них в разы увеличиваются содержания общего железа, MgO , летучих компонентов, на порядок возрастают содержания TiO_2 и MnO , в десятки раз – содержания CaO . При этом выносятся кремнезем и глинозем. Как и в УВ-метасоматитах в них сохраняется, и даже еще более усугубляется по сравнению с первой подгруппой, калиевая направленность метасоматизма, отношение K_2O/Na_2O в среднем достигает 8.42.

Вынос кремнезема в процессах образования УВ-метасоматитов и березитов хорошо объясняет широкую распространенность на месторождении полихронных кварцевых жил и прожилков.

Все компоненты, которыми так сильно обогащены березиты – основания, TiO_2 , ппп, а также отношение K_2O/Na_2O могут служить индикаторами воздействия на породы растворов рудного этапа в случаях, когда по их внешнему виду, минеральному составу, физическим свойствам затруднительно диагностировать признаки этого воздействия.

Руководствуясь петрохимическими признаками, заметно, что УВ-метасоматиты с высоким содержанием мышьяка претерпели преобразование на рудном этапе. Причем, можно также видеть, что чем выше в них содержание летучих компонентов (обр. 304-40.4), тем выше в них и содержание всех остальных индикаторных компонентов, свойственных березитам.

3.1.3. Распределение микроэлементов

Содержания REE в метасоматитах месторождения определялись методом ICP-MS (табл. 10, 11), независимый контроль качества определения по некоторым элементам проводился методом нейтронно-активационного анализа НАА (табл. 12). Контрольные измерения показали хорошую сходимость результатов анализа проб этими двумя методами. Так как методом ICP-MS был определен полный спектр REE, то и распределение этих элементов рассматривается по данным этого метода. На фоне редкоземельного состава исходных пород все метасоматиты отчетливо выделяются следующими абсолютными и относительными показателями.

1. Суммарным содержанием лантаноидов $\sum REE$.
2. Отношениями La/Yb и $LREE/HREE$.
3. Относительным содержанием европия Eu/Eu^* .

Рассмотрим подробнее отмеченные особенности распределения редкоземельных элементов в метасоматитах сравнительно с исходными породами и между собой.

1. Обогащением REE в 2-5 раз охвачены все УВ-метасоматиты [Kolmakov, Tishin, 2011], включая и фацию кварц-мусковитовых (см. табл. 10). Увеличение содержания редкоземельных элементов в составе окварцованных пород можно рассматривать в качестве дополнительного подтверждения метасоматического происхождения углеродистых пород, которое опирается на следующие положения. Во-первых, в процессах прогрессивного регионального метаморфизма, который предшествовал метасоматическим преобразованиям, REE ведут себя инертно, что признается многими исследователями [Cox, Lowe, 1995, Ronov et al., 1977, Condie et al., 1977]. Поэтому считается, что метаморфические породы унаследуют первичную распространенность

REE в осадочных протолитах. Во-вторых, формирование метаморфогенных зон окварцевания среди пелитовых пород в условиях повышенных давлений приводит к уменьшению в породах \sum REE [Лиханов и др., 2008], а не к увеличению, как это наблюдается в УВ-метасоматитах.

Березиты характеризуются максимальной концентрацией REE среди всех пород месторождения: по сравнению с исходными породами \sum REE в них больше в 10-25 раз, а по сравнению с УВ-метасоматитами – в 5-10 раз (см. табл. 11).

Таблица 10. Распределение микроэлементов в углеродных метасоматитах, г/т

Элемент	УВ-метасоматиты										
	первичные с низким содержанием As, дорудный этап					вторичные с высоким содержанием As, дорудный + рудный этапы					
	301-27.9	304-37.6	304-87.4	304-110.1	301-45.1	304-40.4	304-75.0	305-39.3	306-44.2	306-51.2	306-52.5
La	42.24	53.13	11.60	21.88	26.78	39.35	31.81	20.33	39.11	26.34	40.23
Ce	100.26	53.08	27.42	44.51	67.86	86.96	71.13	42.42	76.27	56.05	85.99
Pr	10.13	6.72	2.84	5.27	7.68	9.19	7.85	5.90	8.78	6.86	8.45
Nd	36.30	22.27	9.69	18.05	27.27	33.92	31.96	19.41	34.65	23.71	32.88
Sm	6.03	4.13	1.86	3.23	5.18	5.95	6.06	3.50	6.37	4.15	5.82
Eu	0.79	0.60	0.31	0.60	0.62	0.83	0.86	0.60	0.93	0.79	0.99
Gd	3.97	2.74	1.45	2.59	3.70	4.00	4.19	2.53	4.20	2.88	4.18
Tb	0.54	0.35	0.23	0.41	0.51	0.52	0.51	0.39	0.52	0.37	0.57
Dy	2.53	1.44	1.24	2.29	2.42	2.26	2.10	1.99	2.05	1.58	2.63
Ho	0.50	0.28	0.24	0.45	0.47	0.40	0.36	0.37	0.35	0.27	0.48
Er	1.48	0.74	0.65	1.19	1.37	1.15	1.01	1.02	1.01	0.72	1.34
Tm	0.26	0.13	0.10	0.19	0.25	0.20	0.18	0.16	0.18	0.12	0.21
Yb	1.88	0.91	0.66	1.19	1.73	1.53	1.28	1.04	1.33	0.84	1.48
Lu	0.31	0.15	0.10	0.19	0.29	0.26	0.22	0.16	0.22	0.14	0.24
Sc	5.48	9.93	4.82	12.39	5.71	16.36	12.13	9.33	9.49	3.45	12.50
Cr	17.71	186.90	191.01	315.06	58.99	294.31	234.91	267.29	141.80	505.97	502.95
Co	17.71	13.84	2.66	3.20	23.20	29.44	10.88	26.04	19.80	3.78	13.92
Ni	72.63	29.42	18.03	21.10	82.39	179.02	54.38	86.63	62.56	28.70	84.05
Rb	89.59	94.69	65.51	93.33	81.21	122.84	89.26	78.70	98.57	99.25	96.95
Sr	53.85	30.20	36.62	130.98	35.45	146.37	52.56	56.69	48.09	39.78	65.77
Y	12.38	6.26	5.39	10.15	11.76	9.63	7.97	8.75	8.13	5.48	10.81
Zr	264.29	138.90	167.90	170.21	191.01	156.51	176.99	195.09	193.12	292.25	265.39
Nb	13.50	14.39	12.77	13.10	14.84	19.26	23.82	20.08	23.36	34.86	24.70
Mo	1.47	5.54	0.41	0.14	13.96	0.53	8.35	1.10	1.24	1.46	1.19
Sn	3.37	4.53	3.91	3.95	4.46	7.52	6.11	5.52	5.63	9.58	6.78
Sb	0.72	2.72	0.77	0.71	2.73	12.62	4.53	5.77	8.83	4.21	10.54
Cs	6.82	7.20	3.91	6.77	6.84	12.14	7.51	7.17	8.20	13.25	7.03
Ba	569.60	562.12	130.09	463.80	438.10	1009.62	536.76	413.10	419.67	119.22	605.52
Hf	7.08	4.25	4.66	4.67	4.88	4.83	4.92	5.59	6.14	7.98	7.41
Ta	1.00	1.05	1.03	1.09	0.96	1.44	1.40	1.43	1.61	2.58	1.75
W	2.95	10.36	4.22	4.19	5.15	22.07	12.93	16.28	19.01	29.8	17.68
Th	17.76	12.10	11.59	15.54	11.98	13.61	13.38	11.37	12.72	5.82	20.49
U	8.01	2.99	3.21	3.64	5.64	1.91	4.08	3.51	4.04	2.19	4.98
\sum REE	207.22	118.67	58.38	102.02	146.13	186.52	159.51	99.81	175.97	124.83	185.47
LREE (% от \sum REE)	152.63 (73.66)	84.93 (71.57)	41.86 (71.70)	71.66 (70.24)	102.29 (70.0)	135.5 (72.65)	110.79 (69.46)	68.65 (68.78)	124.16 (70.56)	89.25 (71.50)	134.67 (72.61)
HREE (% от \sum REE)	4.43 (2.14)	2.21 (1.86)	1.75 (3.0)	3.21 (3.15)	4.11 (2.80)	3.54 (1.90)	3.05 (1.91)	2.75 (2.76)	3.09 (1.76)	2.09 (1.67)	3.75 (2.02)
MREE (% от \sum REE)	50.16 (24.21)	31.53 (26.57)	14.77 (25.30)	27.15 (26.61)	39.73 (27.20)	47.48 (25.45)	45.67 (28.63)	28.41 (28.46)	48.72 (27.68)	33.49 (26.83)	47.05 (25.37)
La/Yb	22.47	27.62	17.58	18.39	15.48	25.72	24.85	19.54	29.41	31.36	27.18
LREE/HREE	34.45	38.43	23.92	22.32	24.89	38.28	36.32	24.96	40.18	42.70	35.91
Eu/Eu*	0.47	0.52	0.55	0.62	0.41	0.48	0.49	0.58	0.52	0.66	0.58
Ce/Ce*	1.11	0.94	1.09	0.95	1.10	1.04	1.03	0.90	0.93	0.96	1.05
Y/Nd	0.34	0.28	0.56	0.56	0.43	0.28	0.23	0.45	0.23	0.23	0.33

Составы УВ-метасоматитов и березитов позволяют допускать, что при их образовании существовали благоприятные условия для транспортировки и отложения REE. Мобильность REE в гидротермальных системах регулируется реакциями образования комплексных соединений с анионами CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , PO_4^{2-} , F^- , Cl^- [Cullers et al., 1973, Michard, 1989, Вау, 1991].

Таблица 11. Распределение микроэлементов в березитах, г/т

Элемент	Березиты									
	Апопесчаниковые			Апоалевролитовые		Апоаргиллитовые				
	82-48.0	82-48.5	82-49.0	86-26.3	86-28.7	85-68.1	85-68.4	85-73.3	85-73.5	85-73.7
La	58.77	57.06	68.52	134.43	167.68	67.02	75.47	72.11	64.34	39.13
Ce	162.07	151.94	187.79	305.33	386.83	157.38	178.17	190.99	160.05	118.43
Pr	17.16	16.75	19.99	35.02	44.79	19.10	21.44	21.06	18.40	12.11
Nd	71.78	68.96	82.67	139.57	180.12	79.50	88.79	87.00	75.46	50.32
Sm	11.29	10.74	13.04	23.53	29.40	12.68	13.72	13.83	11.74	8.89
Eu	3.06	3.02	3.54	6.81	8.34	3.93	4.09	3.75	3.35	2.47
Gd	10.51	9.96	11.65	23.76	28.52	11.60	12.05	12.47	10.78	8.80
Tb	1.15	1.09	1.24	2.73	3.20	1.34	1.31	1.41	1.24	1.07
Dy	5.30	5.03	5.47	12.83	14.87	6.23	5.97	6.31	5.77	5.48
Ho	0.83	0.79	0.86	2.18	2.50	1.01	0.98	1.06	0.96	0.94
Er	1.91	1.88	2.03	5.56	6.11	2.42	2.38	2.49	2.28	2.31
Tm	0.20	0.20	0.22	0.72	0.75	0.26	0.26	0.30	0.26	0.28
Yb	1.24	1.27	1.37	4.86	4.80	1.60	1.61	1.71	1.56	1.79
Lu	0.14	0.15	0.16	0.67	0.64	0.19	0.20	0.22	0.20	0.23
Sc	10.62	8.41	12.89	13.55	18.24	14.84	16.89	12.43	13.82	11.48
Cr	159.35	157.97	171.27	501.88	743.82	185.16	191.28	165.36	230.53	214.27
Co	35.05	32.90	34.69	58.23	68.76	24.91	34.39	31.78	31.22	29.02
Ni	125.08	127.52	118.08	264.30	455.79	89.97	114.54	112.30	116.98	116.67
Rb	32.68	35.44	32.21	82.72	24.15	85.68	93.0	81.06	64.13	32.48
Sr	406.67	399.0	500.14	587.46	493.45	638.92	627.45	639.01	622.89	408.98
Y	18.87	18.33	20.64	48.88	55.87	24.71	24.50	23.98	22.89	20.76
Zr	242.84	326.64	311.11	296.60	383.99	353.65	366.30	323.88	329.66	299.45
Nb	68.0	66.03	69.49	106.25	140.44	75.34	73.77	72.68	71.41	69.58
Mo	2.57	2.31	2.32	2.24	3.25	2.50	2.41	2.63	2.42	2.34
Sn	3.36	2.59	2.77	2.09	1.85	3.65	3.22	4.61	3.13	3.66
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	1.95	2.02	1.62	1.64	0.68	5.56	5.71	2.97	3.61	1.78
Ba	311.97	376.68	400.07	234.54	114.44	1331.27	1181.27	733.98	915.84	433.16
Hf	9.18	13.19	12.0	10.51	15.15	14.19	14.60	13.35	13.24	11.85
Ta	6.08	5.67	5.58	7.55	9.53	5.85	5.74	8.52	9.09	6.05
W	15.54	16.68	16.29	17.40	26.86	22.15	24.43	19.12	17.92	21.79
Th	3.99	5.55	4.48	9.68	11.78	4.22	5.04	5.60	4.35	6.75
U	0.87	1.48	1.17	5.91	5.09	1.31	1.32	1.35	1.26	2.05
ΣREE	343.88	327.4	396.84	695.09	875.06	362.9	404.77	413.02	354.92	251.31
LREE (% от ΣREE)	238.00 (69.21)	225.75 (68.95)	276.3 (69.63)	474.78 (68.30)	599.3 (68.49)	243.5 (67.10)	275.08 (67.96)	284.16 (68.80)	242.79 (68.41)	169.67 (67.51)
HREE (% от ΣREE)	4.32 (1.26)	4.29 (1.31)	4.64 (1.17)	13.99 (2.01)	14.80 (1.69)	5.48 (1.51)	5.43 (1.34)	5.78 (1.40)	5.26 (1.48)	5.55 (2.21)
MREE (% от ΣREE)	101.56 (29.53)	97.36 (29.74)	115.9 (29.20)	206.32 (29.69)	260.96 (29.82)	113.92 (31.39)	124.26 (30.7)	123.08 (29.80)	106.87 (30.11)	76.09 (30.28)
La/Yb	47.40	44.93	50.01	27.66	34.93	41.89	46.88	42.17	41.24	21.84
LREE/HREE	55.09	52.62	59.55	33.93	40.49	44.43	50.66	49.16	46.16	30.57
Eu/Eu*	0.90	0.93	0.91	0.92	0.92	1.02	1.01	0.91	0.95	0.89
Ce/Ce*	1.18	1.14	1.18	1.03	1.03	1.02	1.03	1.14	1.08	1.27
Y/Nd	0.26	0.27	0.25	0.35	0.31	0.31	0.28	0.28	0.30	0.41

Вероятно, что формирование УВ-метасоматитов происходило при участии восстановленного флюида, с подавленной фугитивностью CO_2 . В то же время, широкое

распространение фторсодержащих минералов – акцессорного турмалина и породообразующего серицита указывает на возможность миграции REE, а также Th и U во фторидных комплексных соединениях. Очевидно, что при образовании березитов радиоактивные и редкоземельные элементы могли перемещаться в карбонатных комплексах, которые считаются еще более устойчивыми, чем фторидные [Невский и др., 1972, Балашов, 1976].

2. Увеличение отношений La/Yb или LREE/HREE при развитии метасоматитов по метаосадочным породам на золоторудных месторождениях наблюдалось неоднократно: Олимпиада [Афанасьева и др, 1997], Зун-Холба [Гребенщикова, Максимчук, 2000] и др.

Одну из главных причин сравнительно пониженных значений La/Yb или LREE/HREE для первичной распространенности редкоземельных элементов в пелитовых разновидностях осадочных пород связывают с влиянием морской воды. С увеличением дисперсности терригенной взвеси распределение REE в осадочных породах все в большей мере начинает определяться их сорбцией из богатой HREE морской воды в процессе седиментации [Балашов, 1976].

Влияние морской воды при формировании исходных пород месторождения отчетливо просматривается по относительному содержанию церия Ce/Ce^* : в ряду песчаники – алевролиты – аргиллиты его величина возрастает от 0.96 до 1.12. Относительное обогащение тонкодисперсных осадков церием связано с его окислением до Ce^{4+} и началом гидролиза при меньших pH, чем у остальных REE. Значительно меньшее произведение растворимости гидроокиси Ce^{4+} (почти на двадцать порядков) в сравнении с гидроокисями других редкоземельных элементов приводит к его преимущественному переходу в твердую фазу за счет сорбирования на взвеси [Балашов, 1976].

Естественно, что влияние морской воды в распределении REE будет тем сильнее, чем выше сорбционная емкость образующихся пород. Наличие углеродистого вещества, как правило, увеличивает сорбционную активность осадков. Так, на месторождении Олимпиада в Енисейском кряже кварц-мусковитовые сланцы с осадочным органическим веществом имеют $La/Yb = 1.4$ – самое низкое значение этого относительного параметра среди всех метаосадочных пород месторождения [Афанасьева и др, 1997]. Здесь же показано, что направленность распределения REE в углеродистых метасоматитах противоположна геохимической специфике осадочных пород. Отношение La/Yb в них возрастает до 15.7. Характерно, что эта величина практически совпадает с величинами La/Yb в первичных УВ-метасоматитах на месторождении Чертово Корыто (см. табл. 10). Отсутствие влияния морской воды в УВ-метасоматитах сказывается и на очень низких значениях Y/Nd.

Таблица 12. Контрольные измерения содержаний редкоземельных и радиоактивных элементов методом НАА, г/т

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
La	42,98	45,74	29,61	31,15	16,91	25,98	63,26	29,06	31,70	13,33	21,88	26,29	28,31	51,94	49,29	44,67	26,42	32,41
Ce	82,42	51,33	38,01	81,85	29,96	30,24	56,33	51,85	38,01	32,74	16,84	4,66	32,46	91,03	61,60	83,12	49,67	60,49
Nd	5,386	31,10	21,94	19,32	11,69	14,05	92,64	33,84	22,78	8,698	11,37	17,97	13,94	112,19	34,62	82,92	16,21	20,53
Sm	5,93	6,63	5,68	4,32	2,62	4,19	6,59	4,26	3,38	1,99	3,18	3,38	4,23	6,64	7,12	5,19	4,20	4,84
Eu	757,2	0,786	0,790	0,803	0,431	0,642	1,22	0,966	0,624	0,459	0,649	0,659	0,807	1,312	1,429	1,151	0,805	0,807
Gd	5,85	5,25	4,73	2,80	2,70	1,45	5,42	4,60	5,25	1,04	2,66	3,44	2,26	5,38	3,28	3,97	1,89	4,39
Tb	0,773	0,439	0,562	0,667	0,185	0,834	0,763	1,077	0,339	0,847	1,966	0,728	0,642	0,137	1,478	1,305	0,988	0,806
Yb	3,38	3,93	0,117	1,65	1,33	1,81	3,51	2,750	0,511	1,106	2,61	2,03	2,51	1,781	0,875	1,829	2,15	0,547
Lu	0,363	0,506	0,368	0,231	0,209	0,218	0,159	0,339	0,380	0,160	0,224	0,227	0,272	0,342	0,363	0,367	0,332	0,189
Th	14,08	17,21	12,33	7,64	4,06	15,64	18,28	11,55	9,74	12,27	27,85	14,08	10,47	18,26	21,60	18,34	17,08	10,04
U	5,07	5,82	4,26	2,68	2,40	2,51	3,82	2,37	2,27	2,92	0,36	9,65	3,00	9,29	3,35	4,16	5,11	3,05

Примечание. Номера образцов: 1 – 301-27.9; 2 – 301-32.7; 3 – 301- 45.1; 4 – 301-126.5; 5 – 303-99.7; 6 – 304-37.6; 7 – 304-40.4; 8 – 304-40.5; 9 – 304-75.0; 10 – 304-87.4; 11 – 304-110.1; 12 – 305-39.3; 13 – 305-121.9; 14 – 306-44.2; 15 – 306-51.2; 16 – 306-52.5; 17 – 307-59.5; 18 – 307-71.8. Анализы методом нейтронной активации выполнены в лаборатории Радиохимии и нейтронно-активационного анализа ФТИ ТПУ. Аналитик Меркулов В.Г.

При рассмотрении гидротермального процесса, экспериментально или в природных условиях, многими исследователями признается влияние ряда факторов, отвечающих за разделение лантаноидов при их транспортировке растворами: режим кислотности-щелочности и тип щелочности; условия комплексообразования и кристаллохимический фактор; влияние температуры; окислительно-восстановительный потенциал [Cullers et al., 1973, Балашов, 1976, Brookins, 1989, Sverjensky, 1984, Michard, 1989, Wood, 1990, Сазонов и др., 2006, Бортников и др., 2008].

Фракционирование LREE и HREE, главным образом, связано с различной прочностью их комплексных соединений, а перечисленные факторы, чаще всего в совокупности, оказывают непосредственное влияние на устойчивость комплексов в растворе.

Факт накопления REE в щелочных породах различных генетических типов давно известен, немало внимания было уделено и причинам фракционирования REE в системах повышенной щелочности – как магматических, так и метасоматических. Среди продуктов функционирования щелочных систем, в общем, проявляется тенденция по обогащению более щелочных фаций легкими лантаноидами и наоборот. В еще большей мере на разобшение легких и тяжелых лантаноидов оказывает влияние тип щелочности: фракционирующая эффективность калиевого метасоматоза выше, чем у натриевого [Балашов, 1976]. Применительно к метасоматизму процесс разделения REE на легкие и тяжелые связывают с тем, что в системах с любым типом щелочности и независимо от состава летучих компонентов у HREE устойчивость комплексных соединений в растворе выше, чем у LREE. При этом экспериментально доказано, что в гидротермальных растворах калиевые карбонатные комплексы прочнее, чем натриевые [Синькова, 1971]. Это подтверждается и наблюдениями в природе: в зонах микроклинизации происходит относительное обогащение пород LREE, а в зонах альбитизации – HREE [Еськова, Ефимов, 1972; Тихомирова, 1971]. Возможно, что направленность процесса по фракционированию лантаноидов в зависимости от типа щелочности является универсальной, и в полихронных метасоматитах месторождения Чертово Корице степень разделения REE на легкие и тяжелые зависела не столько от кислотности-щелочности растворов, сколько от отношения активностей K и Na (рис. 45).

Влияние фактора, связанного с поведением петрогенных элементов, на разделение лантаноидов вполне вероятно, как для УВ-метасоматитов, так и для березитов. Образование первых сопровождалось связыванием в твердой фазе (сериците) Al – элемента, необходимого для транспортировки REE во фторидных комплексах. Березитовый метасоматоз сопровождался связыванием в твердой фазе (анкерите) большого количества углекислоты, диссоциаты которой необходимы для переноса редких земель в карбонатных комплексах.

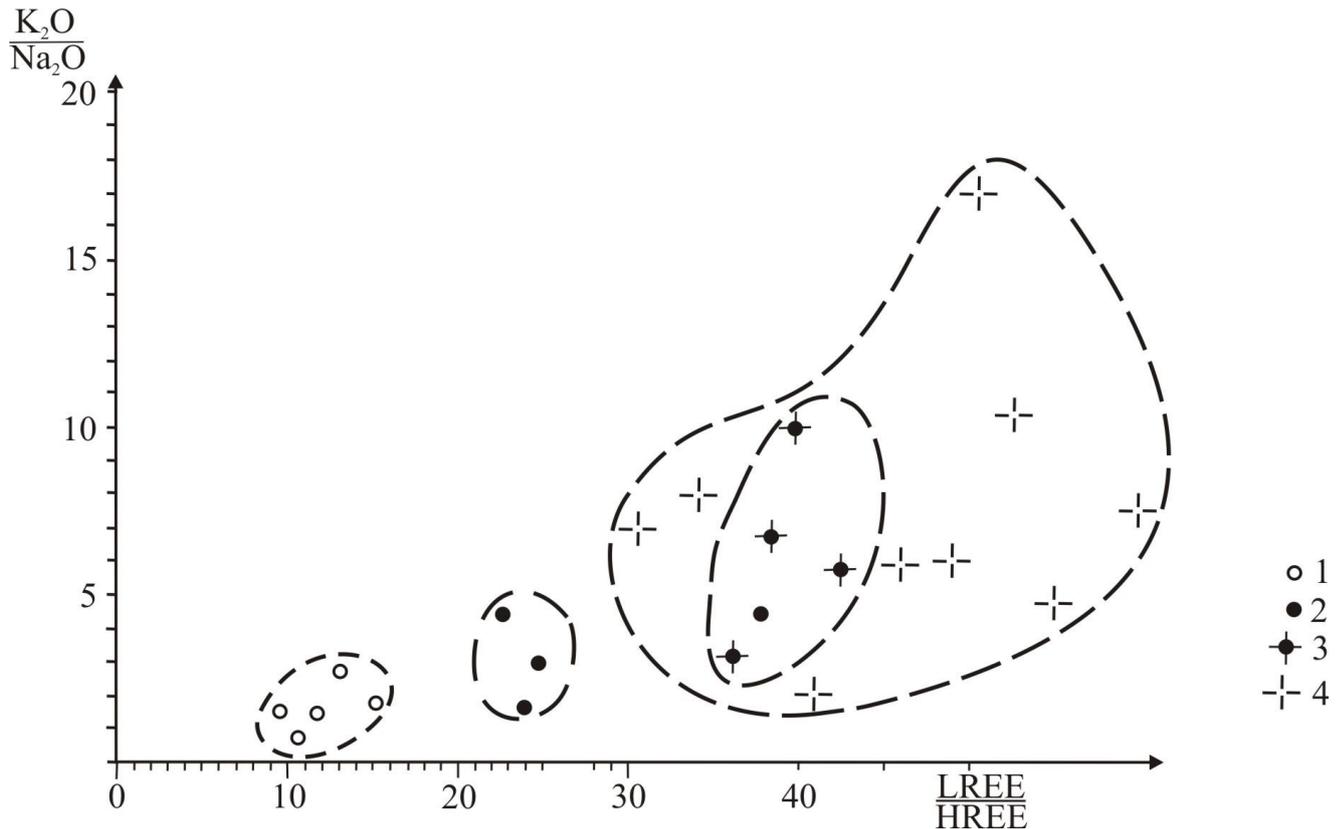


Рис. 45. Связь калиевой направленности метасоматизма со степенью фракционирования REE в гидротермально-метасоматических системах

1 – исходные породы; 2,3 – углеродные метасоматиты: первичные (2), вторичные (3); 4 – березиты.

Воздействие температурного фактора на фракционирование REE, скорее всего, могло проявиться на рудном этапе, когда метасоматические преобразования пород происходили при температурах от 490 до 50°C [Кучеренко и др., 2009 б]. Снижение температуры приводит к увеличению прочности комплексных соединений (в неравной мере для легких и тяжелых лантаноидов) и, как следствие, степени их разделения [Невский и др., 1972], (рис. 46). Опираясь на эти представления, по меньшим величинам La/Yb и LREE/HREE во вторичных УВ-метасоматитах, чем в березитах, можно допустить, что первые являются более высокотемпературными образованиями, чем вторые. Есть и другие основания полагать, что вторичные УВ-метасоматиты являются представителями наиболее высокотемпературной фации продуктов рудного этапа, о чем будет сказано ниже.

Индивидуальность подгрупп первичных и вторичных УВ-метасоматитов по распределению REE проявилась еще более контрастно, чем по составам петрогенных элементов. В координатах $K_2O/Na_2O - LREE/HREE$ фигуративные точки вторичных УВ-метасоматитов полностью попадают в поле березитов и обособляются от поля первичных УВ-метасоматитов. Также контрастно вторичные УВ-метасоматиты отличаются от первичных

более высокими средними содержаниями следующих элементов: Cr, Sn, Sb, W – в 1.7, 1.7, 5.1, 3.6 раз соответственно.

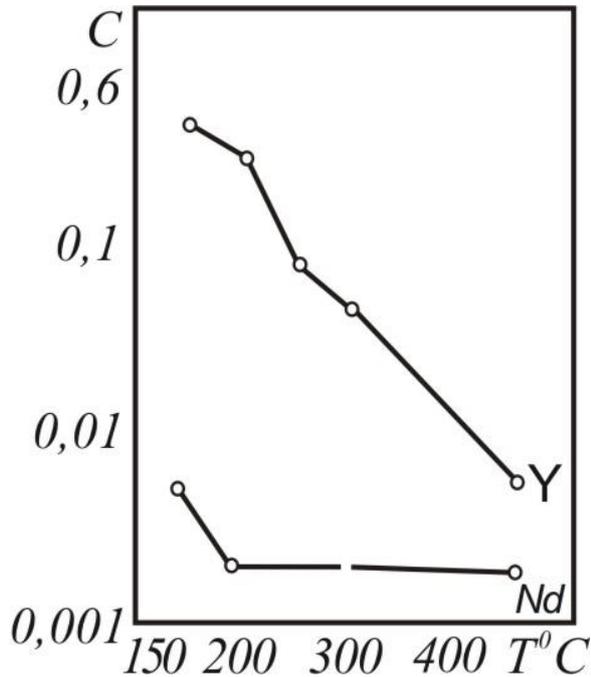


Рис. 46. Температурный фактор растворимости Nd и Y (концентрация C , г/л). Раствор 0,5N Na_2CO_3 , $P = 0,5$ кбар. По [Александров и др., 1965].

3. Геохимическая интерпретация избирательного фракционирования Eu и образования его аномалий в нормированном по хондриту спектре REE к настоящему времени сводится к двум основным представлениям. Отделение Eu от остальных REE может происходить либо в ходе кристаллизации магматических расплавов на уровне нижней коры, либо в процессе гидротермального преобразования пород. Главной причиной индивидуального поведения Eu в обоих случаях является его переход в форму Eu^{2+} в восстановительных условиях.

В первом случае предполагается, что отделение Eu от других лантаноидов происходит в магматических камерах при обогащении кумулятивной, преимущественно плагиоклазовой, части Eu, а остаточного расплава остальными REE. Это приводит к европиевому деплетированию верхней коры и образованию положительной Eu-аномалии на уровне нижней коры [Тейлор, МакЛеннан 1988]. В связи с этим существуют мнения, что наличие Eu-min, -max или нормы в нормированном по хондриту спектре REE метасоматитов указывает на глубинность происхождения растворов [Афанасьева и др., 1997, Винокуров, 1996, и др.], а условия гидротермального минералообразования «... не оказывают существенного влияния на изменение отрицательных или положительных аномалий европия» [Винокуров, 1996].

Во втором случае, напротив, специфическим условиям гидротермального минералообразования придается решающее значение в аномальном выносе Eu [Гребенщикова, Максимчук, 2000, Савельева и др., 2003]. Этот вывод базируется на результатах экспериментального моделирования гидротермальных систем [Жариков, 1996, Жариков,

Горбачев, 2004], согласно которым растворимость Eu^{2+} в подкисленных восстановленных растворах выше, чем у других лантаноидов.

Минералогия редкоземельных элементов подробно рассмотрена в работе [Семенов, 2001]. В частности, для Eu там отмечается, что его максимумы (около 50% от $\sum\text{REE}$) свойственны полевым шпатам, некоторым кальцитам и апатитам.

Полагаясь на эти представления и данные, рассмотрим распределение европия в метасоматических породах месторождения Чертово Корыто.

УВ-метасоматиты формировались при участии восстановленных умеренно-кислых растворов с отчетливо выраженным превосходством активности K над активностью Na. В результате метасоматизма разрушаются плагиоклаз и апатит – минералы с аномальным содержанием Eu в составе исходных пород. Восстановленность и умеренно-кислая реакция раствора благоприятны для сохранности двухвалентной формы высвободившегося европия и его выноса из системы минералообразования, что и приводило к созданию отрицательной аномалии Eu в УВ-метасоматитах. Заметно, что контрастность Eu-минимума усиливается с ростом $\sum\text{REE}$ (см. табл. 10).

В березитах отчетливо проявлена тенденция по уничтожению отрицательной аномалии европия, независимо от того, по каким породам они развивались. Характерно, что в пределе, относительная концентрация европия в березитах приходит к норме в общем спектре REE, но ни в одном из образцов не обнаружен избыток европия, независимо от $\sum\text{REE}$. Вероятно, что метасоматические растворы рудного этапа формировались в условиях без дефицита и избытка Eu, т. е. глубже уровня нижней коры [Тейлор, Мак Леннан 1988]. Этот вывод не противоречит и более раннему представлению о глубинном происхождении растворов рудного этапа на месторождении Чертово Корыто [Кучеренко и др., 2009 б], основополагающим фактом для которого послужили аномальные содержания Ti, P, Mg, Mn, Fe, Ca в тыловых зонах березитов.

3.1.4. Минералы редкоземельных и радиоактивных элементов

Различные условия поступления редкоземельных и радиоактивных элементов на отдельных этапах образования месторождения сказались не только на особенностях их распределения, но и на разнообразии минеральных форм этих элементов в исходных породах и метасоматитах.

В *исходных* аргиллитах михайловской свиты главным концентратором REE, вероятно, является циркон, в песчаниках и алевролитах, имеющих меньший уровень химического выветривания, к циркону добавляются апатит и сфен.

В первичных УВ-метасоматитах обнаружены только силикатные формы минералов REE и Th. Какая-то доля названных элементов, скорее всего незначительная, может содержаться в цирконах, по-видимому, детритовых, так как края зерен сильно корродированны (рис. 47, табл. 13, обр. 301-45,1, опр. 5). Из минералов лантаноидов в большей мере распространены минералы их легких представителей, что хорошо согласуется с увеличением La/Y и LREE/HREE отношений в УВ-метасоматитах по сравнению с исходными породами. Выявленные минералы REE приблизительно отвечают формуле ортита-(Ce) (обр. 301-27,9, опр. 6,7). Торий в виде изоморфной примеси встречается в этих минералах, но может образовывать и собственные минералы, состав которых (обр. 301-45,1, опр. 6; обр. 301-27,9, опр. 6,7) хорошо согласуется с формулой ферриторита:

$m(\text{Th, U, TR, Ca}) \text{SiO}_4 \cdot n(\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Mn}_2\text{O}_3, \text{TR}_2\text{O}_3, \text{CaO} \text{ и т.д.})$, где $m/n = 0,5-3,0$ [Туровский, Абакиров, 1975]. Там же говорится, что это единственная собственная форма ториевых соединений в условиях гидротермального минералообразования. Фосфор либо совсем отсутствует в минералах REE и РАЭ первичных УВ-метасоматитов, либо его количество меньше или около 1 %, и только в одном определении оно достигает 2,19 %. Уран входит в минералы с утяжеленным спектром REE и Y (обр. 301-27,9, опр. 1,3).

Во вторичных УВ-метасоматитах в минералогии редкоземельных и радиоактивных элементов резко усиливается значение фосфора. В анионной части ферриторитов доля фосфора возрастает до 2,27 ат. %, в породах появляются фосфаты редкоземельных элементов, сопоставимые по своему составу с Ybg-ксенотимом (YbgPO₄) (обр. 305-39,3, опр. 6).

В березитах фосфатная форма соединений редкоземельных и радиоактивных элементов становится доминирующей, их главными концентраторами являются монацит-(Ce): Ce₉PO₄ (обр.86-28,7, опр. 2) и апатит.

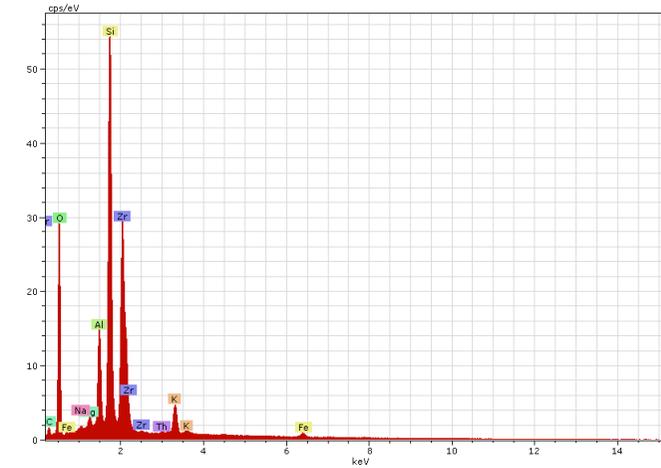
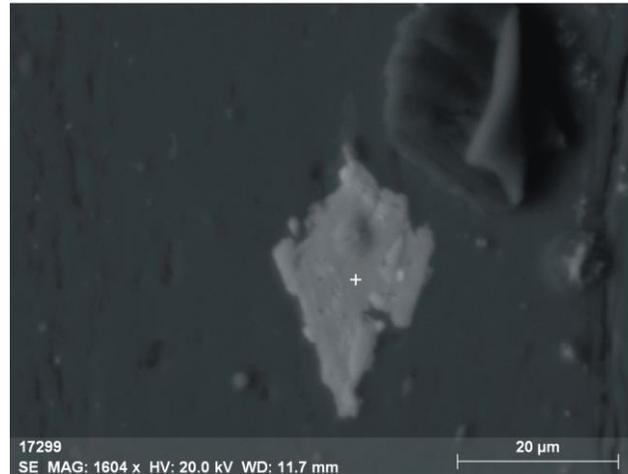
В слабоизмененных породах присутствуют те же минералы редкоземельных и радиоактивных элементов, что и в первичных УВ-метасоматитах (обр. 81-123,9, опр. 2,5, 14, 17). Их изменения заключаются в образовании каймы замещения по периферии зерен. В каймах замещения в разы увеличивается доля углерода (по-видимому, карбонатного), появляется Th (обр. 81-123, опр. 16) или в два раза увеличивается его содержание (обр. 81-123, опр. 13) по сравнению с протокристаллами.

Образец № 301-45,1

а

б

опр. 5



опр. 6

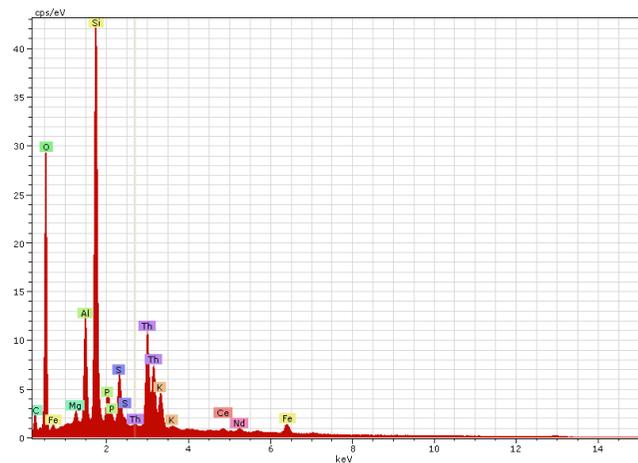
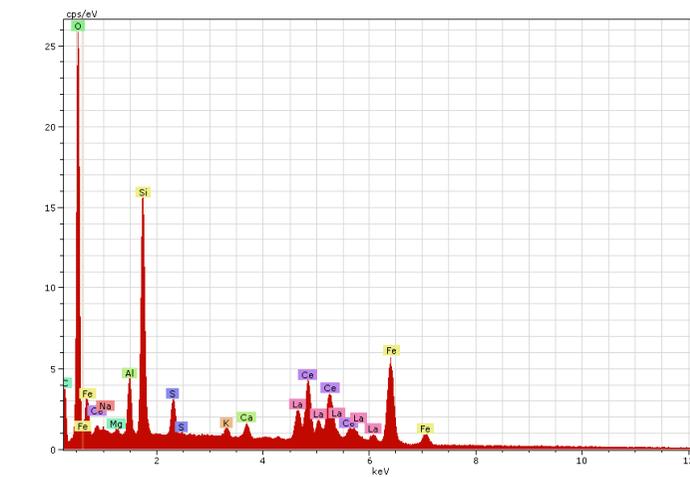
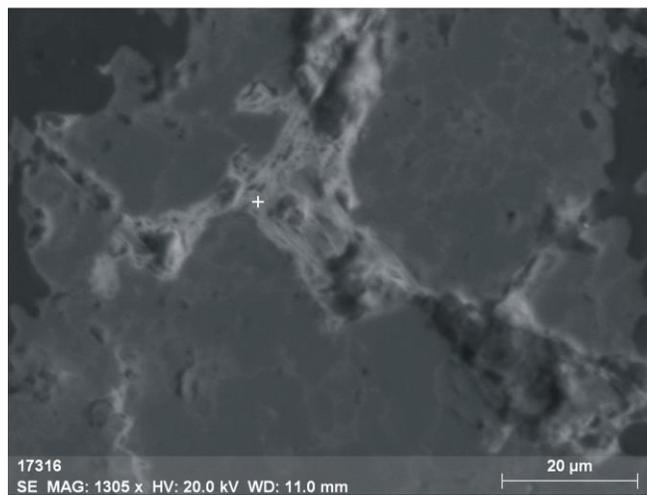
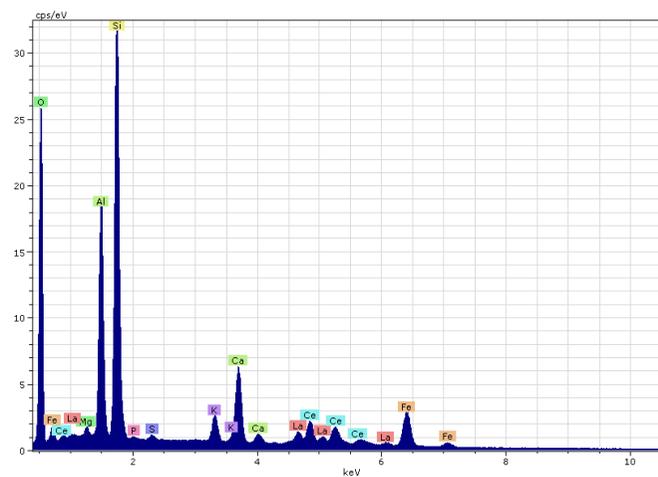
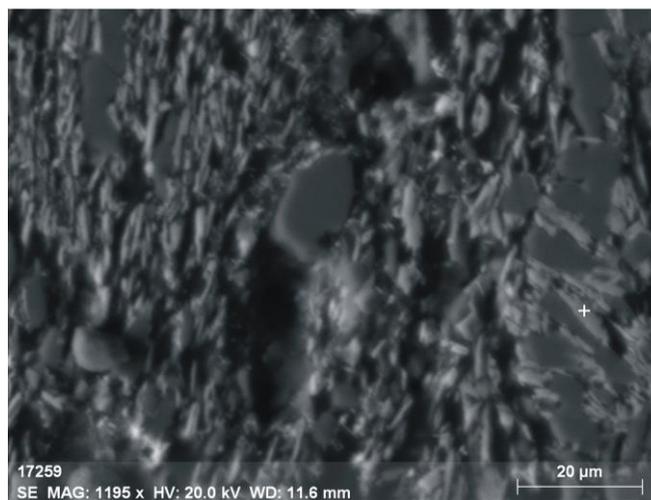


Рис. 47. Минеральные фазы с редкоземельными и радиоактивными элементами: а – электронно-микроскопический снимок с точкой исследования; б – энергодисперсионный спектр в точке микрозондирования. Образцы: 301-45,1, 301-27,9 – первичные УВ-метасоматиты; 305-39,3 – вторичные УВ-метасоматиты; 86-28,7- березиты; 81-123,9 – слабоизмененные породы

а

б

опр. 11

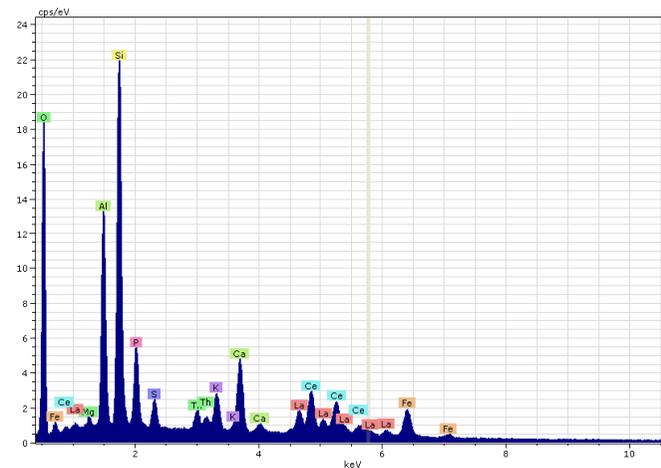
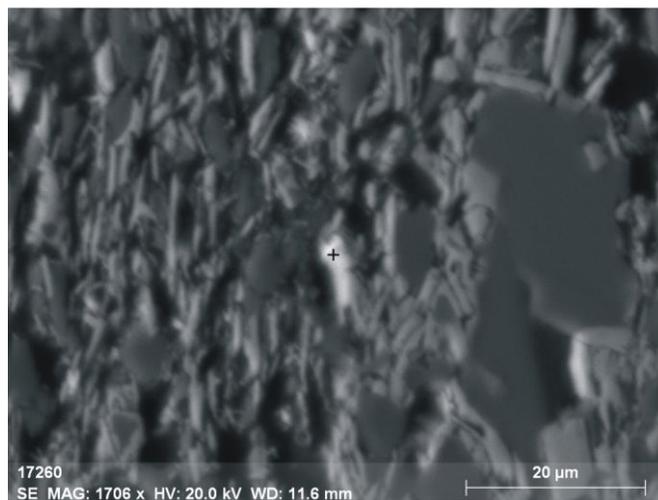
Образец 301-27,9
опр. б

Продолжение рис. 47

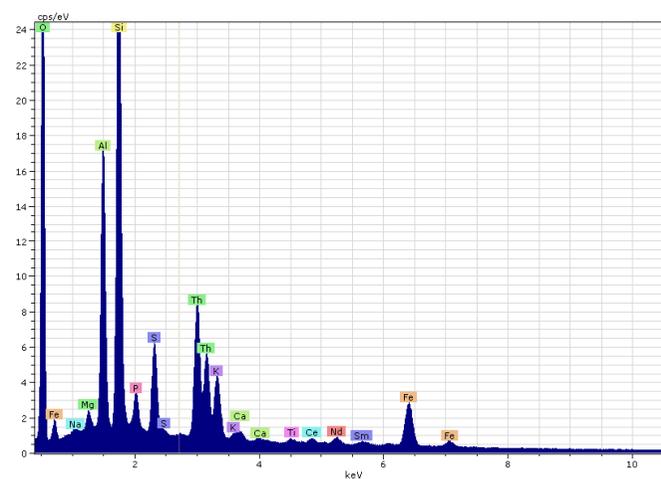
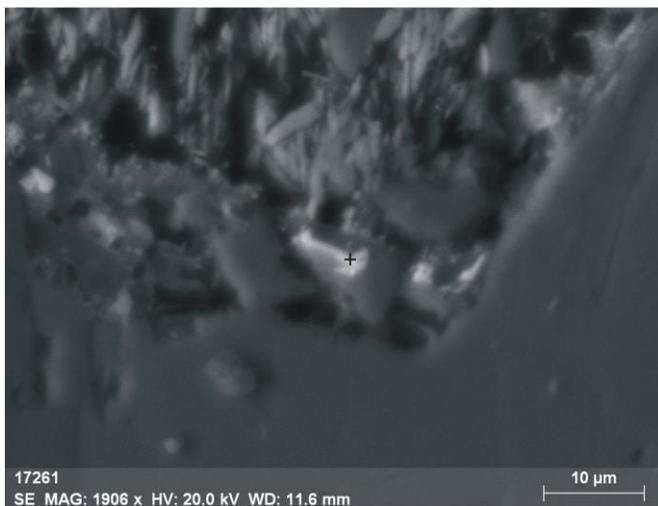
a

б

опр. 7



опр. 8

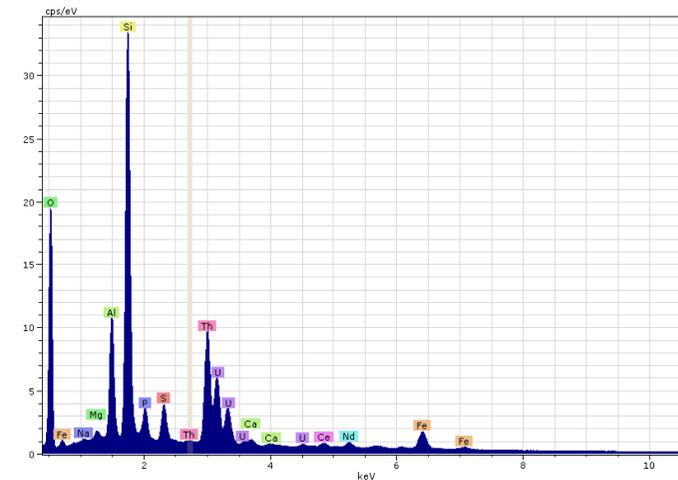
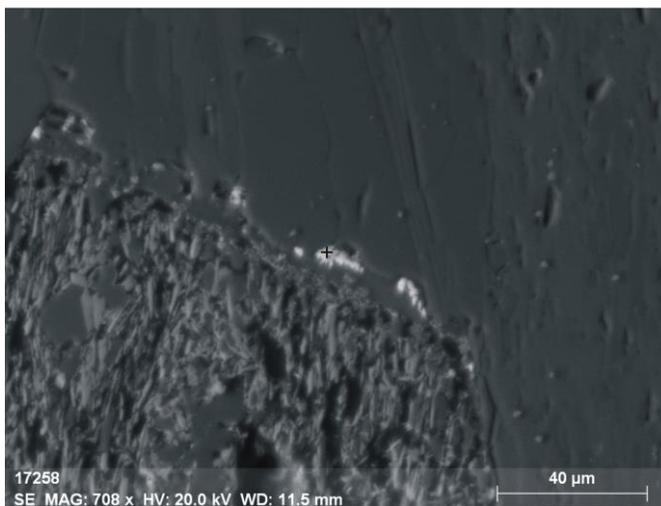


Продолжение рис. 47

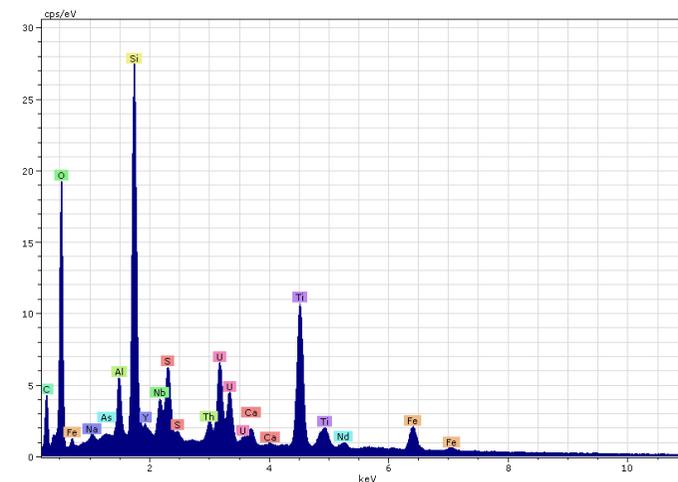
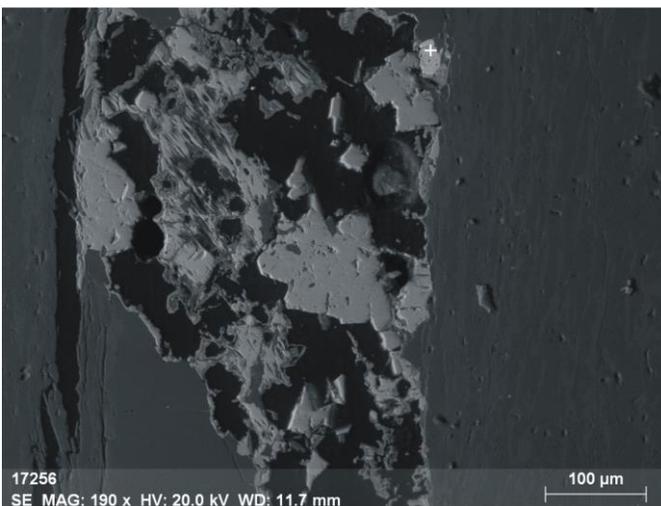
a

б

опр. 5

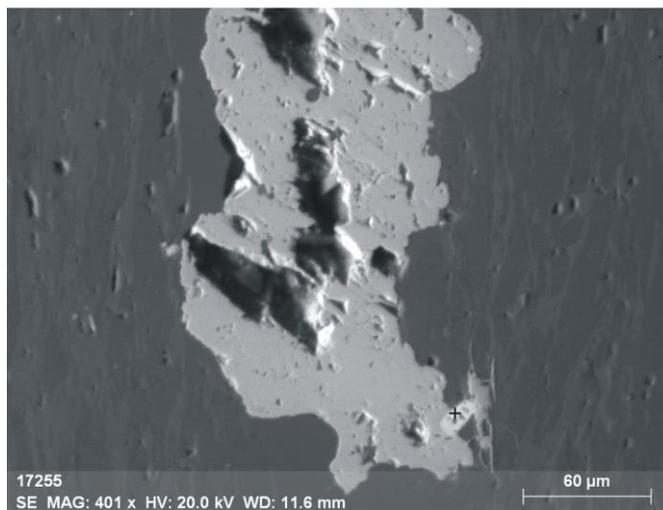


опр. 3



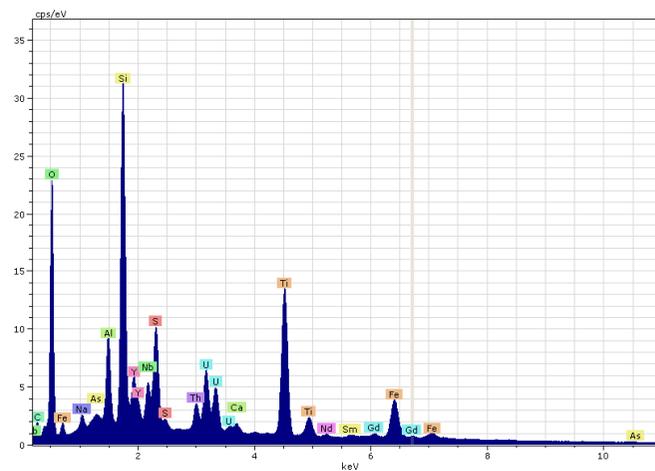
Продолжение рис. 47

а



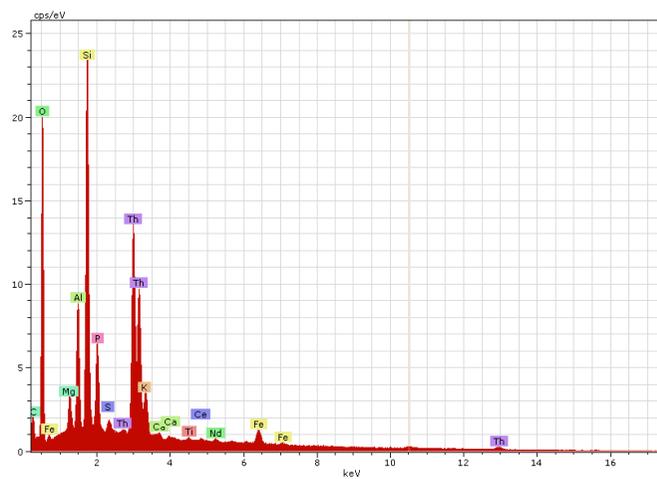
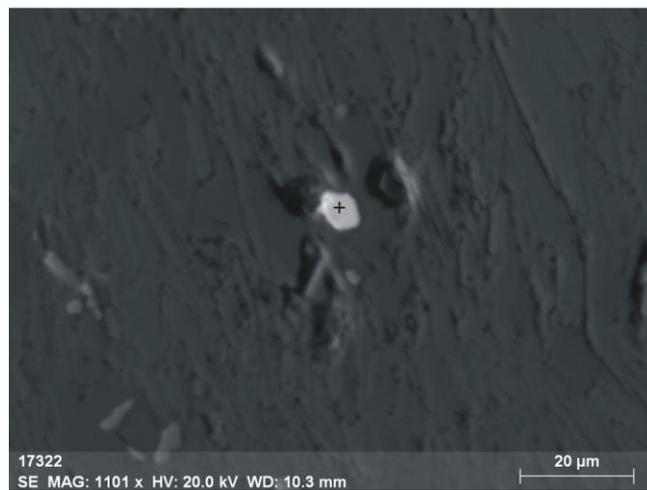
б

опр. 1



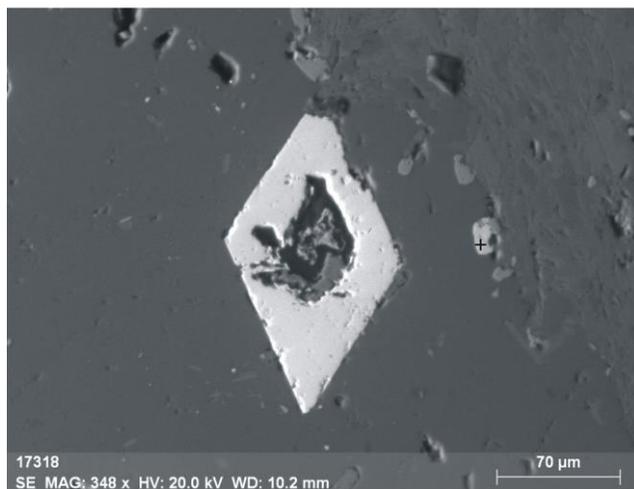
Образец 305-39,3

опр. б



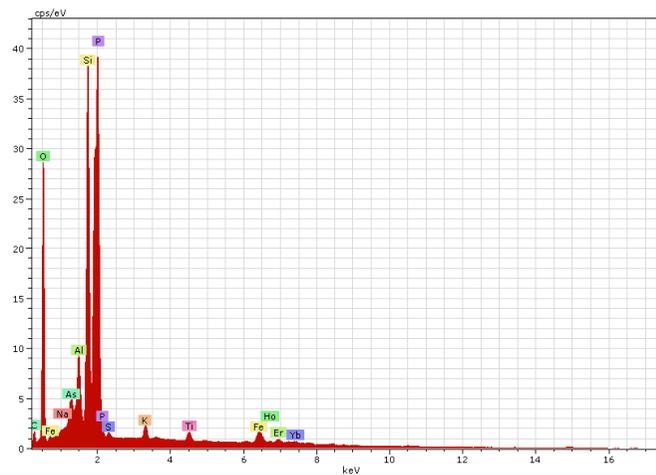
Продолжение рис. 47

а



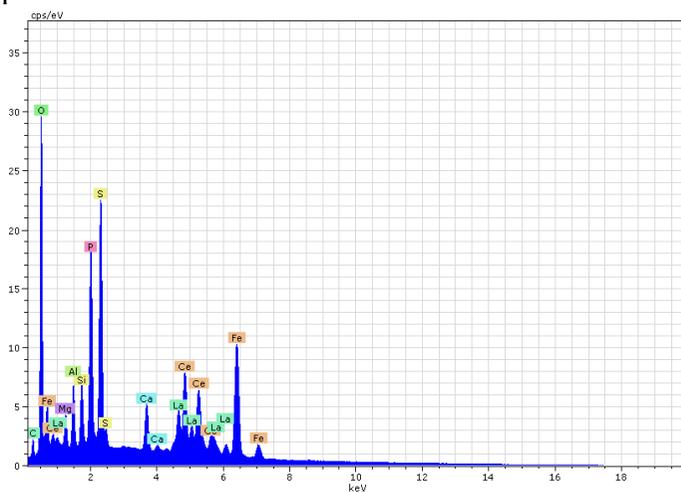
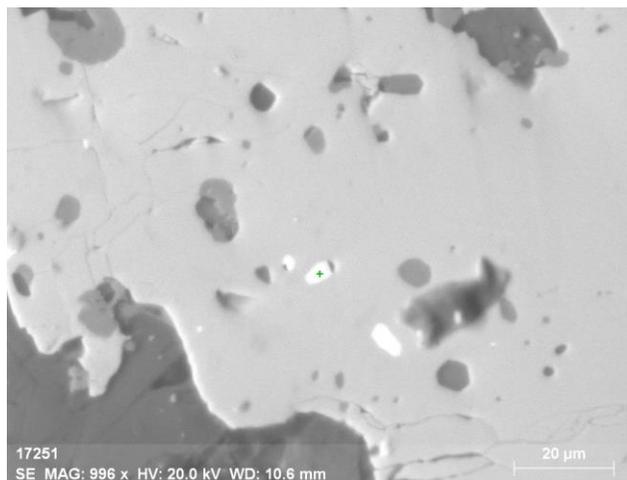
б

опр. 2



Образец 86-28,7

опр. 1



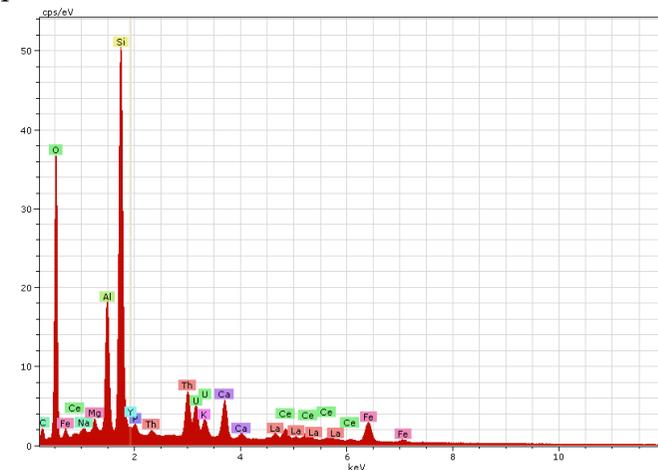
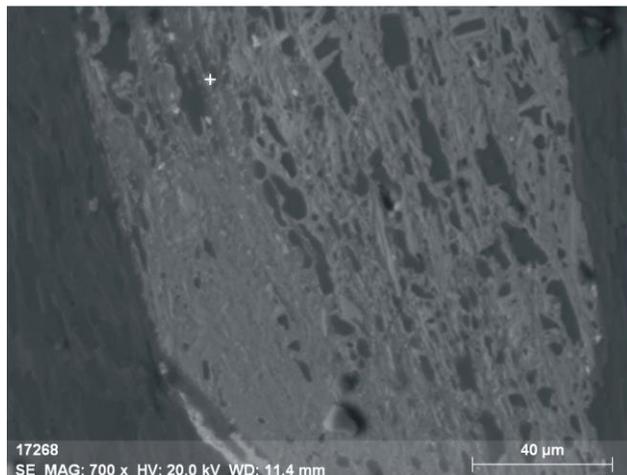
Продолжение рис. 47

Образец № 81-123,9

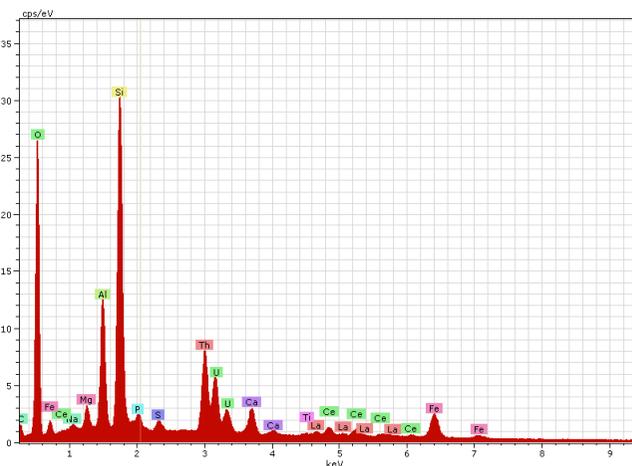
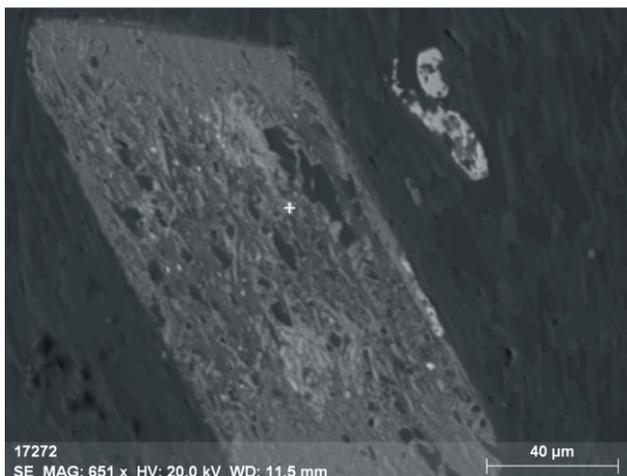
а

б

опр. 2



опр. 5

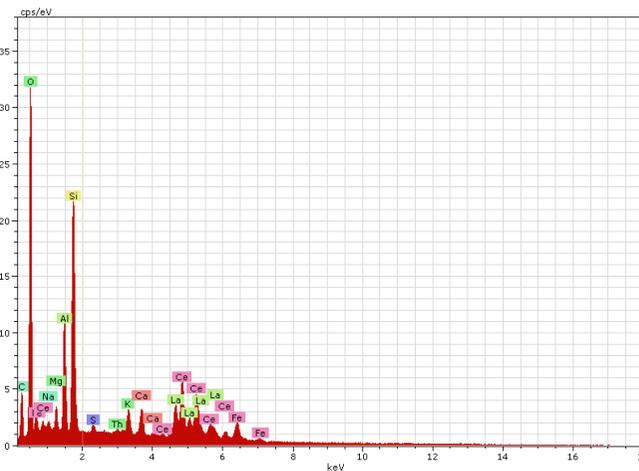
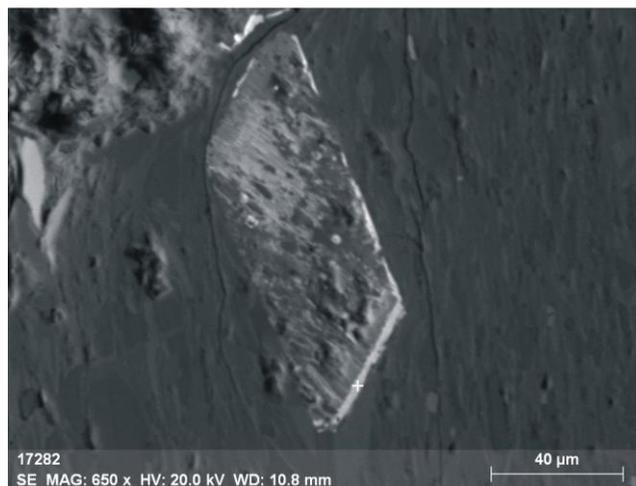


Продолжение рис. 47

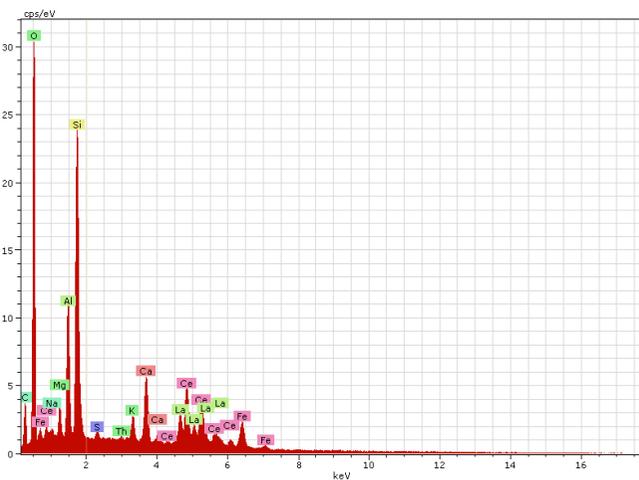
а

б

опр. 13

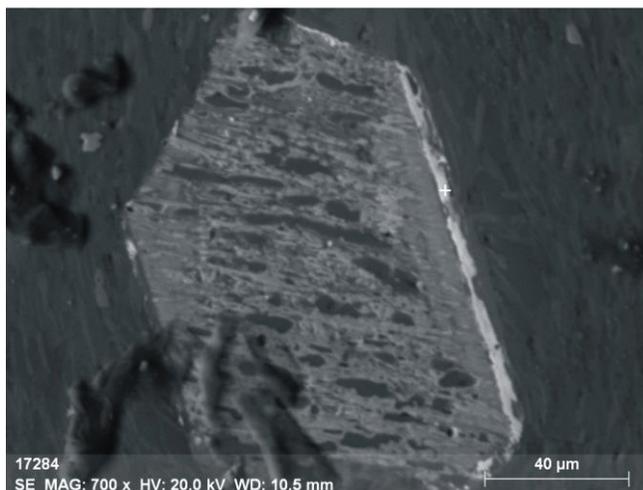


опр. 14



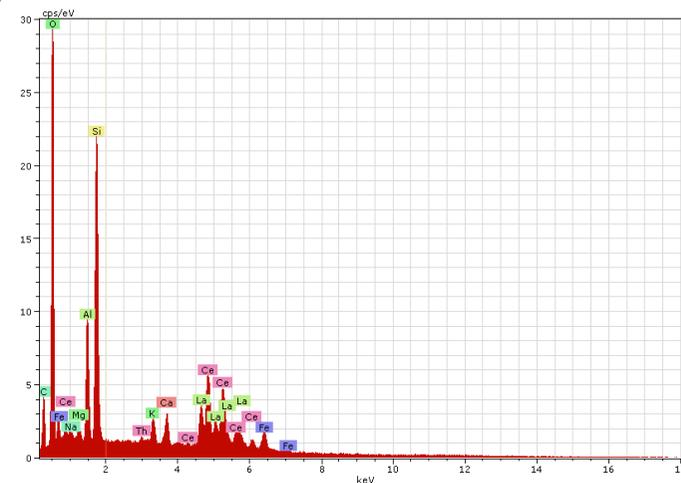
Продолжение рис. 47

а

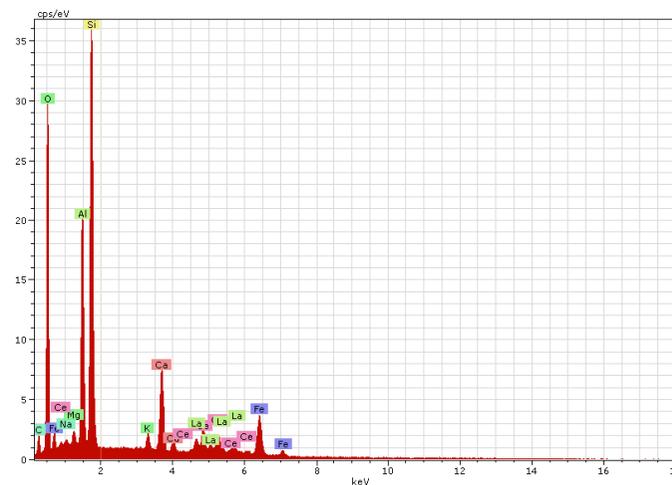
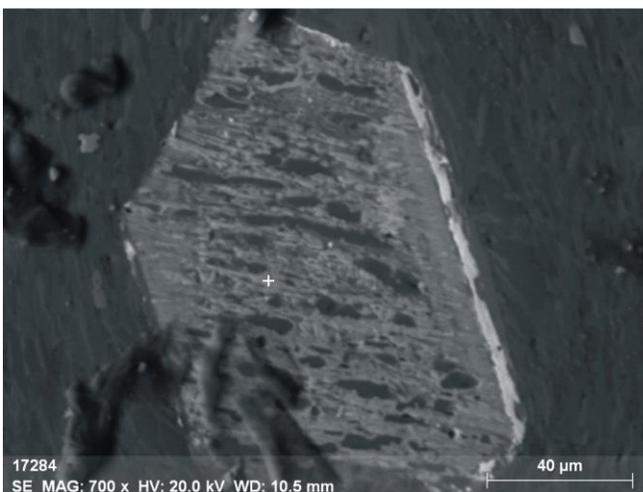


б

опр. 16



опр. 17



Окончание рис. 47

3.1.5. Сульфидные парагенезисы

Сульфидной минерализацией сопровождалось формирование всех без исключения метасоматитов и гидротермальных образований. Структура сульфидных включений определялась морфологией разновозрастных тектонических нарушений, вмещающих рудную минерализацию. Поэтому составы сульфидных парагенезисов, проявленных на различных этапах, рассматривались с учетом тектонического режима развития месторождения. Подробное описание разломно-трещинных элементов месторождения, составов сульфидных парагенезисов и последовательность их проявления приводится в работе [Кучеренко и др., 2009 а].

В процессе развития минерализованной зоны выделяют три сульфидных парагенезиса, последовательно проявленных друг за другом: пирит-пирротинный; арсенопирит-пирит-пирротинный; галенит-халькопирит-сфалеритовый. Образование золотой минерализации происходило, главным образом, на этапе становления второго арсенопирит-пирит-пирротинного парагенезиса. В связи с неоднократным катаклизмом зерен минералов этого парагенезиса предполагается достаточно длительное его формирование с периодической внутри-этапной тектонической активизацией.

Поступление рудных компонентов в систему минералообразования и их концентрирование происходило посредством широко развитых разномасштабных и разновременных разломно-трещинных деформаций.

Пликативная составляющая тектонической структуры месторождения представлена призмковой частью Михайловской синклинали, с пологим погружением слоев от субгоризонтального до 20° , относимой к наиболее древним деформациям раннепротерозойского возраста. Смятие пород в синклинальную складку сопровождалось образованием синскладчатых разрывных нарушений в виде межслоевых поверхностей расланцевания.

В раннем рифее закладывается система северо-восточных нарушений рифтогенного Хайвергино-Кевактинского разлома, осуществлявшего контроль над эндогенными процессами в Тонодском районе с момента заложения и на протяжении всего рифея. По системе его нарушений внедрялись базиты чайского и гранитоиды язовского комплексов, развивались полихронные метасоматиты различной металлогенической специализации [Докембрий..., 1995]. По этим нарушениям, вероятно, обеспечивалось неоднократное поступление растворов в зону расланцевания призмковой части Михайловской синклинали на протяжении всего времени формирования золотого оруденения месторождения Чертово Корыто.

Дорудный пирит-пирротиновый парагенезис развивался, преимущественно, в виде вкрапленников штриховидной и точечной формы и гнездовых включений по плоскостям сланцеватости. При том, что этот парагенезис называют пирит-пирротиновым [Мартыненко и др., 1983 ф, Кучеренко и др., 2009 а], наличие, хоть и в очень небольших количествах, дорудного арсенопирита среди пирит-пирротиновых вкрапленников отмечается почти повсеместно, где развит этот парагенезис. Ассоциация самородного золота и раннего арсенопирита не установлена [Кучеренко и др., 2007 ф].

На рудном этапе происходило неоднократное образование разрывных нарушений. Наиболее ранние из них имеют простую форму, согласны слоистости или образуют с ней острый угол. С их образованием сопряжен метасоматизм березитовой формации. После образования березитовых зон на рудном этапе вновь инициируются тектонические подвижки с образованием многочисленных трещин отрыва с пологим залеганием и трещин скола с углами падения $35-45^\circ$ [Кучеренко и др., 2009 а]. Трещины скола ориентируются преимущественно в двух направлениях $240-260^\circ$ и $130-200^\circ$ [Мартыненко, 2001 ф]. Все перечисленные разрывные нарушения рудного этапа выполнены продуктивными телами с кварцем, арсенопирит-пирит-пирротиновым парагенезисом и золотом. Их размеры варьируют от микропрожилков в 1 мм толщиной и 5 мм протяженностью до крупных жил с простиранием на многие десятки метров и толщиной в десятки сантиметров.

По представлению И.В. Кучеренко и др. раскрытие разнообразных трещин субсогласных с плоскостями сланцеватости происходило в боках рудоподводящего канала при их вертикальных движениях вдоль сместителя. Само тело крутопадающего разлома диагностируется по слабопроницаемым зонам тонкого рассланцевания без рудной минерализации. Но, оно сопровождается многочисленными трещинами скола – хорошими проводниками флюидопотоков [Кучеренко и др., 2009 а].

Галенит, халькопирит и сфалерит распространены чрезвычайно локально и отмечаются лишь в знаковых количествах. Их проявление предварялось интенсивным дроблением пород и образованием многочисленных трещин, заполненных впоследствии кварц-карбонатными прожилками. С этими прожилками, завершающими процесс гидротермального минералообразования на месторождении, и связан галенит-халькопирит-сфалеритовый парагенезис. На участках его проявления происходит переотложение и укрупнение золота.

В целом на месторождении явно доминирует полихронная сульфидная минерализация в субгоризонтальных и пологих нарушениях, от микроразрывов до протяженных трещин, наследующих ориентировку древней сланцеватости напластования. Значительно меньше распространены сульфидные прожилки с более крутым погружением — это прожилки,

выполняющие трещины скола с углами падения 35-45°, в зоне рудоподводящего нарушения угол падения прожилков возрастает до 60°.

3.1.6. Распределение золота

Основой для изучения распределения Au в минерализованной зоне и последующих интерпретационных выводов по его поведению в рудообразующей системе послужили, полученные различными методами, результаты аналитических исследований: авторские и заимствованные из опубликованных работ. Распределение Au в УВ-метасоматитах изучалось автором, определения проводились методом НАА с чувствительностью 0,1 мг/т в лаборатории радиохимии и нейтронно-активоционного анализа НИТПУ аналитиком В.Г. Меркуловым. Исследования по содержанию Au на периферии месторождения и его распределению в неоднородностях метасоматического ореола, вмещающего рудные тела, выполнены И.В. Кучеренко и др. (2008) по данным метода атомной абсорбции с чувствительностью 0,1 мг/т. Структурирование ореола промышленных содержаний Au и геометризация рудных тел осуществлялась по результатам метода пробирного анализа с чувствительностью 0,1 г/т [Верхозин и др., 2007 ф; Гаврилов и др., 2009].

Даже на самых удаленных флангах месторождения, где проводилось разведочное бурение, выявлено надфоновое обогащение Au всех пород, независимо от их литологического состава в сравнении со стандартом слюдяных сланцев Геологической службы США (1,1 мг/т) [Аношин, 1977] и осадочными породами в целом (1 мг/т) [Виноградов, 1962]. В силу того, что распределение Au в породах месторождения отвечает логнормальному закону, приводятся сведения по его средним геометрическим и арифметическим содержаниям (хг (x), мг/т): разнозернистые песчаники – 2,2 (2,3); тонко-мелкозернистые песчаники – 4,1 (43.6); алевролиты – 2,9 (8,2); аргиллиты – 2,6 (2,9) [Кучеренко и др., 2008]. В составе удаленных от рудной зоны пород имеется некарбонатный углерод в количестве 0,09–0,39 мас. % и минимальное (до 10 %) количество новообразованных минералов рудного этапа [Кучеренко и др., 2008]. Наличие углеродной минерализации и минерализации рудного этапа, хоть и в небольших количествах не позволяет с полной уверенностью утверждать, в какое время происходило обогащение периферийных пород Au. Связано ли это с дорудным углеродным метасоматизмом или рудным этапом, или же какая то часть углерода имеет осадочное происхождение и, как и для большинства углеродистых сланцев, имеет место сингенетичное обогащение Au [Ketris, Yudovich, 2009].

Некоторое разъяснение этого вопроса дают результаты по исследованию УВ-метасоматитов. В первичных *УВ-метасоматитах*, в которых массовое количество метасоматического некарбонатного углерода возрастает до 1,58–1,90 мас. % [Кучеренко и др., 2008] и отсутствуют признаки изменений рудного этапа, обнаруживается заметное увеличение содержаний Au (табл. 14): 8,9 (14,0), здесь в той же последовательности показано среднее геометрическое и арифметическое содержание. Применительно к этим исследованиям с гораздо большей определенностью можно предполагать первичное обогащение золотом в ходе дорудного углеродного метасоматоза.

Таблица 14. Содержание Au, Ag (мг/т) и As (г/т) в УВ-метасоматитах

Первичные УВ-метасоматиты									
№ образца	301-27,9	301-32,7	301-45,1	301-126,5	303-99,7	304-37,6	304-87,4	304-110,1	305-121,9
Au	9,0	19,0	7,8	15,4	48,3	10,9	11,9	1,9	1,5
Ag	511	40	578	155	100	1375	89	867	319
As	121,05	18,16	4,20	178,28	37,45	147,20	38,75	28,90	40,26
Вторичные УВ-метасоматиты									
№ образца	304-40.4	304-40.5	304-75.0	305-39.3	306-44.2	306-51.2	306-52.5	307-59.5	307-71.8
Au	64,0	57,3	8,5	0,9	19,0	238	1583,0	6,1	10,2
Ag	219	159,0	576	496	1440,0	677	2260,0	330,0	40,0
As	29812.6	8035.4	1309.7	8967.1	18400	4816.5	8648.1	402.64	280.33

Примечание. Анализы методом нейтронной активации выполнены в лаборатории Радиохимии и нейтронно-активационного анализа ФТИ ТПУ. Аналитик Меркулов В.Г.

Вторичные УВ-метасоматиты имеют на порядок большие (для среднего арифметического) содержания Au, чем первичные – 28,5 (220,8). Вероятно, это обусловлено тем, как они диагностировались: среди поляризующихся углеродных метасоматитов они отобраны по ураганным содержаниям As (см. табл. 14), обусловленным рудной арсенопиритовой минерализацией. Поэтому в эту выборку попали образцы, отражающие, главным образом, процессы концентрирования Au (за исключением обр. 305-39,3).

Более полное представление о поведении Au в углеродсодержащих породах, подверженных изменениям на рудном этапе, складывается с привлечением результатов И.В.

Кучеренко и др. (2008) Как уже говорилось ранее, эти исследователи определяют породы с углеродной минерализацией в качестве образований фронтальной зоны, выделяемой ими метасоматической формации березитов. В настоящей работе они рассматриваются под названием «слабоизмененные породы», как продукты самостоятельного дорудного метасоматизма, утратившие поляризационные свойства в силу развитой в них рассеянной карбонатной минерализации на рудном этапе. Оценка распределения Au в гидротермально измененных породах с углеродной минерализацией осуществлялась на подрудном, рудном и надрудном уровнях штучным и секционным способом отбора проб (табл. 15). Высокие содержания, полученные в результате секционного опробования, вероятнее всего связаны с влиянием рудных интервалов, охваченных секциями пробоотбора. При штучном опробовании надрудного интервала результат практически совпадает с данными по первичным УВ-метасоматитам, на подрудном уровне в сравнении с ними наблюдается почти двукратное увеличение среднего арифметического при аналогичном уменьшении среднего геометрического содержания Au. Такое распределение Au в подрудном пространстве можно объяснить влиянием двух факторов: дополнительным поступлением Au в минералообразующую систему, что сказалось на увеличении среднего арифметического содержания; более контрастным его перераспределением – обогащением одних участков за счет других, вызвавшим уменьшение среднего геометрического содержания.

Таблица 15. Распределение золота в породах с углеродной минерализацией, преобразованных на рудном этапе, по [Кучеренко и др., 2008]

Способ опробования	Уровни		
	Подрудный	Рудный	Надрудный
Штучное	<u>5,4 (25,7)</u>	<u>41,5 (140,7)</u>	<u>7,1 (13,4)</u>
	19	56	32
Секционное скопловое	<u>50,0 (208,8)</u>	<u>759,2 (1505,3)</u>	<u>11,0 (159,1)</u>
	162	440	289

В числителе хг (х), в знаменателе число проб.

Многokратное увеличение содержаний Au в тыловых зонах метасоматической колонки рудного этапа: 16,0 (82,7) в хлоритовой зоне и 22,1 (93,5) – в березитовой [Кучеренко и др., 2008] притом, что концентрирование Au до промышленных содержаний всегда происходило

обособленно от тыловых зон, вероятно, тоже отражает его дополнительное поступление на рудном этапе.

Продуктивные интервалы развиты среди пород с углеродной минерализацией, золото связано с многочисленными маломощными кварцевыми жилами и прожилками и сульфидами арсенопирит-пирит-пирротинового парагенезиса. Жильно-прожилковая золото-кварц-сульфидная минерализация проявлена в разнообразных по происхождению трещинах зоны дробления, без признаков околожильного метасоматизма [Кучеренко и др., 2008]. Отсутствуют геологические границы рудных тел, их геометрия осуществлялась только по результатам непрерывного опробования в зависимости от геолого-экономических кондиционных показателей (рис. 48) [Гаврилов и др., 2009].

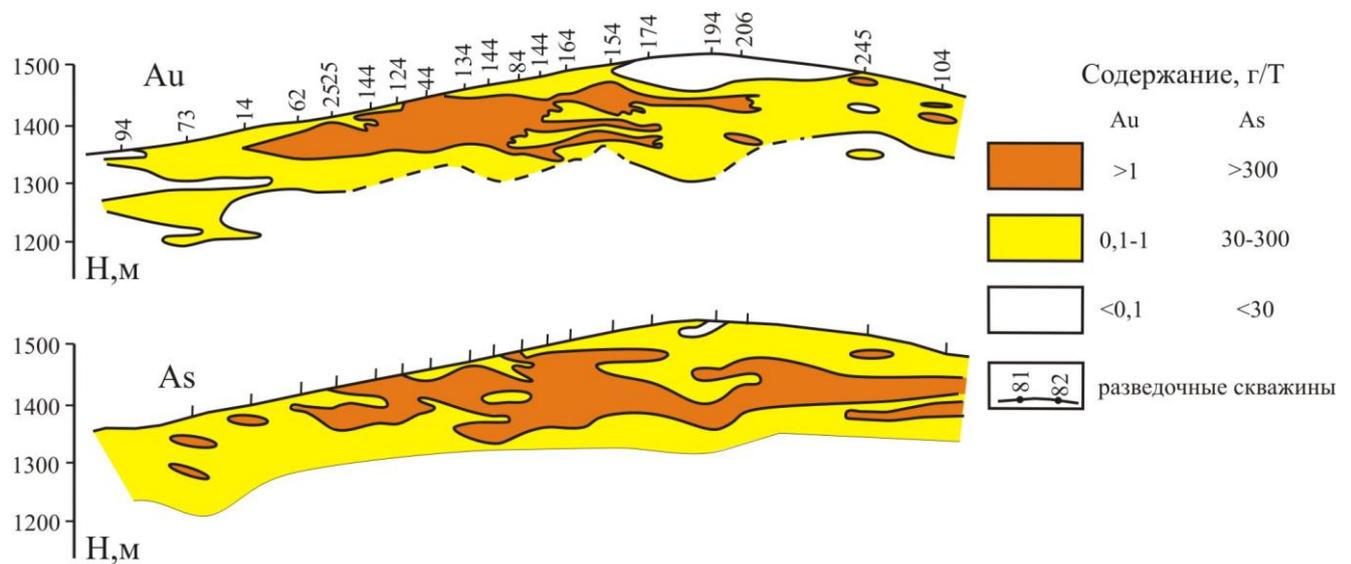


Рис. 48. Ореолы Au и As в продольном сечении минерализованной зоны месторождения Чертово Кoryто (по Гаврилову и др., 2009).

Можно только отметить, что в пределах выделяемых рудных тел заметно увеличивается интенсивность дробления пород и насыщенность кварц-сульфидной прожилковой и вкрапленной минерализацией.

3.1.7. Физические свойства метасоматитов и проявление в геофизических полях

Теперь, когда достаточно подробно охарактеризованы минералогический состав метасоматитов, геохимия петрогенных и микроэлементов в них, на этой основе можно рассмотреть, как вещественные преобразования пород в рудообразующей системе влияли на вариативность их физических свойств и распределение ЕРЭ. В таблице 16 приведены

физические свойства метасоматитов и показано распределение в них радиоактивных элементов.

УВ-метасоматиты. Главным физическим свойством УВ-метасоматитов, по которому они отличаются от всех остальных пород месторождения, является высокий электродный потенциал (ЭП) углеродного вещества (графита), и как следствие, способность создавать интенсивные отрицательные аномалии в естественном электрическом поле (ЕП). В других породах электродным потенциалом обладают только сульфиды, если они имеются в составе. Преимущественно вкрапленная или мелкопрожилковая структура сульфидной минерализации не наделяет породу в целом способностью к естественной электрохимической поляризации. Поэтому сульфидизированные породы без графитовой минерализации не создают интенсивных отрицательных ЕП-аномалий.

Таблица 16. Физические свойства и радиогеохимический состав * метасоматитов

№ образца	U 10 ⁻⁴ %	Th 10 ⁻⁴ %	K %	Th/U	ЭП мВ	σ г/см ³	χ 10 ⁻⁵ ед. СИ
Первичные УВ-метасоматиты							
304-37.6	7.07	32.74	5.29	4.65	320	2.49	4
304-87.4	7.52	30.22	3.57	4.01	344	2.59	7
304-110.1	10.12	35.26	5.46	3.48	271	2.59	16
305.121.9	7.37	26.0	3.98	3.53	156	2.67	17
301-27.9	18.61	38.14	4.94	2.05	215	2.74	26
301-32.7	19.22	45.41	5.99	2.36	260	2.76	11
301-45.1	15.42	31.18	5.12	2.02	233	2.78	29
301-126.5	9.25	24.53	2.65	2.65	150	2.71	23
303-99.7	9.05	17.06	3.21	1.89	182	2.73	35
Вторичные УВ-метасоматиты							
304-40.4	3.65	16.33	–	4.47	220	2.84	11
304-40.5	1.00	7.29	–	7.29	130-180	2.75	11
304-75.0	6.38	34.86	6.93	5.46	230	2.59	14
305.39.3	4.2	9.38	0.97	2.23	220	2.76	23
306-44.2	5.63	57.67	–	10.24	190	–	13
306-51.2	2.79	16.05	1.34	5.75	312	2.75	9
306-52.5	2.49	12.21	0.58	4.90	175	2.64	5
Березиты							
82-48.0	2.48	6.19	0.65	2.5	0	2.91	93
82-48.5	5.07	9.29	1.3	1.83	0	2.89	55
82-49.0	2.96	9.42	1.93	3.18	0	2.85	23
83-166.0	6.91	17.42	2.02	2.52	0	–	170
84-65.7	4.47	6.05	4.49	1.35	0	–	66
84-100.5	1.87	8.89	0.88	4.75	0	–	810
85-68.1	4.23	6.16	4.94	1.46	0	–	49
85-68.4	4.26	5.93	3.98	1.39	0	2.88	270
85-73.3	1.11	4.90	2.00	4.41	0	2.87	91
85-73.5	3.95	6.34	1.71	1.60	0	2.91	110
85-73.7	7.55	18.5	1.04	2.45	0	2.89	140
85-74.1	–	5.146	1.52	–	0	–	180
86-26.3	8.45	15.54	1.94	1.84	0	2.79	96
86-28.7	5.03	18.15	1.22	3.61	0	2.98	150

Примечание:* Содержания U, Th, K определялись методом нейтронной активации в лаборатории Радиохимии и нейтронно-активационного анализа ФТИ ТПУ. Аналитик Меркулов В.Г.

Другое, достаточно характеристическое, свойство УВ-метасоматитов — это низкая магнитная восприимчивость, сопоставимая с неизменными породами, а во многих образцах, даже меньшая. Это притом, что они несут достаточно обильную (в условиях месторождения) сульфидную минерализацию. Как уже говорилось выше, по составу сульфидов они разделяются на первичные с преимущественно пиритовой минерализацией и вторичные, с пирит-арсенопиритовой сульфидной ассоциацией. Низкая магнитная восприимчивость и тех, и других указывает на отсутствие среди сульфидов моноклинного пирротина (см. табл. 16).

Однако, хотя сами первичные УВ-метасоматиты и не содержат моноклинный пирротин, его одновременное с ними образование, вероятно, происходило в сопряженных зонах. В пользу такого предположения можно привести следующие факты.

1. Наличие вкрапленного первичного (а не псевдоморфного по пириту) пирротина, проявленного по плоскостям субгоризонтальной сланцеватости на раннем этапе развития месторождения.

2. Зональное расположение одинаковых по размеру и форме аномалий ЕП и ΔТ в южной части месторождения при том, что не вызывает сомнения связь аномалии ЕП с первичными УВ-метасоматитами (см. рис. 26–28).

Что касается вторичных УВ-метасоматитов, то в их составе достаточно часто встречается немагнитная гексагональная модификация пирротина. Наличие гексагональных пирротинов явление, по-видимому, достаточно распространенное: на месторождении Советском они установлены в составе УВ-метасоматитов [Русинова и др., 1999], достаточно широко представлены и на месторождении Благодатное [Сазонов и др., 2014] (оба месторождения расположены в Енисейском кряже).

Наиболее дифференцированы УВ-метасоматиты по плотности и содержанию радиоактивных элементов. Их плотность по сравнению с исходными породами существенно изменяется в сторону, как меньших (до 2.49 г/см³), так и больших (до 2.84 г/см³) значений (см. табл. 4, 16). Среди первичных разновидностей менее плотные кварц-серицитовые метасоматиты (обр. 304-37.6, 304-87.4, 304-110.1, 305.121.9), а более плотные – серицит-хлоритовые (301-27.9, 301-32.7, 301-45.1, 301-126.5, 303-99.7), все вторичные УВ-метасоматиты характеризуются преимущественно повышенной плотностью.

В целом этим метасоматитам свойственны аномальные концентрации ЕРЭ, однако, в их первичных и вторичных разновидностях обнаруживаются существенные различия в распределении радиоактивных элементов, вплоть до противоположных тенденций. Сконцентрированы радиоактивные элементы, главным образом, в первичных УВ-метасоматитах: в них содержания всех ЕРЭ в разы больше, чем во вторичных разновидностях; но, и среди последних встречаются образцы с аномально высокими содержаниями. Средние

значения Th/U отношения в первичных метасоматитах почти в два раза меньше, чем во вторичных – 2.96 и 5.76 соответственно. При этом в первичных метасоматитах обнаруживается закономерное уменьшение Th/U отношения по мере концентрирования этих элементов, а во вторичных, – наоборот: в немногочисленных пробах с аномальными содержаниями ЕРЭ высоки и Th/U отношения.

В неоднородностях первичных метасоматитов обнаруживается обратная связь между плотностью и Th/U отношением (см. табл. 16). В координатном поле Th-U они образуют два отчетливо выраженных корреляционных тренда (рис. 49 а). После того, как по данным НАА было установлено, что в кварц-серицитовых и серицит-хлоритовых неоднородностях первичных УВ-метасоматитов корреляционная связь между Th и U формулируется разными уравнениями регрессии, связь между этими же элементами была проанализирована по данным полевой гамма-спектрометрии. Для анализа отбирались результаты только тех измерений, которые проводились в пределах интенсивных отрицательных аномалий ЕП. Те же два корреляционных тренда, что были обнаружены по результатам НАА на образцах, не так отчетливо, но все-таки просматриваются и по данным гамма-спектрометрии (рис. 49 б). Более «размытое» в этом случае поле корреляции Th-U, вероятно, обусловлено тем, что аномалии ЕП могут создаваться как первичными, так и вторичными УВ-метасоматитами, а образование этих метасоматитов, как уже было показано выше, сопровождалось разным поведением U и Th.

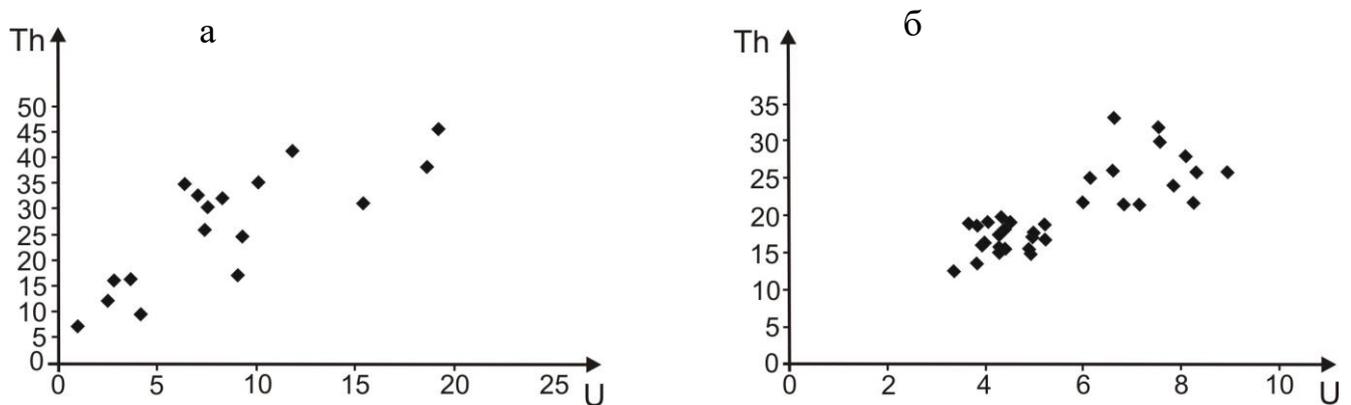


Рис. 49. Поля корреляции содержаний U и Th в углеродных метасоматитах по результатам нейтронно-активационного анализа (а) и гамма-спектрометрии (б).

Пояснения в тексте.

УВ-метасоматиты и первичные, и вторичные, как уже отмечалось в начале их описания, создают интенсивные отрицательные аномалии естественной электрической поляризации. Будучи практически неразличимыми в поле ЕП (см. рис. 28 а), эти метасоматитические разновидности неодинаково проявляются в гамма-спектрометрических полях

(рис. 29). Первичным УВ-метасоматитам характерны, хорошо коррелируемые между собой, интенсивные ореолы накопления U, Th и K, а вторичным – свойственны глубокие минимумы в поле распределения U, что обусловлено его предпочтительным выносом на рудном этапе.

Березиты и слабоизмененные породы. Собственно, березиты располагаются в тыловой зоне метасоматической колонны и представляют конечный продукт метасоматизма на рудном этапе с наиболее глубоким преобразованием вещественного состава пород, по которым он проявился. Мощность березитовых зон невелика и составляет многие сантиметры, вместе с альбитовой зоной – десятки сантиметров, с хлоритовой зоной – многие метры. Объекты таких размеров, даже с учетом хлоритовой зоны не могут создавать значимых аномальных эффектов в геофизических полях 1:10000 масштаба.

В то же время, на рудном этапе, под воздействием метасоматизма оказались огромные объемы горных пород. Преобразования их вещественного состава были не столь выразительными, как у березитов, но вполне достаточными для существенного изменения физических свойств и перераспределения ЕРЭ, что повлекло за собой создание или разрушение аномалий в соответствующих физических и радиогеохимических полях.

Хотя доля березитов в общей метасоматической колонне чрезвычайно мала, и сами они практически не влияют на структуру физических полей (1:10000 масштаба), их физические свойства должны быть изучены не менее детально, чем у остальных пород. Это необходимо для того, чтобы иметь полное представление о петрофизике и радиогеохимии рудных метасоматитов, как единой природной структурно-системной целостности, характеризующейся определенным минералогическим и геохимическим составом, петрофизической зональностью, условиями формирования и пространственно-временными взаимоотношениями с другими геологическими образованиями, проявленными в ходе становления месторождения.

Березитам свойственна наиболее высокая плотность среди всех пород месторождения (см. табл. 16), что хорошо согласуется и с их повышенной основностью (см. табл. 8), и минеральным составом с большой долей достаточно плотного анкерита. По магнитной восприимчивости они не намного превосходят как исходные породы, так и УВ-метасоматиты: у половины образцов имеющейся выборки $\chi < 100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, из оставшихся, большая часть имеет $\chi < 200 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Тем не менее, встречаются отдельные образцы и с высокой $\chi = 810 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Низкая магнитная восприимчивость березитов и сравнительно невысокие содержания As, притом, что на этапе их образования As привносился в систему минералообразования, можно объяснить подавлением процессов сульфидообразования в условиях очень высокой фугитивности углекислоты. Поэтому существующая дисперсия плотности в березитах вероятнее всего связана с различной долей в их составе анкерита, а не

сульфидов. Определенное влияние способен оказывать рутил, доля которого в их составе может достигать 8%.

Большинство березитов содержат наименьшие количества Th и U по сравнению со всеми другими породами месторождения, хотя в них же наблюдаются наибольшие концентрации REE. Несколько парадоксальным выглядит тот факт, что им свойственны и самые высокие отношения La/Yb и LREE/HREE, и самые низкие Th/U-отношения. Около 25% образцов имеют достаточно высокие содержания Th и U – это пробы: 83-166.0; 85-73.7; 86-26.3 и 86-28.7. Характерно, что в этих же образцах по сравнению с остальными березитами резко уменьшаются отношения La/Yb и LREE/HREE. При достаточно высокой корреляционной связи между Th и U ($r = 0.69$), наблюдается обратная связь между Th и K ($r = -0.4$). Размеры зон выноса Th и U, особенно U, значительно превышают размеры самих березитов. Наиболее отчетливо проявлена зона выноса U в южной части рудного тела, где она теснейшим образом ассоциирует с зоной самых магнитных образований рудного этапа (см. рис. 27, 29). При этом не обнаруживается заметного удаления K: в самих березитах и на прилегающих к ним участках выноса актиноидов наблюдаются и высокие концентрации K, и самые высокие K/Th-отношения. То есть, чем интенсивнее проявлялся гидрокарбонатный метасоматизм рудного этапа с серицитовой минерализацией, тем активнее выносились Th и U.

Очевидно, что образование березитов происходило в условиях резкого нарастания фугитивности углекислоты в растворе с последующим связыванием ее в твердой фазе. В свою очередь интенсивное образование карбонатных минералов не могло не сказываться на устойчивости элементов, мигрирующих в карбонатных комплексах. Но, если образование березитов явилось причиной для массового выпадения REE, то на устойчивость EPЭ в растворе оно повлияло несущественно, их связывание в твердой фазе было частичным, очень незначительным.

Пониженные значения Th/U-отношений в березитах, возможно, обусловлены составом растворов, обогащенных ураном в большей мере, чем торием. Такое обогащение, преимущественно U, происходило за счет УВ-метасоматитов. Сравнивая Th/U-отношения в двух группах УВ-метасоматитов, видно, что при образовании вторичных разновидностей U выносился интенсивнее, чем Th (см. табл. 15), что и сказывалось на соотношении этих элементов в березитах.

По немногочисленным пробам березитов с высоким содержанием EPЭ можно предполагать, что метасоматические растворы содержали в достаточном количестве не только редкоземельные, но и радиоактивные элементы. Низкие содержания EPЭ в большинстве проб объясняются их высокой устойчивостью в растворе и выносом за пределы тыловых зон кварц-серицит-карбонатного метасоматизма. В этих метасоматитах разделение редкоземельных и

радиоактивных элементов проявилось в максимальной мере. Появление разновидностей с повышенным содержанием ЕРЭ, вероятно, обусловлено их образованием в локальных структурных ловушках с вынужденной разгрузкой растворов.

Таблица 17. Физические свойства и радиогеохимический состав * слабоизмененных пород

№ образца	Порода	U 10 ⁻⁴ %	Th 10 ⁻⁴ %	K %	Th/U	χ 10 ⁻⁵ ед. СИ	ЭП мВ
81-42.9	углеродизированный аргиллит с карбонатной минерализацией	14.05	42.9	7.46	3.02	40	0
81-49.5	песчаник	5.28	12.11	2.01	2.29	71	0
81-54.9	песчаник	6.03	12.49	5.75	2.07	70	0
81-69.5	песчаник	10.19	29.38	2.31	2.88	28	0
81-116.2	алевролит	0.71	12.59	2.34	17.73	150	0
81-123.9	углеродизированный аргиллит	16.41	40.84	5.15	2.49	330	0
82-10.0	песчаник	5.74	14.46	4.22	2.52	1	0
82-50.0	песчаник	4.36	3.71	2.52	0.85	92	0
84-18.3	песчаник	6.27	12.49	4.02	1.99	23	0
85-53.6	песчаник карбонатизированный	1.24	13.06	1.42	10.53	57	0
85-66.3	углеродизированный аргиллит	0.45	9.28	3.56	20.62	140	0
85-67.5	углеродизированный аргиллит	6.3	16.3	3.64	2.59	200	0
86-93.3	алевролит	1.04	11.07	2.25	10.64	200	0
86-97.0	углеродизированный аргиллит с сульфидами	3.54	20.0	1.86	5.65	310	0
87-48.3	песчаник с сульфидами	3.36	21.09	-	6.28	370	0
87-75.5	углеродизированный аргиллит с сульфидами	6.28	15.08	6.05	2.4	830	0
87-110.5	углеродизированный аргиллит с сульфидами	4.88	17.49	6.30	3.58	570	0
89-37.5	углеродизированный аргиллит с сульфидами	8.96	17.17	4.01	1.92	51	0

Примечание:* Содержания U, Th, K определялись методом нейтронной активации в лаборатории Радиохимии и нейтронно-активационного анализа ФТИ ТПУ. Аналитик Меркулов В.Г.

Вынос радиоактивных элементов, вероятнее всего, осуществлялся в слабоизмененные породы и за пределы минералообразующей системы месторождения. Первое предположение сделано на основе результатов НАА и гамма-спектрометрических наблюдений (табл. 17, см. рис. 29). Результаты НАА и гамма-спектрометрии хорошо дополняют друг друга. Гамма-спектрометрические исследования объясняют, почему в слабоизмененных породах рудного этапа, независимо от их литологического состава, так сильно варьируют Th/U-отношения – это результат зонального накопления Th и U относительно их зоны выноса. В свою очередь материалы НАА, проведенного по образцам коренных пород, позволяют быть уверенным, что зональное распределение Th и U во вторичных ореолах рассеяния не связано с гипергенным фракционированием этих элементов, а наследуется от первичных ореолов эндогенного

происхождения. Предположение о частичном выносе Th и U за пределы системы минералообразования базируется на данных радиометрической съемки Артемьевского рудного поля [Баженов и др., 1981 ф]. Продуктивный участок месторождения, включающий и зону выноса Th и U, и фронтальные ореолы их накопления, весь целиком проявлен в пониженных значениях мощности экспозиционной дозы (МЭД) (см. рис. 28 б).

И березиты, и углеродизированные боковые породы со слабовыраженной карбонатной минерализацией утратили способность к электрохимической поляризации (ЭП равны нулю) и созданию отрицательных аномалий ЕП (см. рис. 28 а).

3.1.8. Сульфидная минерализация: распределение и магнитная анизотропия

Наличие или отсутствие моноклинного пирротина (единственного представителя класса ферромагнетиков на месторождении) в сульфидных парагенезисах решающим образом сказывалось на магнитных свойствах полихронных гидротермально-метасоматических пород. В силу того, что арсенопирит является единственной формой соединения мышьяка, то распределение этого элемента в плане и разрезах позволяет объективно оценить распространенность арсенопирита в породах и рудах месторождения.

Распределение пирротина, арсенопирита и золота в минерализованной зоне. Основой для оценки распределения моноклинного пирротина (в дальнейшем просто пирротина) в минерализованной зоне месторождения послужили результаты измерений магнитной восприимчивости пород по керну разведочных скважин с интервалом между точками наблюдения 25-30 см. При этом делалось допущение о постоянстве χ пирротина и прямой связи между магнитной восприимчивостью породы и его содержанием в ней.

Неизменные породы за пределами минерализованной зоны или пиритизированные породы ее внешней части, метапесчаники и метаалевролиты михайловской свиты, практически немагнитные и создают безаномальное поле значений χ от $20 \cdot 10^{-5}$ до $50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. На этом фоне породы и руды минерализованной зоны выделяются более высокой и неоднородной магнитной восприимчивостью со значениями от $5 \cdot 10^{-5}$ до $1500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (рис. 50). Месторождение характеризуется сложно дифференцированной структурой магнитных неоднородностей, в распределении которых наблюдается закономерная зональность. Дифференциация заключается в субпараллельном чередовании высоко- и слабомагнитных пласто- и линзообразных тел. В совокупности они объединяются в аномально магнитную толщу пород, погружающуюся под углами $10-15^\circ$ в запад-юго-западном направлении. Наиболее

магнитные породы сосредоточены в нижней части толщи, а золоторудная минерализация тяготеет к ее средней и верхней части.

В отличие от пирротиновой, максимумы арсенопиритовой минерализации совпадают с положением рудных интервалов, что и предопределяет высокую корреляцию золота с мышьяком [Гаврилов и др., 2009]. Но, важно отметить, что обильная арсенопиритовая минерализация присутствует и в южном, непродуктивном блоке месторождения в связи с вторичными УВ-метасоматитами (см. рис. 48).

Теснейшая связь ареалов золотой и арсенопиритовой минерализации и их отчетливая обособленность от наиболее магнитных образований в пределах продуктивного блока месторождения позволяют предполагать закономерную локализацию золоторудных интервалов в общей сульфидной зональности и в частной петромагнитной зональности.

Магнитная анизотропия сульфидной минерализации. Очевидная парагенетическая связь между золотой и пирротиновой минерализациями, безусловно, делает магнитометрию одним из ведущих методов геофизической разведки. Однако, при совместном анализе петромагнитных разрезов с полями ΔT и ΔZ (см. рис. 27, 50) возникли вопросы в связи с не совсем обычным проявлением пирротиновой минерализации в магнитном поле.

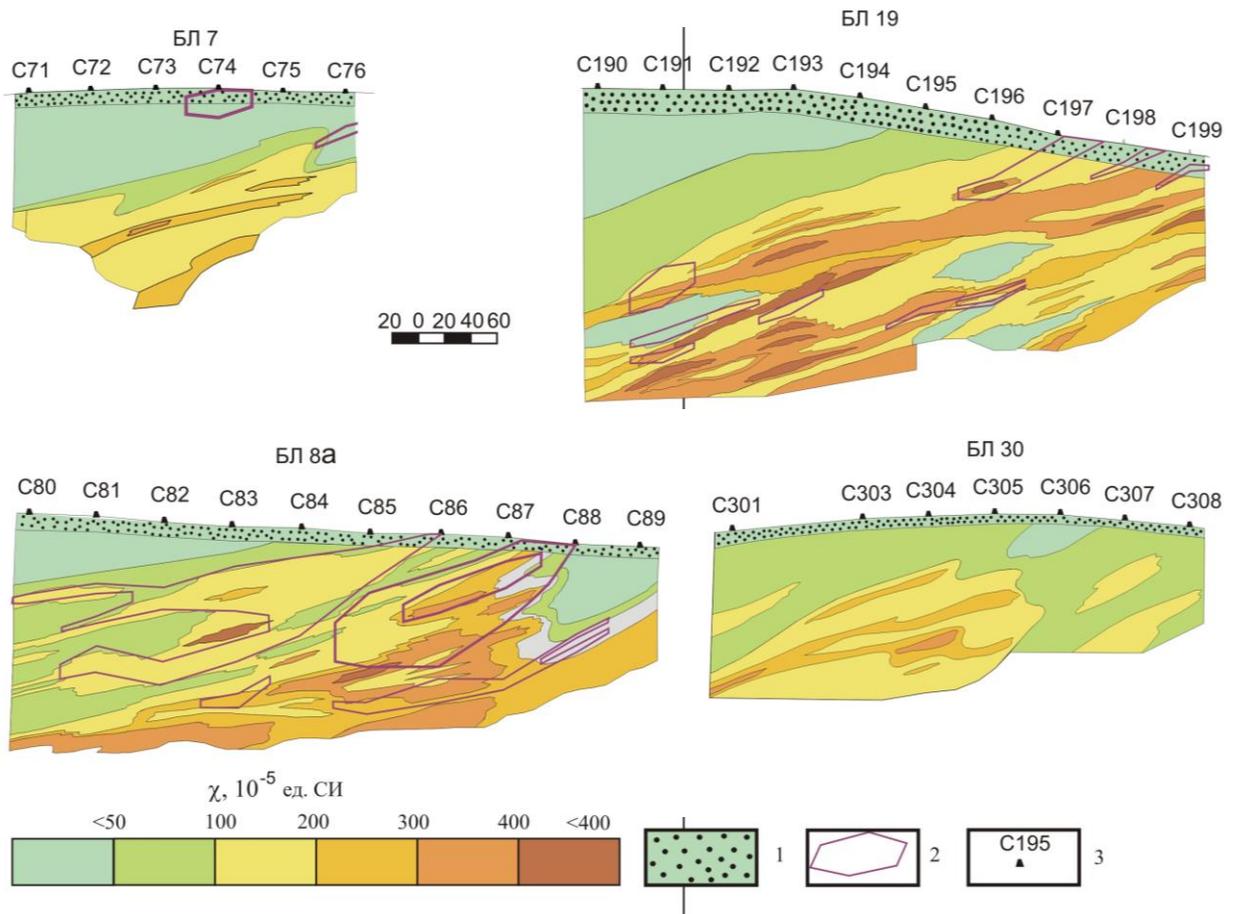


Рис. 50. Поперечные петромагнитные разрезы минерализованной зоны месторождения Чертово Кoryто.

1 – зона окисления; 2 – рудные тела; 3 – разведочные скважины. Положение буровых линий, по которым строились разрезы, показано на рис. 27.

1. Магнитные образования прослеживаются во всей рудовмещающей минерализованной зоне: в северном продуктивном и южном непродуктивном блоках. При этом продуктивный блок проявлен в отрицательных значениях обоих магнитных параметров, а непродуктивный – в их положительных значениях.

2. Обращает на себя внимание положение «нулевой» линии диполя: с геофизической точки зрения она проходит через центр минерализованной зоны, где сосредоточены породы с самыми высокими магнитными восприимчивостями; с геоморфологической – она протягивается через вершину горы, в которой залегают магнитные массы.

3. В поле ΔT намного отчетливее, чем в поле ΔZ , просматривается рудовмещающая минерализованная зона, особенно ее выход на дневную поверхность, и дипольная структура создаваемой ею аномалии.

4. В свою очередь, в ΔZ -аномалиях значительно лучше проявлен тектонический элемент месторождения, интерпретируемый как рудоподводящий канал. Кроме того, в пределах рудовмещающей зоны в поле ΔZ наблюдается множество локальных линейных аномалий, отсутствующих в поле ΔT .

Решение этих вопросов может быть достигнуто только при детальном изучении неоднородности намагничения минерализованной зоны. По опыту других исследователей также становится ясно, что удовлетворительные результаты по математическому моделированию магнитных полей золоторудных месторождений можно получить только с учетом анизотропии магнитных свойств [Лебедь и др., 2006].

Природа магнитных аномалий месторождения подробно рассмотрена в работах [Колмаков и др., 2009, 2010б, 2010в, 2011а, 2011б; Соколов и др., 2010, 2011; Sokolov, Kolmakov, 2015]. Здесь излагаются основные результаты этих исследований и дополнительные результаты интерпретации, не вошедшие в ссылаемые публикации.

Изучение магнитных характеристик пород месторождения показало, что в их общей намагниченности остаточный компонент явно превалирует над индуктивным. Модуль естественной остаточной намагниченности J_n меняется от 0.12 до 11.92 А/м, при этом фактор Кенигсбергера (Q) меняется от 2.0 до 50.7 (табл. 18), имея среднюю величину 10.7.

Между магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью имеется прямая связь: коэффициент корреляции логарифмов этих параметров $r = 0.77$.

Вертикальное положение всех разведочных скважин позволило определить и один из угловых параметров J_n – наклонение (j). По наклонению остаточной намагниченности все

образцы отчетливо разделяются на две группы: с пологим и крутым намагничением. Породы с пологим намагничением имеют значительно большее распространение, они включают в свой состав дорудные и рудные метасоматиты и слабоизмененные породы, независимо от состава протолитов. Наклонение вектора J_n в них находится в пределах от 1 до 26° , при средней величине 12° .

Образцы с углами магнитного наклоения $37-46^\circ$ и $58-62^\circ$ отобраны соответственно либо среди пород, создающих линейные локальные аномалии ΔZ (скв. 74, 305 и 306), либо вблизи рудоподводящего канала (скв. 198 и 199) (см. рис. 27).

Обращает внимание близость значений углов наклоения j с углами погружения рудовмещающей минерализованной зоны и тектонических нарушений, развитых на месторождении. Для определения причин такого совпадения на отдельных образцах изучалась зависимость ориентировки вектора остаточной намагниченности от распределения сульфидных включений.

Все разнообразие в распределении сульфидных включений может быть сведено к трем структурно-морфологическим системам:

- пологие прожилки в субсогласных со сланцеватостью трещинах отрыва (№ 1);
- прожилки с крутым падением в секущих сланцеватость трещинах скола (№ 2);
- агрегаты зерен, вкрапленные в виде продолговатых мелких линз, по сланцеватости (№ 3).

В случаях, когда в образце присутствует только одна из перечисленных систем, вектор J_n контролируется плоскостью, в которой эта система проявлена. В таких образцах углы между нормальными к плоскостям и векторами остаточной намагниченности близки к 90° (табл. 19). Когда же в образце находятся две или все три системы, вектор J_n , как правило, не совпадает ни с одной из них. Вероятно, являясь векторной суммой компонентов разных систем, результирующий (измеряемый) вектор J_n занимает промежуточное положение, отклоняясь в сторону той из них, чей вклад больше.

Аналогичная подчиненность сульфидным системам наблюдается и в отношении анизотропии магнитной восприимчивости (рис. 51). В шлифе образца с вкрапленной сульфидной минерализацией хорошо видна закономерная ориентировка продолговатых гнездовых включений по плоскостям сланцеватости. При микроскопическом рассмотрении выяснилось, что и длинные оси кристаллов пирротина в гнездовом агрегате вытянуты в одном с ним направлении (см. рис. 51). Получается, что в пределах каждой системы вектор J_n или его компоненты, при наличии нескольких систем, ориентируются по линии легкого намагничивания вдоль основного направления длинных осей кристаллов – единственного направления намагничивания в пирротине [Новиков и др., 1988].

Таблица 18. Магнитные характеристики пород и руд

№ п/п	№ образца (порода)	J_n , А/м	Q	χ 10^{-5} , ед. СИ	j, град	№ п/п	№ образца (порода)	J_n , А/м	Q	χ 10^{-5} , ед. СИ	j, град
1	C74-28.3 (ал*)	0.57	50.7	25	41	24	C198-59.9 (ар)	0.76	19.1	89	1
2	C74-39.6 (ар)	0.71	9.2	173	37	25	C198-66.4 (ал)	0.61	11.7	118	23
3	C75-99.8 (п)	0.77	8.0	215	20	26	C198-75.1 (ал)	0.12	3.7	76	26
4	C83-152.0 (ар)	6.85	16.7	922	4	27	C198-126.2 (ар)	1.78	10.0	400	7
5	C85-17.9 (п)	2.53	16.7	340	2	28	C199-25.5 (п)	0.34	7.0	111	1
6	C85-32.9 (п)	1.90	2.8	1516	19	29	C199-32.7 (ал)	1.24	8.7	318	62
7	C85-68.1 (б)	0.63	4.2	335	8	30	C199-36.8 (ар)	5.66	14.4	879	18
8	C85-68.4 (б)	0.58	2.8	458	7	31	C199-40.8 (ар)	0.32	6.2	115	16
9	C85-74.1 (б)	0.78	4.0	437	14	32	C199-44.9 (ар)	11.92	34.7	770	46
10	C85-125.2 (ал)	0.55	4.1	302	28	33	C199-51.2 (ар)	2.24	5.7	884	18
11	C86-16.9 (ал)	0.67	20.2	75	4	34	C199-59.2 (п)	0.95	5.6	382	20
12	C86-21.8 (ар)	0.84	12.0	158	2	35	C199-66.0 (ал)	1.83	14.4	286	21
13	C86-28.7 (б)	0.13	2.0	140	25	36	C199-90.4 (п)	0.30	4.2	160	4
14	C87-26.5 (ар)	2.85	7.1	901	21	37	C199-102.9 (ар)	0.63	5.7	250	9
15	C87-38.3 (ал)	1.95	14.2	307	2	38	C301-116,6 (ар)	9.53	16.6	1287	14
16	C87-44.8 (ал)	2.52	7.8	725	10	39	C305-55.4 (ар)	1.33	7.8	382	45
17	C87-48.1 (ал)	0.73	14.8	110	4	40	C305-61.2 (ал)	0.61	4.2	323	18
18	C87-70 (б)	6.06	19.6	693	3	41	C305-106,6 (ал)	0.58	7.2	181	23
19	C197-28.2 (п)	0.32	24.8	29	5	42	C306-58.7 (ал)	0.16	3.1	116	41
20	C197-40.5 (ал)	0.62	10.6	131	5	43	C306-73 (ал)	0.29	6.0	111	9
21	C198-26.1 (ал)	4.06	6.6	1379	25	44	C307-26.2 (ар)	4.27	12.1	793	8
22	C198-32.1 (ар)	2.20	4.3	1155	58	45	C307-33.7 (б)	0.17	2.6	149	20
23	C198-44.1 (ал)	4.44	24.3	411	11	46	C307-55.5 (ар)	0.66	6.0	248	8

J_n – остаточная намагничённость, Q – коэффициент Кенигсбергера, χ – магнитная восприимчивость, j – наклонение остаточной намагничённости.

* ал – алеврит, ар – аргиллит, б – березит, п – песчаник.

Таблица 19. Ориентировки сульфидных прожилков и вкрапленников и остаточной намагниченности, по [Соколов, Колмаков и др., 2011]

№ Образца (кол-во систем)	№ системы	$n^{\wedge}Jn$, градусы	№ Образца (кол-во систем)	№ системы	$n^{\wedge}Jn$, градусы
C199-102.9 (3)	№1	131	C198-32.1 (2)	№1	145
	№2	108		№2	35
	№3	81	C199-36.8 (2)	№1	89
C199-51.2 (2)	№1	91		№2	68
	№2	104	C198-126.2 (2)	№1	60
C199-36.8 (1)	№1	89		№2	61
C83-152.0 (1)	№1	87	C199-66.0 (1)	№1	82
C305-106.6 (3)	№1	113	C198-59.9 (3)	№1	89
	№2	77		№2	102
	№3	88		№3	88
C75-99.8 (1)	№1	99	C301-116.6 (3)	№1	76
C74-39.6 (1)	№1	78		№2	84
				№3	76

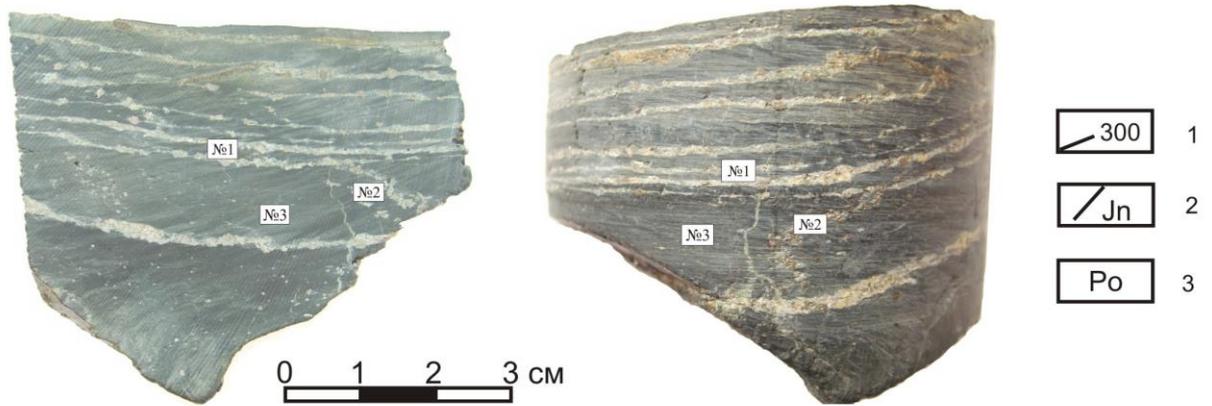
$n^{\wedge}Jn$ – угол между нормалью к прожилку и остаточной намагниченностью.

В работе [Tarling, Hrouda, 1993] указывается, что магнитная анизотропия отражает направление движения минералообразующих растворов. Это, вероятно, тем более справедливо для случаев, когда магнетизм связан с пирротинном, потому что рост кристаллов по его длинной оси происходит по направлению наименьшего сопротивления, которое совпадает с направлением движения растворов. В свою очередь анизотропия проницаемости сланцевых толщ обусловлена преимущественным продвижением растворов по различным трещинам разрывных нарушений и сланцеватости с резко ограниченной диффузией растворов в стенки каналов.

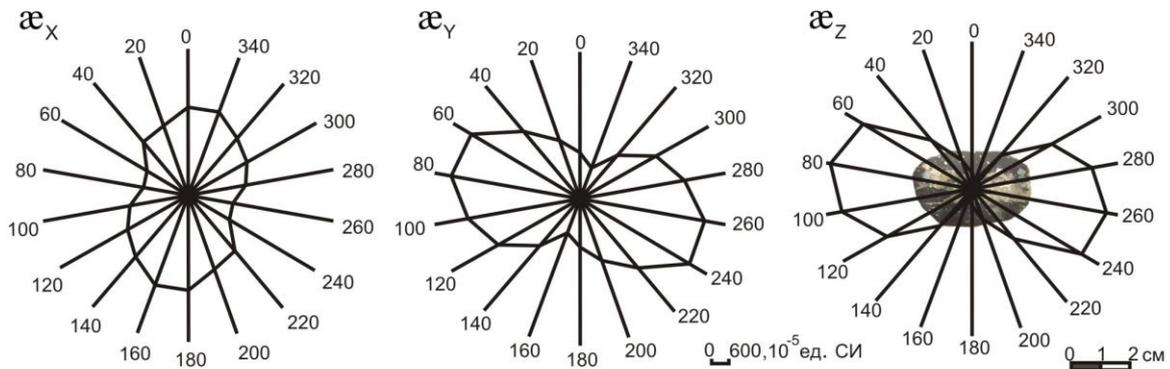
Более распространенная на месторождении минерализация во вкрапленниках и пологих прожилках, связанная со сланцеватостью и субсогласными с нею трещинами отрыва, обусловила доминирование пологого остаточного намагничивания пород и руд. В силу явного (на порядок) превосходства остаточной намагниченности над индуктивной намагниченностью, вкладом последней можно пренебречь. Отсюда становится понятным влияние геоморфологического фактора на структуру поля: ограниченная современными формами

рельефа, почти горизонтально намагниченная минерализованная зона, естественно, проявляется в дипольной аномалии с «нулевой» линией, проходящей через вершину водораздела. Таким образом, получены ответы на первые два вопроса, поставленные в отношении структуры магнитного поля. Для ответа на два оставшихся вопроса необходимо определиться с азимутами намагничения пологозалегающих и крутопадающих тел и обратиться к формулам определения ΔZ - и ΔT -аномалий от тел с наклонным намагничением.

А



Б



В

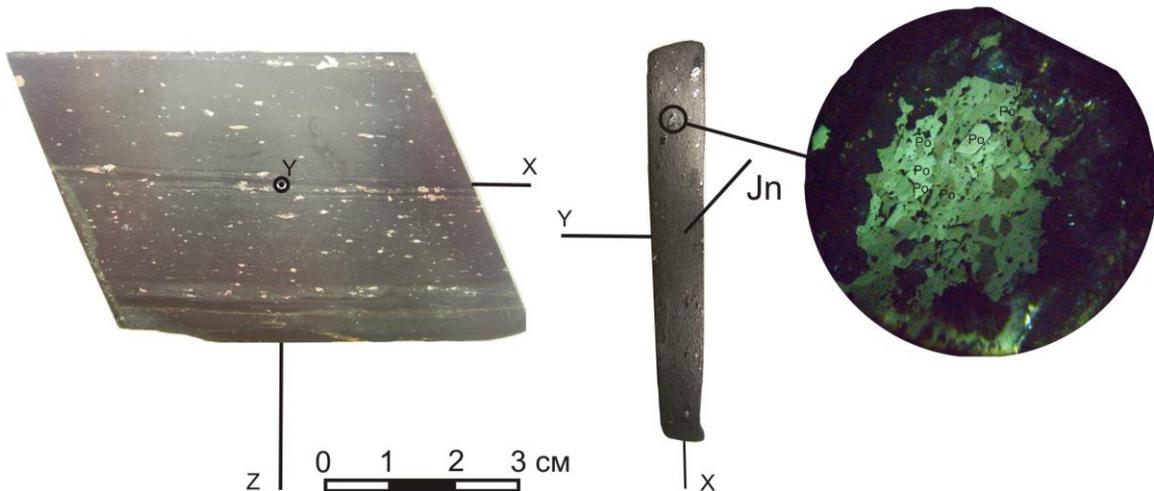


Рис. 51. Сульфидная минерализация: прожилково-вкрапленная (а); прожилковая (б); вкрапленная (в) и ее влияние на магнитную анизотропию пород.

1 – угол поворота образца при исследовании магнитной анизотропии; 2 – направление остаточной намагниченности; 3 – ориентировка зерен пирротина, снимок аншлифа под микроскопом (увеличение в 160 раз).

Соответствие положительной части диполя южному склону, а отрицательной части – северному, указывает на прямое намагничивание пологозалегающих тел. Средний азимут намагничения определялся по направлению нормали к «нулевой» линии и равняется примерно 335° . У крутопадающих тел практически совпадают наклонения намагничений с углами их погружения, что явно указывает на их намагничивание по падению. Большинство локальных линейных аномалий, контрастно проявленных в поле ΔZ и практически не регистрируемых в поле ΔT , имеют северо-северо-восточную или северо-северо-западную, то есть субмеридиональную, ориентировку, в этом же направлении простирается аномалия от рудоподводящего канала на восточном фланге месторождения. Следовательно, столь различное проявление в полях ΔZ и ΔT свойственно телам с субширотным азимутом намагничения.

Ниже приводятся формулы для вычисления параметров ΔZ и ΔT от тел с наклонным намагничением.

$$\Delta T = \Delta Z_v \sin j + \Delta H_v \cos j \cos A$$

и

$$\Delta Z = \Delta Z_v \sin j + \Delta H_v \cos j,$$

где ΔZ_v и ΔH_v – аномальные значения вертикального и горизонтального компонентов вектора магнитной индукции для вертикальной намагниченности; j – наклонение намагниченности; A – угол между направлениями горизонтальных составляющих вектора магнитной индукции: нормальной H_0 и аномальной H_a .

Угол нормального склонения H_0 в районе месторождения примерно равен -5° . Так как основной вклад в общую намагниченность приходится на остаточный компонент, правомерно допущение о совпадении азимутов H_a и J_n .

Для горизонтально намагниченных тел, в которых, как было установлено выше, средний азимут J_n составляет 335° , угол $A = 20^\circ$, а $\cos A = 0.94$. При таких условиях намагничения теоретические поля ΔZ и ΔT , согласно приведенным формулам, должны вести себя одинаково. Это подобие наблюдается и в реальных полях: в общей суперпозиции ΔZ -аномалий ее дипольная составляющая очень похожа на аномалию в поле ΔT (см. рис. 27).

Для крутопадающих тел с субширотным намагничением угол $A \approx 90^\circ$, а $\cos A \approx 0$. Это приводит к обнулению второго слагаемого в формуле для ΔT и, как следствие, меньшей

чувствительности к наклонным объектам с субширотным намагничением приращения полного вектора магнитной индукции ΔT , чем, – его вертикального компонента ΔZ .

В качестве дополнительного обоснования результатов интерпретации магнитных аномалий была решена обратная задача методом последовательного приближения расчетного поля к реальному полю. Моделировалось поле ΔZ наклонного пласта, аппроксимированного элементарными диполями кубической формы, с входными параметрами, отвечающими форме и залеганию минерализованной зоны и данным экспериментальных исследований ее магнитных характеристик. Учитывая только субгоризонтальное намагничение расчетное поле ΔZ стало вполне удовлетворительно соотносится с наблюдаемым полем ΔT по форме и амплитуде при следующих параметрах модели: падение пласта в направлении 255° под углом 13° , с учетом рельефа он выходит на дневную поверхность под углом 28° ; намагниченность по мере погружения пласта возрастает от 3 до 5.5 А/м, азимут намагниченности 340° , наклонение $1-2^\circ$. Фрагмент аномалии от рудоподводящего канала был получен от двух кубов, погружающихся под углом 60° и под тем же углом намагниченных. Для реконструкции линейных локальных аномалий были взяты полубесконечные наклонные пласты с погружением под углом 40° (рис. 52).

Средняя квадратическая погрешность решения обратной задачи составила 8 нТл, что подтверждает корректность геолого-петрофизического истолкования магнитных аномалий.

3.1.9. Идентификация метасоматитов и последовательность образования

Прежде, чем приступить к рассмотрению последовательности образования метасоматитов и их идентификации необходимо определить, какой смысл вкладывался в обозначение «временной промежуток», и согласно требованиям каких классификационных систем проводилась диагностика метасоматитов.

Б.И. Омеляненко предложил использовать понятие «этап минерализации» «...для обозначения интервала времени, в течение которого совершается рудно-метасоматический процесс определенного типа» [Омеляненко, 1978]. В отношении термина «стадия» Д.С. Коржинский предлагал не давать ему строгого определения, но вкладывать в него смысл «временного промежутка», в течение которого проявляются какие-то *особенности* в процессе минералообразования, оставляя за каждым исследователем право применения термина для обозначения интервалов времени, в течение которых происходили фиксируемые им явления.

В нашем случае, когда основная цель исследования сводится к реконструкции процессов формирования петрофизической зональности золотого оруденения на различных

металлогенических уровнях его организации (месторождение, рудное поле, рудный узел и т.д.), в качестве особенностей рассматриваются аномальные физические свойства пород, приобретенные ими в ходе гидротермально-метасоматического минералообразования. При этом, безусловно, сохраняется основной принцип классификации метасоматитов: выделяемые метасоматические образования должны быть фиксируемы обычными геологическими методами путем документации и микроскопического анализа шлифов [Омельяненко, 1978, Метасоматизм..., 1998].

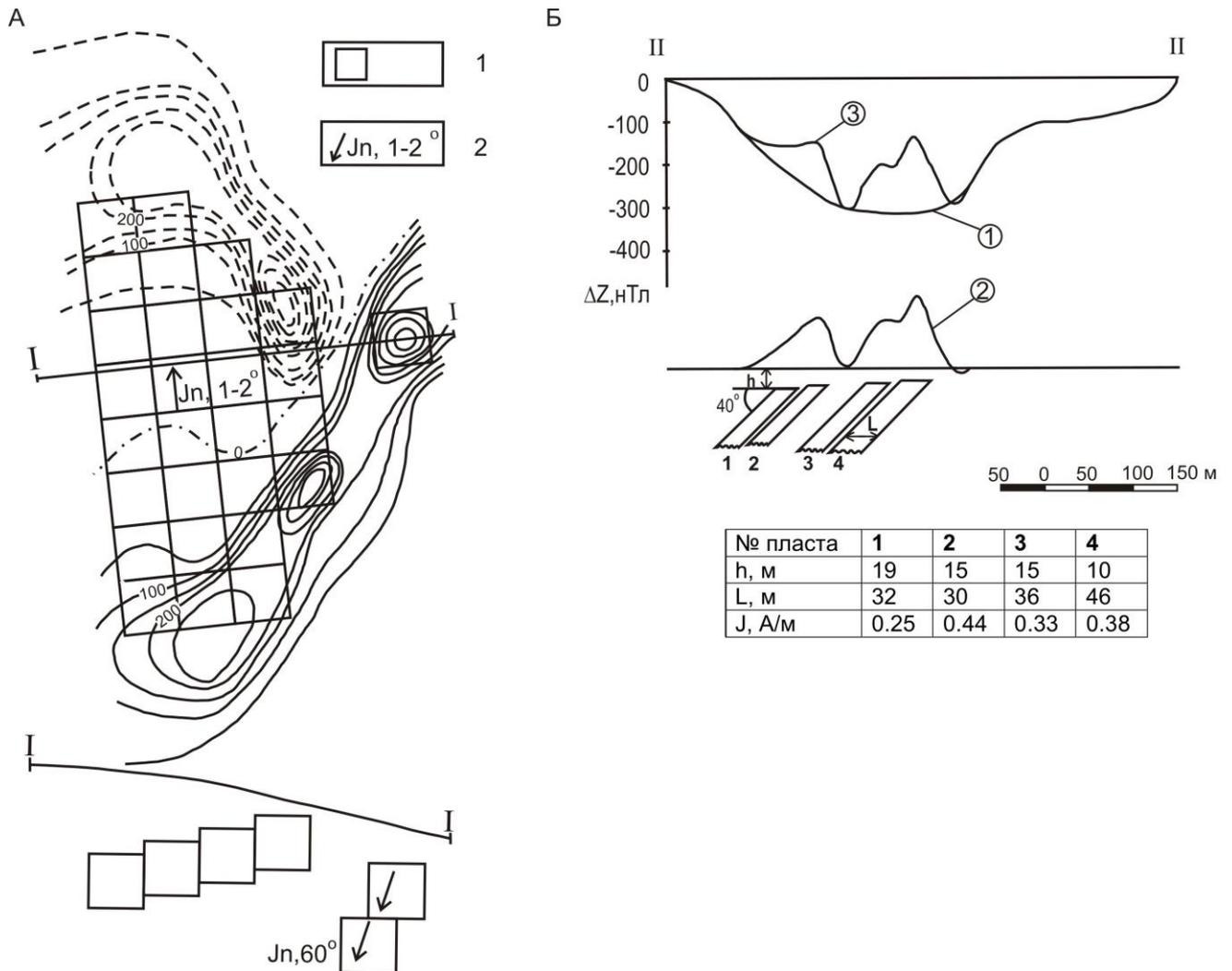


Рис. 52. Математическая модель магнитных аномалий от тел с пологим и крутонаклонным намагничением в рудовмещающей зоне и рудоподводящем канале соответственно (а) и наклонного намагничения в трещинах скола (б).

1 – аппроксимирующий элемент намагниченных тел; 2 – вектор намагниченности с углом наклона. Цифры в кружочках: 1 – аномалия от полого намагниченной рудовмещающей зоны; 2 – локальные аномалии от тел в трещинах скола; 3 – суммарная аномалия.

Положение профиля для моделирования аномалий от тел в трещинах скола показано на рис. 27.

Идентификация метасоматитов осуществлялась с применением двух классификационных систем, с соответствующими им терминами и таксономическими классификационными единицами: классификации метасоматических формаций [Метасоматизм..., 1998, Омеляненко, 1978, Щербань, 1996]; систематики метасоматических горных пород Петрографического кодекса [Петрографический кодекс, 2008].

На уровне месторождения выделяются два этапа гидротермально-метасоматического минералообразования (дорудного и рудного), продукты которых прослеживаются в геофизических полях. Двухэтапное образование метасоматитов диагностируется по распределению таких индикаторных элементов, как As, Ti, W, Sn, многократное обогащение которыми свойственно для продуктов второго этапа и не обнаруживается в ранних метасоматитах.

1 этап – дорудный

На этом этапе происходило одновременное становление двух сопряженных разновидностей *первичных УВ-метасоматитов*:

- серицитовых, кварц-серицитовых;
- серицит-хлоритовых.

И те, и другие, особенно серицитовые и кварц-серицитовые, формировались в условиях повышенной активности К.

Серицитовые и кварц-серицитовые метасоматиты по накоплению Al_2O_3 , выносу оснований и Na_2O были отнесены к глиноземистому подотряду отряда кислотных представителей регионально-метасоматического класса. Наличие турмалина в их составе свидетельствует об условиях умеренной кислотности растворов [Зарайский, 1999 б].

Серицит-хлоритовые метасоматиты в рамках того же регионально-метасоматического класса представляют подотряд магнезиально-железистых дифференциатов отряда основных метасоматитов со слабо выраженным отложением оснований (зону базификации).

Все первичные УВ-метасоматиты: серицитовые, кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые отнесены к семейству низкотемпературных метасоматитов. Совместно они представляют усеченный комплекс метасоматитов, в котором отсутствует подкомплекс щелочных образований.

II этап – рудный

На этом этапе образование гидротермально-метасоматических пород с аномальными физическими свойствами происходило в три стадии.

- 1 стадия – вторичные УВ-метасоматиты.
- 2 стадия – березиты и слабоизмененные породы.
- 3 стадия – жильная и прожилковая золото-сульфидно-кварцевая минерализация.

Вторичные УВ-метасоматиты формировались на протяжении двух метасоматических этапов, на каждом из которых в качестве порообразующего проявился преимущественно кварц-серицитовый парагенезис без карбонатных минералов. С первого этапа в них сохранилась углеродистая минерализация и способность к естественной электрохимической поляризации. Преобразования второго этапа выразились в минералогическом и геохимическом составе. В рудном парагенезисе вторичных УВ-метасоматитов, наряду с пиритом, появляется арсенопирит и гексагональный пирротин. Образование моноклинного пирротина не происходило или было незначительным, потому что все образцы этих метасоматитов характеризуются крайне низкой магнитной восприимчивостью. В химическом составе обнаруживается явное обогащение As, Sn, W, Ti – индикаторными элементами рудного этапа.

Хотя вторичные УВ-метасоматиты и березиты совершенно не похожи, предполагается парагенетическая связь между ними, обусловленная воздействием одного и того же раствора, эволюционировавшего в отношении физико-химических параметров – температуры и активности вполне подвижных компонентов. Определение температур образования метасоматитов рудного этапа проводилось с помощью арсенопиритового геотермометра в работе [Кучеренко и др., 2007, ф] и по температурам гомогенизации газовой-жидких включений в кварце в работе [Мартыненко, 1983, ф]. Результаты, полученные разными методами, хорошо сопоставимы между собой, температуры попадают в диапазон 170-490° С, с отчетливо выраженным максимумом в интервале 360-380° С. В работе [Метасоматизм..., 1998] приводятся результаты определения верхней температурной границы образования березитов методом экспериментального моделирования: даже при высокой мольной доле $X_{CO_2} = 0.2$ температура не превышает 380° С. Выше этой температуры развиваются бескарбонатные среднетемпературные кварц-серицитовые метасоматиты.

На основе минерального состава вторичных УВ-метасоматитов и данных по температурам рудного метасоматизма, с учетом результатов экспериментального моделирования они диагностируются как среднетемпературные кварц-серицитовые метасоматиты.

Вторичные УВ-метасоматиты и березиты выделены в отдельные стадии рудного этапа исходя из предположения, что для эволюции растворов требовалось какое-то время. При этом, эволюция растворов привела к образованию метасоматитов, принципиально отличающихся как по составу, так и по физическим свойствам. Однако, вполне возможно, что они могли формироваться и одновременно с березитами, но только на более глубоких гипсометрических уровнях, в области повышенных температур минералообразующей системы. Предпосылкой такого предположения являются данные о палеогеотермических градиентах, существующих в

момент образования метасоматитов на различных рудных месторождениях. Температурные градиенты на разных месторождениях варьируют в очень широком диапазоне от 50° С/100 м, а иногда и 100° С/100 м до 5° С/100 м и даже меньше [Щербань и др., 1988]. В частности, для месторождений лиственит-березитового типа приводятся палеотемпературные градиенты от 10 до 40°С/100 м. Для месторождения Чертово Корыто палеотемпературный градиент не оценивался. Поэтому можно полагать, что при высоком градиенте образование вторичных УВ-метасоматитов и березитов могло происходить одновременно, но на разных глубинах, при низком – их образование было последовательным: сначала вторичные УВ-метасоматиты, как более высокотемпературные, затем – березиты. В пользу их одновременного образования свидетельствует факт непосредственного соседства вторичных УВ-метасоматитов с самыми магнитными образованиями, выполняющими подрудные интервалы.

Березиты и слабоизмененные породы. Кварц-серицит-анкеритовые метасоматиты месторождения в работах [Кучеренко и др., 2007 ф, Кучеренко и др., 2009 б] отнесены к формации березитов и на протяжении всей данной работы они так и называются. В первой из этих работ были перечислены их признаки, которые считаются типовыми для формации березитов [Метасоматизм..., 1998] и воспроизводились в лабораторных условиях [Зарайский, 1999 а], а также индивидуальные особенности их строения и состава, приводимые ниже.

Типовые черты.

1. Кварц-серицит-анкеритовый состав с сульфидной минерализацией.
2. Распределение щелочей в тыловой зоне в пользу калия за счет интенсивного развития серицита и практически полного выноса натрия.
3. Поступление в систему минералообразования значительных масс углекислоты и сульфидной серы.

Индивидуальные особенности.

1. Отсутствие осевой кварцевожильной зоны, но широкое развитие кварцевых жил и прожилков в промежуточной углеродистой зоне метасоматитов.
2. Обогащение тыловых зон метасоматитов кальцием, магнием, титаном, фосфором, марганцем.

От себя хотелось бы внести добавления и к признакам, характеризующим данные метасоматиты, как березиты, и к признакам, отличающим их от одноформационных образований.

Так, в отношении геологической позиции березитов имеются совершенно четкие представления: «ареалы распространения этих метасоматитов всегда совпадают с областями развития гранитоидных интрузивных массивов, субвулканических тел или региональных поясов даек...» [Метасоматизм..., 1998]. В пределах Кевактинского золоторудного узла неизвестны выходы гранитов, кроме нижнепротерозойских Кевактинского и Амандракского

массивов. Однако, по результатам гравиметрических исследований западнее месторождения выявлен гравитационный минимум, природа которого, вероятнее всего, связана с нескрытыми гранитоидными образованиями. Их более поздний, чем нижнепротерозойский возраст предполагается в связи с тем, что они контролируются той же системой разрывных нарушений (Хайвергино-Кевактинского разлома) рифейского заложения, что и само месторождение. В березитах установлены повышенные содержания Sn, во вторичных УВ-метасоматитах – Sn и W (см. табл. 7, 10, 11), рудные концентрации которых проявлены в экзоконтактных зонах гранитоидных тел язовского комплекса [Докембрий..., 1995]. Возможная парагенетическая связь метасоматитов с предполагаемыми гранитами является дополнительным признаком их принадлежности к формации березитов.

В отношении химизма процесса березитизации по породам кислого состава в опубликованной литературе приводятся сведения о выносе оснований из тыловых зон березитов [Метасоматизм..., 1998, Сазонов и др., 2006] или об их сравнительно инертном поведении [Щербань и др., 1988]. Тыловые зоны березитов месторождения Чертово Корыто, наоборот, многократно обогащены основаниями, особенно кальцием, дефицит которого свойственен исходным породам и более ранним УВ-метасоматитам. Такое же несоответствие наблюдается и в отношении REE. В типичных березитах редкоземельные элементы выносятся из тыловых зон [Сазонов и др., 2006], а в рассматриваемых метасоматитах суммарное содержание REE на порядок выше, чем в исходных породах.

Слабоизмененные породы имеют максимальное распространение среди метасоматитов II этапа. Березиты, развитые в высокопроницаемых зонах трещиноватости, рассредоточены в объеме слабоизмененных пород. Развиты они по углеродизированным исходным породам и УВ-метасоматитам. В случае развития слабоизмененных пород по УВ-метасоматитам при непосредственном визуальном рассмотрении они не отличаются друг от друга. Но, под микроскопом в рассеянной форме в них обнаруживаются не свойственные первичным УВ-метасоматитам минералы тыловых и промежуточных зон березитов: альбит, кальцит, анкерит, рутил, апатит. Слабоизмененные породы рассматриваются в качестве внешней зоны метасоматической колонки березитов.

Развитие слабоизмененных пород по УВ-метасоматитам практически не отразилось на внешнем виде последних, но привело к глубокому преобразованию их физических свойств (см. раздел 3.1.7).

Жильная и прожилковая золото-сульфидно-кварцевая минерализация. Продуктивная минерализация в составе сульфидно-кварцевых жил и прожилков развита преимущественно в центральной части зоны слабоизмененных пород, углеродистой зоны березитовой колонки по [Кучеренко и др., 2009 б] и не встречается за пределами этой зоны. Ее проявление

рассматривается как неотъемлемая закономерная стадия в рудно-метасоматическом процессе II этапа.

3.2. МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЛАГОДАТНОЕ

Физические свойства пород и руд минерализованной зоны, распределение в них породообразующих, радиоактивных и редкоземельных элементов исследовались по образцам из разведочных скважин. Вещественный состав исходных пород изучался по результатам сколкового опробования периферийных зон месторождения. Всего было выполнено 15870 измерений магнитной восприимчивости (α) по керну 28 скважин общей протяженностью 4725 м, в 119 пробах определены содержания микроэлементов нейтронно-активационным методом □, по 143 – изучен петрохимический состав пород методом рентген-флуоресцентного анализа.

3.2.1. Исходные метасадочные породы

В строении месторождения принимают участие метаморфизованные осадочные отложения рязановской свиты тейской серии раннего протерозоя и кординской свиты сухопитской серии мезопротерозойского возраста.

Минералогический и химический состав исходных метаморфических пород изучался по сколкам из делювиальных отложений на флангах рудного поля.

Таблица 20. Химический состав исходных пород и метасоматитов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,76	79,96	71,16	66,09	58,76	59,80	54,35	56,11	53,84	56,62
TiO ₂	0,46	0,28	0,56	0,76	1,16	1,07	0,97	0,8	0,992	0,92
Al ₂ O ₃	10,07	7,69	11,67	14,82	22,65	21,22	19,74	19,32	19,14	19,11
Fe ₂ O ₃	4,81	3,92	8,24	9,11	6,07	6,49	13,41	12,20	9,97	8,11
MnO	0,11	0,31	0,090	0,076	0,19	0,14	0,37	0,30	0,158	0,109
MgO	10,51	0,93	1,05	1,44	0,90	0,95	1,67	1,72	1,2	0,94
CaO	14,16	2,80	0,67	0,50	0,25	0,28	1,02	1,16	0,75	0,31
Na ₂ O	1,23	0,77	2,16	1,55	1,12	1,15	0,72	1,72	1,5	1,25
K ₂ O	3,76	1,76	1,77	2,98	4,68	4,69	3,32	3,16	4,15	4,55
P ₂ O ₅	0,093	0,07	0,033	0,08	0,10	0,09	0,58	0,20	0,106	0,092
ППП	1,98	1,50	2,56	2,53	4,03	4,05	3,77	3,26	8,23	7,84
Сумма	99,94	99,99	99,97	99,94	99,91	99,79	99,92	99,95	100,04	99,85

Примечание. 1-4 – исходные породы: кальцифиры (1), кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы (2), двуслюдяные сланцы (3,4); 5-10 – метасоматиты: кварц-мусковитовые (5-6),

сопряженной хлоритовой зоны базификации (7-8) и кремнекислые метасоматиты кварц-карбонат-слюдистого состава (9-10). Содержание петрогенных элементов определялось методом рентгенфлюоресцентного анализа в ИГГиМ СО РАН (г. Новосибирск).

Рязановская свита представлена *кальцифирами диопсид-микроклин-флогопитового состава*. В состав кординской свиты на участке исследований входят *среднезернистые аркозовые метаалевролиты, кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы, ставролитовые метасефиты и двуслюдяные сланцы*, из них первые две разновидности слагают среднекординскую подсвиту, последние две – верхнекординскую. Ниже приводится минералогический состав перечисленных пород, (%).

Кальцифиры: диопсид – 60–70, флогопит – 20–30, кальцит до 7, клиноцоизит до 7, хлорит до 5, кварц до 3, микроклин до 3.

Среднезернистые аркозовые метаалевролиты: кварц – 25–40, плагиоклаз – 50–40, хлоритизированный биотит – 5–15, порфиробластический мусковит – 5–10. На долю турмалина, рудного минерала, циркона, апатита, диафторигенных – рутила, сфена, эпидота, клиноцоизита, количество карбонатов иногда достигает 10–15.

Кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы: кварц – 40–80, полевые шпаты – 5–15, слюды – 10–40, гранат до 7. По содержанию темноцветных минералов выделяются мезо- (более 20 %) и лейкократовые (5–10 %). В процессе диафторигенных преобразований ранний биотит основной ткани замещен хлоритом и мусковитом. Эти изменения проявились на предрудном этапе при меньшей температуре и поступлении калия в породы.

Ставролитовые метасефиты: кварц – 40–50, биотит – 10–30, гранат 3–15, ставролит до 10, полевые шпаты до 7, акцессорные минералы (турмалин, апатит, циркон, пирит) до 2.

Двуслюдяные сланцы: мусковит – 45–50, биотит – 15–20, кварц + плагиоклаз – 25–30, гранат – 5–10, акцессорные минералы (apatит, циркон, сфен, ильменит, сульфиды) до 3.

Их химический состав представлен в табл. 20.

3.2.2. Динамометаморфические и метасоматические неоднородности: геохимия, изотопный возраст, условия образования

В развитии месторождения выделяется четыре основных этапа: динамометаморфический, дорудный и рудный метасоматические и заключительный. Данные по термодинамическим условиям на основных этапах развития месторождения и датировкам этих событий сведены в табл.21.

Динамометаморфический этап. Сначала была сформирована синколлизонная Борзцовская группа надвигов, с одним из которых связывают заложение структурного плана

рудного поля, когда толщи кординской свиты были смяты и приобрели отчетливо выраженную анизотропию проницаемости вдоль плоскостей сланцеватости и кливажа осевой поверхности многопорядковых складок [Тишин и др., 2004, Сазонов и др., 2010]. С надвигом связаны вещественные преобразования динамотермального метаморфизма $785 \pm 1,7$ млн лет н. [Сазонов и др., 2003] в условиях эпидот-амфиболитовой фации $P = 5-6$ кбар, $T = 520-551$ °C [Gertner et al., 2011]. Минералообразование в зонах прогрессивного давления сопровождалось выделением избыточного кремнезема [Лиханов, Ревердатто, 2011] и формированием сопряженных участков первичного обогащения кварцево-жильным материалом, нагнетаемым в замки складок [Тишин и др., 2005].

Дорудный этап метасоматических преобразований проявился в динамометаморфических зонах интенсивного рассланцевания в условиях регрессивного изменения термодинамических параметров, $P = 2,3-3,8$ кбар, $T = 311-424$ °C [Gertner et al., 2011] $754,1 \pm 7,2$ млн лет н. [Сазонов и др., 2003]. Изменения пород происходили на фоне высокой активности калия, что выразилось в мусковитизации пород, растворении – переотложении железо-магнезиальных минералов и частичном выносе оснований.

Таблица 21. Возраст и термодинамические условия геологических событий на месторождении Благодатном по [Сазонов и др., 2003; Sazonov et al., 2009; Gertner et al., 2011; Полева, Сазонов, 2012]

Характеристика событий	Возраст, млн лет	Метод, объект датирования, по каким минералам	PT-условия (барометр или термометр)
Региональный метаморфизм отложений кординской свиты	1070 ± 130 1030 ± 130	Sm/Nd, двуслюдяные сланцы за пределами РМЗ, вал	$P = 4-5$ Кбар (Gar–Bt–Ms–Pl) $T = 640-655$ °C (Gar–Bt)
Локальный динамометаморфизм	785–780	Rb–Sr, сланцы из тектонической зоны за пределами РМЗ, Bt, Ms	$P = 5-6$ Кбар (Gar–Bt–Ms–Pl) $T = 520-551$ °C (Bt–Ms)
Образование кварц-мусковитовых и хлоритовых метасоматитов с графитовой минерализацией; отложение ранних сульфидов (пиритовой, пирит-пирротиновой ассоциаций)	754–752	Rb–Sr, двуслюдяные сланцы с убогой Ру–Ро минерализацией за пределами рудных тел, Bt, Ms	$P = 2,3-3,6$ Кбар (Gar–Bt–Ms–Pl) $P = 3-3,8$ Кбар (Gar–Bt–Ms–Pl) $T = 316-424$ °C (Bt–Chl) $T = 311-341$ °C (Bt–Ms)
Кислотный кремнеземистый среднетемпературный метасоматоз, отложение золото-арсенопиритовой ассоциации руд	698	Rb–Sr, слюдяные сланцы с Au–Ру–Ро–Ару из рудных интервалов, Ms	$T = 522-564$ °C (Ару) $T = 422-511$ °C (Ару) $T = 354-393$ °C (флюидные включения в кварце) $T = 280-320$ °C (флюидные включения в кварце)
Поздний этап тектонической активности, отложение руд золото-полиметаллической ассоциации	365	Rb–Sr, кварц-карбонатные прожилки, Fl	$T = 160-210$ °C (флюидные включения в кварце)

Примечание. Fl – флюорит, Gar – гранат, Bt – биотит, Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз, Chl – хлорит, Py – пирит, Po – пирротин, Apy – арсенопирит.

В результате на месте двуслюдяных кристаллосланцев формировались *кварц-мусковитовые метасоматиты* с неравномерной углеродизацией (см. табл. 20). В основной ткани измененных пород преобладает мусковит (60-65 %), на долю кварца приходится 20-25 %. Совместно с кварцем иногда встречается плагиоклаз до 15 %. Для мусковитовых сланцев характерна повышенная концентрация турмалина (до 3 %), что свидетельствует о протекании процесса минералообразования в условиях умеренной кислотности [Зарайский, 1999 б]. Эти породы обычно содержат комплекс диафторигенных минералов, среди которых преобладает хлорит, псевдоморфно замещающий гранат и биотит. В породах, подверженных этим изменениям, фиксируется отчетливая обратная связь между содержаниями калия и общего железа. Железо, выносимое при мусковитизации, вероятно, переотлагалось в *хлоритовой зоне*, которая формировалась в качестве сопряженной зоны базификации (см. табл. 20). Хлоритизация является наиболее выраженным процессом преобразования пород рудоносной части минерализованной зоны на ее дорудном этапе эволюции. В зонах повышенной активности железа хлорит замещал не только железосодержащие минералы – биотит, гранат, ставролит, но и образовывал самостоятельные агрегации и прожилки. В силу сопряженности процессов формирования кварц-мусковитовых метасоматитов и сопутствующей им зоны базификации, естественно, что и в пределах последней встречаются участки кварц-мусковитовых метасоматитов. Аналогичные метасоматиты широко распространены вблизи рудных зон золото-кварцевого месторождения Советское в Енисейском кряже [Русинова и др., 1999], в зоне Приморского разлома в Западном Прибайкалье [Савельева и др., 2003], а также и в других метаморфических комплексах кианит-силлиманитового типа [Глебовицкий, Бушмин, 1983]. В работах [Курек Н.Н, Курек А.И., 1954, Щербань, 1996] наличие кварц-мусковитовых (-серцитовых) метасоматитов считается характерным для различных гипо- и мезотермальных рудных месторождений, в том числе и золото-сульфидных.

На этапе дорудного метасоматизма во вмещающей толще началось формирование продуктивных горизонтов с первичным обогащением Au [Полева, Сазонов, 2012].

Рудный и заключительный этапы. На рудном этапе процессы минералообразования контролировались сбросо-сдвиговым нарушением, проявленным в синнадвиговом складчатом пакете под острым углом к плоскости надвига. Пологоволнистая форма сместителя сбросо-сдвига при тангенциальном движении блоков приводила к раскрытию структуры для поступления растворов и формированию кулисообразных зон с продуктивной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией [Тишин и др., 2005]. Изменение пород происходило

на фоне явного доминирования К над Na и выразилось в замещении железосодержащих алюмосиликатов ассоциацией сидерита, мусковита и кварца при значительных вариациях карбонатной составляющей: от кварц-карбонатных прожилков и рассеянной в объеме метасоматического ореола карбонатной минерализации до полного ее исчезновения.

Наиболее контрастные изменения данного типа позволили выделить три зоны метасоматически измененных пятнистых ставролитовых сланцев [Сазонов и др., 2003 ф].

Внешняя зона (2). Пятнистые ставролитовые сланцы представлены метаморфической ассоциацией (ставролит + гранат + биотит + мусковит + кварц + ильменит). Гидротермально-метасоматические минералы (мусковит + рутил + сульфиды) занимают 5-10 % от объема пород.

Промежуточная зона (1). Реликтовая ассоциация – ставролит + гранат + биотит + мусковит + кварц + ильменит. Ставролит, гранат, биотит и ильменит подвергаются псевдоморфному замещению и растворению. Гидротермально-метасоматическая ассоциация (хлорит ± хлоритоид + мусковит + кварц + рутил + сульфиды + лейкоксен + апатит) занимает от 10 до 30 % от объема пород. Мощность зоны 10 м.

Внутренняя зона (0) – собственно кварц-карбонат-слюдистые метасоматиты. Реликтовая минеральная ассоциация: гранат + мусковит ± ставролит ± кварц ± биотит ± плагиоклаз. Гидротермально-метасоматический парагенезис (сидерит ± альбит + мусковит + кварц ± апатит + сульфиды) занимает 30-85 % от объема пород. Мощность зоны 27 м.

Таблица 22. Изменение химического состава ставролитовых сланцев при кварц-карбонат-слюдистом метасоматозе, мас. %

№ п/п	Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	2	61,46	0,87	18,51	9,63	0,133	1,23	0,54	1,11	3,01	0,106	2,97	99,57
2	1	57,74	1,022	19,75	10,79	0,164	1,4	0,66	1,12	3,72	0,132	3,35	99,85
3	1	58,41	0,925	19,47	9,59	0,139	1,37	0,78	1,93	3,29	0,068	3,22	99,19
4	0	56,62	0,92	19,11	8,11	0,109	0,94	0,31	1,25	4,55	0,092	7,84	99,85
5	0	53,84	0,992	19,14	9,97	0,158	1,2	0,75	1,5	4,15	0,106	8,23	100,04
6	0	57	0,947	18,97	9,01	0,202	1,19	0,6	1,66	3,65	0,102	6,63	99,96
7	0	56,58	0,948	20,17	7,82	0,149	0,94	0,36	1,36	3,67	0,106	7,39	99,49
8	0	56,51	0,953	21,01	8,78	0,161	1,03	0,34	1,2	4,38	0,087	5,66	100,11
9	0	58,2	0,998	20,3	9,1	0,15	1,1	0,41	0,94	4,05	0,118	4,33	99,70

Изменение химического состава пород внутренней и промежуточной зон по сравнению со сланцами внешней зоны показано в (табл.22). Для пород внутренней и промежуточной зоны выявлен следующий вещественный баланс выноса-накопления петрогенных компонентов, (%).

Внутренняя зона. Выносятся: кремнезем (10-20), железо (10-25), магний (10-30), фосфор (10-25). Накапливается: марганец (10-45), калий (10-35), вода и углекислота (50-150).

Непосредственно в осевой части кварц-карбонат-слюдистых метасоматитов возрастают концентрации титана и алюминия, а понижаются – натрия и кальция.

Промежуточная зона. При незначительном выносе кремния (до 5) накапливаются титан (10-20), алюминий (5), железо (до 10), марганец (10-15), кальций (20-45), натрий (до 75), калий (10-25), вода и уголекислота (10-15).

Метасоматиты рудного этапа формировались при $T = 280\text{--}564\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Gertner et al., 2011] 698 млн л н. [Сазонов и др., 2003; Полева, Сазонов, 2012]. Химизм процесса образования кварц-карбонат-слюдистых метасоматитов может быть охарактеризован как калиево-сернисто-уголекислотный с заменой натрия калием.

На заключительном этапе 368 ± 23 млн л н. [Сазонов и др., 2003; Полева, Сазонов, 2012] минерализованная зона была разбита меридиональными взбросами на серию блоков с различными амплитудами вертикального перемещения. Завершалось гидротермальное продуцирование формированием флюорит-кварц-карбонатных прожилков при $T = 160\text{--}210\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Gertner et al., 2011].

Зоны сульфидной (рудной) минерализации пространственно наиболее тесно связаны с хлоритизированными породами. Это объясняется тем, что рудный (сульфидный) процесс проявился в метасоматически подготовленных породах зоны базификации, как в благоприятной среде для развития сульфидной и сульфо-арсенидной минерализации в условиях нарастающей активности серы и мышьяка на заключительных этапах локализации рудного процесса.

Главными сульфидными минералами золотоносной зоны являются пирротин, пирит и арсенопирит. В меньших количествах находятся леллингит, халькопирит, сфалерит, галенит [Sazonov et al., 2009]. Их среднее содержание в северном и южном рудных телах составляет 3,6 и 6,6 об. % соответственно. Сульфидизация происходила в три последовательных стадии с образованием следующих минеральных парагенезисов: пирит-пирротинового; арсенопирит-пирротинового и галенит-сфалерит-халькопиритового. Ареал распространения пирит-пирротин-арсенопиритовой ассоциации занимает центральное положение минерализованной зоны, в продуктивной части месторождения границы его и рудных тел практически совпадают (рис. 53).

В краях минерализованной зоны развита пирит-пирротиновая ассоциация с постепенным уменьшением доли пирротина до исключительно пиритовой минерализации на периферии. Заключительная полиметаллическая ассоциация представлена чрезвычайно локально на фоне зонального распределения сульфидов ранних парагенезисов.

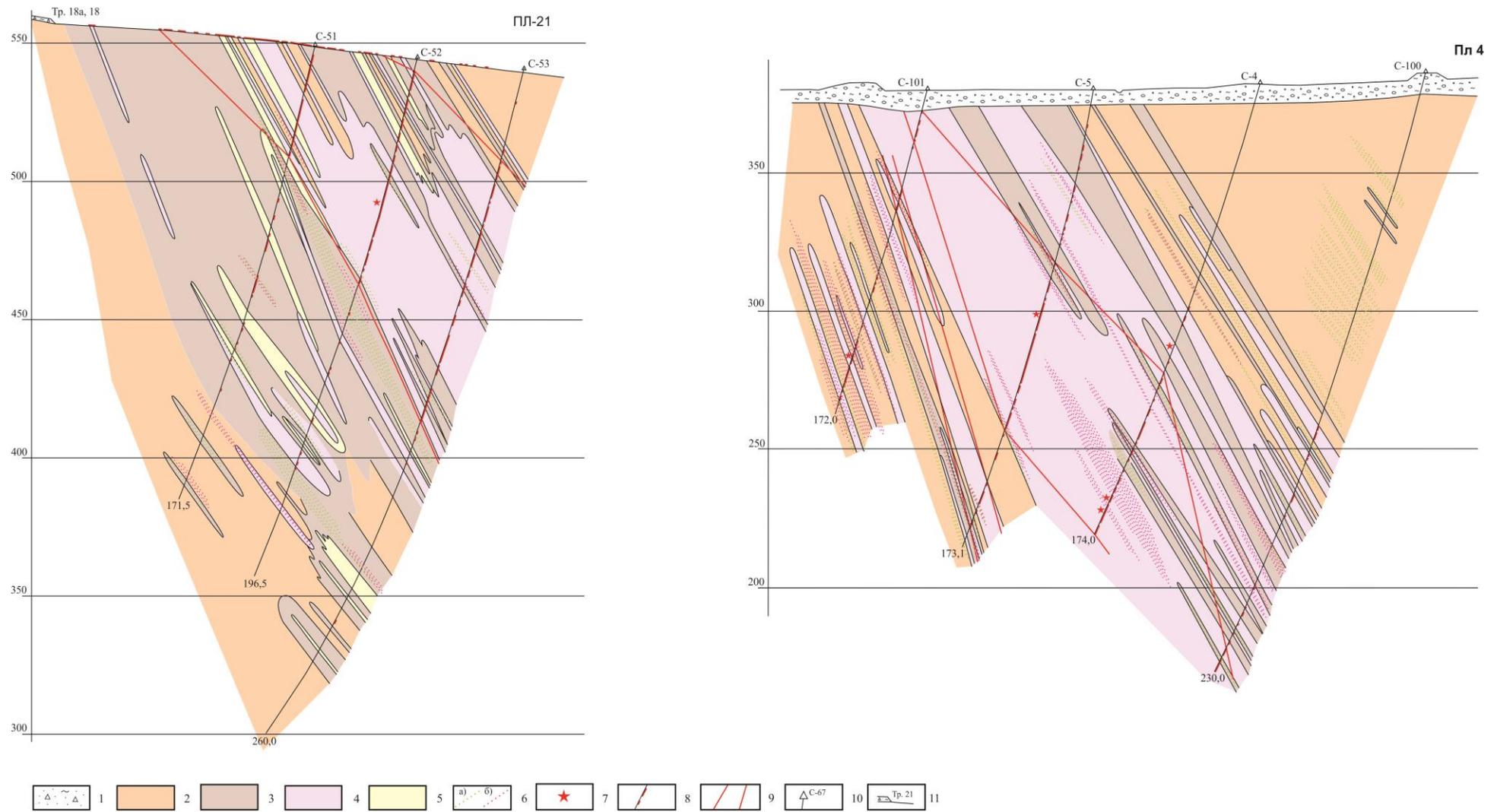


Рис. 53. Минералогические разрезы месторождения Благодатное.

1 – делювиальные отложения; 2–6 – рудная минерализация: пиритовая (2); пирит-пирротиновая (3); арсенопирит-пирит-пирротиновая (4); пирротиновая (5); халькопиритовая (а), сфалеритовая (б) (6); 7 – видимое золото; 8 – продуктивные интервалы; 9 – границы рудных тел; 10–11 – разведочные скважины (10) и траншеи (11).

3.2.3. Структура, продуктивность и состав магнитных неоднородностей

Основой для построения петромагнитных разрезов рудовмещающей структуры послужили результаты измерения χ пород и руд месторождения по керну разведочных скважин (рис. 54).

Во всех разрезах визуально прослеживаются поля распространения повышено магнитных пород и руд, выполняющих внутренние части минерализованной зоны. Ее внешние части представлены слабо дифференцированными по магнитной восприимчивости породами с низкими значениями χ от 20 до $40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Эти породы в дальнейшем рассматривались в качестве немагнитного фона. Критерием корреляции аномальных петромагнитных неоднородностей между отдельными скважинами, был принят угол падения плоскостей сланцеватости минерализованной зоны. Такой выбор основывался на результатах минералогических и структурных исследований рудной зоны. Установлено, что сульфидная и, в частности, пирротиновая минерализация развивалась преимущественно по плоскостям сланцеватости.

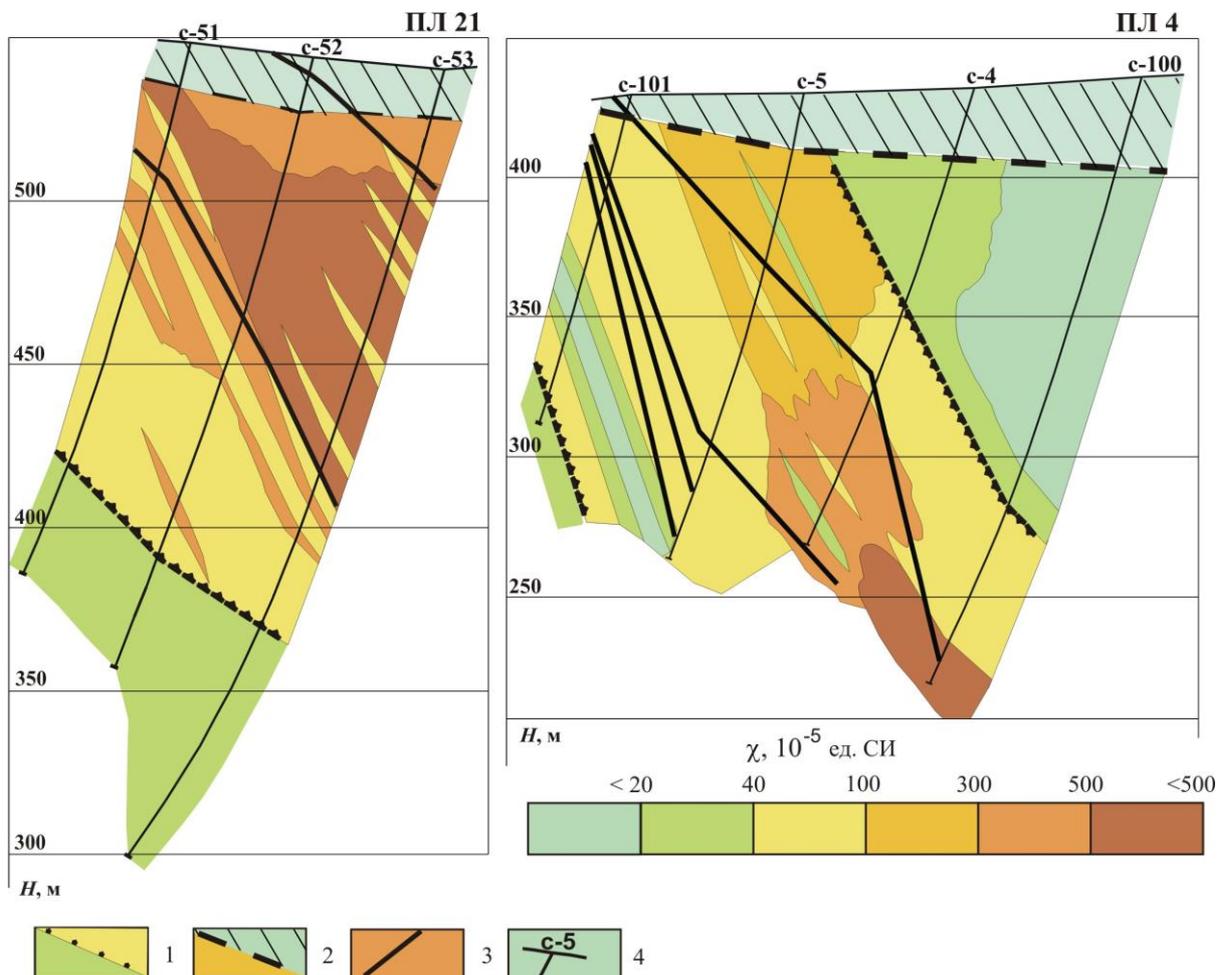


Рис. 54. Петромагнитные разрезы месторождения Благодатное.

1–3 – границы: распространения аномально магнитных образований (1); зоны окисления (2); рудных тел (3); 4 – разведочные скважины.

Магнитные образования объединяются в два линзовидных тела, падающих под углами 65-70° в северо-восточном направлении. В их внутреннем строении выявлена отчетливая зональность, которая выражается в увеличении α в плане к центру рудных тел, а в разрезе – по падению (см. рис. 41 и рис., 54). На фоне этой неоднородности существуют практически немагнитные локальные интервалы размером до первых метров. На отдельных участках, особенно в южном рудном теле, распространенность этих проявлений бывает очень высокой, от чего скважинные диаграммы магнитной восприимчивости приобретают пилообразный вид [Колмаков и др., 2006].

Продуктивные интервалы, как правило, располагаются в границах распространения магнитных пород, что позволило объединить последние в рудную часть минерализованной зоны, а её немагнитную внешнюю часть – в породы околорудного пространства. Здесь и далее породами околорудного пространства, в отличие от просто вмещающих, названы породы, несущие сульфидную (преимущественно пиритовую) минерализацию синхронную с минерализацией продуктивных участков. Золотая минерализация сконцентрирована внутри магнитного ореола, но не в самых магнитных породах, что особенно заметно в южном рудном теле. Такое распределение Au носит не только локальный характер, но сохраняется в масштабах всего месторождения. При сравнении магнитных параметров очевидно, что в северном блоке месторождения α пород в целом значительно выше, чем в южном. Но 4/5 запасов золота по данным [Совмен и др., 2006] сконцентрировано в южном, менее магнитном, блоке месторождения. Согласно выявленному увеличению χ в направлении падения рудных тел, можно предположить, что глубина эродированности северного блока больше, чем южного.

По данным изучения χ руд и результатам их пробирного анализа была проведена количественная оценка золотоносности петромагнитных неоднородностей (табл. 23).

В целом локализация золотой минерализации контролируется аномально магнитными породами. Немагнитные пиритизированные породы околорудного пространства, а также на участке выклинивания рудных тел практически не несут золотой минерализации. Можно отметить, что повышенная магнитная восприимчивость является характерной особенностью руд. При этом очевидно, что пик золотоносности во всех разрезах, за исключением 24, не совпадает с самыми магнитными неоднородностями. Особенно отчетливо это проявлено в южном блоке месторождения; здесь рудное тело по падению практически выклинивается, когда в разрезе появляются сильномагнитные породы (см. рис. 54).

Таблица 23. Распределение золота в магнитных неоднородностях продуктивных блоков минерализованной зоны

№ ПЛ	Средние содержания Au, г/т (распространенность, %)						
	χ пород из аномальной магнитной области, 10 ⁻⁵ ед. СИ						Немагнитные пиритизированные породы околорудного пространства
	<20	20-40	40-100	100-300	300-500	>500	
24	0,35 (20,3)	0,52 (8,6)	1,39 (17,6)	1,29 (30,3)	1,71 (14,6)	2,01 (8,6)	0,2
21	1,56 (2,5)	0,75 (10,6)	1,04 (34,0)	1,25 (24,4)	3,01 (15,6)	2,70 (12,9)	0,2
18	0,63 (2,5)	0,39 (11,2)	0,86 (29,0)	2,16 (34,1)	2,48 (20,2)	2,09 (3,0)	0,3
13	–	0,41 (14,7)	1,98 (85,3)	–	–	–	0,49
6	–	0,57 (15,0)	2,19 (74,0)	1,63 (11,0)	–	–	0,47
4	0,83 (1,3)	1,42 (13,7)	1,57 (40,1)	2,32 (40,4)	1,62 (4,5)	–	0,2
2	1,24 (3,3)	1,12 (14,6)	2,65 (32,2)	2,06 (35,1)	2,4 (13,7)	2,01 (1,1)	0,62

Распространенность обогащенных золотом (Au >2 г/т) участков в первом рудном теле, наиболее магнитном, значительно меньше, чем во втором. Вероятно, это связано с тем, что в северной части месторождения сохранились преимущественно нижние горизонты продуктивной минерализации. Северо-западному окончанию 1-го рудного тела в магнитном поле соответствует резкое, ступенчатое, увеличение значений от 200 в пределах рудного тела до 500 нТл после его выклинивания. Такое увеличение нельзя объяснить разностью глубин залегания наиболее магнитных образований в рудном теле и в указанной части минерализованной зоны, т.к. в разрезах поисковых линий 21 и 24 самые магнитные разновидности выходят на дневную поверхность. Во внимание не принимается приповерхностная зона полного окисления сульфидов, которая во всем рассматриваемом интервале примерно одинакова и составляет 13–15 м. Остается предположить, что ступенчатое увеличение амплитуды магнитной аномалии обусловлено увеличением доли пирротина в сульфидных ассоциациях.

Т.о. в масштабе всего месторождения зональность в распределении золота и магнитных образований такова, что самой магнитной является подрудная область. В пределах рудной зоны участки с максимальными концентрациями золота и магнитными восприимчивостями пород также практически повсюду разобщены между собой и совпадают только в корневой части продуктивной минерализации.

Породы и руды с ранними сульфидными ассоциациями образуют последовательный по возрастанию магнитной восприимчивости ряд: с пиритовой ассоциацией – пирит-пирротиновой – арсенопирит-пирротиновой. Область развития последней ассоциации контролирует локализацию золотой минерализации.

При петрофизическом исследовании общей коллекции образцов обнаруживается значимое сходство по магнитной восприимчивости арсенопирит-пирротиновых и пирит-

пирротиновых разновидностей. Но в каждом отдельно рассматриваемом разрезе присутствие арсенопирит-пирротинового парагенезиса всегда выявляется по повышенным значениям χ (рис. 55).

Таблица 24. Магнитная характеристика сульфидных парагенезисов

Название ассоциации (количество образцов)	Распространенность (об. %) магнитных неоднородностей (α , 10^{-5} ед. СИ) внутри ассоциации					
	<20	20...40	40...100	100...300	300...500	>500
Пиритовая (225)	28,44	56,03	14,20	1,33	–	–
Пирит-пирротиновая (218)	2,29	14,20	60,09	14,25	6,42	2,75
Арсенопирит-пирротиновая (438)	0,65	1,78	10,14	49,08	26,48	11,87
Арсенопирит-пирротиновая +сфалеритовая (55)	1,82	7,27	72,73	18,18	–	–

Его магнитная восприимчивость уменьшается или увеличивается согласованно с вариациями этого параметра во всей аномальной части минерализованной зоны. Уменьшение α обусловлено снижением доли пирротина в ассоциации и нарастанием роли немагнитных сульфидов (арсенопирита, халькопирита, пирита) по восстанию и в направлении выклинивания рудных тел в центральной части месторождения.

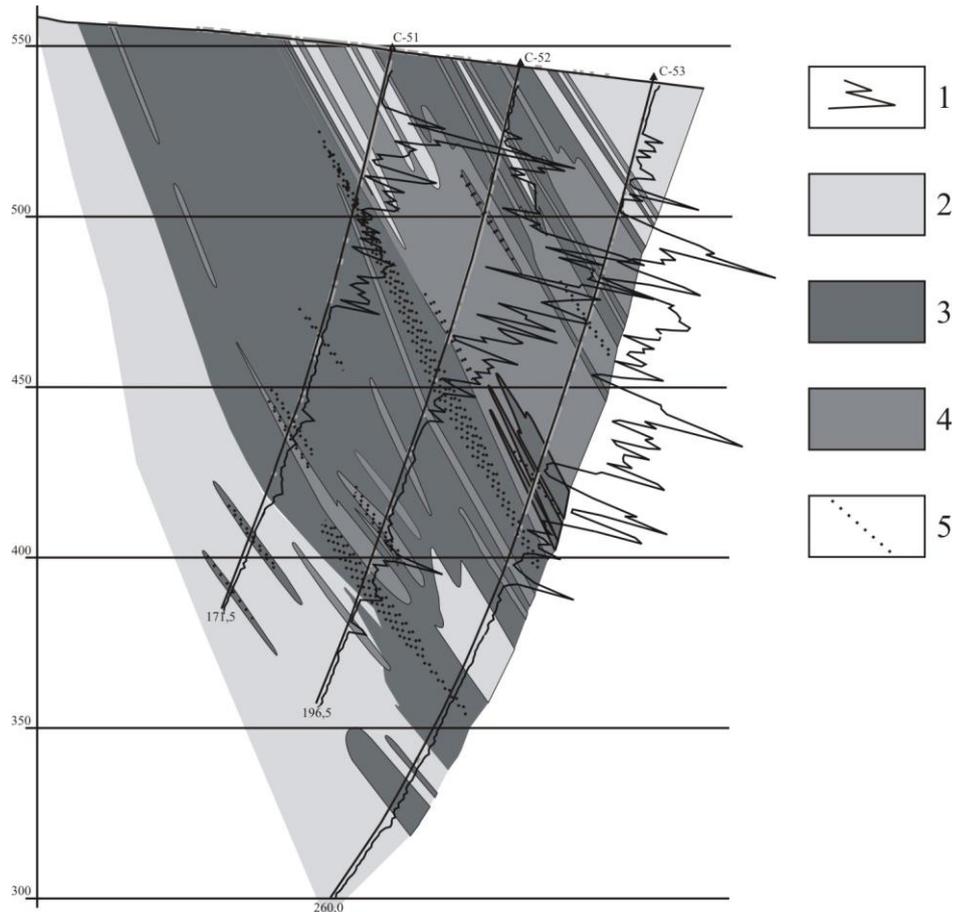


Рис. 55. Проявление на диаграммах χ арсенопирит-пирит-пирротинового парагенезиса.

1 – диаграммы χ ; 2–5 – минерализация: пиритовая (2); пирит-пирротиновая (3); арсенопирит-пирит-пирротиновая (4); халькопирит-сфалеритовая (5).

Появление более поздней галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации в рудах любого состава приводит к уменьшению их магнитной восприимчивости. Это объясняется растворением первичного пирротина и образованием за его счет немагнитных сульфидов (пирита, халькопирита). Участки проявления этой ассоциации, как и участки скопления кварцевых прожилков, носят локальный характер и придают диаграммам магнитной восприимчивости пилообразный вид.

3.2.4. Природа аномалий естественной электрохимической поляризации

Подробный обзор естественных электрических полей на рудных месторождениях приводится в работах [Свешников, 1967, Семенов, 1974, Рысс, 1983, Огильви и др., 1987 и др.]. Результаты этих работ по вопросам природы аномалий могут быть сведены к следующим положениям. Основными возмущающими объектами являются углеродистые графитизированные породы и сульфидные руды. Аномальный эффект от первых значительно выше, чем от вторых. Увеличение мощности зоны окисления усугубляет это различие. Химически инертный графит в зоне окисления практически не утрачивает электронной проводимости, сохраняет способность поляризоваться, и остается хорошим проводником для естественных электрических токов. Окисление сульфидных руд приводит к возрастанию сопротивления и перемещению верхнего полюса поляризации на глубину, что снижает интенсивность аномалии ЕП над сульфидным телом.

Во вмещающих породах на месторождении Благодатном отсутствует углеродистое вещество осадочного происхождения, хотя для кординской свиты свойственны углеродсодержащие отложения. При этом в кристаллических сланцах минерализованной зоны развиты тонкопрожилковые, трещинные и гнездовые обособления графита, проявление которых отнесено к предрудной стадии метасоматических преобразований вмещающей толщи [Sazonov et al., 2009]. В южной части месторождения широко распространены мусковитовые сланцы с эпигенетической графитовой минерализацией, фрагментарно эти породы отмечаются и в северных поисковых линиях.

Наличие в рудолокализирующей структуре неоднородностей, проявляющихся в разнополярных аномалиях потенциалов ЕП от -230 до +30 мВ (см. рис. 41), свидетельствует о том, что гидротермально-метасоматические преобразования пород на рудном этапе привели к их глубокой дифференциации по электрохимическим свойствам.

Состав гидротермальных растворов рудной стадии изучался по флюидным включениям в жильном кварце [Томиленко, Гибшер, 2006]. Среди включений по последовательности образования выявлены первичные, первично-вторичные и вторичные, по химическому составу встречаются водно-солевые, водно-углекислотные, углекислотные, водно-метановые и метановые (табл. 25). Первичные и первично-вторичные включения имеют преимущественно водно-углекислотный и углекислотный состав. Вторичные водно-метановые и метановые включения приурочены к микротрещинам, секущим кварцевый агрегат. В образцах кварца, где были отобраны пробы восстановленных флюидов, обнаружен графит.

Таблица 25. Химический состав индивидуальных флюидных включений в кварцах.

Номер образца (включения)	Тип включений	T _{гом.} , °C	Содержание, моль%		
			CO ₂	CH ₄	N ₂
111/59,3-1/1	Ж _{H₂O} +Ж _{CO₂}	+8,0	78,0	2,0	20,0
111/59,3-1/2	Ж _{H₂O} +Ж _{CO₂}	+10,0	76,0	2,0	22,0
111/60,8-6/1	Ж _{H₂O} +Ж _{CO₂}	+13,0	94,0	1,0	5,0
111/60,8-6/2	Ж _{H₂O} +Ж _{CO₂}	+19,0	88,0	2,0	10,0
111/76,5	Ж _{CH₄+N₂+CO₂}	-90,0	8,0	49,0	43,0
111/90,3	Ж _{CH₄+N₂+CO₂}	-82,0	10,5	80,0	9,5
111/90,3-3/1	Ж _{CO₂+N₂+CH₄}	-6,5	81,5	1,0	17,5
111/90,3-3/2	Ж _{CO₂+N₂+CH₄}	-9,5	74,5	2,5	23,0
111/120,6-г/1	Ж _{CO₂+N₂+CH₄}	-8,0	85,0	1,5	13,5
111/120,6-а	Ж _{CH₄+N₂+CO₂}	-79,0	10,5	76,0	13,5
111/120,6-б/1	Ж _{CH₄+N₂}	-78,5	0,0	87,5	12,5
111/120,6-б/2	Г _{CH₄}	-86,5	0,5	98,5	1,0
111/120,6-в	Ж _{CH₄+CO₂+N₂}	-78,5	11,0	86,5	2,5
111/129,5-1/1	Ж _{CO₂+N₂+CH₄}	-29,5	52,0	1,0	47,0
111/129,5-1/2	Ж _{CO₂+N₂+CH₄}	-52,5	47,0	1,5	51,5
111/129,5-7/1	Ж _{CH₄+N₂+CO₂}	-83,0	4,5	86,0	13,5
111/129,5-7/2	Г _{CH₄}	-84,0	0,5	98,0	1,5

Таким образом, по результатам изучения вещественного состава горных пород на месторождении выделяют углеродистое вещество, в том числе и графит, двух генераций. Углеродистое вещество ранней генерации связано с предрудной стадией и получило наиболее широкое распространение. Углеродизация поздней генерации проявилась на заключительных этапах рудной стадии в значительно меньшем количестве, чем ранней, и главным образом во втором рудном теле.

Интенсивные отрицательные аномалии ЕП *первой разновидности* (см. раздел 2.4) обусловлены, вероятнее всего, графитовой минерализацией предрудной стадии, они

принадлежат породам в зоне влияния системы разрывных нарушений. Одно из этих нарушений – надвиг; другое – рудовмещающая структура; третье – нарушение, поперечное к надвигу и рудовмещающей структуре, проходит в долине ручья Оловянного, соединяет между собой две первые структуры и является северо-западной границей месторождения.

Поздняя углеродистая минерализация практически не проявилась в аномалиях ЕП, что, скорее всего, связано с её чрезвычайно малым распространением. Второе рудное тело, где она распространена наиболее широко, в поле естественных потенциалов отображается слабopоложительной, до +30 мВ, аномалией, что не свойственно для графитовой минерализации.

На структуру поля заметное влияние оказали преобразования пород основных этапов рудной стадии, когда растворы были преимущественно водно-углекислотного состава. Воздействие таких растворов на углеродистое вещество приводит или к его полному разрушению (окислению), или к потере им естественной электрохимической активности, хотя сам графит в породе присутствует и обнаруживается аналитическими методами. Вероятно, это связано с проявлением тонко рассеянной карбонатизации, когда микрокристаллы карбонатов изолируют между собой отдельные чешуйки графита, или их агрегаты, и в целом порода практически утрачивает способность к естественной поляризации, как и в случае вкрапленной сульфидной минерализации в высокоомном субстрате. Учитывая этот признак воздействия углекислотных растворов на изначально поляризующиеся породы, по полю ЕП заметно, что во время рудной стадии интенсивность преобразований пород, влияющих на их электрохимические свойства, была максимальной на юго-восточном фланге месторождения. Несмотря на то, что распространенность сланцев с графитом здесь значительно шире и содержание сульфидов в два раза больше, чем в северном блоке, в естественном электрическом поле эта часть рудовмещающей структуры проявляется в невысоких положительных значениях потенциалов, образующих аномалию *второй разновидности*.

Аномалия *третьей разновидности*, по-видимому, имеет двоякую природу (рис.56). В породах, создающих эту аномалию, процессами карбонатизации еще не полностью уничтожена способность к естественной поляризации в углеродистом веществе. При этом локальные усиления или ослабления электрохимической активности пород определяются содержанием вкрапленников сульфидных минералов, что хорошо прослеживается по обратной связи между структурами аномалий ЕП и ΔT .

3.2.5. Распределение радиоактивных элементов в исходных породах и метасоматитах

Многоцелевой проблеме распределения РАЭ в докембрийских отложениях Енисейского кряжа посвящено множество работ. Эта проблема изучалась в связи с поиском радиоактивного сырья, выявлением особенностей поведения РАЭ в различных геологических процессах и для анализа эволюции верхней континентальной коры в докембрии [Кренделев, 1971, Злобин и др., 1975, Ножкин, Гавриленко, 1976, Ножкин и др., 2003, Маслов, и др., 2009].

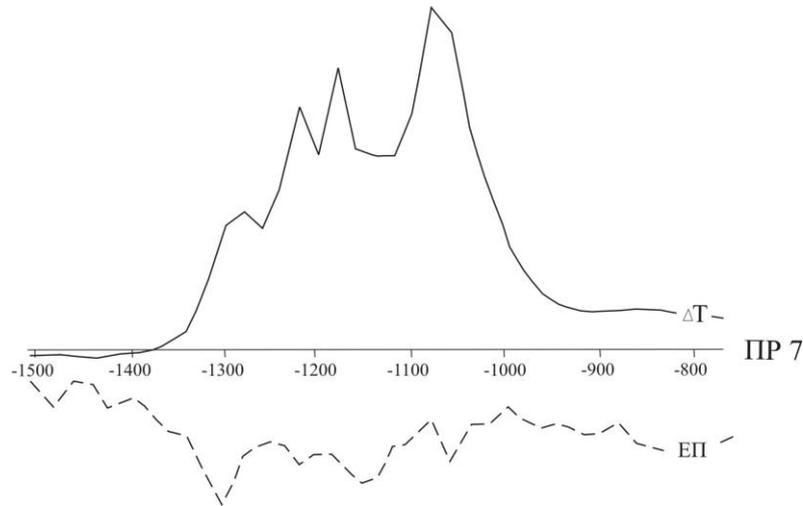


Рис. 56. Электрохимическая и магнитная аномалии северо-западного фланга минерализованной зоны.

Отдельные выводы этих исследований, необходимые в настоящей работе для оценки радиогеохимического фона в исходных метаосадочных породах, гласят, что тонкозернистые терригенные породы кординской свиты формировались за счет размыва весьма зрелой континентальной коры и для них свойственна подчиненность литологическому фактору, определяющему прямую корреляционную связь РАЭ с количеством тонкой алюмосиликокластике и обратную связь с содержаниями кремнезема. Также большинством исследователей отмечается предпочтительная обогащенность ураном углеродистых, а торием – высокоглиноземистых метапелитов.

Результаты исследований распределения РАЭ в породах различных радиогеохимических зон показаны в табл. 26. Среди *исходных метаосадочных пород* месторождения самыми низкими содержаниями РАЭ характеризуются известково-силикатные породы рязановской свиты.

Для пород кординской свиты влияние литологического фактора отчетливо проявилось в тенденции роста породных концентраций РАЭ по мере увеличения в их составе доли глинистой фракции, представленной слюдистыми минералами. Так, в отложениях среднекординской подсвиты по соотношению кварц-полевошпатового (обломочного) и гранат-слюдяного (алевропелитового) материала доля последнего возрастает с северо-востока на юго-запад. В

этом же направлении в породах подсветы повышаются содержания Th и K (см. рис. 42). По нарастанию количества слюдястых минералов и содержаний радиоактивных элементов метаморфогенно-осадочные образования кординской свиты можно расставить в следующем порядке: среднезернистые аркозовые метаалевролиты – кварцитовидные двуслюдяные сланцы – ставролитовые метапсефиты – двуслюдяные алевритовые сланцы. В исходных породах рязановской и кординской свит отсутствует корреляция между радиоактивными элементами.

Таблица 26. Радиоактивные элементы в исходных и минерализованных породах

Радиогеохимическая зона			Метод исследования (количество определений)	Средние содержания			
Название	Структурно-вещественная характеристика			U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %	K, %	
Юго-западная	Ставролитовые метапсефиты, двуслюдяные сланцы, R ₁ , kd ₃ ¹		ГСМ (47)	3,01	9,18	1,66	
Центральная	Поляризующиеся породы северного фланга месторождения		ГСМ (51)	3,72	13,11	2,68	
	Рудовмещающая структура	Метасоматиты хлоритовой зоны	Рудное тело 1	ГСМ (10)	3,35	16,33	3,08
				НАА (39)	4,16	20,24	3,01
		Рудное тело 2		ГСМ (13)	5,26	14,36	2,99
				НАА (47)	5,04	22,11	2,92
	Кварц-мусковитовые метасоматиты		НАА (21)	6,55	29,9	3,85	
Северо-восточная	Аркозовые метаалевролиты, кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы, R ₁ , kd ₂		ГСМ (75)	2,89	6,46	1,76	
	Кальцифиры, PR, rz		ГСМ (15)	2,37	3,16	0,67	

Примечание. Анализы методом нейтронной активации выполнены в лаборатории Радиохимии и нейтронно-активационного анализа ФТИ ТПУ. Аналитик Меркулов В.Г.

Кварц-мусковитовые метасоматиты среди остальных пород месторождения выделяются максимальными содержаниями всех радиоактивных элементов. Высокие содержания радиоактивных и редкоземельных элементов в кварц-мусковитовых метасоматитах отмечают и в других регионах и геологических обстановках [Рослякова и др., 1992, Савельева и др., 2003]. По этому признаку продукты процесса мусковитизации диагностируются в непродуктивных частях центральной радиогеохимической зоны, где образуют дугообразные ореолы самых высоких содержаний Th и K. Эти ореолы совпадают с аномалией ЕП первого порядка, разобщены только их эпицентры. Такое совпадение обусловлено углеродистой минерализацией кварц-мусковитовых метасоматитов (см. рис. 9 и 11). Делая допущение, что интенсивность углеродистой минерализации тем выше, чем ниже потенциалы поляризации, была изучена связь между процессами углеродизации и обогащения радиоактивными элементами дорудных метасоматитов. Связи между потенциалами ЕП и концентрациями Th, учитывая разобщенность их экстремумов на планах изолиний, изучались отдельно на участках с умеренными величинами этих параметров и в эпицентральных зонах тех и других аномалий.

В пределах аномалий в качестве умеренных величин для потенциалов ЕП приняты значения выше -200 мВ, для содержаний Th – значения до $15 \cdot 10^{-4} \%$. Эпицентрными считаются зоны с потенциалами ЕП ниже -200 мВ и содержаниями Th $> 16 \cdot 10^{-4} \%$.

Потенциалы ЕП обратно пропорциональны концентрациям Th с коэффициентом корреляции $r = -0,73$ (53 наблюдения). Связь нарушается только на участках экстремумов тех и других аномалий. Характерно, что в эпицентре аномалии ЕП наблюдается повышение содержаний U и появляется отчетливая обратная связь между содержаниями U и потенциалами ЕП ($r = -0,67$), тогда как на других исследуемых участках ее не было. Между собой Th и U не коррелируют. В пределах рассматриваемых дугообразных ореолов Th и К ведут себя согласованно притом, что в исходных породах эта связь отсутствовала.

Перераспределение РАЭ в рудовмещающей структуре, безусловно, осуществлялось и на более позднем, рудном, этапе развития месторождения, хотя признаков значительного поступления радиоактивных элементов в это время в виде интенсивных локальных ореолов не обнаруживается. Поэтому средние арифметические значения содержаний РАЭ по северному и южному блокам, вероятно, можно рассматривать в качестве приближенной характеристики для *метасоматитов хлоритовой зоны*. В эту группу пород не включались мусковитовые и углеродистые мусковитовые сланцы (см. табл. 26). Заметно, что хлоритизированные породы по содержаниям РАЭ существенно уступают мусковитовым сланцам, но превосходят все разновидности исходных пород, подчеркивая тем самым значительное поступление РАЭ в систему минералообразования на дорудном этапе.

Незначительное увеличение суммарного количества редкоземельных элементов (РЗЭ) на южном фланге месторождения не сопровождалось разделением тяжелых и легких редких земель: отношение Ce/Lu в обоих рудных телах одинаковое (табл. 27). При этом проявляются противоположные взаимоотношения Th с этими элементами. В первом рудном теле Th тесно ассоциирует с Ce и в меньшей мере с Lu, а во втором, его связь с Ce полностью утрачивается, но значительно возрастает корреляция с Lu. Максимальный контраст рудных тел наблюдается в полях концентраций U и, особенно, Th/U (см. рис. 42). На рудном этапе происходило образование *метасоматитов кварц-карбонат-слюдистого состава*. Но если метасоматиты кварц-карбонат-слюдистого состава в рудовмещающей минерализованной зоне развились очень ограниченно, то перераспределением РАЭ она была охвачена полностью.

Распределение РАЭ в вертикальных сечениях рудовмещающей структуры исследовалось с учетом неоднородности минерализованной зоны, выраженной чередованием околорудных пород с различной интенсивностью гидротермальных изменений на одних и тех же гипсометрических уровнях.

Таблица 27. Связи радиоактивных и редкоземельных элементов в породах и рудах месторождения Благодатного

Объект изучения (кол-во определений)		Коэффициент корреляции					Ce/Lu	Σ PЗЭ, г/г
		Th-U	Th-K	U-K	Th-Ce	Th-Lu		
Исходные породы	PR ₁ rz (15)*	-0.24	-0.25	-0.14	-	-	-	-
	R ₁ kd ₂ (75)*	-0.36	-0.07	0.21	-	-	-	-
	R ₁ kd ₃ (47)*	-0.14	0.17	0.04	-	-	-	-
Поляризующиеся породы северного фланга (51)*		-0.24	0.68	0.11	-	-	-	-
Первое рудное тело (39)**		0.04	0.17	0.05	0.66	0.47	264.8	188.3
Второе рудное тело (47)**		0.3	0.1	0.15	0.01	0.63	264.5	223.7

Примечание. * (ГСМ), ** (НАА)

Такая неоднородность обычна при формировании оруденения в сланцеватых породах и наблюдалась на месторождении Советском [Русинова и др., 1999], Чертово Корыто [Кучеренко и др., 2009 а], Сухой Лог [Русинов и др., 2008]. Она проявляется в связи с анизотропией проницаемости рудовмещающей структуры, когда поступление растворов происходит по многочисленным сближенным каналам вдоль сланцеватости при ограниченной диффузии растворов в стенки каналов. Выше была показана отчетливая вертикальная петромагнитная зональность, которая выражается в увеличении α пород минерализованной зоны на глубину. Поэтому в качестве аргумента вертикальной зональности в распределении РАЭ была принята не метрическая координата образца в разрезе, а его принадлежность к той или иной группе петромагнитных неоднородностей (рис. 57).

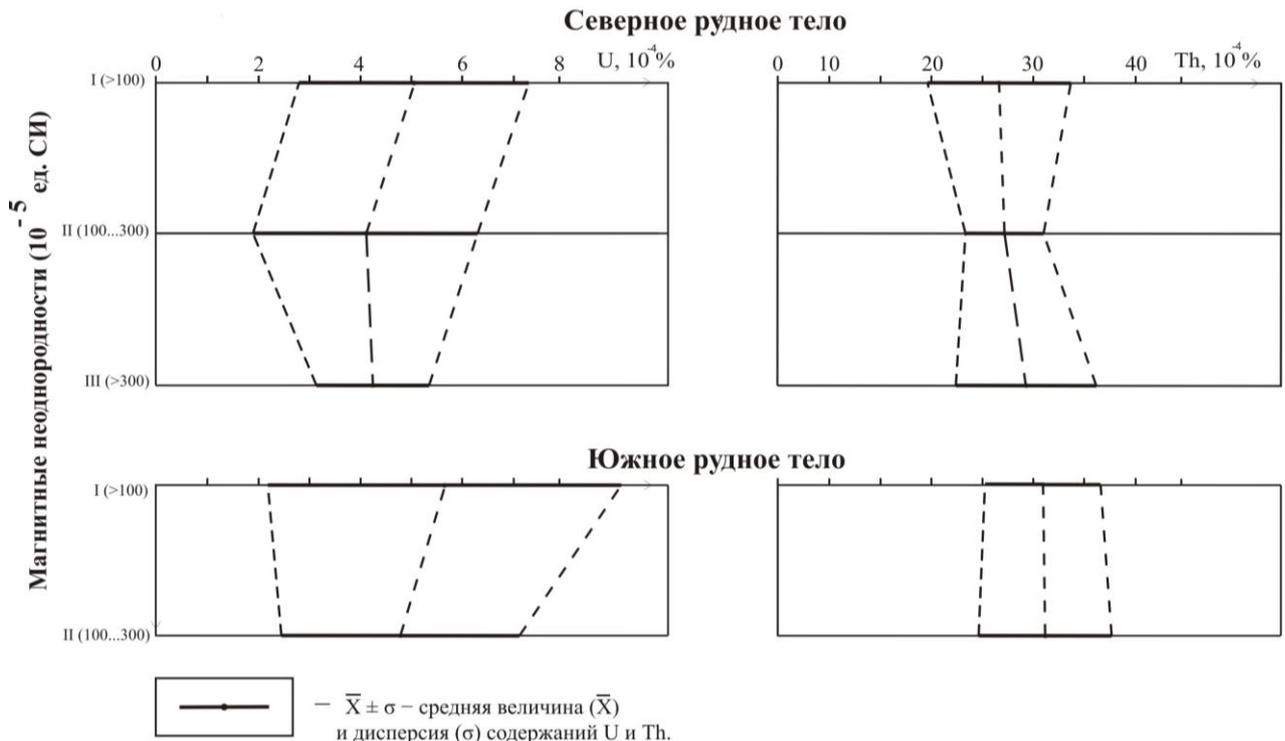


Рис. 57. Распределение U и Th в петромагнитных неоднородностях.

Если воспринимать α в качестве показателя глубины, то очевидно, что верхние горизонты месторождения обогащены U, а средние и нижние – Th. Эта зональность отчетливо проявлена в обоих рудных телах, но в целом количество РАЭ во 2-ом рудном теле больше, чем в 1-ом.

На современном уровне эрозионного среза зональное накопление Th и U в гамма-спектрометрических ореолах 2-го порядка отражает увеличение глубины эрозионного среза месторождения в северо-западном направлении (см. рис. 42). Распределение урана в рудовмещающей структуре на рудном этапе представлено двумя полярно противоположными ореолами 2-го порядка. Северо-западное окончание структуры на фоне дорудного обогащения радиоактивными элементами пород минерализованной зоны проявляется в «отрицательном» ореоле выноса этого элемента на рудном этапе. Участки накопления урана проявлены в южном блоке месторождения, здесь они контролируют локализацию 2-го рудного тела, и именно под этими участками на глубине развиты наиболее контрастные зоны метасоматитов кварц-карбонат-слюдистого состава.

В результате изучения пород и руд исследуемых месторождений установлено следующее. 1. Радиогеохимические аномалии, выявленные в непродуктивных блоках минерализованных зон всех изученных месторождений, обусловлены дорудными метасоматитами кварц-мусковитового и мусковит-хлоритового состава с сопутствующей углеродной (графитовой) минерализацией и надфоновым обогащением золотом. Они обладают высокими электродными потенциалами и невысокими значениями рэф. Им свойственно максимальное накопление РАЭ с высокой корреляционной связью между элементами. 2. В продуктивных блоках месторождений на рудном этапе формировались кварц-мусковитовые метасоматиты, березиты и слабоизмененные породы, вмещающие и березиты, и рудные тела. 3. Кварц-мусковитовые метасоматиты проявлены в подрудных участках, они обладают высокими электродными потенциалами, как и дорудные метасоматиты, но обеднены РАЭ, особенно U. 4. Тела березитов чрезвычайно маломощны и не создают аномалии в геофизических полях 1:10000, но именно кварц-серицит-карбонатный метасоматоз привел и к зональному распределению РАЭ в слабоизмененных породах, и к тому, что они утратили электродные потенциалы. 5. В рудных телах золото связано с арсенопирит-пирит-пирротинным парагенезисом. Рудам свойственна аномальная магнитная восприимчивость с максимальными значениями в корневых участках рудных тел. 6. Проявление минерализованной зоны месторождения Чертово Корыто в дипольной магнитной аномалии обусловлено ее пологим залеганием и намагничением.

ГЛАВА 4

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ СИСТЕМ И ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ

Развитие представлений о геологической природе геофизических аномалий на золоторудных месторождениях, когда по совокупности геофизических признаков появляется возможность диагностировать не только особенности вещественного состава горных пород, но и предполагать их связь с определенными этапами тектономагматической и металлогенической эволюции региона способствует совершенствованию петрофизических моделей и повышению достоверности геофизического прогноза перспективных участков. Так, для Енисейского кряжа установлено, что влияние процессов рифтогенеза и внутриплитного магматизма позднего неопротерозоя сказалось на развитии всех месторождений. Это позволило считать вклад этих процессов решающим для образования золотого оруденения, а образуемые в этой связи структурно-вещественные комплексы, наиболее устойчивыми, «универсальными», прогнозными критериями. В аспекте геофизического поиска необходимо представление об особенностях физических свойств этих «универсальных» прогнозных критериев, позволяющих диагностировать их по геофизическим полям. В силу того, что петрофизическая неоднородность даже одновозрастных структурно-вещественных комплексов бывает очень высока, рассматриваются физико-химические условия образования пород и главные факторы, отвечающие за петрофизическую вариативность минералообразующей системы на каждом из ключевых этапов рудообразования [Колмаков, 2016]. Общая петрофизическая зональность, включающая продукты главных рубежей рудообразования, предлагается в качестве критерия прогноза золотой минерализации.

4.1. УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ПОВЕДЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ: ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

В практике геофизического прогноза нередко приходится сталкиваться с такими фактами, когда индивидуальные особенности проявления в физических полях формационно-родственных месторождений могут быть настолько значительными, что их аномальные образы становятся мало похожими друг на друга. Для выяснения причин петрофизического отличия аналогичных месторождений предпринят анализ физико-химических условий процессов

минералообразования, в результате которых горные породы приобретают или утрачивают аномальные физические свойства на различных этапах развития рудогенерирующей системы.

4.1.1. Региональный метаморфизм и локальный динамометаморфизм

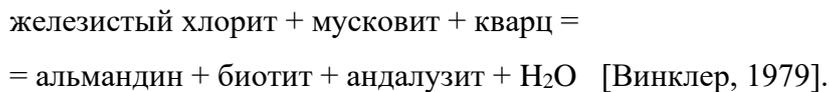
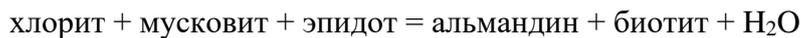
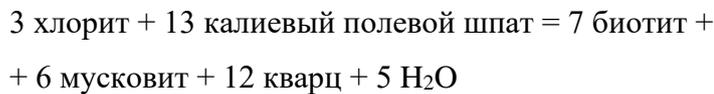
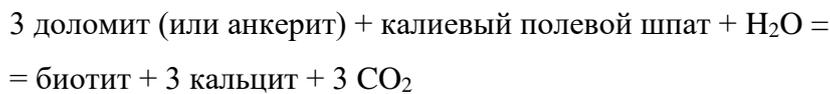
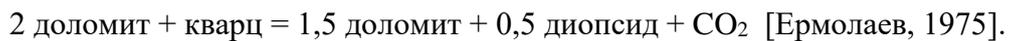
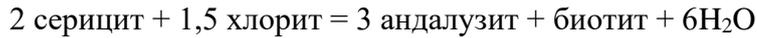
На Енисейском кряже изменения пород, связанные с региональным метаморфизмом и локальным динамометаморфизмом, встречаются, практически, на каждом месторождении [Сазонов и др., 2010]. Преобразования регионального метаморфизма отвечают за общую аномальную геофизическую обстановку более крупных золоторудных подразделений, таких как рудные узлы или совокупность нескольких узлов. Кроме того, как это было показано на примере Партизанского рудного узла, петрофизические особенности отдельных региональных метаморфических зон сказываются на характере локальных геофизических признаков месторождений, проявленных в различных региональных зонах. Удобство Татарского антиклинория, вмещающего Партизанский рудный узел, для оценки влияния регионального метаморфизма на физические свойства пород заключается в его компактности и возможности охвата сравнительно небольшим участком аэрогеофизических исследований всего спектра метаморфических зон. Зональность регионального метаморфизма усложняется локальными участками динамометаморфизма. Зоны локального динамометаморфизма сопровождают синколизионные надвиги, широко распространенные вдоль Татарско-Ишимбинской системы глубинных разломов и осуществляющие структурный контроль рудной минерализации.

Продукты регионального метаморфизма фиксируются только во вмещающих породах, ни на одном месторождении не встречены синхронные им рудные образования. По отношению к локальному метаморфизму месторождения делятся на те, в которых ранние золоторудные рубежи синхронны надвигам и те, в которых процессы надвигообразования приводили только к заложению рудоконтролирующих структур, без участия рудного вещества. Если принять верхнюю возрастную границу регионального метаморфизма за возраст гранитов каламинского типа (880–865 млн л), как это предлагается И.И. Лихановым В.В. Ревердатто, то раннее надвигообразование (851–854 млн л) проходило без значительного временного отрыва от процессов регионального метаморфизма [Лиханов, Ревердатто, 2011].

Региональный метаморфизм. Изменение физических свойств горных пород под влиянием регионального метаморфизма связано с перераспределением РАЭ, преобразованиями пирита и углеродистого вещества.

К так называемому «легкоизвлекаемому», относится U, содержащийся в хлорите и эпидоте пород пелитового состава. Его извлечение и миграция начинается уже в условиях,

отвечающих границе между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями в связи с реакциями метаморфического замещения хлорита, достигающими максимальной интенсивности в эпидот-амфиболитовой фации [Мельгунов и др., 1975]. В этих условиях наиболее вероятен перенос U и Th в гидрокарбонатных комплексах [Ермолаев, 1975]. В качестве возможных предлагаются следующие минеральные реакции метаморфического замещения и образования летучих компонентов в породах пелитового состава.



Согласно исследованиям В.Г. Прохорова (1977), увеличение уровня метаморфизма пород тейской и сухопитской серий вниз по разрезу сказывается на изменении свойств содержащегося в них пирита. Пириты пенченгинской свиты вблизи контакта с Татарской интрузией пирротинизированы полностью. В районе Герфед-Николаевского рудного поля пирротинизации подверглись не менее половины пиритов из пород верхнепенченгинской и нижнекординской подсвет. Остальной пирит несет черты метаморфического преобразования, выраженного в смене типа проводимости электрического тока. Со стратиграфического уровня Герфед-Николаевского рудного поля до уровня шунтарской свиты происходит постепенная смена соотношений электронной и дырочной проводимости пиритов, обусловленная изменением их формульного состава (соответственно от $\text{FeS}_{1,84}$ до $\text{FeS}_{2,02}$). Образование пирротина и смена проводимости пиритов приводит к высвобождению огромного количества серы и возгону ее в верхние горизонты [Прохоров, 1977]. Шунтарская свита входит в состав тунгусикской серии, прослеживаемой отдельными фрагментами на крыльях рифтогенных прогибов по периферии Татарского антиклинория. Ее возраст, согласно [Карта..., 2007], сопоставим возрасту гранитогнейсовых куполов тейского типа, а значит, и возрасту регионального метаморфизма. Характерно, что на уровне шунтарской свиты сосредоточены

самые крупные из известных на кряже скопления пирита, преимущественно гидротермально-осадочного происхождения [Прохоров, 1977].

Реакция разложения пирита на пирротин и расплав серы в «сухой» закрытой системе $Fe-S-O_2-H_2O$ приводится у И.П. Иванова и др. (2004).



Расчетные координаты реакции на P–T диаграмме для «сухой» системы составляют: T = 755 ° C, P = 1 кбар; T = 775 ° C, P = 2 кбар; T = 810 ° C, P = 5 кбар [Иванов И.П. и др., 2004]. Там же показано, что добавление небольшого количества H₂O в систему значительно (на 100 ° C) снижает температуру реакции.

Метаморфическое разложение пирита на пирротин и свободную серу происходит в системе с водой, так как сама система генерирует воду в ходе минеральных реакций дегидратации, как это было показано выше. Вероятно, что в этой системе температуры верхнего предела мусковит-хлоритовой субфации (около 480 ° C) [Маракушев и др., 1986] хватает для образования метаморфогенного пирротина. Метаморфизованные в этих условиях нижнекординские отложения Партизанского района [Сазонов и др., 1980 ф, 1982 ф] содержат метаморфогенный пирротин [Прохоров, 1977] и создают аномалии в магнитном поле (см. рис. 36 и приложение). На фронте зоны метаморфогенного пирротина под действием потока возгоняемой серы, вероятно, происходило тотальное замещение пиритом всех возможных ферромагнитных фаз, что привело к глубокому размагничиванию пород этого блока и его проявлению в региональной слабо отрицательной магнитной аномалии.

Тесное пространственное соотношение региональных аномалий магнитного и радиогеохимических полей позволяет предполагать парагенетическую связь процессов перераспределения радиоактивных элементов и сульфидной серы. Область выноса радиоактивных элементов в общих чертах отвечает области пониженной активности сульфидной серы и развития метаморфического пирротина притом, что последняя продвинута несколько выше по разрезу. Область обогащения пород РАЭ, имея большие размеры, совпадает с областью повышенной активности сульфидной серы (метаморфогенной пиритизации). Образование метаморфического графита, ответственного за аномалии ЕП, по углеродистому веществу происходило примерно до уровня границы между кординской и горбилкокской свитами. Преобразованные на уровне эпигенеза в Партизанском районе, углеродистые отложения удерейской свиты высокоомны и не создают аномалий ЕП (см. рис. 33, 36 и приложение).

Локальный динамометаморфизм. Термодинамические условия локального динамометаморфизма отвечают эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. Его проявление по отношению к образованиям регионального метаморфизма всегда прогрессивно, даже, если последние развивались при аналогичных температурах. Это связано с тем, что региональный метаморфизм протекал в условиях низких давлений, а локальный динамометаморфизм – в условиях умеренных давлений и их продукты отвечают различным фаціальным типам. В отношении к породам пелитового состава – это андалузит-силлиманитовый и кианит-силлиманитовый типы соответственно.

Таблица 28. Химическая и минералогическая характеристика пород в метаморфических зонах. По материалам [Лиханов, Ревердатто, 2011].

Зона (кол-во проб)	Средние содержания (масс. %) петрогенных компонентов												Распределение редкоземельных и радиоактивных элементов (средние характеристики)						
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	л.п.п.	Σ	Σ REE, г/т	Th, г/т	U, г/т	(La/Yb) _n	Eu/Eu*	LREE/HREE	La/Th
I (2)	58,68	1,79	21,60	7,29	0,14	1,67	0,48	0,37	3,33	0,13	4,39	99,85	372,6	30,5	2,9	14,0	0,5	4,5	3,2
II (4)	59,18	1,21	21,58	7,91	0,16	1,17	0,59	0,43	3,05	0,14	4,56	99,95	241,8	21,2	2,5	11,7	0,5	3,9	3,0
III (4)	60,50	1,03	21,96	8,35	0,16	1,69	0,86	0,30	2,78	0,13	2,22	100	142,0	20,1	2,2	8,4	0,6	2,8	1,8
Зона	Минеральный состав, об. %																		
	Ms	Chl	Cld	Bt	Pl	Qtz	St	Ilm	And	Sil	Ky	Grt							
I	17,94	14,03	21,74	12,11	1,78	6,15	2,04	1,07	23,14	0	0	0							
II	11,3	9,84	8,79	17,12	2,58	24,98	3,38	0,80	17,34	0	3,12	0,72							
III	4,17	0	10,12	19,84	1,17	44,14	4,11	0,46	0	8,31	7,19	0,49							

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n + Gd_n) * 0,5$. Ms – мусковит, Chl – хлорит, Cld – хлоритоид, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, St – ставролит, Ilm – ильменит, And – андалузит, Sil – силлиманит, Ky – кианит, Grt – гранат.

Детальное строение динамометаморфических зон, развитых по породам пелитового состава, минеральные реакции и поведение вещества в процессе их формирования рассмотрены в работах [Лиханов и др., 2008; Лиханов, Ревердатто, 2011]. Участок пород коллизионного метаморфизма имеет линейную форму, и вытянут вдоль надвига. По степени преобразования пород, нарастающей по направлению к надвику, выделены три зоны. Зона I – удаленные от надвига породы, претерпевшие только региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации (табл. 28). Границу между I и II зонами по появлению нового минерального парагенезиса с кианитом. Зона III непосредственно прилегает к надвику, ее

внешнюю границу определяют по появлению в новообразованном парагенезисе кианита с силлиманитом. Внутри зоны в породах исчезают реликты андалузита.

Расчитаны реакции динамометаморфического замещения исходных пород.

Зона II ($P = 5,04\text{--}5,05$ кбар и $T = 575\text{--}581$ °C).

Реакция замещения порфиробласт андалузита псевдоморфозами кианита:

$$0,198\text{хлоритоид} + 0,112\text{биотит} + 0,822\text{андалузит} = 0,148\text{кианит} + 0,013\text{мусковит} + 0,114\text{ставролит} + 0,145\text{кварц} + 0,478\text{H}_2\text{O}.$$

Реакция в матриксе породы:

$$0,134\text{хлорит} + 0,109\text{хлоритоид} + 0,270\text{мусковит} = 0,059\text{ставролит} + 0,028\text{гранат} + 0,231\text{биотит} + 0,241\text{кварц} + 0,884\text{H}_2\text{O}.$$

Суммарная реакция для зоны II:

$$0,134\text{хлорит} + 0,3\text{хлоритоид} + 0,257\text{мусковит} + 0,822\text{андалузит} = 0,148\text{кианит} + 0,229\text{биотит} + 0,028\text{гранат} + 0,173\text{ставролит} + 0,386\text{кварц} + 1,362\text{H}_2\text{O}.$$

Граница между II и III зонами ($P = 6,01$ кбар и $T = 600$ °C).

Реакция формирования псевдоморфоз:

$$0,124\text{хлоритоид} + 0,011\text{биотит} + 0,841\text{андалузит} = 0,418\text{кианит} + 0,012\text{мусковит} + 0,071\text{ставролит} + 0,089\text{кварц} + 0,299\text{H}_2\text{O}.$$

Реакция в матриксе породы:

$$0,262\text{хлорит} + 0,447\text{мусковит} + 0,032\text{ставролит} + 0,033\text{гранат} = 0,283\text{хлоритоид} + 0,371\text{биотит} + 0,403\text{кварц} + 0,45\text{силлиманит} + 0,383\text{H}_2\text{O}.$$

Общее уравнение массопереноса на границе между II и III зонами:

$$0,262\text{хлорит} + 0,435\text{мусковит} + 0,841\text{андалузит} + 0,033\text{гранат} = 0,418\text{кианит} + 0,45\text{силлиманит} + 0,360\text{биотит} + 0,039\text{хлоритоид} + 0,492\text{кварц} + 0,682\text{H}_2\text{O} \text{ [Лиханов, Ревердатто, 2011]}.$$

При минимальном перемещении порообразующих компонентов происходит глубокая фазовая перестройка динамометаморфических пород: по сравнению с регионально метаморфизованными породами, объемная доля кварца в них может возрасти более чем в 7 раз. В связи с ростом количества кварца Σ REE в их составе уменьшается в два раза (см. табл. 28). При этом максимальная интенсивность выноса свойственна для LREE, минимальная – для радиоактивных элементов.

В геофизическом аспекте внутренняя зона окварцевания отличается высокими значениями в поле удельных электрических сопротивлений (рис. 58) и пониженными – в радиогеохимических полях. В случае развития динамометаморфических зон по породам,

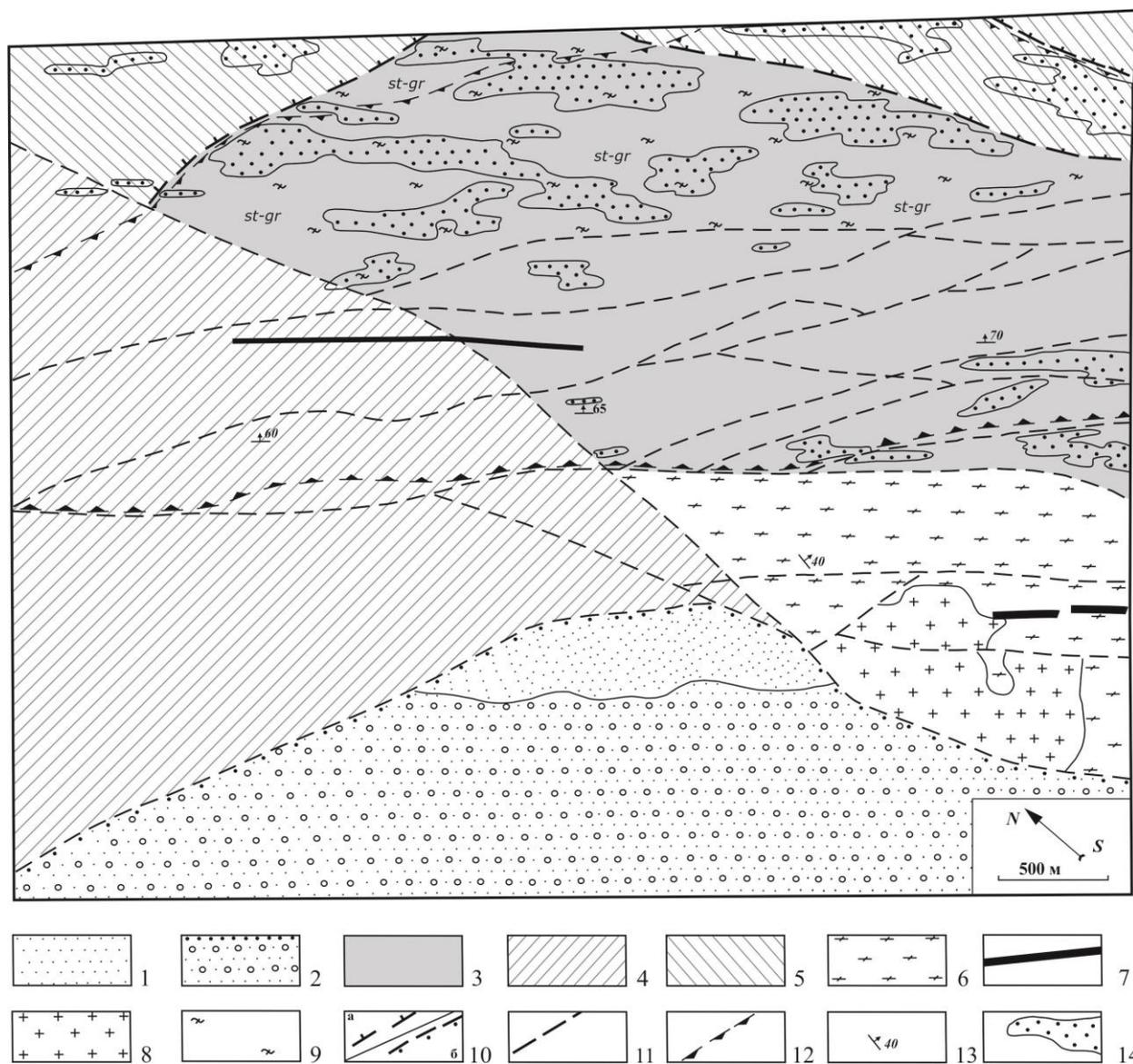


Рис. 58. Проявление зон локального динамотермального метаморфизма в электрическом поле, участок Коноваловский Северо-Енисейского рудного района.

1, 2 – чингасанская серия (поздний NP): карьерная свита – песчаники, алевролиты (1); лопатинская свита – конгломераты, песчаники (2); 3 – кординская свита (сухопитской серии, MP) – кварцево-сланцевые, кварцево-сланцево-хлоритовые и углеродистые сланцы; 4, 5 – тейская серия (поздний PP): пенченгинская свита – биотитовые, биотит-гранат-амфиболовые кристаллосланцы (4); свита хребта карпинского – биотитовые, биотит-гранатовые кристаллосланцы; гаревская метаморфическая серия (ранний PP?) – плагиогнейсы, кристаллосланцы, ортоамфиболиты, мраморы; 7 – захребетинский комплекс (700 млн лет) – дайки трахидолеритов; 8 – граниты татарско-аяхтинского комплекса*; 9 – зоны локального динамотермального метаморфизма (индекс-минералы: st – ставролит; gr – гранат); 10 – границы несогласного залегания пород в зонах надвигов (а) и рифтогенных структур (б); 11 – разрывные нарушения; 12 – минерализованная зона, проявленная в аномалиях ЕП, ΔT и повышенных содержаниях РАЭ с литогеохимическими ореолами Au, As и пунктами золотой минерализации; 13 – элементы залегания пород; 14 – высокоомные зоны метаморфогенной и гидротермально-метасоматической кварцевой минерализации.

*татарско-аяхтинский комплекс – ранее и ныне существующий таксон градации гранитов Енисейского кряжа по комплексам; по отношению к приводимой в настоящей работе градации включает в себя татарский, кутукасский, аяхтинский комплексы и граниты каламинского типа.

содержащим пирит и углеродистое вещество, активируются реакции метаморфического замещения пирита пирротином и неструктурированного углеродистого вещества электропроводящим графитом, что приводит к образованию линейных магнитных и электрических аномалий вдоль надвига.

4.1.2. Метасоматиты дорудного этапа

Дорудные кварц-мусковитовые метасоматиты чрезвычайно часто распространены на золоторудных месторождениях и в случаях, когда они не были изменены на более поздних этапах, характеризуются довольно устойчивыми признаками в геофизических полях.

Общая характеристика кварц-мусковитовых метасоматитов. В рудных полях на периферии продуктивных участков прослеживаются ореолы максимального накопления РАЭ обычно вытянутой и даже линейной формы. Их протяженность в первые километры сопоставима, а чаще превышает размеры самих месторождений. Ореолы создаются породами существенно мусковитового (серицитового) состава, бескварцевыми или с небольшим количеством кварца. В качестве второстепенного минерала может присутствовать хлорит или хлоритоид. Наиболее типичным акцессорным минералом является турмалин. Породы имеют шелковистый блеск и ярко выраженную сланцеватую текстуру, за что чаще всего называются мусковитовыми сланцами. Иногда применяется название серицитолиты или кварц-серицитовые метасоматиты. Их идентификационной особенностью с физической точки зрения является максимальное, в сравнении с другими образованиями рудных полей, накопление Th, U и K с высокой корреляцией между собой. Магнитная восприимчивость как правило невысока, их развитие по магнитным исходным породам приводит к размагничиванию последних. Удельные электрические сопротивления метасоматитов сильно зависят от вхождения в их состав кварца. Кажущиеся величины этого параметра (ρ_k) в бескварцевых мусковитовых разновидностях не превышают 1000 Ом, что в условиях данных месторождений близко к фоновым значениям, и могут достигать 5000-6000 Ом в преимущественно кварцевых разновидностях. Присутствие вкрапленных сульфидов приводит к увеличению вызванной кажущейся поляризуемости (η_k) метасоматитов до 2 % на фоне 0.5 % - в бессульфидных. Электрические свойства кварц-серицитовых пород кардинально изменяются при появлении в них электронно-проводящего углеродистого вещества – графита или графитоида. В интенсивно графитизированных метасоматитах кажущееся удельное сопротивление понижается до 300 Ом и ниже, резко увеличивается способность к электрической поляризации: естественной (ЕП) и вызванной (ВП). Амплитуды аномалий в естественном электрическом поле над такими породами достигают -600

мВ, а на некоторых месторождениях – -1000 мВ, кажущейся поляризуемости до 15 % и выше. Экстремальные интенсивности электрохимических процессов в случаях их естественного или вызванного протекания достигаются на различных участках углеродсодержащих пород. Как правило, минимумы в естественном электрическом поле не совпадают с максимумами η_k , часто аномалии ЕП отсутствуют там, где имеются ВП-аномалии притом, что в зонах с естественной поляризацией всегда активно идут реакции ее вызванной разновидности. Отсюда следует, что возможности метода ВП по картированию участков пород с графитовой минерализацией выше, чем в методе ЕП. Главным фактором различной их способности к вызванной и естественной поляризации является структура графитовой минерализации. Наиболее интенсивные аномалии ЕП создаются выдержанными по простиранию и падению графитовыми жилами и прожилками в зонах дробления и трещиноватости. Максимумы η_k сопутствуют этим зонам, но смещены в области, где графитовая минерализация проявлена в виде вкрапленников и нитевидных микропрожилков в общей массе углеродистого вещества (УВ). Визуально эти вкрапленники и прожилки не выделяются среди вмещающего их УВ, они диагностируются по наличию электродного потенциала, который может не образовываться в общей массе.

Физико-химические условия дорудного метасоматизма. В классификации метасоматических формаций кварц-мусковитовые метасоматиты рассматриваются и как низкотемпературный аналог грейзенов, и – как формация, соседствующая в поле координат интенсивных физико-химических параметров с формацией березитов в области повышенной температуры, кислотности и низкой фугитивности CO_2 (рис. 59). С грейзенами их объединяет принадлежность к продуктам кислотного метасоматоза, наличие в составе турмалина и однотипность фаций, представляющих крайние случаи химического состава: а) метасоматиты с накоплением глинозема и б) метасоматиты с накоплением кремнезема. Отличает их от грейзенов, наряду с более низкими термодинамическими параметрами, геологическая позиция. Грейзены располагаются в приконтактной зоне и кровле гранитных интрузий [Метасоматизм..., 1998], кварц-серицитовые метасоматиты – в зонах разломов, участках трещиноватости и расланцевания пород [Омельяненко, 1978]. Согласно Петрографическому кодексу кварц-серицитовые метасоматиты по накоплению Al_2O_3 , выносу оснований и Na_2O были отнесены к глиноземистому подотряду отряда кислотных представителей регионально-метасоматического класса [Петрографический кодекс, 2008]. Хлоритовые метасоматиты в рамках того же регионально-метасоматического класса представляют подотряд магнезиально-железистых дифференциатов отряда основных метасоматитов со слабо выраженным отложением оснований (зону базификации). Наличие турмалина в их составе свидетельствует об условиях умеренной кислотности растворов [Зарайский, 1999 б].

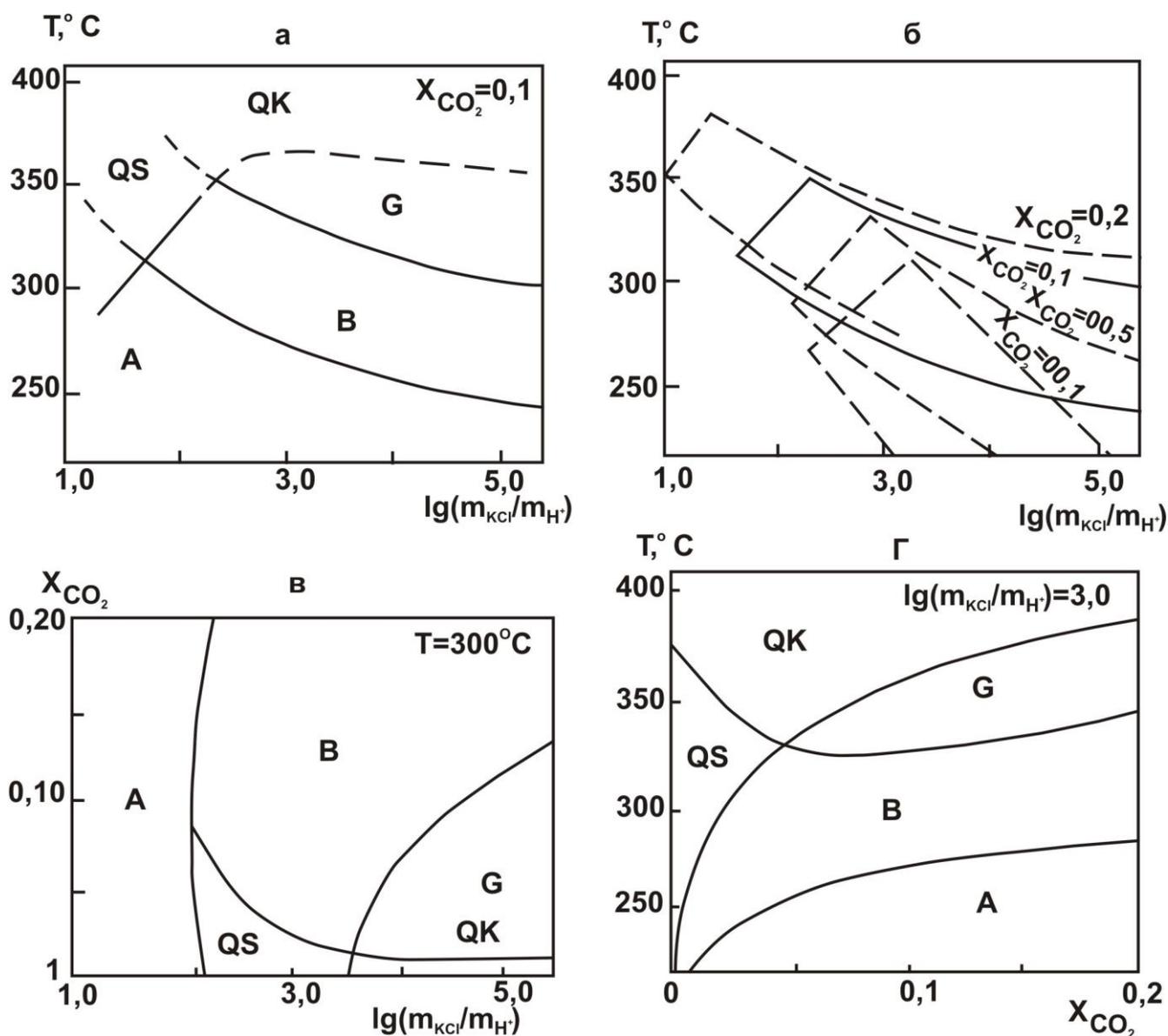


Рис. 59. Поля устойчивости метасоматитов в координатах различных интенсивных параметров [Метасоматизм..., 1998].

Метасоматиты: кварц-серицитовые (QS); аргиллизиты (A); березиты (B); гумбеиты (Gu); кварц-каливошпатовые (Qf).

Мусковитизация дорудного этапа происходила на фоне привнесения и высокой активности калия, его содержание в кварц-мусковитовых метасоматитах в полтора–два раза выше, чем в исходных терригенных породах на месторождениях Чертово Корыто и Благодатное (см. табл. 5, 8 и 20). Процессы минералообразования можно охарактеризовать с помощью серии взаимосвязанных реакций:



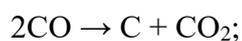
Альбит

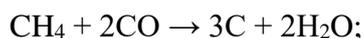
Мусковит

Реакция замещения альбита мусковитом и кварцем происходит с увеличением пористости [Омельяненко, 1978], что хорошо согласуется с уменьшением плотности кварц-мусковитовых метасоматитов (см. табл. 4 и 16 обр.: 304-37,6; 304-87,4; 304-110,1). Сопряженные процессы хлоритизации, напротив, сопровождаются увеличением плотности пород (см. табл. 4 и 16 обр.: 301-27,9; 301-45,1; 301-126,5; 303-99,7).

Кварц-мусковитовые метасоматиты встречаются на месторождениях золото-сульфидной и золото-кварцевой формаций, максимальная интенсивность их развития приходится на фланги месторождений. При этом сопутствующие процессы хлоритизации наиболее выражены на золото-сульфидных месторождениях, окварцевания – на месторождениях золото-кварцевой формации.

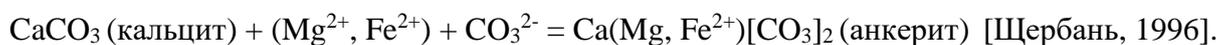
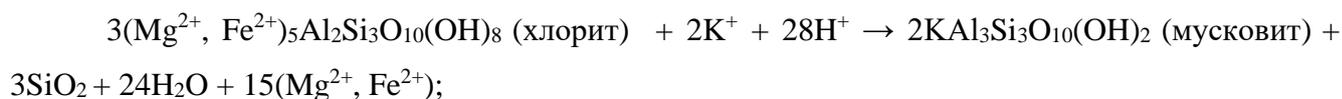
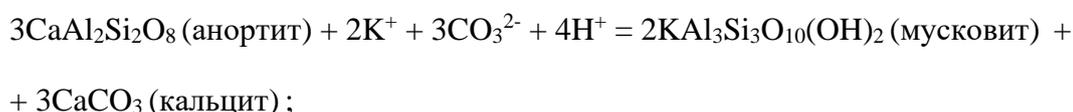
В бескарбонатных растворах транспортировка РАЭ может осуществляться в галоидных комплексах типа ThAlF_7 и ThFeF_7 [Туровский, Абакиров, 1975]. Там же говорится о важной роли Fe и Al в растворе при транспортировке Th в составе фторидных комплексов. В зависимости от активности компонентов в растворе Th способен образовывать соединения как анионного $[\text{ThF}_6]^{2-}$, так и катионного $[\text{ThF}]^{3+}$ $[\text{ThF}_2]^{2+}$ $[\text{ThF}_3]^+$ типа. Соответственно Fe и Al будут создавать катионные компоненты $[\text{Me}^{3+}\text{F}]^{2+}$, либо анионные – $[\text{MeFn}]^{-(n-3)}$. Так или иначе, в растворах образуются устойчивые и транспортабельные соединения типа ThAlF_7 и ThFeF_7 . В связи с этими сведениями следует отметить, что в первичных УВ-метасоматитах месторождения Чертово Корято, которые не были подвержены более позднему воздействию гидрокарбонатных растворов на рудном этапе, с Fe и Al имеет прямую связь не только Th, но и U, и $\sum \text{REE}$ (см. табл. 8, 10). В растворах с восстановительной реакцией возможны соединения U с органическими аддендами [Иванкин и др., 1984; Наумов, 1998]. Для Au рассматривается перенос в составе металлоорганических соединений [Плюснина и др., 2004] или фуллеренов – углеродных соединений, обладающих высокими миграционными и концентрационными свойствами в условиях эндогенного рудообразования [Винокуров и др., 1997; Марченко, 2011]. Наличие в дорудных метасоматитах месторождений Чертово Корято и Благодатное фторсодержащих (акцессорного турмалина и породообразующего мусковита) и углеродных минералов допускает миграцию микроэлементов во фторидных комплексах и с углеродными соединениями. В геофизических полях это выражается тесной корреляцией ореолов РАЭ с аномалиями ЕП, природа которых обусловлена графитовой минерализацией. Образование графита в процессе дорудного метасоматизма обязано реакциям диспропорционирования с участием углеродных компонентов и водорода в составе восстановленного флюида:



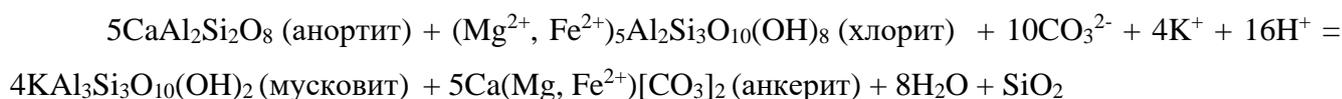


4.1.3. Метасоматиты рудного этапа

На рудном этапе в минералообразующей системе функционировали растворы водно-углекислотного состава. Ранее, при рассмотрении природы аномалий ЕП на месторождении Благодатном, говорилось о значительном возрастании электрохимической неоднородности минералообразующей системы в связи с влиянием растворов водно-углекислотного состава. Одним из результатов их воздействия на дорудные графитизированные метасоматиты была тонко рассеянная карбонатная минерализация. Высокая активность углекислоты приводила к замещению карбонатами минералов, в состав которых входят основания.



Объединяя эти реакции, можно записать



Микрокристаллы карбонатов изолировали между собой отдельные чешуйки графита или их агрегаты, отчего породами частично или полностью утрачивалась способность к естественной электрохимической поляризации.

Другим индикатором воздействия на породы гидрокарбонатных растворов, является распределение РАЭ и РЗЭ, сильно отличающееся от распределения в исходных метаосадочных породах и дорудных метасоматитах. Поведение радиоактивных и редкоземельных элементов в гидрокарбонатных растворах изучалось многими исследователями различными методами и способами в лабораторных, природных и модельных системах. Согласно экспериментальным исследованиям [Тугаринов, Вайнштейн, 1960] из щелочно-карбонатных растворов

комплексных соединений типа $\text{Na}_3[\text{TR}(\text{CO}_3)_3]$ при температуре 300°C выпадение РЗЭ с понижением рН растворов происходит в той же последовательности, в какой они находятся в таблице Д.И. Менделеева. Другими словами, тяжелые редкие земли иттриевой группы дольше удерживаются в растворе на фоне уменьшения активности уголекислоты, вызванного подкислением растворов, чем легкие РЗЭ цериевой группы. На большую прочность комплексных соединений тяжелых РЗЭ, чем легких указывается в работах [Балашов, 1976, Wood, 1990].

Торий является лучшим комплексообразователем, чем РЗЭ, поэтому в карбонатных растворах комплексные соединения Th по своей устойчивости более сопоставимы с аналогичными соединениями тяжелых лантаноидов, чем легких. В этой связи в работе [Невский и др., 1972] указывается на двойственность в поведении тория. В высокотемпературных процессах (например, в пегматитах), когда ведущим фактором распределения микроэлементов является изоморфизм, торий ассоциируется с элементами цериевой группы в силу близости их ионных радиусов. В условиях низкотемпературного гидротермального процесса, когда миграционная способность РЗЭ начинает, главным образом, зависеть от устойчивости их комплексных соединений в растворе, торий становится более сопоставим с элементами иттриевой группы.

М.А. Юдовской и др. изучались монациты из богатых руд и вмещающих черных сланцев месторождения Сухой Лог. Выделены две отчетливо разделяющиеся генерации: монациты низкотемпературной стадии катагенеза и начальной ступени зеленосланцевого метаморфизма и монациты высокотемпературной (до 385°C) рудной стадии. Предполагается, что в обоих случаях основной формой переноса РЗЭ и Th были их гидрокарбонатные комплексы. Микрорентгеноспектральным методом установлено, что низкотемпературный метаморфогенный монацит характеризуется низкими содержаниями Th (0.01-0.7 мас. %), а высокотемпературный монацит рудной стадии содержит до 4 мас. % ThO_2 [Юдовская и др., 2011]. По этим данным видно, что и в гидротермальных растворах ассоциация Th и Ce зависит от температуры, и чем она выше, тем теснее связь между этими элементами.

Еще лучшим комплексообразователем, чем Th и РЗЭ, является уран. Викт. Л. Барсуковым и др. методом компьютерного моделирования 12-компонентной (H-O-K-Na-Ca-Mg-Fe-Al-Si-Cl-S-C) закрытой гетерофазной физико-химической системы с помощью программного комплекса GIBBS-Hch исследовались процессы взаимодействия гидрокарбонатных растворов с породами кислого состава. Выявлено, что извлечение урана из пород и обогащение им раствора происходит тем эффективнее, чем выше в растворе начальная (до 5 моль/кг H_2O) концентрация уголекислоты. Мобильность уран сохраняет даже при

минимальном количестве углекислоты (до 0.01–0.1 моль/кг H_2O) после связывания ее в карбонатах в процессе уравнивания раствора с твердой фазой [Барсуков и др., 2000]. Факт более высокой подвижности урана, чем тория, в гидротермально-метасоматических процессах многократно подтверждался на многих золоторудных месторождениях. В единых рудно-метасоматических колоннах ореолы накопления урана, как правило, в большей мере сдвинуты во фронтальные зоны [Атабекьянц, 1977, Рихванов, 2002 и др.].

Полагаясь на представления о том, что воздействие растворов гидрокарбонатного состава приводит к значительному перераспределению РАЭ и РЗЭ в породах, а также к исчезновению поляризационных свойств в углеродистом веществе (если таковое имеется в породе) или его полному окислению, можно сформулировать основные признаки проявления в геофизических полях пород, подверженных такому воздействию.

В радиогеохимических полях – это зональность в ореолах РАЭ с существенным «отрывом» ореолов урана от ореолов тория и калия. В связи с этим преобразованные породы достаточно хорошо проявляются в полях относительных радиогеохимических параметров аномально низкими и высокими значениями Th/U- и K/Th-отношения. Так, Th/U-отношение для нормальных осадочных и метаосадочных пород близко к 4 [Рихванов, 2002], а в измененных гидрокарбонатными растворами породах эта величина варьирует от 1 до 10 (см. рис. 42). В поле ЕП такие метасоматиты контрастно проявляются в том случае, если во вмещающих неизмененных породах присутствует поляризующееся углеродистое вещество. Тогда на фоне отрицательных потенциалов вмещающих пород, карбонатизированные неоднородности будут создавать локальные аномалии с невысокими положительными значениями потенциалов ЕП, или близкими к нулю (см. рис. 28а и 41).

В то же время на месторождениях, как правило, присутствуют поляризующиеся породы с явными признаками преобразования на рудном этапе: наличием в составе индикаторных элементов и распределением микроэлементов, характерным для рудного этапа. Примером таких пород являются вторичные УВ-метасоматиты месторождения Чертово Кoryто (см. разделы 3.1.2 и 3.1.3). В чем причина того, что углеродные метасоматиты, будучи подверженными воздействию гидрокарбонатного раствора, не утратили своей способности к естественной электрохимической поляризации?

В работах Б.Н. Рыженко и др., Викт. Л. Барсукова и др. была показана динамика коэффициента распределения исходной H_2CO_3 между взаимодействующим раствором и твердой фазой в зависимости от температуры и давления в системе. По мере роста температуры при неизменном давлении уменьшается доля CO_2 , связываемого во вторичных карбонатах и все большее его количество остается в равновесном растворе. Увеличение давления при

постоянной температуре, наоборот приводит к смещению равновесного распределения H_2CO_3 в пользу твердой фазы. Приводятся концентрации CO_2 в растворах, равновесных с гранитом, для различных термодинамических условий. При 400°C и 3–3.5 кбар равновесная концентрация углекислоты равняется 1 моль/кг H_2O , при постепенном охлаждении и уменьшении давления до 300°C и 2.5 кбар она снижается до 0.1–0.2 моль/кг H_2O и уже при 200°C и 2 кбар равновесная с алюмосиликатными породами концентрация углекислоты стабилизируется на цифрах 0.1–0.01 моль/кг H_2O независимо от ее концентрации в исходной водной фазе. Напротив, при температуре солидуса гранитов и 4 кбар равновесный с ними флюид может содержать десятки-сотни моль H_2CO_3 на 1 кг воды [Рыженко и др., 1996, 1998, 2000, Барсуков и др., 2000]. Это значит, что при достаточно высоких температурах карбонаты не будут образовываться, даже при высоких концентрациях углекислоты в растворе и, как следствие, в таких условиях гидрокарбонатные растворы не будут нарушать поляризационных свойств УВ-метасоматитов, но повлияют на распределение индикаторных и микроэлементов.

4.1.4. Сульфидная и золотая минерализация

Рудные сульфидные ассоциации минерализованных зон достаточно часто включают в свой состав моноклинный пирротин и обладают аномальной магнитной восприимчивостью. Физико-химическим условиям гидротермального образования пирит-пирротинового парагенезиса посвящено множество теоретических и экспериментальных исследований [Barnes, Kullerud, 1961; Арнольд, 1966; Гаррелс, Крайст, 1968; Куллеруд, Йодер, 1969; Бортников и др., 1996; Иванов И.П. и др., 2004; Жариков, 2005; Стрельцова, 2009]. Установлено, что фазовые равновесия зависят, главным образом, от температуры и фугитивностей (f) кислорода и серы или валовой концентрации серы (m_s общ). Анализ диаграмм $\lg m_{s\text{общ}} - \lg f_{\text{O}_2}$, $\lg f_{\text{S}_2} - \lg f_{\text{O}_2}$, $\lg f_{\text{S}_2} - T$ системы Fe–S–O₂–H₂O, открытой для кислорода и серы, при P=1 кбар [Иванов И.П. и др., 2004] позволяет сделать следующие выводы.

При f_{O_2} , равновесных пирит-пирротин-магнетитовому буферу, пирит-пирротинное равновесие изотермической системы полностью определяется f_{S_2} (рис. 60). Равновесие фаз в условиях уменьшающейся m_s в растворе может сохраняться только при соответствующем снижении температуры, иначе это влечет за собой преимущественное выделение пирротина (рис. 61). При неизменной m_s в растворе отклонения температуры в большую или меньшую сторону от равновесного состояния приводят к доминированию пирротина или пирита соответственно. Добавление в минералообразующую систему анионов-конкурентов при

неизменной концентрации сульфидной серы вызывает подавление ее активности [Бартон, 1960], что более благоприятно для образования пирротина, чем пирита.

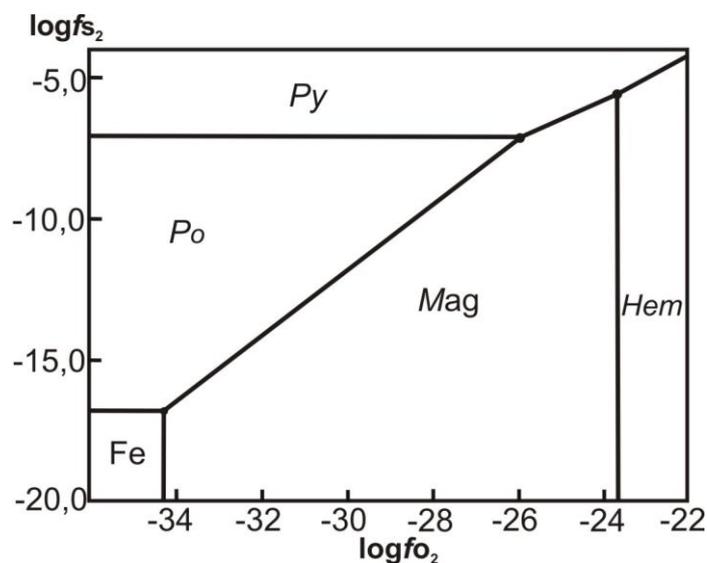


Рис. 60. Фазовые равновесия в системе Fe–S–O₂–H₂O, открытой для кислорода и серы: диаграмма $\log f_{O_2} - \log f_{S_2}$, $T = 400 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 1 \text{ кбар}$ [Иванов И.П. и др., 2004].

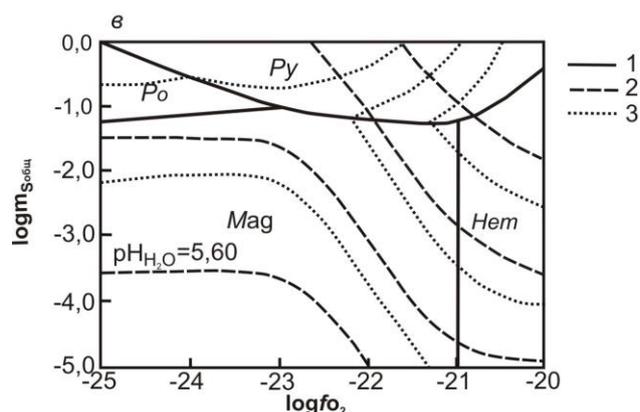
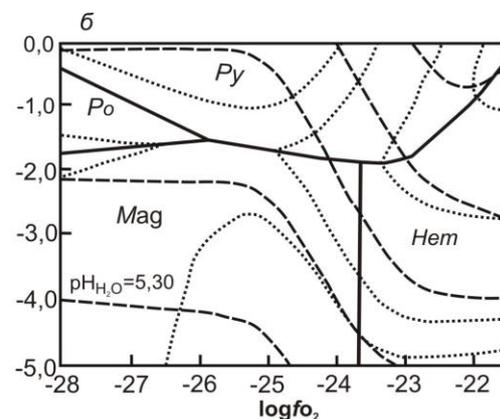
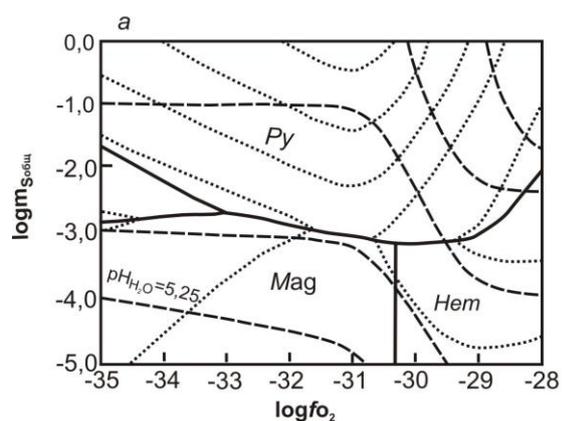
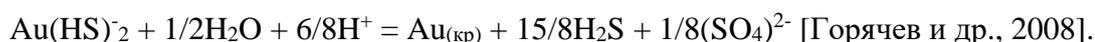
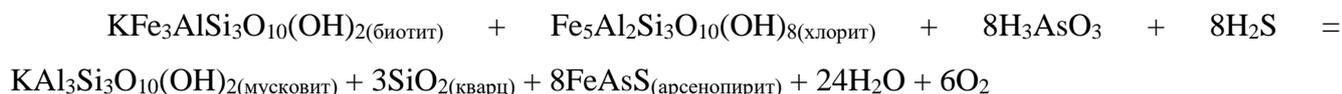


Рис. 61. Фазовые равновесия в системе Fe–S–O₂–H₂O, открытой для кислорода и серы при температурах 300 °C (а), 400 °C (б), 450 °C (в) [Иванов И.П. и др., 2004]: диаграммы $\log f_{O_2} - \log m_{S_{\text{общ}}}$.

1 – границы между фазовыми полями устойчивости; 2, 3 – изолинии: pH равновесных растворов (2); концентрации в растворе валового железа $\log m_{\text{Fe}_{\text{общ}}}$ (3); $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ – pH чистой воды.

Транспортировка Au в гидротермальных растворах с сульфидной серой осуществляется в комплексах AuS^- , AuHS^0 и $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ [Gibert et al., 1998; Дадзе, Каширцева, 2004, Пальянова, Колонин, 2007], а их устойчивость зависит от фугитивности серы. Реакции раствора, включающего сероводород, мышьяковистую кислоту и $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, с породами, обогащенными Fe^{2+} в силикатной форме, могут иметь следующий вид:



Для мобильности и концентрирования Au придается большое значение наличию в растворе CO_2 . Многими исследователями отмечается согласованность в вариациях содержаний CO_2 во флюиде и Au в рудах [Mernagh, Bierlein, 2008; Tomilenko et al., 2010; Гибшер и др., 2011], экспериментально была выявлена повышенная активность Au в углекислых средах [Сахарова и др., 1999]. Вероятно, что высокая фугитивность HCO_3^- сдерживает сульфидообразование, обеспечивая тем самым сохранность анионов HS^- , устойчивость и накопление AuHS^0 , $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ в растворе. Кристаллизация пирита и арсенопирита приводит к связыванию сульфидной серы, дестабилизации гидросульфидных комплексов Au и его выделению в самородной форме [Павлов, 1971; Горячев и др., 2008]. По результатам термодинамического моделирования золотоносность пирит-арсенопиритового парагенезиса объясняют совпадением полей устойчивости пирита, арсенопирита и Au и их массовым выпадением при снижении температуры от 400 до 300 °C [Павлова, Боровиков, 2008]. Устойчивому состоянию пирротина в этих же координатах отвечают более восстановительные условия. Поля пирротина и комплекса AuS^- разделены между собой полем самородного золота, поэтому появление парагенезиса золото+пирротин маловероятно [Павлов, 1971].

Анализ условий формирования полихронных и полигенных петрофизических характеристик золоторудных таксонов различного уровня организации позволил сделать следующие выводы. 1. С региональным метаморфизмом пород рудных узлов связано перераспределение легкоизвлекаемого U из хлорита и эпидота, замещение пирита магнитным пирротинном и структурные преобразования углеродистого вещества с кристаллизацией электрохимически активного графита. 2. Динамометаморфизм пород надвиговых структур, вмещающих рудные поля и месторождения, приводил к образованию в условиях стресса высокоомных участков окварцевания, а также пирротина и графита по аутигенному пириту и

углеродистому веществу. 3. Метасоматизм дорудного этапа происходил под действием низкотемпературных, умеренно кислых растворов восстановительной реакции с повышенной активностью К. Появление бескарбонатных кварц-мусковит-хлоритовых метасоматитов связано с отсутствием CO_2 в растворе с восстановленными углеродными компонентами. Снижение плотности кварц-мусковитовых разновидностей обусловлено кислотным выщелачиванием оснований; повышение плотности хлоритовых разновидностей вызвано накоплением оснований. Реакции диспропорционирования углеродных компонентов приводили к графитовой минерализации и поляризуемости дорудных метасоматитов. Их обогащение РАЭ, предположительно, связано с приносом РАЭ в галоидных комплексах и металлоорганических соединениях. 4. Метасоматизм рудного этапа происходил под действием растворов гидрокарбонатного состава с широким диапазоном температур. Появление бескарбонатных кварц-мусковитовых метасоматитов в подрудном пространстве обусловлено высокотемпературным подавлением фугитивности CO_2 и, как следствие, реакции образования карбонатов, по этой же причине они сохранили электрохимическую активность. Снижение температуры приводило к рассеянной карбонатной минерализации в слабоизмененных породах и нарушению их поляризуемости, связывание углекислоты в карбонатах сказывалось на миграционной способности и зональном распределении РАЭ. 5. Аномальная магнитная восприимчивость руд обусловлена вхождением пирротина в состав сульфидных парагенезисов и его количественными соотношениями с ассоциирующим пиритом. Пирит-пирротинное равновесие изотермической системы полностью определяется фугитивностью серы. Высокая температура подавляла фугитивность серы, способствуя кристаллизации пирротина и образованию самых магнитных пород в корневых участках рудных тел. Золото мигрировало в гидросульфидных комплексах. Падение температуры сопровождалось массовым связыванием серы в пирите и арсенопирите, дестабилизацией комплексов Au и его выделением в средне- и слабомагнитных рудах.

4.2. Реконструкция петрофизической зональности золото-сульфидно-кварцевого оруденения на примере месторождения Благодатное

Исходные метаосадочные породы рязановской и кординской свит на месторождении Благодатном характеризуются сравнительно выдержанной петрофизической однородностью: они не содержат аутигенного УВ и не поляризуются; их магнитная восприимчивость не превышает $50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Дифференцированность по содержанию РАЭ обусловлена вариативностью в их составе известково-кремнистой и глиноземистой составляющих.

Этапы динамотермального метаморфизма и дорудного метасоматизма. На этапе надвигообразования (785 млн л) начинается петроплотностная дифференциация кординских отложений, вызванная перераспределением породообразующих компонентов. В замки складок, как в зоны декомпрессии, отжимается избыточный кремнезем, образуемый в результате формирования более плотных пород гранат-ставролитового состава в условиях прогрессивного динамометаморфизма. По этой же причине усугубляется радиогеохимическая неоднородность протолитов – обедняются РАЭ все кварцитовидные породы с некоторым обогащением двуслюдяных и ставролитовых кристаллосланцев.

На раннем дорудном этапе метасоматизма (754 млн л) в динамометаморфических зонах интенсивного рассланцевания развиваются кварц-мусковитовые метасоматиты и сопряженные с ними участки пород с хлоритовой минерализацией. Косвенным геофизическим признаком и подтверждением сопряженности процессов мусковитизации и хлоритизации может служить зональное размещение однопорядковых геофизических аномалий в пределах минерализованной зоны. Дугообразный ореол с максимальным накоплением Th и K над безрудной частью минерализованной зоны отвечает участку пород, на котором процесс мусковитизации, как слабого кислотного выщелачивания, проявился в максимальной мере. Ее рудоносному участку с широко проявленной хлоритизацией соответствует локальная аномалия ускорения силы тяжести Δg , как высокоплотной зоне базификации (см. рис.39).

Результаты изучения связей потенциалов ЕП с содержаниями РАЭ и последних между собой (см. раздел 3.2.5) позволяют предполагать, что поступление углеродистого вещества и радиоактивных элементов было одновременным в процессе формирования дорудных метасоматитов. При этом торий ассоциировал с калием, а уран с углеродистой минерализацией на участках ее максимального проявления. Образование такой зональности, возможно, связано с процессом фазовой сепарации флюида на преимущественно газовую и водно-солевую составляющие. Явление фазовой сепарации флюидов часто встречается на гидротермально-метасоматических месторождениях, в том числе и золоторудных, обычно она вызывается снижением температуры и (или) давления в минералообразующей системе [Бортников, 2006, Бортников и др., 2007, Горячев и др., 2008, Томиленко, Гибшер, 2001]. При этом процессы углеродизации (графитизации) пород наиболее интенсивно протекают под воздействием фазы с восстановленными газами, а обогащения торием – из водно-солевой фазы. По результатам минералогического анализа пород установлено, что углеродный метасоматоз значительно интенсивнее проявлен в южном блоке месторождения; там же концентрировался уран и локализовались основные запасы золота. Отсутствие здесь поляризационных электрических эффектов, характерных для углеродистой минерализации, связано с воздействием на нее гидрокарбонатных растворов рудной стадии, о чем уже говорилось при рассмотрении природы

аномалий ЕП. Связывание калия на дорудном этапе в мусковите – минерале, замещающем первичные алюмосиликаты при участии воды – и его тесная ассоциация с Th усиливают предположение о выпадении последнего из водно-солевой фазы. Резкая, практически без перекрытия ореолов, граница между аномалиями Th и U 1-го порядка объясняется их зональным накоплением в вертикальном разрезе месторождения с локализацией U на фронте метасоматической колонны. Вероятно, эта контрастная граница проходит по одному из поперечных нарушений, которые разбивают месторождение на серию блоков, амплитуда вертикального перемещения которых и эродированность нарастают в северо-западном направлении.

Дорудная сульфидная минерализация представлена преимущественно пиритом, поэтому продукты этого этапа, сохранившиеся от последующих преобразований, немагнитные. Образованию пирита, вероятно, способствовала сравнительно невысокая температура предрудного процесса (см. табл. 21) и отсутствие конкурентов у сульфидной серы. Количество углекислого газа в растворе, приводящем к углеродизации пород, не могло быть значительным, а мышьяковистая кислота поступала в минералообразующую систему на следующем этапе.

Возрастные рубежи дорудного развития петрофизической зональности на месторождении Благодатное (785, 750 млн лет) на начальном этапе близки к эпохе коллизионного надвигообразования (856–792 млн лет), на позднем этапе совпадают с временами процессов неопротерозойского тектономагматизма – рифтогенного вулканизма плагиориодацит-базальтовой (780 млн лет), риолит-базальтовой (753 млн лет) ассоциаций и внутриплитного плутонизма А-гранитов аяхтинского (Аяхтинский массив – 750 ± 2 млн л [Vernikovskiy et al., 2003]) и глушихинского (Лендахский массив – 749–745 млн л [Верниковская и др., 2003]) комплексов. Вулканиды плагиориолит-базальтового состава и ассоциирующие с ними углеродистые сланцы характеризуются повышенной фоновой золотоносностью, вулканиды риолит-базальтового состава – повышенными содержаниями Au, щелочей, радиоактивных и редкоземельных элементов [Ножкин и др., 2011]. Обогащенность K и всеми названными микроэлементами также свойственна углеродным кварц-мусковитовым и хлоритовым метасоматитам на месторождении Благодатном [Полева, Сазонов, 2012, Колмаков, 2014].

Рудный этап. На рудном этапе (698 млн л) отложение минералов происходило из растворов водно-углекислотно-мышьяково-сернистого состава в интервале температур от 560 до 315 °С (см. табл. 21). Тесная связь Th в первом рудном теле с Се, а во втором с Lu (см. табл. 27) позволяет предполагать, что первое рудное тело представлено более высокотемпературными образованиями, чем второе. С этим предположением согласуются и

более высокие магнитные параметры первого рудного тела и сохранность электрохимической активности пород. Последний факт связан с тем, что высокая температура препятствовала процессу карбонатизации. Таким образом, высокотемпературный гидрокарбонатный раствор не нарушал поляризационных свойств графитизированных сланцев, способствовал близкому поведению Th с легкими редкими землями, выносу U и развитию пирротина по пириту. Так формировалась петрофизическая обстановка северо-западного фланга продуктивной зоны на рудном этапе (см. рис. 40–42).

Образование петрофизической зональности южного золоторудного блока происходило на фоне снижения температуры. В этих условиях углекислота связывалась в новообразованном сидерите. В кремнекислых метасоматитах карбонатная минерализация проявилась контрастно, но очень локально, вместе с тем, она широко распространилась в рассеянной форме во внешних зонах метасоматической колонны. Под рассеянной минерализацией, как и в работе [Барсуков и др., 2000], понимается процесс связывания огромного количества CO_2 без образования карбонатомёкких пород. Углеродные дорудные метасоматиты, подверженные карбонатизации, утрачивали электрохимическую активность. Связывание углекислоты в твердой фазе отражалось на миграционной способности редкоземельных и радиоактивных элементов и их зональном распределении. Сначала разрушались карбонатные комплексы легких редких земель, затем – тяжелых. При такой эволюции раствора у Th, как более устойчивого комплексообразователя [Невский и др., 1972], утрачивалась связь с церием, и он ассоциировался с лютецием. Максимум накопления Th приходился на нижние горизонты минерализованной зоны, а ураном, с его максимальной миграционной способностью, обогащались наиболее удаленные от зон кремнекислых метасоматитов, верхние горизонты месторождения.

На рудном этапе развивался золото-арсенопирит-пирит-пирротинный парагенезис. Ранние хлоритовые метасоматиты послужили благоприятной средой для образования карбонатов, сульфоарсенидов, сульфидов при воздействии растворов с волнообразным изменением активностей CO_2 , мышьяковистой кислоты и H_2S под влиянием температурного фактора и конкуренции анионов. Ассоциация золота и арсенопирита является распространенной в составе руд золото-сульфидных месторождений [Генкин и др., 2002, Горячев и др., 2008, Гаврилов и др., 2009]. Для этих месторождений закономерна обособленность продуктивной минерализации (и арсенопиритовой) от участков наиболее магнитных (пирротинизированных) пород. Такая минералогическая и петрофизическая зональность имеет универсальный характер и проявлена на месторождениях с золото-арсенопирит-пирит-пирротинным составом руд в разных регионах и в различные

металлогенические эпохи: Чертово Корыто (Патомское нагорье, рифей), Наталка (Яно-Колымская складчатая область, мезозой) и др. [Колмаков и др., 2010б, Соколов и др. 2011; Шарафутдинов, 2008 и др.]. В лабораторных условиях эта зональность была воспроизведена путем моделирования метасоматической колонки с золотоносным пирит-арсенопиритовым парагенезисом методом «проточного реактора» [Оболенский и др., 2011].

В разделе (4.1.3) были рассмотрены условия гидротермального сульфидообразования и факторы, влияющие на фазовые равновесия при формировании пирит-пирротинового парагенезиса. Смещение равновесия в сторону пирита или пирротина происходит с увеличением или уменьшением фугитивности серы соответственно. В свою очередь фугитивность серы при неизменном ее валовом содержании в системе зависит в первую очередь от температуры. Увеличение температуры снижает фугитивность серы, что приводит к расширению поля устойчивости пирротина и, наоборот, в отношении пирита. Определенное влияние могут оказывать анионы-конкуренты: наращивание их активности тоже подавляет фугитивность серы, что в общем случае благоприятнее для образования пирротина. Опираясь на эти выводы, была предпринята попытка анализа петромагнитной зональности, как отражения вариативности физико-химических условий сульфидообразования.

Моноклинные пирротины являются единственными ферромагнетиками в породах и рудах месторождения Благодатного. По отношению к ним было принято допущение равенства магнитной восприимчивости, а величина χ оценивалась как характеристика содержания минерала в анализируемом образце. На основании совместного изучения магнитной восприимчивости пород и химического состава золотоносной сульфидной минерализации была обнаружена отчетливая взаимосвязь между количеством пирротина в рудных парагенезисах, их магнитной восприимчивостью (χ , ед. СИ) и стехиометрическим отношением S/Fe в ассоциирующих пиритах.

Раннее сульфидообразование на месторождении, как правило, завершалось выделением пирротина после пирита в первую стадию и после арсенопирита и пирита – во вторую. Пирротин, развиваясь по пириту, замещал его либо полностью, либо частично. В последнем случае можно предполагать, что было достигнуто локальное фазовое равновесие [Коржинский, 1969, Метасоматизм..., 1998]. Вариации состава пирита можно рассматривать в качестве показателя температуры гидротермальных растворов и фугитивности серы. Считается, что увеличение в нем S/Fe-отношения может происходить как на фоне снижения температуры, так и в результате роста фугитивности серы [Коробейников и др., 1993, Прохоров, 1977]. Такое изменение указанных параметров минералообразующей среды приводит к смещению пирит-

пирротинового равновесия и преимущественному выделению пирита [Бортников и др., 1996, Жариков, 2005].

В ранних разновидностях пирита наиболее высокие значения S/Fe-отношения достигаются на южном фланге месторождения Благодатного, а максимальные величины – свойственны пириту завершающей галенит-сфалерит-халькопиритовой стадии образования сульфидов (рис. 62).

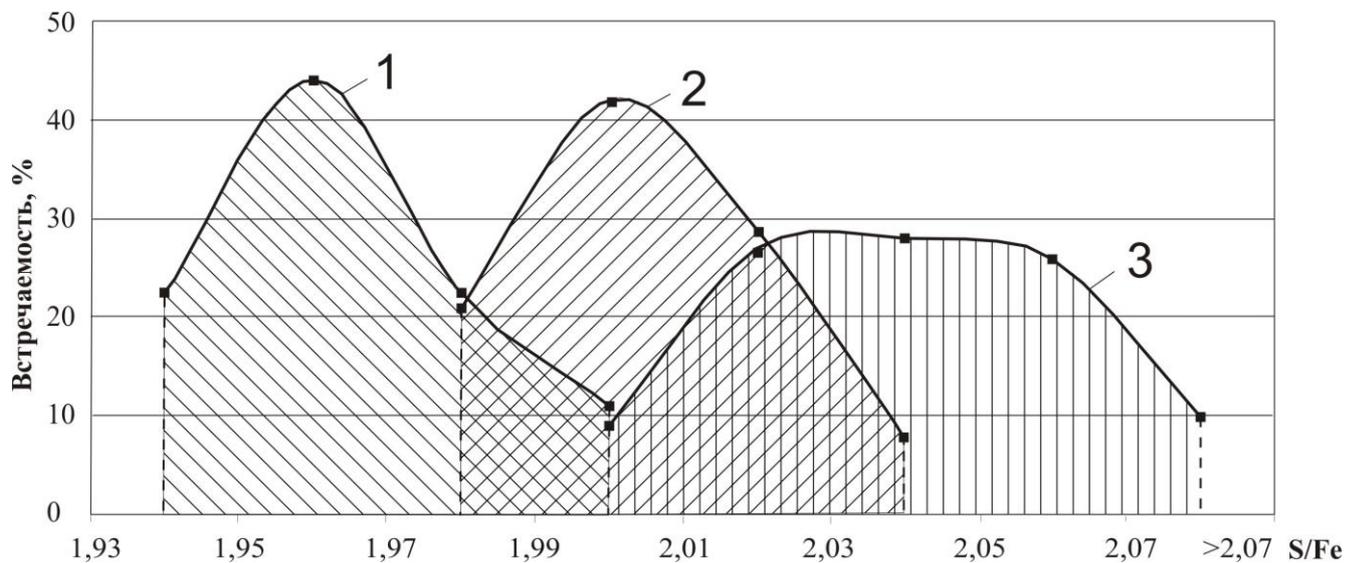


Рис. 62. Вариации формульных составов пиритов.

1, 2 - пириты ранних минеральных парагенезисов: первое (1) и второе (2) рудное тело; 3 – пириты заключительной галенит-сфалеритовой ассоциации.

При этом отчетливо проявляется тенденция снижения магнитной восприимчивости пород и руд по мере возрастания количества серы в пиритах ранних генераций (рис. 63). В конце рудного процесса величина S/Fe в пирите остается постоянно высокой, независимо от магнитных свойств субстрата, подвергавшегося пиритизации. Характер изменчивости химического состава пиритов и, в частности, S/Fe-отношения в них, позволяет считать, что накопление золота преимущественно в слабомагнитных образованиях вызвано повышением фугитивности серы в рудоносном гидротермальном растворе. Усиление ее активности контролировало увеличение S/Fe-отношения в минералообразующей системе и доминирование пирита над пирротинном в рудном парагенезисе [Колмаков и др., 2010а]. Образование наиболее магнитных зон в условиях высокотемпературного замещения пирита пирротинном приводило к высвобождению большого количества сульфидной серы – это повышало подвижность Au и способствовало его дополнительному перераспределению, что подтверждается вырождением продуктивных интервалов среди самых магнитных пород (см. рис. 54).

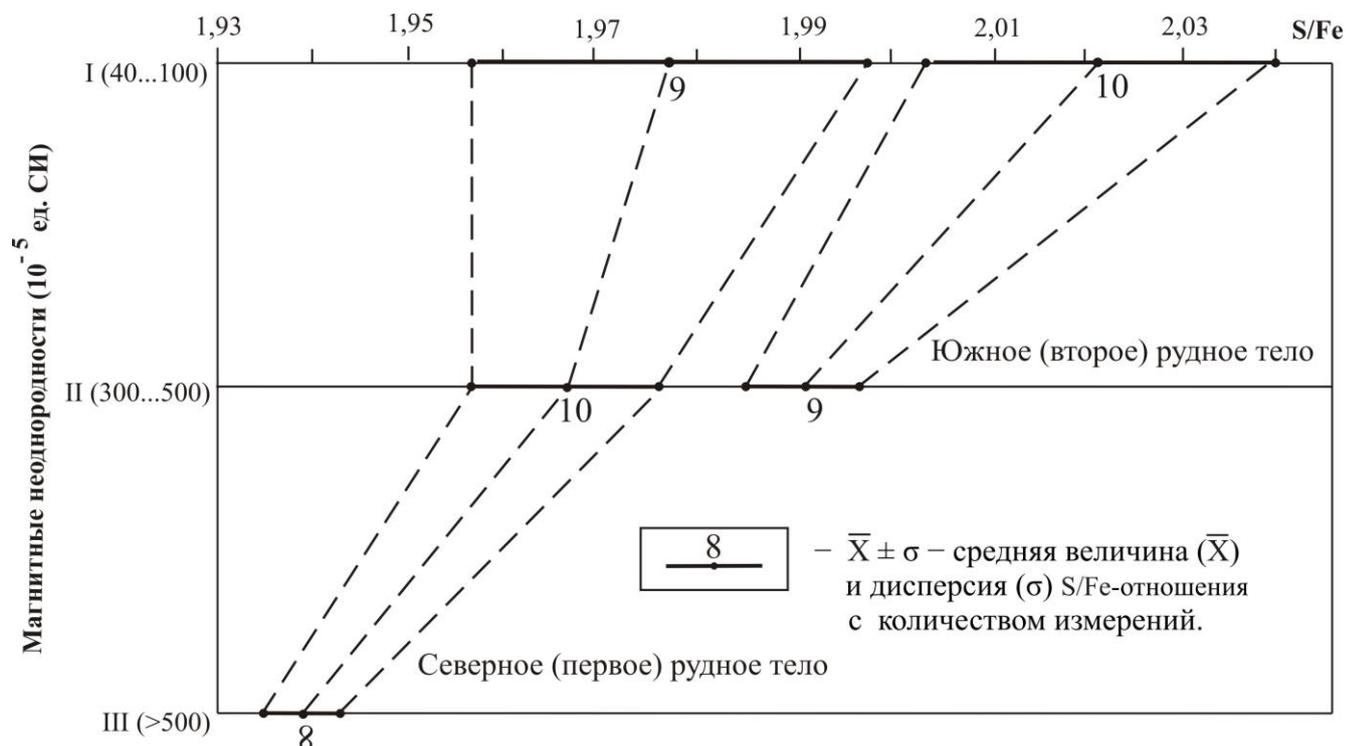


Рис. 63. Стехиометрия пиритов в магнитных неоднородностях пирит-пирротинового и пирит-пирротин-арсенопиритового парагенезисов.

Развитие петрофизической зональности рудного этапа по времени соотносится с образованием рифтогенных вулканитов трахибазальт-трахитовой ассоциации и внутриплитных субщелочных гранитоидов кутукаского (700–690 млн л) и щелочных пород захребетнинского (703 ± 4 млн л) комплексов.

4.3. ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНЫХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН В ПАРТИЗАНСКОМ РУДНОМ УЗЛЕ

В 2012 году научно-производственное предприятие «Аэрогеофизика» по заказу горнодобывающей компании «Васильевский рудник» выполнило поисково-разведочную аэрогеофизическую съемку 1:10000 масштаба Партизанского золоторудного узла, включающую магниторазведку, электроразведку ДИП-А и гамма-спектрометрию. В 2015 году автору поступило предложение по интерпретации этих материалов с целью прогноза минерализованных продуктивных зон. Оценка перспектив прогнозных участков с позиции их проявления в геофизических полях проводилась в сравнении с выявленными комплексами геофизических признаков локализации известных месторождений Партизанского узла с учетом размещения прогнозных участков по региональным геофизическим зонам. В результате этого анализа предложена серия перспективных участков на флангах уже известных месторождений.

Кроме того, на территории, где была впервые проведена детальная комплексная геофизическая съемка выявлен новый перспективный участок с геофизическими признаками золоторудных концентраций, не свойственными ни одному из известных месторождений Партизанского узла, но аналогичными признакам золото-сульфидного месторождения Благодатного. По наименованию небольшого гранитоидного массива, расположенного юго-восточнее в 7–8 км, участок назван Подголецным.

Герфед-Николаевское рудное поле. Выделены участки I и II на восточном фланге Верхне-удерейского рудопоявления (рис. 64). Региональная геофизическая обстановка этих участков соответствует таковой для Герфед-Николаевского рудного поля; они располагаются в региональных зонах пирротиновой и графитовой минерализации, а также в зоне контакта между слаборадиоактивными отложениями пенченгинской свиты и кординскими породами с повышенной радиоактивностью.

На самих участках и на прилегающих к ним территориях присутствуют все признаки локализации золотого оруденения, свойственные для Герфед-Николаевского рудного поля.

1. Тесный контакт с дорудными серицитовыми метасоматитами, прослеживаемыми вдоль реки Удерей.
2. Дипольные магнитные аномалии.
3. Отчетливые субширотные линейные ореолы в радиогеохимических полях.

Урало-Васильевское рудное поле. Выделены три участка в окрестностях месторождений Васильевского и Архангельского (рис. 65).

Региональная геофизическая обстановка *Участка № III* такая же, как и для месторождения Васильевского: он находится в зоне пиритизации, накопления радиоактивных элементов, высоких градиентов потенциалов ЕП, а также в зоне умеренных значений $\rho_{эф}$, – переходной от зоны низкоомных графитизированных кординских отложений к зоне высокоомных горбилокских и удерейских пород. В его окрестностях наблюдается такой же комплекс геофизических признаков, что и на Васильевском месторождении.

1. Сопряженность с радиогеохимическим ореолом дорудных серицитовых метасоматитов по системе нарушений северо-восточного простирания. Только этот ореол проявлен вдоль правого притока реки Удерей.
2. Общее понижение сопротивлений на участках развития дорудных метасоматитов, вызванное, вероятно, проявлением гидротермальной углеродистой минерализации.
3. Аналогичная с Васильевским месторождением петрофизическая неоднородность предполагаемой продуктивной зоны: комплекс линейных аномалий $\rho_{эф}$ и содержаний

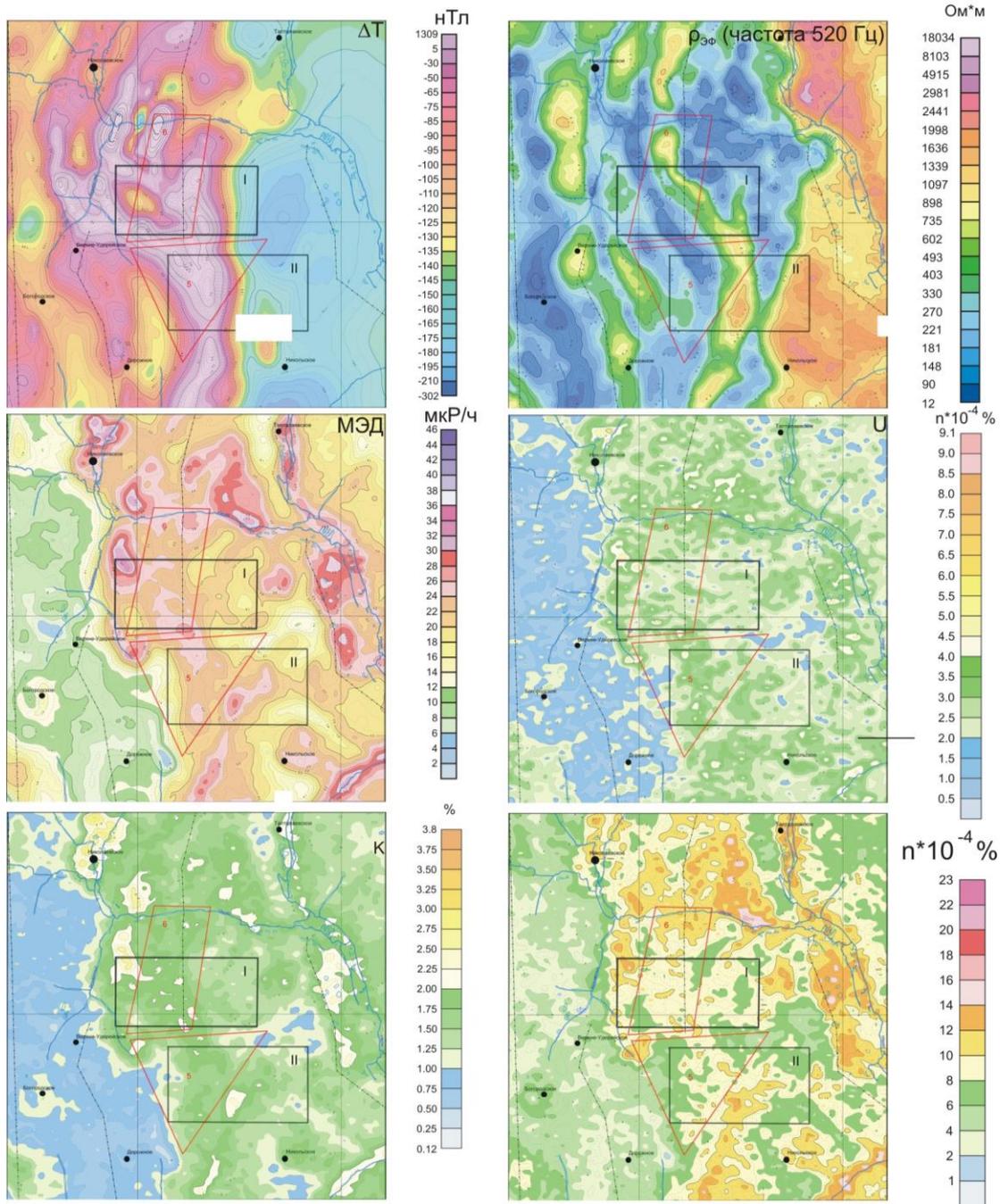


Рис. 64. Перспективные участки Герфед-Николаевского рудного поля.

1, 2 – перспективные участки, выделенные по геохимическим ореолам Au, As и распространению обломков и свалов жильного кварца (1) (выделены А.М. Сазоновым) и по геофизическим признакам (2). Остальные условные обозначения приведены на рис. 37.

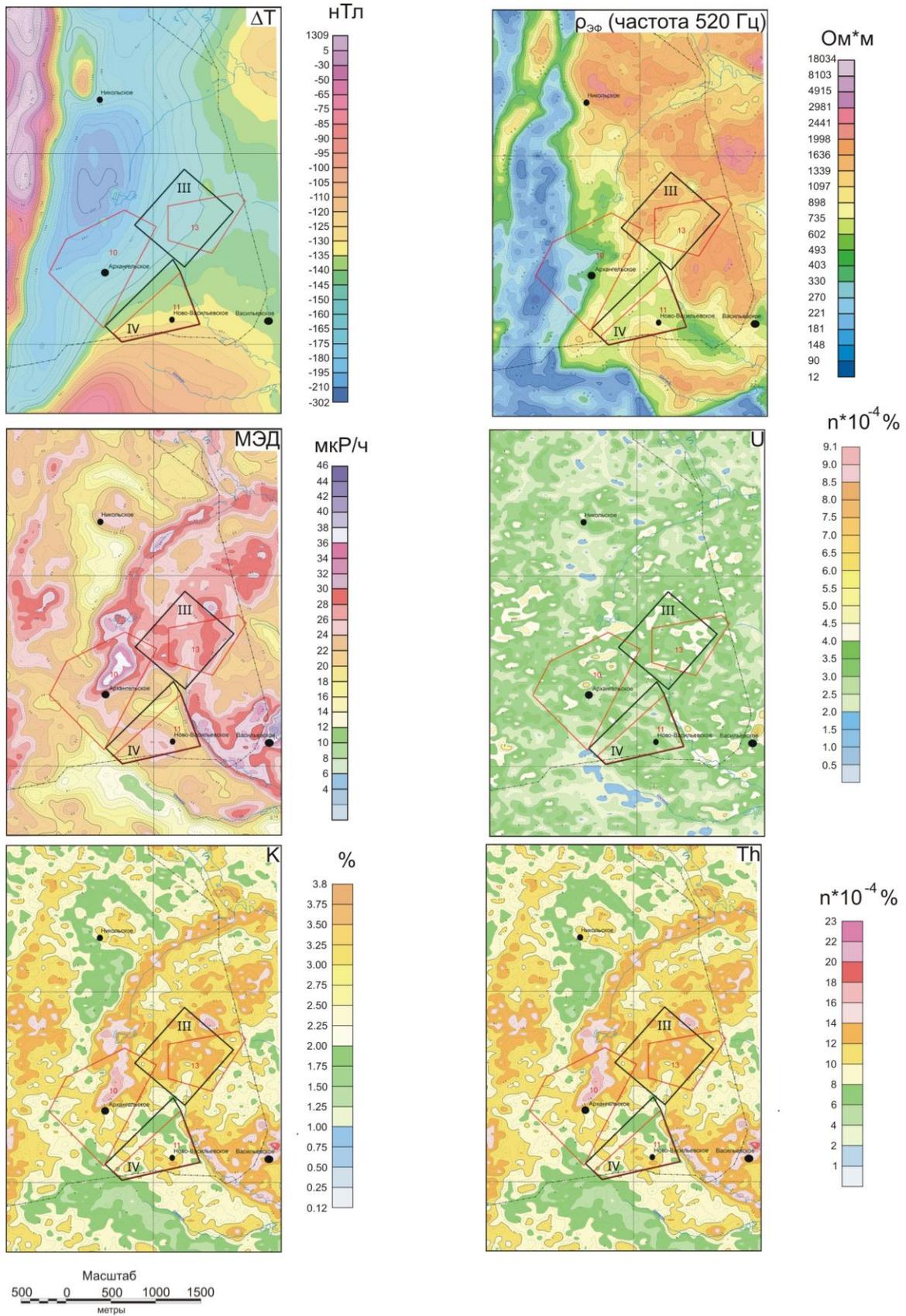


Рис. 65. Перспективные участки Урало-Васильевского рудного поля.

Условные обозначения приведены на рис. 64.

радиоактивных элементов. При этом, так же, как и на Васильевском месторождении, высокоомным породам соответствуют сравнительно невысокие содержания ЕРЭ и, наоборот.

Окрестности *Участка № IV* в геофизическом аспекте сопоставимы с окрестностями участка *№ III* и отличаются от них только меньшими сопротивлениями вмещающих пород. Участок *№ IV* охватывает целую систему разрывных нарушений (вдоль ручьев Васильевского, Архангельского и реки Шалакон) и, связанных с ними дорудных метасоматитов. В поле $\rho_{эф}$ метасоматиты проявилась в виде крупной крестообразной зоны с аномально пониженными сопротивлениями. На западном фланге этой зоны локализовано месторождение Архангельское, на восточном фланге – проявлено рудопроявление Ново-Васильевское, с ее северным флангом связаны перспективы участка *№ III*. Вдоль северо-западной границы участка *№ IV* вытянута аномалия $\rho_{эф}$, с амплитудой существенно выше, чем у аналогичной локальной аномалии Архангельского месторождения, но ниже, чем у аномалии на Васильевском месторождении. Возможно, это связано с тем, что участок *№ IV* находится в промежутке между Архангельским и Васильевским месторождениями, поэтому и параметры признаков локализации приобретают промежуточные значения. Линейные локальные аномалии $\rho_{эф}$ северо-восточного направления на фоне низкоомных дорудных метасоматитов с ассоциирующими аномалиями радиоактивных элементов – одни из главных геофизических признаков локализации месторождений Урало-Васильевского рудного поля.

Участок № V по геофизическим признакам является аналогом оруденения Архангельского месторождения и Сергеевского рудопроявления. На этом участке, как и на перечисленных выше присутствуют локальные линейные дипольные аномалии $\rho_{эф}$ и тесно ассоциирующие с ними ореолы накопления радиоактивных элементов.

Участок Подголецный. Участок сложен метаосадочными породами среднекординской подсвиты, в его северо-западной части среднекординские отложения прорываются гранитоидами Татарского массива (рис. 66). В северо-восточной части они имеют тектонический контакт с отложениями пенченгинской свиты и амфиболитами индыглинского комплекса.

Признаки рудоконтролирующей структуры. Линейная структура, фрагмент которой зафиксирован комплексом геофизических аномалий на южном фланге участка (рис. 67), интерпретируется как зона пород, претерпевших изменения в условиях надвигообразования.

Высокоамплитудная аномалия $\rho_{эф}$ соответствует участкам окварцевания, характерным для зон динамотермального метаморфизма (см. рис. 58), в связи с достаточно активной миграцией кремнезема в стрессовых условиях. Перераспределению кремнистого и глинистого компонентов обязана дополнительная дифференциация пород по содержаниям РАЭ. Интенсивная аномалия ΔT и низкие сопротивления высокомагнитных пород обусловлены

развитием пирротина и графита по сингенетичному пириту и углеродистому веществу в условиях повышенной температуры и давления (рис. 68).

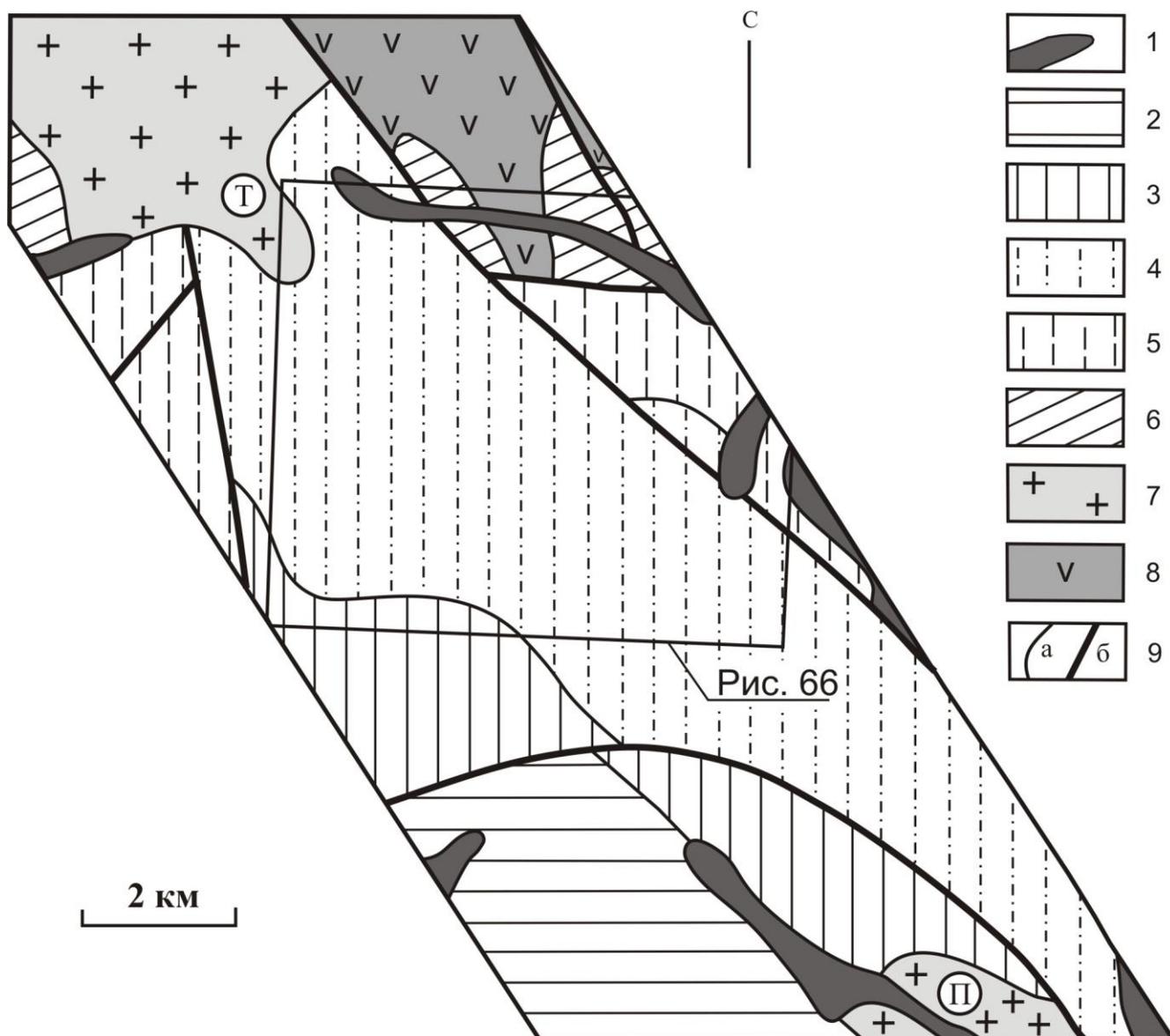


Рис. 66. Геологическая схема окрестностей участка Подголецного. По [В.М. Тенешев и др., 2006 ф].

1 – современные отложения; 2 – горбилочская свита нерасчлененная (MPgb) – серо-зеленые алеврито-глинистые, глинисто-алевритовые сланцы; 3 – верхнекординская подсвита (MPcd₃) – углеродистые глинистые, песчано-алеврито-глинистые сланцы и алевропесчаники; 4 – среднекординская подсвита (MPcd₂) – алевропесчаники с прослоями углеродистых сланцев в верхней части и туфопесчаники, туфогравелиты в основании; 5 – нижнекординская подсвита (MPcd₁) – углеродистые глинистые сланцы с примесью алевритового материала; 6 – пенченгинская свита нерасчлененная (PPpn) – биотит-кварцевые кристаллические сланцы, углеродистые серицит-кварцевые сланцы в верхней части, кварциты и мраморы в основании; 7 – граниты: Т – Татарского и П – Подголецного массивов; 8 – ортоамфиболиты индыглинского комплекса; 9 – геологические границы (а); разрывные нарушения (б).

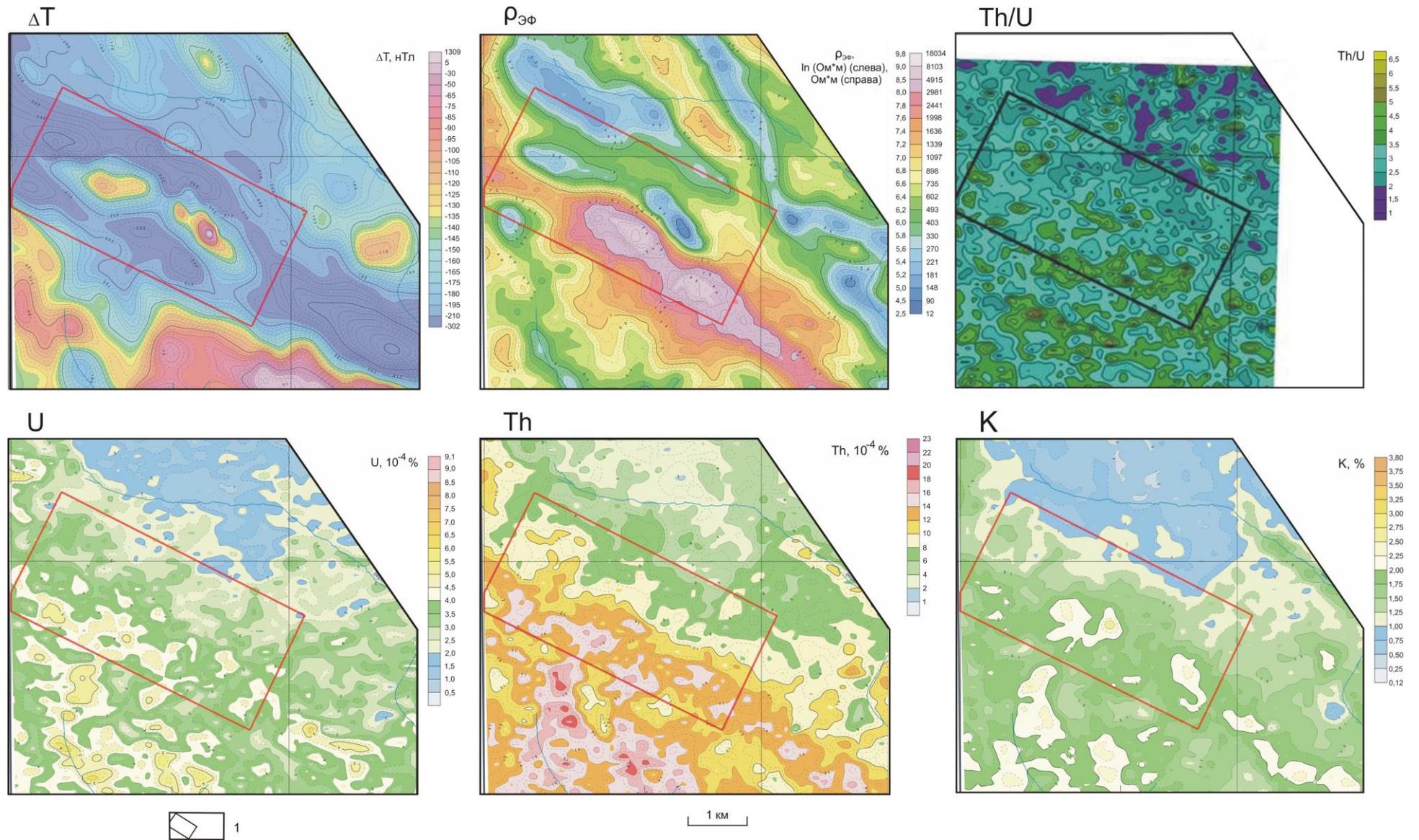


Рис. 67. Геофизические поля участка Подголеchnого. По материалам аэрогеофизической съемки [Б.А. Калмыков, А.А. Трусов, 2012].

1 – контур перспективного участка.

Высокая проницаемость структуры, вероятно, неоднократно обеспечивалась дополнительными тектоническими подвижками на протяжении длительного времени. Эпоха надвигообразования в Енисейском кряже охватывает временной интервал от 856 до 792 млн лет, при этом заметно, что загиб южной оконечности Татарского массива гранитов с возрастом 630 млн лет связан с этой структурой, на ее противоположном конце произошло внедрение гранитоидов Подголежного массива (см. рис. 66). Метаморфогенная пирротинизация в зоне надвига продвинулась до верхнекординского уровня притом, что во всем остальном Партизанском узле метаморфическое замещение пирита пирротинном отмечается не выше нижнекординских отложений [Прохоров, 1977]. По структурам геофизических полей заметно, что на динамометаморфические неоднородности накладываются аномальные образования последующих этапов.

Признаки дорудных метасоматитов. Для месторождений Партизанского узла установлены возрастные рубежи сопоставимые со временем формирования дорудных метасоматитов на месторождении Благодатном (см. табл. 2), к тому же все известные месторождения узла локализуются на флангах петрофизических зон, похожих по своим высокорadioактивным свойствам на эти метасоматиты (см. рис. 64, 65, приложение). На участке Подголежном образования, предполагаемые как дорудные, также как кварц-мусковитовые и хлоритовые метасоматиты месторождения Благодатного, обогащены всеми РАЭ [Колмаков и др., 2016a]. Там, где они развиваются по динамометаморфическим породам, значительно сокращаются амплитуды аномалий ΔT и $\rho_{эф}$, иногда до полного исчезновения аномалий (см. рис. 67 и 68). Эти факты хорошо согласуются с немагнитным сульфидным парагенезисом дорудных метасоматитов и с сопутствующей метасоматизму графитовой минерализацией. Поступление растворов происходило по меридиональным нарушениям, коллинеарным направлению Ишимбинской системы разломов в южной части Енисейского кряжа и по нарушениям северо-западного направления, входящим в систему надвиговой структуры. Раскрытие последних на дорудном этапе, возможно, осуществлялось в обстановке растяжения рифтогенной эпохи [Ножкин и др., 2008] в результате сбросо-сдвиговых деформаций вдоль искривленных сместителей.

Признаки образований рудного этапа. На месторождениях Енисейского кряжа формирование продуктивных концентраций на рудном этапе происходило под воздействием растворов с водно-углекислотно-сернистым набором летучих компонентов, в большинстве случаев этот набор дополнялся мышьяковистой составляющей, иногда – сурьмяной. Известные месторождения Партизанского узла не являются исключением, как в отношении возрастных рубежей рудных этапов (см. табл. 1), так и в отношении составов рудоконцентрирующих растворов [Гибшер и др., 2011].

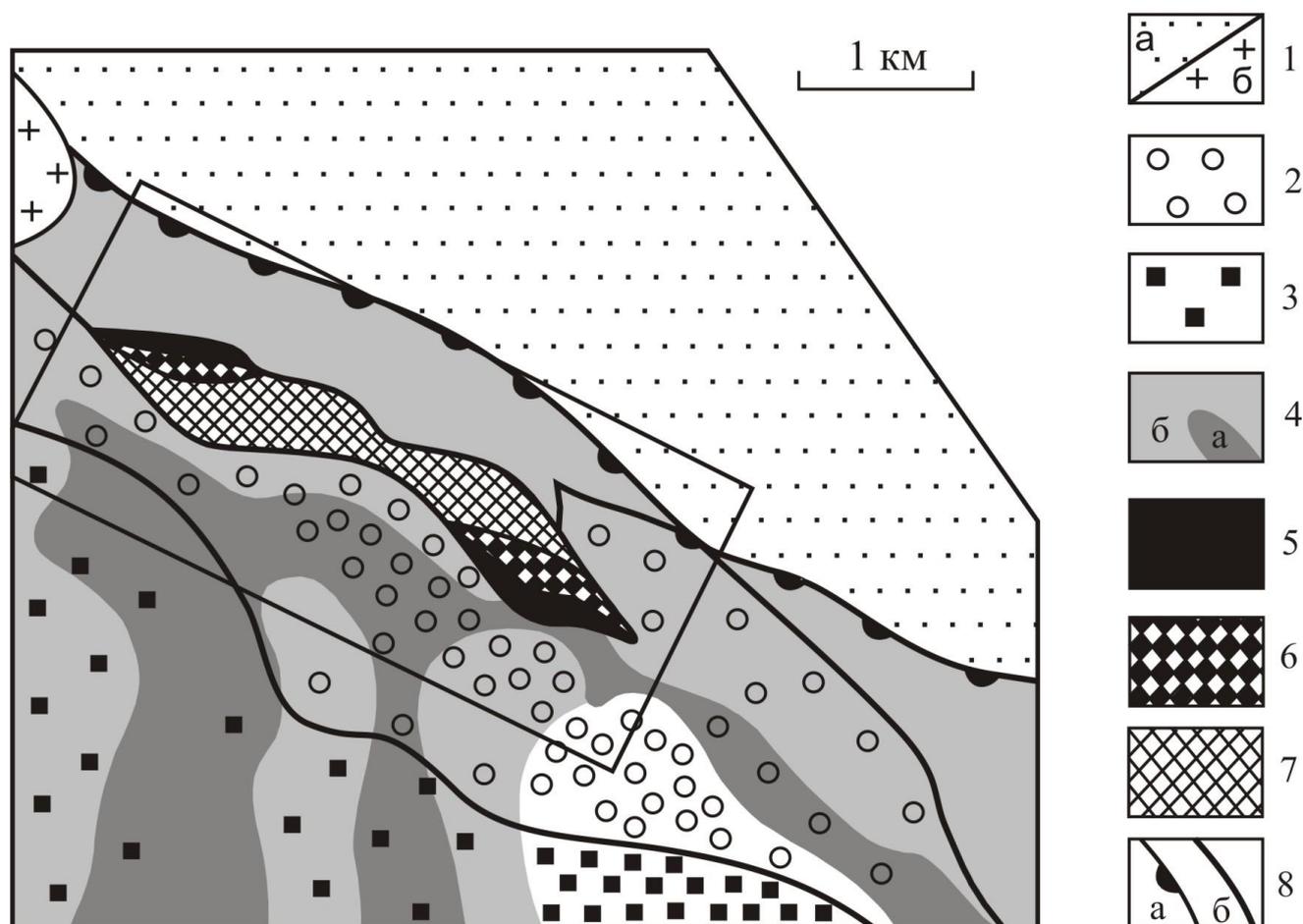


Рис. 68. Схема результатов интерпретации геофизических полей участка Подголеchnого.

1 – нерасчлененные образования пенченгинской, кординской свит и индыглинского комплекса (а), граниты Татарского массива (б); 2–4 – образования, диагностируемые по геофизическим аномалиям: высокооомные динамометаморфические окварцованные породы (2); магнитная пирротиновая и низкооомная графитовая метаморфогенная минерализация (3); 4 – низкооомные дорудные метасоматиты с углеродной минерализацией и аномальным содержанием РАЭ: мусковитовые и кварц-мусковитовые (а); хлоритовые (б); 5–7 – образования рудного этапа: высокотемпературные: низкооомные немагнитные породы с аномально высокими значениями Th/U – вторичные углеродные метасоматиты (5); самые магнитные породы рудного этапа (6); низкотемпературные: высокооомные средне-слабомагнитные породы с зональным распределением Th и U и предполагаемой золотой минерализацией (7); 8 – границы распространения: динамометаморфической и метасоматической минерализации (а); петрофизических зон (б). Густота нанесения условных знаков соответствует интенсивности предполагаемой минерализации. Остальные обозначения см. на рис. 66, 67.

На примере месторождения Благодатного установлено, что минеральные реакции в водно-углекислотно-мышьяково-сернистой флюидной системе в условиях меняющейся температуры приводят к закономерной зональности петрофизических ассоциаций в минералообразующей системе. При высоких температурах воздействие таких растворов на ранние углеродные метасоматиты не нарушает их поляризационных свойств в силу подавленности реакций образования карбонатов – главного фактора влияния на электрические свойства

графитизированных пород в этих условиях. На Благодатном месторождении – это породы непродуктивного окончания рудовмещающей структуры, создающие интенсивный локальный минимум ЕП, на Подгольном участке – низкоомные образования на противоположных флангах предполагаемой рудной зоны. С ними ассоциируют породы, для которых свойственны наиболее высокие значения в магнитном поле. На месторождении Благодатном в таких породах высокотемпературное замещение пирита пирротином достигало максимальной интенсивности, ими сложены участки выклинивания рудных тел на северо-западе минерализованной зоны и в подрудном пространстве. На обоих объектах поляризующимся (низкоомным) и высокомагнитным образованиям рудного этапа (действительного и предполагаемого) свойственно обеднение U, что выражается в аномально высоких значениях Th/U-отношения. На месторождении Благодатном U обогащались продуктивные образования верхних горизонтов минерализованной зоны. Их формирование происходило на фоне снижения температуры гидротермальной системы. В этих условиях породы подвергались рассеянной карбонатизации и утрачивали способность к поляризации, значительно снижалась магнитная восприимчивость золото-сульфидного парагенезиса в связи с уменьшением количества пирротина и увеличением доли пирита и арсенопирита в его составе. Аналогичные петрофизические ассоциации диагностируются по геофизическим аномалиям в центральных блоках прогнозируемого оруденения. Следует также отметить морфологическое сходство геофизических аномалий предполагаемого рудного этапа на Подгольном участке с аналогичными аномалиями на месторождении Благодатном, структура которых обусловлена кулисообразным строением рудных тел. Пониженный общий фон Th/U-отношения на участке Подгольном возможно обусловлен тем, что здесь, в отличие от месторождения Благодатного, вскрыты более высокие уровни минерализованной зоны. Кроме того, аэрогеофизический способ наблюдений приводит к «сглаживанию» локальных аномалий и снижению их амплитуд в силу значительной удаленности регистрирующей аппаратуры от аномалеобразующих тел.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (ВЫВОДЫ)

В золотоносных провинциях южного складчатого обрамления Сибирской платформы: Енисейском кряже и Патомском нагорье, в позднем неопротерозое практически синхронно были проявлены процессы рифтогенеза, внутриплитного магматизма и золоторудной металлогении. Но, если в Енисейском кряже неопротерозойское оруденение, охватившее, преимущественно, мезопротерозойские отложения сухопитской серии, было главной эпохой рудогенеза, то в Патомском нагорье его распространенность имеет подчиненный характер, проявлено только среди выступов раннедокембрийского фундамента и не встречается в отложениях мезопротерозоя. Возможно, что отсутствие в развитии Патомского нагорья коллизионных процессов в раннем неопротерозое сказалось на тектонической неподготовленности мезопротерозойских толщ. В фундаменте рассматриваемое оруденение локализовалось в структурах раннедокембрийского заложения.

В региональных полях Кевактинского рудного узла (Патомское нагорье) установлены признаки палеорифтовых зон. К ним относятся: 1) вытянутые гравитационные максимумы и магнитные аномалии от дайкового пояса основного состава, трассирующего зону растяжения; 2) региональная радиогеохимическая аномалия, контролируемая системой рифтогенных разломов на продолжении дайкового пояса. Региональная аномалия повышенных содержаний РАЭ охватывает весь Кевактинский рудный узел, отдельные локальные ореолы в ее составе контролируют все известные проявления золота и месторождение Чертово Корыто. Аналогичные локальные радиогеохимические ореолы развиты на флангах всех месторождений Партизанского рудного узла и на месторождении Благодатном в Енисейском кряже. Установлено, что в этих ореолах проявлены метасоматиты кварц-мусковитового и мусковит-хлоритового состав с сопутствующей углеродной (графитовой) минерализацией. В классификации Петрографического кодекса [Петрографический кодекс, 2008] кварц-мусковитовые метасоматиты относятся глиноземистому подотряду отряда кислотных представителей регионально-метасоматического класса. Хлоритовые метасоматиты в рамках того же класса представляют подотряд магнезиально-железистых дифференциатов отряда основных метасоматитов со слабо выраженным отложением оснований (зону базификации).

По сравнению с исходными метаосадочными породами в них в 2–5 раз увеличиваются суммарные содержания REE, при этом, им характерны самые интенсивные европиевые минимумы (до 0,47) что, вероятно, обусловлено кислотной и восстановительной реакцией раствора – условиями аномальной миграционной способности Eu по сравнению с другими REE. Проявленность метасоматитов непосредственно перед главным рудным этапом и отчетливо выраженная надфоновая обогащенность Au, на порядок превышающая его кларковые

содержания в терригенно-осадочных породах, позволили квалифицировать их в металлогеническом аспекте, как дорудные метасоматиты. На месторождении Благодатном их возраст составляет 754 млн лет, образования близкого возраста отмечены на многих месторождениях Енисейского кряжа. На юге, в частности в Партизанском рудном узле, дорудные метасоматиты имеют несколько меньший возраст – 733–711 млн лет. Этот золоторудный рубеж синхронен рифтогенным вулканитам риолит-базальтовой ассоциации (753–717 млн лет) и гранитоидам аяхтинского и глушихинского (752–718 млн лет) комплексов, внедрявшимся в консолидированных бортах рифтинговых структур. Для аяхтинского комплекса свойственны геохимические особенности А- и смешанного S–I-типов гибридных мантийно-коровых гранитов [Верниковский, Верниковская, 2006], формировавшихся в постколлизии геодинамической обстановке [Лиханов и др., 2013г], граниты глушихинского комплекса классифицируются как А-граниты анорогенного внутриплитного магматизма [Ножкин и др., 2013; Лиханов и др., 2013г]. Характерна аналогия трендов омоложения в южном направлении для дорудных метасоматитов, вулканитов риолит-базальтовой ассоциации и глушихинских гранитов.

В разных регионах и на разных месторождениях дорудные метасоматиты характеризуются довольно устойчивым набором физических свойств и признаками проявления в физических полях. Они обладают высоким электродным потенциалом углеродистого вещества (графита) и создают интенсивные отрицательные аномалии ЕП. Наличие электропроводящего графита сказывается на невысоких значениях $\rho_{эф}$. Им свойственно максимальное накопление РАЭ с высокой корреляционной связью между элементами и минимальным разделением U и Th между собой. Реакция мусковитизации сопровождается высвобождением огромного количества избыточного кремнезема и оснований. Кварц-мусковитовые метасоматиты встречаются на месторождениях золото-сульфидной и золото-кварцевой формации. Сопутствующие процессы хлоритизации наиболее выражены на золото-сульфидных месторождениях, окварцевания – на месторождениях золото-кварцевой формации. В этой связи дорудные образования сильно дифференцированы по плотности и удельному электрическому сопротивлению. Кварц-серицитовые метасоматиты кислотного выщелачивания менее плотные, более плотные – мусковит-хлоритовые, как представители сопряженной зоны базификации. Участки окварцевания высокоомны. Магнитная восприимчивость дорудных метасоматитов невысока, их развитие по магнитным исходным породам приводит к размагничиванию последних. Отсутствие пирротина в сульфидном парагенезисе или его малое количество, вероятно, обусловлено сравнительно невысокими температурами образования дорудных метасоматитов (~ 311 °С) и отсутствием анионов-конкурентов у сульфидной серы, что более благоприятно для образования пирита.

В Енисейском кряже выявлена связь между региональной петрофизической зональностью и отдельными свойствами дорудных метасоматитов: в зоне эпигенеза углеродные метасоматиты также, как и породы с аутигенным углеродным веществом не поляризуются и не создают аномалий ЕП. В силу огромного временного интервала между дорудным метасоматизмом (750–711 млн лет) и региональным метаморфизмом (~ 950 млн лет), непосредственное влияние последнего маловероятно. По-видимому, каждый тектономагматический этап унаследовал структуру регионального теплового поля со времен метаморфизма, что определяло особенности локального минералообразования на разноудаленных от тепловых эпицентров месторождениях.

Развитие дорудных метасоматитов контролировалось высокопроницаемыми тектоническими структурами. В Тонодском районе Патомского нагорья – это субмеридиональные зоны смятия и дробления палеопротерозойского заложения. В Енисейском кряже – зоны интенсивной складчатости в блоках синколлизийных надвигов (863–849 и 801–793 млн лет), проницаемость которых обеспечивалась вдоль плоскостей сланцеватости и кливажа осевой поверхности складок. Естественно, что признаки дорудных метасоматитов являются и признаками отдельных фрагментов, контролирующих их структур. Но, помимо этого, для надвигов, в силу того, что они сопровождаются зонами локального динамометаморфизма, имеются и собственные геофизические признаки. К наиболее важным из них относятся линейные аномалии $\rho_{эф}$ от кварцитовидных пород. Высокоомные окварцованные участки динамометаморфических зон появились в связи с перекристаллизацией пород в условиях нарастающего давления и выделением избыточного кремнезема. В случаях развития динамометаморфических зон по породам с сингенетичным пиритом и углеродистым веществом могут быть инициированы метаморфические реакции образования пирротина и графита и, как следствие, появиться линейные магнитные и электрические аномалии вдоль надвига.

Метасоматиты рудного этапа на сравниваемых месторождениях Патомского нагорья и Енисейского кряжа имеют кварц-слюдисто-карбонатный состав: кварц-серицит-анкеритовый на месторождении Чертово Корице и кварц-мусковит-сидеритовый – на Благодатном. В Енисейском кряже становление метасоматитов рудного этапа происходило параллельно с развитием щелочного и карбонатитового магматизма анорогенного гранитообразования – признанных индикаторов континентального рифтогенеза. Характерно аналогичное, как и для дорудного этапа, запаздывание магматизма и метасоматизма в южном направлении. В Тонодском районе метасоматизм рудного этапа, предположительно синхронизируется с гранитоидным магматизмом язовского комплекса (~ 730 млн лет). На обоих месторождениях метасоматизм осуществлялся в условиях явного доминирования К над Na, но кардинально отличаясь химизмом оснований. На месторождении Благодатном тыловая зона кварц-слюдисто-

карбонатных метасоматитов обеднялась (на 10–45 %) основаниями, на месторождении Чертово Кори́то она многократно обогащалась основаниями в сравнении с исходными породами и дорудными метасоматитами.

На месторождении Чертово Кори́то метасоматитам рудного этапа характерны чрезвычайно высокие содержания REE (до 875 г/т) – это в 10–25 раз больше, чем в исходных породах и в 4–10 раз больше, чем в дорудных метасоматитах. В ряду исходные породы → дорудные → рудные метасоматиты отчетливо выражена тенденция к фракционированию редкоземельных элементов на LREE и HREE на фоне нарастающего превосходства K над Na. Накопление REE в кварц-серицит-анкеритовых метасоматитах сопровождается исчезновением европиевой аномалии (0,9–1,02) столь характерной углеродным дорудным метасоматитам (до 0,47). Отсутствие аномалий Eu/Eu^* наряду с приносом оснований, Ti и P может служить признаком мантийной природы растворов.

Метасоматиты рудного этапа формировались из растворов водно-углекислотно-мышьяково-сернистого состава; считается, что такие растворы способствуют концентрированию Au и тем эффективнее, чем выше в них содержание CO_2 . Минералообразование происходило при меняющейся температуре от 560 до 315 °C на месторождении Благодатном и от 490 до 50 °C на месторождении Чертово Кори́то. При столь различном поведении некоторых петрогенных элементов, оба месторождения характеризуются очень похожей петрофизической зональностью. Высокотемпературная часть минералообразующей системы включает ассоциацию поляризующихся (низкоомных) пород с высокомагнитными породами, частично или полностью утратившими способность к естественной электрохимической поляризации. И тем, и другим разновидностям свойственно обеднение U и высокие значения Th/U. При образовании первой разновидности высокая температура сдерживала кристаллизацию карбонатов, сохраняя тем самым поляризационные свойства углеродных (дорудных) метасоматитов. Сульфиды в ней представлены арсенопиритом, пиритом и троилитом – высокотемпературной немагнитной модификацией пирротина. Пириты характеризуются чрезвычайно низкими значениями S/Fe. Вторая петрофизическая разновидность несет признаки формирования в условиях начального снижения температуры: запускается реакция карбонатообразования, что приводит к частичному или полному уничтожению поляризационных свойств пород; в образующемся пирит-пирротиновом парагенезисе ярко выражено смещение равновесие в сторону моноклинного (магнитного) пирротина. Высокое содержание CO_2 в растворе обеспечивает вынос Th и особенно U из пород обеих разновидностей.

В ходе дальнейшего снижения температуры углекислота расходовалась на кристаллизацию карбонатов: породы полностью утрачивали электрохимическую активность;

значительно возросло удельное электрическое сопротивление. Связывание углекислоты в твердой фазе по-разному сказывалось на миграционной способности Th и U и приводило к их зональному распределению с максимальным удалением U от участков развития кварц-карбонатно-сланцевых метасоматитов. Концентрирование Au преимущественно в слабомагнитных образованиях связано с повышением фугитивности серы в рудоносном растворе по мере его остывания. Такая эволюция гидротерм вызывала массовое выпадение арсенопирита, пирита и золота, переносимого в гидросульфидных комплексах. К особенностям золото-пирротин-арсенопирит-пиритового парагенезиса следует отнести высокие значения S/Fe в пирите и его явное доминирование над пирротинном в рудном парагенезисе. Петрофизические отличия и особенности проявления в физических полях сравниваемых месторождений связаны с пологим залеганием рудовмещающей структуры месторождения Чертово Корыто, ее магнитной анизотропией, обусловленной сочетанием горизонтального и наклонного намагничивания пород.

Совокупность перечисленных признаков образований подготовительных и ключевых золоторудных рубежей с учетом петрофизических особенностей продуктивных минерализованных зон, локализованных в различных региональных петрофизических обстановках и в структурах пологого залегания предлагается в качестве концептуальной физико-геологической модели неопротерозойского оруденения в условиях Енисейского кряжа и Патомского нагорья. Такая модель применялась при интерпретации аэрогеофизических материалов и прогнозе перспективного участка Подголецкого в Партизанском золоторудном узле.

Ниже перечислены главные выводы исследования, которые легли в основу защищаемых положений.

Геолого-петрофизические характеристики месторождений золота в протерозойских углеродистых толщах Патомского нагорья и Енисейского кряжа имеют общие черты и отличия. Они похожи для образований дорудного и рудного этапов развития месторождений при участии восстановленных и гидрокарбонатных растворов соответственно. Индивидуальные черты связаны с особенностями структурного контроля оруденения и его региональной петрофизической обстановки.

Региональные радиогеохимические зоны, контролируемые рифтогенными разломными системами, охватывают крупнообъемные металлогенические подразделения такие, как рудные узлы. Обычна (но необязательна) их ассоциация с линейными гравитационными и магнитными аномалиями от поясов даек основного состава.

В случаях полифациального регионального метаморфизма пород развивались узловые петрофизические зоны. Локализация оруденения в различных узловых петрофизических зонах сказывается на петрофизических характеристиках формационно-родственных месторождений. В зоне региональной пиритовой минерализации, развитой в приграничных условиях зеленосланцевого метаморфизма и эпигенеза, исчезает пирротин в составе рудного парагенезиса, и он становится немагнитным. В зоне эпигенеза с неструктурированным органическим веществом дорудные метасоматиты не создают аномалий ЕП.

Структурный контроль рудных полей и месторождений осуществлялся проницаемыми тектоническими зонами: палеопротерозойскими смятия и дробления в Патомском нагорье; динамометаморфизма и интенсивной складчатости коллизионных надвигов раннего неопротерозоя в Енисейском кряже. Наиболее важными геофизическими признаками являются линейные аномалии естественного электрического поля для первых рудоконтролирующих структур и удельного электрического сопротивления – для вторых.

Отдельные локальные ореолы, входящие в состав узловых радиоактивных зон, развиты на флангах всех известных месторождений. Они создаются дорудными метасоматитами регионально-метасоматического класса с углеродной (графитовой) минерализацией: кварц-мусковитовыми кислотного выщелачивания и мусковит-хлоритовыми со слабо выраженным накоплением оснований.

Для дорудных метасоматитов свойственна аномальная электрохимическая поляризуемость, низкие χ и $\rho_{эф}$, высокая корреляционная связь между РАЭ, пониженная плотность кварц-мусковитовых и повышенная – мусковит-хлоритовых разновидностей.

Метасоматиты рудного этапа имеют кварц-слюдисто-карбонатный состав, их становление в Енисейском кряже происходило синхронно с проявлением щелочного и карбонатитового магматизма – признанного индикатора континентального рифтогенеза. В Патомском нагорье участие мантийного вещества в формировании рудных метасоматитов распознается по повышенным содержаниям Ti, P, Mg и отсутствию европиевой аномалии. В процессе рудного метасоматизма на месторождениях развивалась закономерная петрофизическая зональность: снизу-вверх по разрезу поляризующиеся (низкоомные) немагнитные породы сменяются высокомагнитными породами, частично или полностью утратившими способность к естественной электрической поляризации. Те и другие обеднены U. Венчают эту зональность неполяризующиеся (высокоомные) породы с уменьшающейся до фоновых величин χ и максимальным накоплением U во фронтальных горизонтах минералообразующей системы.

Минерализованные зоны в пологозалегающих структурах проявляются в дипольных магнитных аномалиях, что связано с их горизонтальной намагниченностью. Наличие анизотропии проницаемости структур по горизонтальным направлениям плоскостей

сланцеватости и трещин отрыва определило согласную ориентировку сульфидных агрегатов в целом и длинных осей пирротина в них – единственного направления намагничивания в пирротине.

Высокоомные окварцованные участки динамометаморфических зон появились в связи с перекристаллизацией пород и выделением избыточного кремнезема в условиях нарастающего давления.

Дорудный метасоматизм происходил под действием умеренно кислых и высоко восстановленных растворов. Кислотное выщелачивание и перераспределение оснований привели к плотностной неоднородности метасоматитов; реакции диспропорционирования углеродных компонентов – к образованию графита и аномальной поляризуемости. Невысокая температура и отсутствие анионов-конкурентов (диссоциатов угольной и мышьяковой кислоты) у сульфидной серы способствовали образованию пирита, а не пирротина. Поступление Au и РАЭ, вероятно, происходило в составе металлоорганических соединений и галоидных комплексов.

Концентрировалось Au под действием растворов водно-углекислотно-мышьяково-сернистого состава с меняющейся температурой. Основное влияние на формирование петрофизической зональности на рудном этапе оказали фугитивности CO_2 и H_2S . В условиях наиболее высоких температур подавлялось образование карбонатов и формировались среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты, сохранившие поляризационные свойства, происходило массовое замещение пирита пирротинном, высокая концентрация CO_2 в растворе способствовала выносу U. При снижении температуры H_2CO_3 связывалась в твердой фазе: карбонатная минерализация разрушала поляризуемость пород; Th и U, имея различную прочность гидрокарбонатных комплексов, распределялись зонально. По мере расходования H_2CO_3 нарастала фугитивность H_2S : равновесие смещалось в сторону пирита с уменьшением магнитной восприимчивости пирит-пирротинового парагенезиса.

По результатам исследования рудогенерирующих систем обоснованы петрофизические характеристики продуктов ключевых этапов заложения и эволюции месторождений определены причины появления пород с аномальными физическими свойствами и вариативности их признаков. Установленные геолого-петрофизические характеристики могут быть интерпретационной основой для прогноза продуктивных минерализованных зон по материалам аэрогеофизических методов поисков, широко применяемых в труднодоступных горно-таежных регионах.

Их апробация осуществлялась для прогноза перспективных участков в Партизанском рудном узле, выполняемого по заказу горнодобывающей компании «Васильевский рудник», на материалах аэрогеофизической съемки 1:10000 масштаба. На флангах известных

месторождений выявлены перспективные участки с учетом вариации их прогнозных признаков в зависимости от узловой петрофизической обстановки. На территории, где была впервые проведена аэрогеофизическая съемка, выявлен новый перспективный участок Подголечный. Прогнозным признаком послужила общая совокупность геофизических аномалий, по которым диагностируются петрофизические характеристики рудоконтролирующей структуры, непродуктивного и продуктивного блоков минерализованной зоны и рудных тел

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Алакшин А.М., Письменный Б.М. О строении земной коры зоны сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением // Геология и геофизика. 1988, № 11, с. 24–31.

Алакшин А.М., Лысак С.В., Письменный Б.М., Поспеев А.В., Поспеева Е.В. Глубинное строение и геодинамика Саяно-Байкальской горной области и сопредельных районов Восточной Сибири // Глубинное строение территории СССР. М., Наука, 1991.

Александров И.В., Синькова Л.А., Иванов В.И. Экспериментальное изучение поведения редкоземельных элементов и иттрия в приложении к гидротермальному процессу // Проблемы геохимии. Изд-во: Наука, 1965.

Аношин Г.Н. Золото в магматических горных породах (по данным нейтронно-активационного анализа). Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977, 207 с.

Арнольд Р. Равновесные отношения между пирротином и пиритом при температурах от 325° С до 723° С // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966. Вып. 3, с. 132–159.

Атабекьянц К.П. Первичные геохимические ореолы эндогенных золоторудных месторождений и их практическое использование // Советская геология, 1977, № 11.

Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Румбо Л., Миклишанский А.З. Геохимия РЗЭ в породах и минералах шеелитсодержащего золото-сульфидного месторождения Олимпиада (Енисейский кряж) // Геохимия. 1997, №2, с. 189–201.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 266 с.

Барсуков Викт. Л., Соколова Н.Т., Князева С.Н., Шваров Ю.В. Предрудные гидротермальные изменения вмещающих пород на урановом месторождении Шлема (Рудные горы, ФРГ). II Опыт компьютерного моделирования // Геохимия, 2000, № 7, с. 718–745.

Бартон П.Б. Некоторые пределы возможного состава рудообразующих растворов // Термодинамика геохимических процессов. М., Изд-во иностранной литературы, 1960, с. 9–32.

Безер А.Р. Магнито-геологическая модель Центрального рудного поля и его перспективы на золотое оруденение (Кузнецкий Алатау) // Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Томск, ТПИ, 1993, 18 с.

Богданович Н.П., Готтих Р.П. К геохимии алюминия, тория и урана в процессе коро- и бокситообразования // Гамма-спектрометрические методы при поисках и разведке минерального сырья. Труды всесоюзного научно-исследовательского института ядерной геофизики и геохимии (ВНИИЯГГ). Вып. 25. М., ОНТИ, 1975, с. 8–33.

Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006, т. 48 (1), с. 3–28.

Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38 (3), с. 238–257.

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений, 2007, т. 49 (2), с. 99–145.

Бортников Н.С., Гореликова Н.В., Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г. Редкоземельные элементы в турмалине и хлорите оловоносных ассоциаций: факторы, контролирующие фракционирование РЗЭ в гидротермальных системах // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50 (6), с. 507–525.

Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1983.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41 (3), с. 230–240.

Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М., Недра, 1982, 258 с.

Буряк В.А. Формирование золотого оруденения в углеродсодержащих толщах // Известия АН СССР. Сер. геол. 1987, № 12, с. 94–105.

Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным U-Pb датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика, 1992, т. 33 (12), с. 29–39.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 259–272.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Ясенев А.М. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // Петрология, 2003, т. 11 (1), с. 54–68.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др. Неопротерозойское анорогенное магматическое событие на Енисейском кряже: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные // Доклады РАН, 2005, т. 403 (5), 656–660.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Яснев А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Неопротерозойские А-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология, 2006, т. 14 (1), с. 50–61.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 2–21.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35–52.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7–8), с. 169–180.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Черных А.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (2), с. 255–259.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Доклады РАН, 2001, т. 381 (6), 806–810.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн лет // Доклады РАН, 2002, т. 384 (2), с. 221–226.

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502–512.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадыльников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 63–90.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Пер. с англ. М., Недра, 1979, 327 с.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.

Винокуров С.Ф. Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // Доклады РАН, 1996, т. 346 (6), с. 792–795.

Винокуров С.Ф., Новиков Ю.Н., Усатов А.В. Фуллерены в геологии эндогенных процессов // Геохимия, 1997, № 9, с. 937–944.

Винокуров С.Ф., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Керзин А.Л. Лантаноиды в кварцах эпитермальных золоторудных месторождений: распределение и генетическое значение // Геохимия, 1999, №2, с. 171–180.

Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника, 1993, № 6, с. 82–87.

Врублевский В.В. Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня // Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2003, 40 с.

Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11 (2), с. 145–163.

Врублевский В.В., Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Колмаков Ю.В. Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов Южного Заангарья, Енисейский кряж // Известия ТПУ, т. 320 (1), 2012, с. 63–70.

Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (3), с. 315–341.

Гаврилов Р.Ю., Кучеренко И.В., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В., Мартынова Т.Е. Объемная геолого-геохимическая модель мезотермального золоторудного месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета, 2009, т. 315 (1), с. 30–43.

Галимов Э.М., Миронов А.Г., Жмодик С.М. Природа углеродизации высокоуглеродизированных пород Восточного Саяна // Геохимия, 2000, № 4, с. 355–360.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. – М.: Мир, 1968, 368 с.

Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Л., Цепин А.И. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский кряж, Сибирь) // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44 (1), с. 59–76.

Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. Красноярск, КНИИГГиМС, 1985, 291 с.

Геохронология докембрия сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Под ред. М.М. Мануйлова. Л., Наука, 1968.

Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Рябуха М.А., Тимкина А.Л. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия образования кварцевых жил (Енисейский край, Россия) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1851–1867.

Гидротермальный рудогенез океанского дна. М., Наука, 2006, 527 с.

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.

Голубев В.Н., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В. Отложение и ремобилизация урана в Северо-Байкальском регионе, по данным анализа U-Pb-изотопных систем урановых руд // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50 (6), с. 548–557.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50 (5), с. 414–444.

Гребенщикова В.И., Максимчук Ю.В. Редкоземельные элементы в породах, метасоматитах и рудных телах Зун-Холбинской рудно-магматической системы (Восточный Саян) // Геохимия, 2000, №10, с. 1109–1115.

Дадзе Т.П., Каширцева Г.А. Экспериментальное изучение растворимости золота в сульфидсодержащих гидротермальных растворах // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий: В 2 т. / Отв. Ред. Жариков В.А., Федькин В.В. М., Наука, т. 1, 2004, с. 315–326.

Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Углеродсодержащая минерализация в тектонитах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43 (1), с. 71–82.

Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай–Северная Земля // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб., ВСЕГЕИ, 2007, с. 26–31.

Динер А.Э. Позднедокембрийский щелочной магматизм севера Енисейского края // Щелочные комплексы Центральной Сибири / Ред. А.Е. Мирошников. Красноярск, КНИИГиМС, 2003, с. 13–24.

Дистанов Э.Г., Стеблева А.Т., Оболенский А.А. Генезис Удерецкого золото-сурьмяного месторождения в Енисейском крае // Геология и геофизика, 1975, №8, с.48–59.

Дистлер В.В., Степин А.Г. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива // Доклады РАН, 1993, т. 328 (4), с. 498–501.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243–1251.

Докембрий Патомского нагорья. М., Недра, 1995, 352 с.

Ермолаев Н.П. Физико-химические закономерности перераспределения радиоактивных элементов // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 140–146.

Ерофеев Л.Я. Магнитное поле и природа аномалий на месторождениях золота. Томск: Изд-во ТПИ, 1989, 158 с.

Ерофеев Л.Я., Номоконова Г.Г., Орехов А.Н. О петрофизической основе геофизической разведки золоторудных месторождений // Геофизика XXI века – прорыв в будущее: Труды Междунар. геофизической конф. – М.: ГЕРС, 2003. – С. 203–208.

Еськова Е.М., Ефимов А.Ф. К геохимии TR, Sr и Ba в щелочных апоэффузивных метасоматитах Урала // Геохимия, 1972, № 10, с. 1257–1267.

Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестник Московского университета, сер. 4. Геология, 1996, № 4, с. 3–12.

Жариков В.А. Основы физической геохимии. М.: Наука, 2005, 654 с.

Жариков В.А., Горбачев Н.С. Поведение редкоземельных элементов в флюидно-магматических системах (по экспериментальным данным) // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий: В 2 т. / Отв. Ред. Жариков В.А., Федькин В.В. М., Наука, т. 1, 2004, с. 21–37.

Зарайский Г.П. Условия неравновесного окварцевания пород и образования кварцевых жил при кислотном метасоматозе // Геология рудных месторождений, 1999а, т. 41 (4), с. 294–307.

Зарайский Г.П. Условия формирования главных фациальных типов грейзенов по экспериментальным данным // Петрология, 1999б, т. 7 (4), с. 460–480.

Злобин В.А. Радиогеохимические исследования в связи с изучением золоторудных месторождений // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1983, с. 95–109.

Злобин В.А., Куликов А.А., Бобров В.А. Закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских отложениях Заангарской части Енисейского кряжа // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 198–203.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплтный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28–45.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР (в двух книгах), книга 1, М., Недра, 1990, 328 с.

Зубков В.С. К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы C–H–N–O–S в *PT*-условиях верхней мантии // *Геохимия*, 2001, №2, с. 131–145.

Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Назарова Н.И. Формы переноса и условия отложения золота в «черносланцевых» зонах (в связи с задачами поиска и оценки месторождения) // *Прогноз, поиски и оценка золоторудных месторождений в «черносланцевых» толщах. Труды ЦНИГРИ*, выпуск 184. / Под редакцией Нарсеева В.А., Стороженко А.А. 1984, с. 71–97.

Иванов А.И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // *Руды и металлы*, 2008а, № 3, с. 43–61.

Иванов А.И. Месторождение «Ожерелье» - новый тип коренных месторождений золота в Бодайбинском рудном районе // *Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН*, 2008б, №6 (32), с. 14–26.

Иванов А.И. Рифейско-палеозойское рудообразование в Байкало-Патомской золоторудной провинции // *Разведка и охрана недр*, 2009, №12, с. 3–10.

Иванов А.И., Рязанов Г.В. Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба. Новосибирск, Наука, 1992, 88 с.

Иванов И.П., Шаповалов Ю.Б., Каширцева Г.А. Термодинамический анализ парагенезисов минералов на основе системы Fe–S–O₂–H₂O // *Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий: В 2 т. / Отв. Ред. Жариков В.А., Федькин В.В. М., Наука, т. 1. 2004, с. 283–297.*

Интерпретация геохимических данных. М: ИНТЕРМЕТ ИНЖИНИРИНГ, 2001. с. 287.

Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.П. и др. Ленский золоторудный район. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности. М., Недра, т. 1, 1971, 164 с.

Карта золотоносности и прогноза Енисейской провинции. Масштаб 1:1000000. Авторы: Мкртычян А.К., Зуев В.К., Бармин В.А., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. Редакторы: Кавицкий М.Л. (главный редактор), Мкртычян А.К., Берзон Е.И., Глухов Ю.С. Министерство природных ресурсов и экологии РФ Федеральное агентство по недропользованию ОАО Красноярскгеолсъемка, 2007г.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // *Доклады РАН*, 2001, т. 377 (5), с. 673–676.

Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36 (5), с. 3–22.

Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектонометаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1476–1496.

Колмаков Ю.В. Физико-геологические условия локализации месторождений золота (на примере Партизанского рудного района Енисейского кряжа) // Дис. ... к. г.-м. н. Томск, Томский политехнический институт, 1996.

Колмаков Ю.В. Физико-геологическая модель Партизанского золоторудного узла // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, 1999, с. 231–235.

Колмаков Ю.В. Золото-сульфидное месторождение Благодатное (Енисейский кряж, Россия): природа геофизических аномалий, последовательность и причины образования петрофизической зональности // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1667–1681.

Колмаков Ю.В. Новый подход к петрофизическому моделированию на примере золоторудного месторождения Благодатное (Енисейский кряж) // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: Материалы Международной научно-практической конференции, посвященной 100-летию Пермского университета, 85-летию геологического факультета, 65-летию специальности «Геофизика», 90-летию со дня рождения проф. Б. К. Матвеева, г. Пермь, 24–25 ноября 2016 г. / гл. ред. В. И. Костицын; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь, 2016, с. 130–134.

Колмаков Ю.В., Колмакова О.В. О соотношении радиогеохимических аномалий и золотого оруденения // Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях: Сборник материалов Всероссийского научно-технического совещания. Томск, 1996, с. 94–95.

Колмаков Ю. В., Ерофеев Л.Я. Локальные геофизические признаки месторождений золота как отражение региональной петрофизической зональности (на примере Партизанского рудного узла, Енисейский кряж) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, ТГУ, 2007а, с. 77–79.

Колмаков Ю. В., Ерофеев Л.Я. О влиянии региональной петрофизической зональности на локальные геофизические признаки месторождений золота (на примере Партизанского рудного узла, Енисейский кряж) // Международная конференция геофизиков и геологов ТЮМЕНЬ г. Тюмень, Россия, 4–7 декабря 2007б г.

Колмаков Ю. В., Потехина Е.В., Мельников П.В., Сазонов А.М. Природа магнитных аномалий ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции // Материалы Международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Том «Геофизические методы поисков и разведки», Томск, 2001, с. 153–61.

Колмаков Ю. В., Пинсон А.Ю., Сазонов А.М., Губин И.А. Природа аномалий естественного электрического поля Благодатного золотопроявления (Енисейский кряж) // Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях: Материалы Всероссийской научно-технической конференции. Томск: ТПУ, 2003, с. 218–223.

Колмаков Ю. В., Сазонов А.М., Пинсон А.Ю., Потехина Е.В., Гертнер И.Ф., Тишин П.А. Петромагнитная и минералогическая неоднородности и золотоносность рудной зоны месторождения Благодатного // Известия ТПУ, 2006, Том 309 (2), с. 46–53.

Колмаков Ю. В., Сазонов А.М., Потехина Е.В., Тишин П.А., Гертнер И.Ф. Природа аномалий естественного электрического поля руд золото-малосульфидного типа (на примере месторождения Благодатного, Енисейский кряж) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, ТГУ, 2007, с. 70–76.

Колмаков Ю. В., Сазонов А.М., Потехина Е.В., Леонтьев С.И., Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Полева Т.В. Особенности естественной электрической поляризации пород и руд золотосульфидного месторождения Благодатное (Енисейский кряж) // Журнал СФУ, т. 1 (2), 2008, с. 103-116.

Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. О влиянии геодинамических условий образования месторождений золота на их проявление в магнитном поле // «Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2009, с. 247–251.

Колмаков Ю.В., Сазонов А.М., Врублевский В.В., Потехина Е.В., Боярко Г.Ю. Вариации фугитивности серы в рудообразующем растворе: фактор магнитной зональности золотосульфидных месторождений // Известия Томского политехнического университета, 2010а, т. 317 (1), с. 87–91.

Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. Геодинамические условия образования месторождений золота в Патомском нагорье, Восточная Сибирь: факторы их проявления в аномалиях магнитного поля // Отечественная геология, 2010б, № 4, с. 8–14.

Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. Магнито-геологическая модель месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье, Россия) // Всероссийская научно-практическая конференция «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». Улан-Удэ. Геологический институт СО РАН, 2010 в.

Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. Магнито-геологическая модель золотого оруденения в пологозалегающих структурах на примере месторождения Чертово Корыто (Байкало-Патомское нагорье) // «Шестые научные чтения Ю.П. Булашевича. Глубинное

строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2011а, с. 187–190.

Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. Природа магнитных аномалий золотого оруденения в пологозалегающих структурах на примере месторождения Чертово Корице (Байкало-Патомское нагорье) // Геофизические методы при разведке недр. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011б, с. 106–108.

Колмаков Ю.В., Сазонов А.М., Потехина Е.В. Геофизический прогноз нового перспективного участка в Партизанском золоторудном узле (Енисейский кряж) // Сборник тезисов докладов восьмого международного конгресса «Цветные металлы и минералы»; RUSAL, Сибирский федеральный университет, СИБЦВЕТМЕТНИИПРОЕКТ и др., Красноярск, 2016а, с. 352–353.

Колмаков Ю.В., Потехина Е.В., Колмаков А.Ю. Геодинамические обстановки золотого оруденения Тонодского и Бодайбинского районов (Патомское нагорье, Россия) // Вопросы естествознания, 4 (12), 2016б, с. 73–80.

Колмакова О.В., **Колмаков Ю. В.,** Номоконова Г.Г. Радиоактивность рудовмещающих пород как поисковый признак месторождений золота // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края и Тувинской АССР. Красноярск, 1990, с. 87–88.

Комаров П.В., Томсон И.Н. О плюмах и их влиянии на формирование благороднометального оруденения в углеродсодержащих породах // Доклады РАН, 2007, т. 415 (6), с. 779–781.

Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.Н., Мельникова (Страхова) Т.М. и др. Карта металлогении золота горных сооружений Юго-Восточной Сибири и Северной Монголии. (М-6 1:1500000). Иркутск: ИГУ, 1995.

Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В. Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41 (5), с. 425–436.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1969, 111 с.

Коробейников А.Ф., Ерофеев Л.Я., Номоконова Г.Г., Мозголин Ю.А., Пшеничкин А.Я., Черняев Е.В. Эндогенная зональность кварцево-жильного поля в черносланцевой толще нижнепалеозойского возраста // Геология рудных месторождений, 1986, т. 28 (4), с. 61–71.

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, т. 29 (2), с. 58–70.

Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., Арифуров Ч.Х. Пириты золоторудных месторождений. М., ЦНИГРИ, 1993, 213 с.

Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Гусев А.И. Мантийно-коровые рудообразующие системы, концентрирующие благородные металлы. Томск: Изд-во ТПУ, 2012, 262 с.

Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Гусев А.И., Ворошилов В.Г., Номоконова Г.Г., Пшеничкин А.Я., Тимкин Т.В. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. Томск: Изд-во ТПУ, 2013, 458 с.

Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Ворошилов В.Г., Мазуров А.К., Номоконова Г.Г., Пшеничкин А.Я. Научные основы прогнозирования и поисков золотых и комплексных золото-платиноидных месторождений: прогнозно-поисковые комплексы. Томск: Изд-во ТПУ, 2015, 253 с.

Корольков А.Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск, Изд-во ИГУ, 2007, 251 с.

Кренделев Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. М., Наука, 1971, 376 с.

Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолук В.В., Кравчинский В.А. Рифтогенный и внутриплитный магматизм, соотношение с горячими и холодными полями мантии // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1270–1279.

Кузьмин М.И., Ярмолук В.В., Спиридонов А.И., Немеров В.К., Иванов А.И., Митрофанов Г.Л. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады РАН, 2006, т. 407 (6), с. 793–797.

Кузьмин М.И., Трошин Ю.П., Бойко С.М., Развозжаева Э.А., Зорина Л.Д., Мартихаева Д.Х. Углеродистое вещество сульфидно-кварцевых жил Курултыкенского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2010, т. 52 (3), с. 280–288.

Кулеруд Г., Йодер Х. Стабильные соотношения в системе Fe–S // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1969. Вып. 3, с. 71–131.

Курек Н.Н., Курек А.И. Серицитсодержащие породы // Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Труды ВСЕГЕИ. / Под редакцией Курека Н.Н. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 101–147.

Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В. Петролого-геохимические черты рудовмещающего метасоматического ореола золоторудного месторождения Чертово Корыто // Известия Томского политехнического университета, 2008, т. 312, № 1, с. 11–20.

Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В. Структурно-динамическая модель золоторудных месторождений, образованных в несланцевом и

черносланцевом субстрате. Ч.2. Месторождение Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета, 2009а, т. 314 (1), с. 23–38.

Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Новые данные о фемофильной специализации золотоносных березитов // Известия Томского политехнического университета, 2009б, т. 315 (1), с. 26–29.

Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В., Юдовская М.А., Спиридонов А.М., Гребенщикова В.И., Матель Н.Л. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Доклады РАН, 2000, т. 371 (1), с. 88–92.

Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Этапы формирования крупномасштабной благороднометальной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения // Доклады РАН, 2007, т. 415 (2), с. 236–241.

Лазарев Ф.Д., Ромашко В.В. Естественные радиоактивные элементы – эффективный инструмент прогноза золоторудных объектов // IV Международная конференция. г. Томск, 2013. – с.321–324.

Лебедь Т.В., Пашкевич И.К., Елисеева С.В. Трехмерная магнитная модель Сурожского золоторудного месторождения // Геофизический журнал, 2006, т. 28 (6).

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001, т.43 (4), с. 291–307.

Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина (Данилова) Ю.В., Смагунова М.М. Высокоуглеродистые тектониты – новый тип концентрирования золота и платины // Доклады РАН, 1996, т. 347 (6), с. 795–798.

Ли Л.В., Куцаенко В.А. Некоторые итоги изучения закономерностей распределения золоторудных полей в Енисейском краже // Вопросы геологии месторождений золота. Томск, ТГУ, 1970, с. 66–71.

Линд Э.Н., Бакшт Ф.Б. Петрофизические исследования в КНИИГиМС // Геология полезные ископаемые Центральной Сибири. Красноярск, КНИИГиМС, 1997, с. 319–420.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Нижнепротерозойские метапелиты северной части Енисейского кража: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия, 2011, № 3, с. 239–267.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. P–T–t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кража: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (3), с. 385–4016.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Древнейшие метабазиты Северо-Енисейского кряжа // Доклады РАН, 2015, т. 460 (4), 436–440.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия, 2008, № 1, с. 20–41.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Травин А.В. Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar – ^{39}Ar данным) Доклады РАН, 2010, т. 433 (6), с. 522–527.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Новые доказательства гренвильских событий на западной окраине Сибирского кратона на примере гаревского метаморфического комплекса в Заангарье Енисейского кряжа // Доклады РАН, 2011а, т. 438 (4), с. 796–801.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th–U–Pb-датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах // Доклады РАН, 2011б, т. 450 (3), с. 329–334.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. U–Pb и ^{40}Ar – ^{39}Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия, 2012, т. 50 (6), с. 607–614.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизийных событий на западной окраине Сибирского кратона // Доклады РАН, 2013а, т. 450 (2), с. 199–203.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Доклады РАН, 2013б, т. 450 (6), с. 685–690.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th–U–Pb-датирования монацита и кенотима в зональных гранатах // Доклады РАН, 2013в, т. 450 (3), с. 329–334.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Попов Н.В. Новые данные о позднерифеском внутриплитном гранитоидном магматизме Заангарья Енисейского кряжа // Доклады РАН, 2013г, т. 453 (1), с. 82–87.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. P–T–t реконструкции метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский

кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1031–1056.

Лишнеvский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология руд. месторождений, 2004, т. 46 (1), с. 88–104.

Лобанов М.П., Синцов А.В., Сизых В.И., Коваленко С.Н. О генезисе продуктивных «углистых» сланцев Ленского золотоносного района // Доклады РАН, 2004, т. 394 (3), с. 360–363.

Макарьев Л.Б., Чухонин А.П., Черников В.В., Ковешников А.М., Иванов П.Ф., Павлов М.В., Яблоновский Б.В. Докембрийские гранитоиды Нечерского и Тонодского поднятий Байкальской складчатой области // Геология и геофизика, 1992, № 9, с. 88–104.

Маракушев А.А., Русинов В.Л. Природа золотоносности углеродистых толщ // Доклады РАН, 2005, т. 401 (4), с. 515–520.

Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Фельдман В.И., Феногенов А.Н., Ракчеев А.Д. Петрография, ч. III. М., МГУ, 1986, 288 с.

Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А., Панях Н.А., Перцев Н.Н. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений, 1997, т.39 (6), с. 483–501.

Маракушев А.А., Панях Н.А., Русинов В.Л., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов // Геология рудных месторождений, 1998, т.40 (3), с. 236–255.

Марченко Л.Г. Генезис и минеральные ассоциации золота и платиноидов в месторождениях «черносланцевого» типа Казахстана // Автореф. дис. ... д. г.-м. н. СПб, ВСЕГЕИ, 2011, 55 с.

Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Тонкозернистые алюмосиликокластические породы рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: основные литогеохимические характеристики // Геохимия, 2008, №11, с. 1187–1215.

Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: оценка зрелости дорифейской континентальной коры и ее эволюции в интервале 1.65–0.6 млрд. лет // Геохимия, 2009, № 7, с. 734–756.

Матушкин Н.Ю. Геология и кинематика Ишимбинской и Приенисейской зон разломов Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2010, 16 с.

Мельгунов С.В., Митропольский А.С., Кулик Н.А. Уран и торий в процессе формирования пород зональных метаморфических комплексов // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 146–151.

Метасоматизм и метасоматические породы. Колл. авторов. Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М., Научный мир, 1998, 492 с.

Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстников О.Г., Ронов А.Б. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия, 1994, № 6, с. 789–803.

Миркина С.Л., Рудакова Ж.Н., Кочергин В.С. Об источнике свинца некоторых некоторых золоторудных месторождений Сибири // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 5, с. 548–551.

Митрофанов Г.Л. Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы // Дис. ... д. г.-м. н. в форме научного доклада. М, ИГЕМ РАН, 2006, 44 с.

Мозголин Ю.А. Физические поля, природа аномалий и перспективы Саралинского рудного поля (Кузнецкий Алатау) // Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Томск, ТПИ, 1983, 16 с.

Наумов Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40 (4), с. 307–325.

Неволько П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа // Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 21 с.

Невский В.А., Гинзбург А.И., Козлова П.С., Онтоев Д.О., Апельцин Ф.Р., Куприянова И.И., Кудрин В.С., Эпштейн Е.М. Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. М., Атомиздат, 1972, 408 с.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений, 1991, № 6, с. 34–38.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Амелин Ю.В., Овчинникова Г.В., Смирнов М.Ю., Грачева Т.В. Геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение золоторудных месторождений Байкальской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных формаций. М., Наука, 1993, с. 124–146.

Неклюдов А.Г. Закономерности размещения золотого и золото-сурьмяного оруденения в рифейских осадочных бассейнах Енисейского кряжа // Автореф. дис. ... к. г.-м. н. СПб, ВСЕГЕИ, 1995.

Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза Байкальской горной области // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (3), с. 456–470.

Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А. Условия формирования крупных месторождений суходожского типа в углеродистых отложениях // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Материалы Всероссийской конференции. Томск, Томский политехнический университет, 2005, с. 424–428.

Новиков Г.В., Егоров В.К., Соколов Ю.А. Пирротины: (кристаллическая и магнитная структура, фазовые превращения). М., Наука, 1988. 184 с.

Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. Золото-сульфидные месторождения основных промышленных типов. Золото-сульфидно-сурьмяный (ртутно-вольфрам-сурьмяный) тип. Месторождение Олимпиадинское. М., ЦНИГРИ, 1999, 175 с.

Ножкин А.Д. Этапы формирования и эволюции континентальной коры в докембрии юго-западной окраины Сибирского кратона // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004, с. 57–60.

Ножкин А.Д. Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Известия Томского политехнического университета, 2009, т. 314 (1), с. 5–16.

Ножкин А.Д., Гавриленко В.А. Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего рифея и венда северной части Енисейского кряжа. Новосибирск, Наука, 1976, 198 с.

Ножкин А.Д., Кренделев Ф.П., Миронов А.Р. Радиоактивные элементы в докембрии Енисейского кряжа // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 183–189.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Петров Ю.М., Малясова З.В. Геология и радиогеохимия Тейского гранитогнейсового купола (Енисейский кряж) // Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. Новосибирск, Наука, 1983, с. 5–66.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1305–1313.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Радиоактивные и редкоземельные элементы в метапелитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // Доклады РАН, 2003, т. 390 (6), с. 813–817.

Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1307–1320.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008а, т.49 (7), с. 666–688.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Ларионов А.Н., Травин А.В. Мезо- и неопротерозойские магматические ассоциации Рыбинско-Панимбинского пояса Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле СО РАН, г. Иркутск, 2008 г. т.2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008б, с. 46–48.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011, т.52 (1), с. 158–181.

Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Позднеепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика, 2013, т.54 (1), с. 58–71.

Ножкин А.Д., Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. Неопротерозойские коллизионные S-гранитоиды Енисейского кряжа: петрогеохимические особенности, U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd изотопные данные // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (5), с. 881–889.

Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (11), с. 1992–2014.

Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Баянова Т.Б., Зиновьев С.В., Козлов П.С., Попов Н.В., Дмитриева Н.В. Поздневендские постколлизионные лейкограниты Енисейского кряжа // Доклады РАН, 2017, т. 474 (5), с. 605–611.

Номоконова Г.Г. Природа магнитных аномалий района Дарасунского месторождения // Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Томск, ТПИ, 1972, 18 с.

Номоконова Г.Г. Физико-геологические условия локализации месторождений золота в углеродистых сланцах // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, 1999, с. 219–223.

Номоконова Г.Г., Колмаков А.Ю. Углеродистые породы месторождений золота и нефти: радиогеохимическая специализация // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. Материалы Всероссийского

форума с международным участием, посвященного 150-летию академика Обручева В.А., 130-летию академика Усова М.А. и 120-летию профессора Урванцева Н.Н., Томский политехнический университет, Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013, с. 405–409.

Номоконова Г.Г., Орехов А.Н., **Колмаков Ю.В.**, Колмакова О.В. Петрофизический контроль золотого оруденения // Геофизические методы поисков и разведки рудных месторождений. Свердловск, 1991, с. 86 – 90.

Номоконова Г.Г., **Колмаков Ю. В.**, Колмакова О.В., Орехов А.Н. Петрофизическая зональность как условие локализации и поисковый признак месторождений золота // Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях: Материалы Всероссийского научно-технического совещания. Томск, 1996, с. 57 – 59.

Оболенский А.А., Гущина Л.В., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С., Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Физико-химическое моделирование процессов минералообразования Бадранского золоторудного месторождения (Якутия) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (3), с. 373–392.

Огильви А.А., Островский Э.Я., Рудерман Е.Н. Электроразведка по методу естественного электрического поля в современных зарубежных исследованиях. М., ВИЭМС, 1987, 57 с.

Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недрa, 1978, 215 с.

Павлов Л.А., Павлова Л.К. Элементы термодинамики поведения золота в процессе рудообразования // Физика и физико-химия рудообразующих процессов. / Под ред. Г.Л. Пospelова. Новосибирск, Наука, 1971, с. 121–147.

Павлова Г.Г., Боровиков А.А. Физико-химические факторы факторы формирования Au-As-, Au-Sb- и Ag-Sb-месторождений // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50 (6), с. 494–506.

Пальянова Г.А., Колонин Г.Р. Геохимическая подвижность Au и Ag в условиях гидротермального переноса и отложения (термодинамическое моделирование) // Геохимия, 2007, № 8, с. 814–828.

Парначев В.П. Основы геодинамического анализа. Томск, Изд-во НТЛ, 2011, 308 с.

Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск, Наука, 1974, 138 с.

Петровская Н.В., Новгородова М.И., Нарतिकоев В.Д., Дрынкин В.И., Воинков Д.М. Примеси редких земель в кварце, как индикаторы источника рудного вещества // Геология рудных месторождений, 1985, № 3, с. 66–74.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Колл. авторов. Ред. О.А. Богатилов, О.В. Петров, СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, 200 с.

Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман, М.: Недра, 1992, 391 с.

Письменный Б.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Мишенькин Б.П. Геология и сейсмичность зоны БАМ: Глубинное строение. Новосибирск, Наука, 1984.

Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В., Авченко О.В. Моделирование сорбции золота на углеродистом веществе при 20-500°, 1 кбар // Геохимия, 2004, № 8, с. 864–873.

Полева Т.В., Сазонов А.М. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. М., Экон. газ., 2012, 290 с.

Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // Доклады РАН, 2010, т. 431 (4), с. 509–515.

Портнов А.М. Радиогеохимическая специализация по калию и торию – индикатор при аэрогеофизических поисках месторождений // Горный журнал, 2020, №3, с. 9–12.

Постельников Е.С., Хераскова Т.Н. Офиолиты на восточном склоне Енисейского кряжа // Докембрий Северной Евразии. СПб., ИГГД РАН, 1997, с. 87.

Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котегов В.И. Калгутинское комплексное месторождение (Горный Алтай): минералого-геохимическая характеристика, флюидный режим рудообразования // Геология рудных месторождений, 2006, т.48 (5), с. 439–459.

Прохоров В.Г. Особенности развития сульфидного оруденения на Енисейском кряже как следствие метаморфогенного преобразования пирита // Геология рудных месторождений Красноярского края / под ред. В.П. Филоненко, Л.Н. Россовского. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1977, с. 49–63.

Пустозёров М.Г. Современные геофизические технологии при золотопоисковых работах в ЗАО «Полюс» // Разведка и охрана недр, 2008 (1), с. 11–16.

Радиогеохимические ореолы в золоторудных полях западного Узбекистана (по данным гамма-спектрометрии). Под ред. Ф.П. Кренделева, Академия наук СССР Сибирское отделение, бурятский филиал. - Вып. 11, М: Наука, 1976, 52 с.

Развозжаева Э. А., Макрыгина В.А., Мартихаева Д.Х. Геохимия рудных элементов в углеродистом веществе метаосадочных пород Байкало-Патомского нагорья // Геохимия, 1997, №8, с. 835–843.

Развозжаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М., Мартихаева Д.Х., Прокопчук С.И. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44 (2), с. 116–124.

Рихванов Л.П. Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований (на примере Алтае-Саянской складчатой области), Новосибирск, СО РАН, филиал «Гео», 2002, 536 с.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, №3, с. 3–21.

Рослякова Н.В., Щербаков Ю.Г., Шипицын Ю.Г., Киреев А.Д. Редкоземельные элементы при формировании золоторудных месторождений // Геология и геофизика, 1992 (6) с. 68-81.

Рундквист Д.В. Особенности геологического развития и металлогении байкалид // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М., Наука, 1990, с. 44–65.

Рундквист И.К., Тарасенкова Л.В., Данилова М.Ю. и др. Автоматизированные обработки систем линеаментов и выявление глубинного строения сложнодислоцированных областей для целей металлогенического анализа // Аэрокосмические съемки при изучении глубинного строения регионов СССР, Л., ВСЕГЕИ, 1990, с. 68–78.

Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н., Смирнов М.Ю., Данилова М.Ю., Ащеулов А.А. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология руд. месторождений, 1992, т. 34 (6), с. 3–15.

Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Алышева Э.И., Борисовский С.Е. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология руд. месторождений, 2008, т. 50 (1), с. 3–46.

Русинова О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С., Кузнецова С.В., Васюта Ю.В. Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41 (4), с. 308–328.

Рыженко Б.Н., Барсуков Викт.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, рН, Eh) системы порода/вода. I. Система гранитоиды/вода // Геохимия, 1996, № 5, с. 436–454.

Рыженко Б.Н., Барсуков Викт.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, рН, Eh) системы порода/вода. I I. Системы диорит/вода и гаабро/вода // Геохимия, 1998, № 12, с. 1227–1254.

Рыженко Б.Н., Барсуков Викт.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, рН, Eh) системы порода/вода. I I I. Системы пироксенит/вода и дунит/вода // Геохимия, 2000, № 12.

Рысс Ю.С. Геоэлектрохимические методы разведки. Л., Недра, 1983, 255 с.

Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В. Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (5), с. 598–610.

Савельева В.Б., Зырянов А.С., Пантеева С.В. Редкоземельные элементы в кварц-мусковитовых метасоматитах Приморского разлома (Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2003, № 1, с. 70–82.

Сазонов А.М. Золоторудный процесс в метаморфических толщах: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ИМГРЭ, 1998, 58 с.

Сазонов А.М., Романовский А.Э., Шведов Г.И., Леонтьев С.И., Звягина Е.А. Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский кряж) // Руды и металлы, 1994, с. 86–97.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., **Колмаков Ю. В.**, Панина Л.И., Чернышов А.И., Макеев С.М. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001, 510 с.

Сазонов А.М., Полева Т.В., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Ежелый Ю.В., Трофимов В.Р., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., **Колмаков Ю.В.** Геология и минерагения щелочно-ультраосновного магматизма Маймеча-Котуйской провинции // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – Санкт-Петербург, ВНИИОкеангеология, 2002, с. 384–394.

Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Звягина Е.А., Врублевский В.В., Краснова Т.С. Возрастные рубежи формирования золотосульфидного рудопроявления Благодатное (Енисейский кряж) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб, Центр информационной культуры, 2003, с. 447–450.

Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Краснова Т.С., **Колмаков Ю.В.**, Бетхер М.Я., Звягина Е.А., Полева Т.В., Макеев С.М., Ежелый Ю.В. Перспективы благороднометальной рудоносности Крестовской интрузии ультраосновных и щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции севера Сибирской платформы // Платина России. Том VI. Москва: ООО «Геоинформмарк», 2005, с. 122–126.

Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Федорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Журнал СФУ. Техника и технологии, 2010, т. 3(4), с.371–395.

Сазонов А.М., Онуфриенок В.В., **Колмаков Ю.В.**, Некрасова Н.А. Пирротин золотосодержащих руд: состав, точечные дефекты, магнитные свойства, распределение золота // Журнал СФУ, т. 7, № 6, 2014. с. 717–737.

Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А. Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота «Панимба» (Енисейский кряж) // Журнал СФУ, 2016, т. 9 (2), с. 174–188.

Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственитизации пород различной кремнекислотности: эволюция распределения, причины и практическое значение // Литосфера, 2006, № 3, с. 108–124.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М., Наука, т. 1, 1964, 511 с.

Сахарова М.С., Ряховская С.К., Турчкова А.Г. Посткристаллизационные преобразования золото-кварцевых агрегатов в гидротермальных условиях (экспериментальные данные) // Геохимия, 1999, № 5, с. 486–493.

Свешников Г.Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л., Изд-во Ленинградского ун-та, 1967, 159 с.

Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П. Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М., Наука, 1976, 80 с.

Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., Недра, 1974, 388 с.

Семенов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантаноидов и актиноидов), М., ГЕОС, 2001, 307 с.

Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Ояберь В.К., Бабушкин В.Е., Власов В.С., Кириленко В.А., Землянский С.А., Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск, 2010, 582 с.

Сердюк С.С., Кириленко В.А. Геология и перспективы золотоносности южной части южно-Енисейского рудного района // Журнал СФУ, Техника и технологии, 2013, 8 (6), с. 968–994.

Сидоров А.А., Томсон И.Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестник РАН, 2000, т. 70 (8), с. 719–724.

Синькова Л.А. О миграции и разделении РЗЭ в щелочно-карбонатной среде // Геохимия гидротермального рудообразования. Изд-во: Наука, 1971, с. 154–161.

Смелов А.А. О связи физических свойств горных пород с процессами околорудного изменения // Вопросы рудной геофизики в Казахстане. Алма-Ата, 1968, № 2, с. 194–199.

Собаченко В.Н., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов татарско-пенченгинской зоны (Енисейский кряж) // ДАН СССР, 1986, т. 287 (5), с. 1220–1224.

Совмен В.К., Страгис Ю.М., Кровякова Л.П., Савушкина С.И. Золоторудное месторождение Благодатное – новое крупное разведанное месторождение в Красноярском крае // Разведка и охрана недр, 2006, № 8, с. 28–32.

Соколов С.В., **Колмаков Ю.В.**, Гусев Е.В. Магнитные свойства золотого оруденения в пологозалегающих структурах на примере месторождения Чёртово Корыто (Патомское нагорье, Восточная Сибирь) // «Пятая Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле». ИГМ СО РАН, ИНГГ СО РАН. Новосибирск: Электронный сборник тезисов; <http://sibconf.igm.nsc.ru/>, 2010.

Соколов С.В., **Колмаков Ю.В.**, Гусев Е.В. Тектоническая обусловленность распределения сульфидной минерализации и магнитной анизотропии пород на золоторудном месторождении Чёртово Корыто, Восточная Сибирь // Разведка и охрана недр, № 12, 2011, с. 19–26.

Солодов А.А., Миронова Г.Г. О повышении эффективности геофизических методов при поисках золото-сульфидных месторождений в сложных геологических условиях // Геология и металлогения Дарасунского золоторудного поля. Чита, 1971, с. 30–37.

Страхова Т.М. К проблеме образования Байкальской складчатой области // Режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса, М., 2001, с. 307–329.

Стрельцова Н.И. Равновесия сульфидов и оксидов меди, железа и цинка в хлоридных растворах: термодинамическое исследование // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51 (5) с. 444–460.

Сынгаевский Е.Д., Чиненов В.А. Геохимия углерода в терригенно-углеродистых сланцах Кумторского рудного поля (Восточная Киргизия) // Геохимия, 1998, №7, с. 727–736.

Тананаева Г.А., Генералов М.Е. Углеродистые вещества золото-серебряного месторождения Даугызтауского рудного поля (Центральные Кызылкумы) // Геология рудных месторождений, 1993, т. 35, № 4, с. 352–359.

Татьков И.Г. Физико-геологические модели основных типов золоторудных месторождений юга Восточной Сибири // Автореф. дис. к. г.-м. н., Иркутск, ИРНТУ, 2015, 23 с.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. 1988. М.: Мир, 384 с.

Титов В.К., Билибина Т.В., Кочкин Г.Б. Уран и торий в процессах регионального метаморфизма // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 151–154.

Тихомирова Н.И. Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации // Геохимия. 1971, № 2, с. 144–155.

Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Сазонов А.М., Звягина Е.А., **Колмаков Ю.В.**, Леонтьев С.И. Структурная эволюция метаморфогенной золото-сульфидной минерализации // Петрология

магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Материалы научной конференции. Томск: Изд-во ЦНТИ, 2004, с. 283–289.

Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Врублевский В.В., **Колмаков Ю.В.** Внутреннее строение и тектоническая эволюция золото-сульфидных залежей в метаморфических толщах, на примере месторождения Благодатное (Енисейский кряж) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. т. 1. М., ГЕОС, 2005.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия, 2001, № 2, с. 167–177.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Флюидные включения в золотокварцевых жилах рудопроявления «Благодатного» (Енисейский кряж, Россия) // Золото Сибири: геохимия, технология, экономика: материалы IV международного симпозиума. Красноярск, Изд-во КНИИГиМС, 2006, с. 30–31.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Травин А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст серицитов из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского месторождения, Енисейский кряж, Россия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М., ГЕОС, 2006, с. 345–349.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В. Лантаноиды во флюидных включениях, кварце и зеленых сланцах из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж, Россия // Геохимия, 2008, № 4, с. 438–444.

Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П., Нивин В.А. Условия образования эндогенных "черных сланцев" в Приморье // Геология рудных месторождений, 1993, т. 35 (4), с. 344–351.

Томсон И.Н., Полякова О.П., Алексеев В.Ю. О концентрации рения в углерод-ильменитовых метасоматитах Приморья // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45 (3), с. 250–252.

Торикова М.В., Кудинов Ю.А., Волкова Н.М. Факторы выявления возможных ресурсов рения в месторождениях золота и металлов платиновой группы, связанных с углеродистыми формациями // «Редкие металлы: минерально-сырьевая база, освоение, производство, потребление». Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции, 2011, ФГУП «ИМГРЭ», с. 162–163.

Тугаринов А.И., Вайнштейн Э.Е. Редкие земли в горных породах // Международный геологический конгресс, XXI сессия, 1960 г. Доклады советских геологов. Проблема 1. Геохимические циклы. М., ГОНТИ, 1960, с. 65.

Туровский С.Д., Абакиров Ш.А. К геохимии тория в гидротермальном процессе // Радиоактивные элементы в горных породах. Материалы Первого всесоюзного радиогеохимического совещания. Новосибирск, Наука 1975, с. 166–171.

Хабаров Е.М. Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1994, т.35 (10), с. 44–54.

Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Руслан А.В., Лихойдов Г.Г., Баринов Н.Н. Природа графитизации и благороднометальной минерализации в метаморфитах северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55 (4), с. 261–281.

Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2007, т.48 (9), с. 921–933.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156–180.

Чугаев А.В., Белов А.Н., Чернышов И.В. Изотопный состав Sr и эволюция источника гидротермальных растворов (на примере золоторудного месторождения Ведуга, Енисейский кряж) // Доклады РАН, 2001, т. 377 (5), с. 680–683.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Сафронов Ю.Г., Сароян М.Р., Еремина А.В. Pb-Pb изотопные характеристики крупных золоторудных месторождений Байкало-Патомского нагорья Сухой Лог и Чертово Корице по данным высокоточного MC-ICP-MS анализа свинца // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. Материалы Всероссийской конференции. М., ИГЕМ РАН, 2010.

Шарафутдинов В.М., Хасанов И.М., Михалицына Т.И. Петрофизическая зональность Наталкинского рудного поля // Тихоокеанская геология, 2008, т.27 (5), с. 89–103.

Шаров В.Н., Фефелов Н.Н., Брандт С.Б., Брандт И.С., Фивейская Л.В. Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфизованных тепторгинских отложений (Патомское нагорье Восточной Сибири) // Доклады РАН, 1996, т. 346 (6), с. 790–791.

Щербань И.П. Рудоносные околожильные метасоматиты. Киев, «Либідь», 1996, 352 с.

Щербань И.П., Копылова Л.В., Шевченко В.И. Околорудные метасоматиты Закарпатья. Киев, 1988, 204 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988, 272 с.

Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом

месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb- изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53 (1), с. 32–64.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозе: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3–29.

Bau M. Rare-earth elements mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chem. Geol. 1991, v. 93, № 3/4, p. 219–230.

Barnes H.L., Kullerud G. Equilibria in sulfur-containing aqueo solutions in the system Fe–S–O and their correlation during deposition // *Contrib. Geol.* 1961, v. 56, p. 648–688.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.* 1983. V. 91(6). P. 611–627.

Brookins D.G. Aqueous Geochemistry of Rare Earth Elements // *Review in Mineralogy of Rare Earth Elements*, 1989, v. 21, p. 201–225.

Coggon J. H., Rutherford R. A. Bounty gold deposit, Western Australia: magnetic and electromagnetic responses. ASEG Special Publications 1, 1994, p. 233–240.

Condie K. // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 2517.

Condie K.C., Vilgjoen M.J., Kable E.J.D. Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barbeton Greenstone Belts, South Africa // *Contrib. Mineral. And Petrol.* 1977, № 64, p. 75–89.

Cox R., Love D.R. Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review // *J. Sediment. Res.* 1995.V. A65. P. 1–12.

Cullers R.L., Medaris L.G., Haskin L.A. Experimental studies of the distribution of rare earths as trace elements among silicate minerals and liquids and water // *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v.37, p. 1499–1512.

Direen N.G., Pfeiffer K.M., Schmidt Ph.W. Strong remanent magnetization in pirrhotite: A structurally controlled example from the Paleoproterozoic Tanami orogenic gold province, northern Australia // *Precambrian Research.* 2008. Vol. 165. P. 96–106.

Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L. et al. Geology, composition and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // *Ore Geol. Reviews*, 2004, v. 24 (1-2), p. 7–44.

Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A. Mantle plumes and their geological manifestations // *Intern. Geol. Rev.*, 2001, v. 43, p. 771–788.

El-Sadek M.A. Radiospectrometric and magnetic signatures of a gold mine in Egypt // *Journal of Applied Geophysics*, 2009. Vol. 67, p. 34–43.

Fallon G. N. Archean BIF-hosted gold, Mount Morgans, Western Australia: a geophysical case history // ASEG Special Publications 1, 1994, p. 223–232.

Gertner I.F., Vrublevskii V.V., Sazonov A.M., Krasnova T.S., **Kolmakov Yu. V.**, Zvyagina E.A., Tishin P.A., Voitenko D.N. Isotope composition and magma sources of the Kresty volkanopluton in Polar Siberia // *Doklady Earth Sciences*, 2009, v. 427, (6), p. 961–967.

Gertner I., Tishin P., Vrublevsky V., Sazonov A., Zvyagina E. and **Kolmakov Y.** Neoproterozoic Alkaline Igneous Rocks, Carbonatites and Gold Deposits of the Yenisei Ridge, Central Siberia: Evidence of Mantle Plume Activity and Late Collision Shear Tectonics Associated with Orogenic gold Mineralisation // *Resource Geology*, 2011, v. 61 (4), p. 316–343.

Gibert F., Pascal M.-L., Pichavant M. Gold Solubility and speciation in hydrothermal solutions: Experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold (AuHS^0) at 350 to 450° and 500 bars // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 62, № 17, 1998, p. 2931–2947.

Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 2469.

Hill A. D. Geophysical investigations of the Fortnum gold system, Western Australia // *ASEG Special Publications 1*, 1994, p. 213–222.

Irvine R.J., Smith M.J. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. [Journal of Geochemical Exploration](#), 1990. [Vol. 36 \(Issues 1-3\)](#), p. 375-412.

Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for element contents in black shales and coals // *International Journal of Coal Geology*, 2009, v. 78, p. 135–148.

Kolmakov Y.V., Tishin P.A. REE patterns in the ore-bearing of the Chortovo Koryto gold deposit (Eastern Siberia) // *Goldschmidt Conference. Prague, Czech Republic, 2011. Mineralogical Magazine*, Vol. 5 – Issue 3 – p. 1214.

Larin A.M., Rytsk Ye.Yu., Sokolov Yu.M. Baikal-Patom fold belt // *Precambrian ore deposits or the east European and Siberian cratons* (D.V. Rundquist and C. Gillen, eds.). *Developments in economic Geology* 30, Elsevier, 1997, p. 317–362.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Savko K.A. Bimodal Intraplate Magmatism of the Yenisei Ridge as Evidence of Breakup of Rodinia and Opening of the Paleasian Ocean at the Western Margin of the Siberian Craton // *Doklady Earth Sciences*, 2017, v. 476, Part 2, pp. 1217–1221.

Mernagh T.P., Bierlein F.P. Transport and precipitation of gold in Phanerozoic metamorphic terranes from chemical modeling of fluid-rock interaction // *Econ. Geol.*, 2008, v. 103, p. 1613–1640.

Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids // *Geochim. et cosmochim. acta*, 1989, v. 53, p. 745–750.

Mustafaev, A.A.; Gertner, I.F.; Ernst, R.E.; Serov, P.A.; **Kolmakov, Y.V.** The Paleozoic-Aged University Foidolite-Gabbro Pluton of the Northeastern Part of the Kuznetsk Alatau Ridge, Siberia: Geochemical Characterization, Geochronology, Petrography and Geophysical Indication of Potential

High-Grade Nepheline Ore. *Minerals* 2020, 10, 1128. – <https://www.mdpi.com/2075-163X/10/12>, (DOI): <https://doi.org/10.3390/min10121128>

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lullites // *Nature*, 1982. v. p. 715–717.

Neymark L.A., Larin A.M., Yakovleva S.Z. New data on the age of the Akitkan group in the Baikal-Patom foldbelt, from results of U-Pb dating of zircons // *Doklady Akad. Nauk SSSR*, 1991, v. 320 (1), p. 182–186.

Rivers T. Assemblage and preservation of lower, mid and upper orogenic crust in the Grenville Province – Implications for the evolution of large hot long-duration orogens // *Precam. Res.*, 2008, v. 167, p. 237–259.

Ronov A.B., Migdisov A.A., Lobach-Zuchenko S.B. Regional metamorphism and sediments composition evolution // *Geochem. Intern.*, 1977, № 12, p. 90.

Sazonov A.M., Gertner I.F., Zvyagina E.A., Tishin P.A., Poleva T.V., Leontyev S.I., **Kolmakov Y.V.** and Krasnova T.S. Ore-forming Conditions of the Blagodatskiy Gold Deposit in the Riphean Metamorphic Rocks of the Yenisey Ridge According to Geochemical and Isotopic Data // *Журнал СВУ*, 2009, т. 2 (2), с. 203–220.

Sandrin A., Elming Sten-Ake. Geophysical and petrophysical study of an iron oxide copper gold deposit in northern Sweden // *Ore geology reviews*, 2006, №29, p. 1–18.

Sexton M. A. Geophysical characteristics of the Telfer gold deposits, Western Australia // *ASEG Special Publications* 1, 1994, p. 197 – 212.

Sholkovitz E.R. // *Chem. Geol.* 1990, v. 88, p. 333.

Sokolov S.V., **Kolmakov Yu. V.** Petrophysical zoning elements of Chertovo Koryto gold-ore deposit (Patom Upland, Eastern Siberia) // *PGON2015 IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 27 (2015) 012028. – URL: <http://iopscience.iop.org/1755-1315/27/1/012028>

Sverjensky D.A. Europium redox equilibria in aqueous solutions // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984, v. 67, p. 70–78.

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London, Chapman @ Hall, 1993, 217 p.

Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // *Econ. Geol.*, 2010, v. 105 (2), p. 375–394.

Vella L. J. Geophysical setting of BIF-hosted gold deposits at Tuckabianna, Western Australia. *ASEG Special Publications* 1, 1994, p. 251 – 256.

Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Chernykh A., Neoproterozoic orogenic belts of the western margin of Siberian craton: petrology and tectonic evolution. CD-ROM Abstract Volume, 3 1st IGC, August, 2000, Rio de Janeiro, Brazil.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375 (1–4), p. 147–168.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P. The 880–864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precam. Res.*, 2007, v. 154, p. 175–191.

Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permian–Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.* 1990, v. 81, p. 49–57.

Wood S.A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350° C at saturation water vapor pressure // *Chemical Geology*, 1990, v. 88 (15), p. 99–125.

Фондовая

Аносов В.С., Педяш Г.М., Зинков А.П., Баженов М.М., Баженова В.М. Геологическое строение и полезные скопаемые северной окраины Патомского нагорья (листы О-50-I и О-50-II) (сводный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:200000 Челонченской партии за 1962–1963 гг.). 1964 г.

Антонов, Б.В., Скотников В.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.р. Кевакты, Иллигиря, Амандрака (отчет Кевактинской партии за 1964–66 г.г.). Иркутск.: фонды Бодайбинской экспедиции, 1966, с.

Баженов М.М., Давыденко Н.Ю., Скотников В.Н., Ивашевская Т.И. Отчет по поисковым работам Хайвергинской партии в пределах Кевактинского рудного узла (рудное золото) за 1978–80 г.г. В 2-х томах. – Иркутск: Фонды ПГО “Иркутскгеология”, 1981. – № гос. регистрации 14-78-31/63.

Бобыкин В.В., Мукомело С.В., Гибадулин Р.Ф. Результаты комплексных геофизических исследований в районах Васильевского и Мамонского золоторудных полей. – Лесосибирск, 1976. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО».

Васильев А.П. Отчет по работам Енисейской партии ЦНИГРИ за 1960 год. – М., 1961. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО».

Васильев А.П. Отчет Енисейской тематической партии за 1961 год. – ЦНИГРИ, 1962. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО».

Верхозин А.В., В.Г. Мартыненко, В.Ф., Бенедюк, В.В., Бураков, В.В. Лесков, **Ю.В. Колмаков**, И.В. Кучеренко, К.И. Кузеванов, Гаврилов Р.Ю. и др. Золоторудное месторождение Чертово Корыто. Отчет ЗАО «Тонода» о поисково-разведочных работах за 1996–2007 г., Бодайбо, 2007.

Иванов В.Н., Кукушкина А.К. Отчет Васильевской геофизической партии за 1960 год (Поиски и прослеживание кварцевых жил в Центральной части Енисейского кряжа). – Красноярск, 1961. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО».

Калмыков Б.А., Трусов А.А. Отчет о результатах проведения комплексной аэрогеофизической съемки (аэромагнитометрия, аэроэлектроразведка ДИП-А, аэрогамма-спектрометрия) масштаба 1:10000 в пределах Партизанского рудного узла в 2012 году. Красноярск: фонды ЗАО «Васильевский рудник». 2012 г.

Клименко В.И., Каримуллина Ф.Х. Обобщение материалов комплексных аэрогеофизических съемок в Енисейском кряже с составлением сводных карт физических полей. Северо-Енисейская геофизическая партия, Гравиметрическая экспедиция № 3. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО». 1996 г.

Кобяков К.Л., Минеев И.В., Номоконова Г.Г. и др. Результаты аэрогеофизической съемки масштаба 1:10000 на Советской и Партизанской площадях (отчет Аэрогеофизической партии Северо-Енисейской геофизической экспедиции ПГО «Красноярскгеология» за 1985–1986 гг.). Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО». 1986 г.

Копылов А.В., Завьялов В.Н., Дьяков В.Ф., Нефедьев А.Д. Отчет о результатах работ Большепатомской аэрогеофизической партии за 1977–80 гг. (1:25000), г. Иркутск, 1981.

Коткин В.В. (отв. исп.). Отчет по Гос. контракту № 111-95 "Завершение объекта "Составление карты рудной и россыпной золотоносности по Иркутской области м-ба 1:500000", 2006 г.

Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., **Колмаков Ю.В.**, Краснощекова Л.А., Мартынова Т.Е. Отчет Томского политехнического университета по х/д 2–83/06 «Создание геолого-структурной модели месторождения Чертово Корыто», г. Бодайбо.: фонды ЗАО "Тонода", 2007, 192 с.

Мартыненко В.Г., Зыков В.П., Большедворский А.И., Большедворская Л.В., Кононов И.Ю. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах проявления "Чертово Корыто" за 1981–1983г.г. В 2-х томах. – Иркутск: Фонды ПГО "Иркутскгеология", 1983.

Мартыненко В.Г. Отчет с подсчетом запасов рудного золота по участку первой очереди месторождения Чертово Корыто по состоянию на 01.01.2001 г. Бодайбо.: фонды ЗАО "Тонода", 2001.

Минеев И.В., Кобяков В.В., Новикова Л.Г. Результаты аэрогеофизической съемки масштаба 1:10000 на Советской и Партизанской площадях (отчет Аэрогеофизической партии Северо-Енисейской геофизической экспедиции ПГО «Красноярскгеология» за 1985–1986 гг.). Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО». 1986 г.

Онищенко А.Н. и др. «Аэромагнитная съемка масштаба 1:10 000 в Центральной части Артемьевского рудного поля». Отчет по договору № УПГР 15-10 от 10.03.2010 г. с ООО «УК Полус Геологоразведка», 2010.

Перевалов О.В., Скотников В.Н., Баженов М.М. Отчет Кадаликанской партии по опытно-производственной групповой геологической съемке м-ба 1:50000 по работам 1973-75 г.г. "Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Бол. Патома, Хомолхо и участка Чертово Корыто". Иркутск.: фонды Бодайбинской экспедиции, 1975.

Сазонов А.М., Ананьев А.А. и др. Петрографические, минералогические, геохимические и структурные критерии золотого оруденения Урало-Васильевского рудного поля. – Томск, 1980. – С. 372. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО».

Сазонов А.М., Ананьев А.А. и др. Перспективная оценка золоторудных объектов в Партизанском рудном районе. – Томск, 1982. – С. 303. Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО».

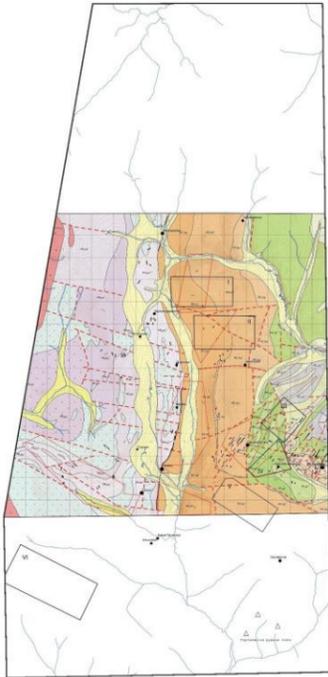
Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Звягина Е.А., Свиридов Л.И., Костененко Л.П., Полева Т.В., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., **Колмаков Ю.В.**, Динер А.Э. Геолого-петрографическая характеристика и вещественный состав руд рудопроявления Благодатное (Отчет о научно-исследовательской работе по договору № ГГМ-022-01). ЗАО ЗК Полус. Красноярск. 2003 г.

Сазонов А.М., Власов В.С., **Колмаков Ю.В.**, Князев В.Н. Обоснование перспективных зон в пределах лицензионных площадей ЗАО «Васильевский рудник» и центральной части Партизанского рудного узла. Красноярск: фонды ЗАО «Васильевский рудник». 2015 г.

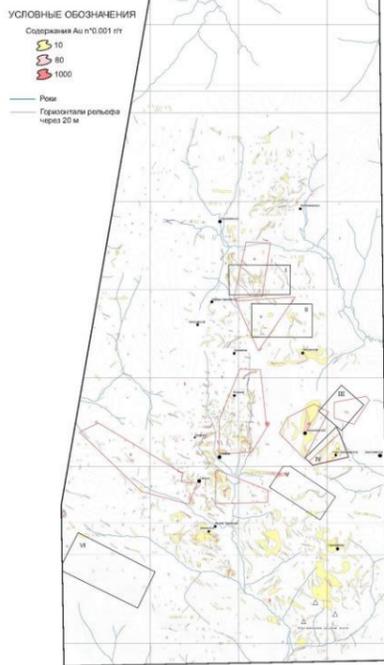
Тенешев В.М., Мисюков В.И., Кухаренко В.В. Поисковые работы в Герфед-Самсоновской рудной зоне Южно-Енисейского золотоносного района. «Красноярскгеология», Ангарская ГРЭ.г. Красноярск. Ноябрь 2006 г.

ПРИЛОЖЕНИЕ. АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ, ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ И ТОПОСНОВА ПАРТИЗАНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА

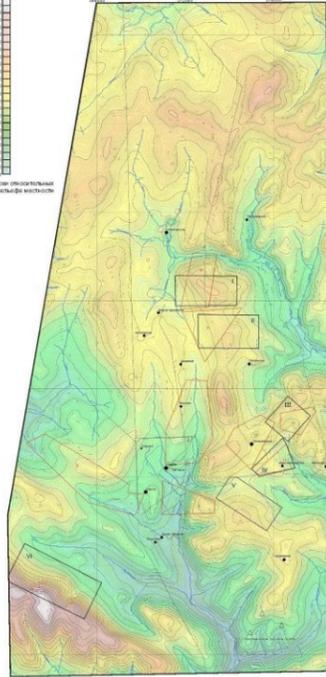
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА



КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АУ ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ



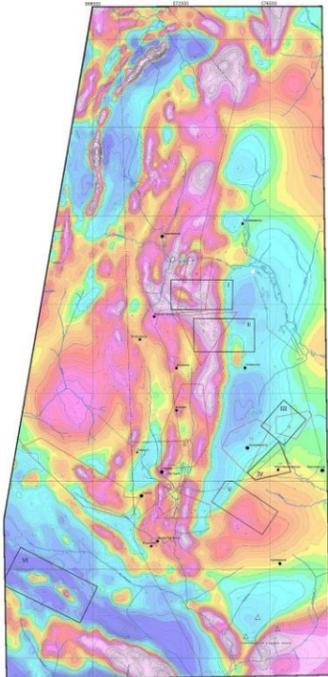
ТОПОСНОВА



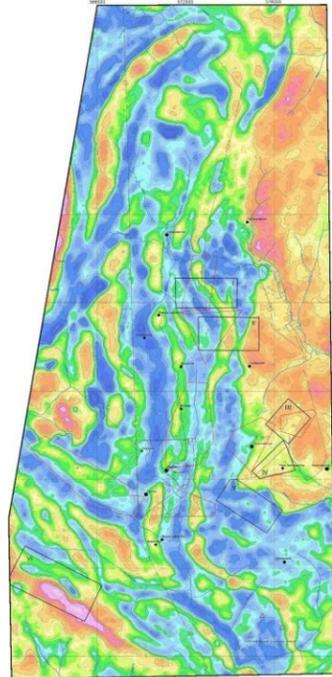
Условные обозначения к геологической карте

- Q Современные отложения
- Средняя подзита
- RF_{μd}¹ Пачка 2. Серые нитевидные-слоистые феллицированные глинистые сланцы
- RF_{μd}² Пачка 1. Темно-зелено-серые тонко-слоистые алевро-глинистые сланцы
- Нижняя подзита
- RF_{μd}³ Нерасчлененные отложения третьей и четвертой пачек. Темно-серые тонко-слоистые углеродистые глинистые сланцы. В нижней части примесь алевроитового материала
- RF_{μd}⁴ Нерасчлененные отложения первой и второй пачек. Темно-серые углеродистые глинистые сланцы. В нижней части примесь алевроитов и примесь карбонатного материала
- RF_{μd}⁵ Нерасчлененные отложения третьей и четвертой пачек. Серо-зеленые, в нижней части пористые, в верхней - нево-тонко-слоистые, иногда с углеродистым веществом алевро-глинистые сланцы
- RF_{μd}⁶ Пачка 3. Серо-зеленые, серые пористые гидротермальные сланцы
- RF_{μd}⁷ Пачка 2. Серые, серо-зеленые, зеленые мелко-слоистые с пачками тонко- и нитевидных сланцев
- RF_{μd}⁸ Пачка 1. Серо-зеленые мелко-тонко-слоистые глинисто-алевритовые сланцы
- RF_{μd}⁹ Нерасчлененные отложения первой и второй пачек. Серо-зеленые мелко-тонко-слоистые с пачками тонко-слоистых глинисто-алевритовых сланцев
- Верхняя подзита
- RF_{Ad}¹ Пачка 6. Серые ритмично-тонко-слоистые углеродистые песчано-алевритово-глинистые сланцы. Иногда с углеродистым веществом
- RF_{Ad}² Пачка 5. Серые нитевидные-тонко-слоистые алевро-глинистые сланцы, иногда с углеродистым веществом
- RF_{Ad}³ Пачка 4. Зеленые нитевидные-тонко-слоистые глинистые сланцы
- RF_{Ad}⁴ Пачка 3. Серые волнисто-нитевидные углеродистые алевропесчаники
- RF_{Ad}⁵ Пачка 2. Серо-зеленые углеродистые глинистые, иногда с примесью алевроитового материала, сланцы
- RF_{Ad}⁶ Пачка 1. Серые, темно-серые углеродистые тонко-слоистые алевро-глинистые, глинистые сланцы
- Нерасчлененные отложения верхней подзита. Серые, темно-серые слюдяные углеродистые алевро-глинистые сланцы, алевропесчаники
- Средняя подзита
- RF_{Ad}⁷ Пачка 2. Песчано-сланцевая. Переослабленные серые, светло-серые песчаники с черными углеродистыми глинистыми сланцами
- RF_{Ad}⁸ Пачка 1. Серые, розовато-серые туфопесчаники, туфороазавиты
- Нижняя подзита
- RF_{Ad}⁹ Нерасчлененные отложения. Серые до темно-серых тонко-слоистые, участками тонко-слоистые углеродистые глинистые сланцы с примесью алевроитового материала
- Верхняя подзита
- PR_{μn}¹ Зелено-серые серпигиновые микросланцы. Серые биотит-кварцевые кристаллические сланцы. Лесны кварцитов
- PR_{μn}² Пачка 1. Черные микрокристаллические углеродистые серпигиновые сланцы
- Нижняя подзита
- PR_{μn}³ Амфиболовые микросланцы
- PR_{μn}⁴ Паччатые серые и светло-серые диопсид-кварцевые и сапфиритовые мраморы
- PR_{μn}⁵ Пачка 1. Светло-серые «нодревые» кварциты
- Татаро-Ахтиский комплекс (TAR_{μn})
- Среднекристальные граниты
- Мезокристальные граниты
- Иридинский комплекс (IR_{μn}). Амфиболиты, амфиболитизированные диабазы, зеленые гранитоидные сланцы
- Кварцевые жилы
- Границы разновозрастных отложений
- Границы фациальных подразделений
- Дильниты
- Залегание пластов

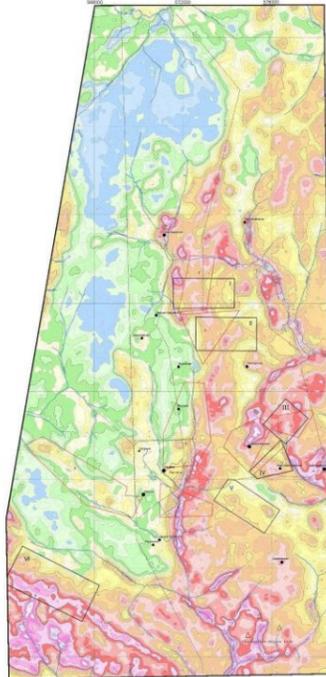
МАГНИТНОЕ ПОЛЕ, ΔT



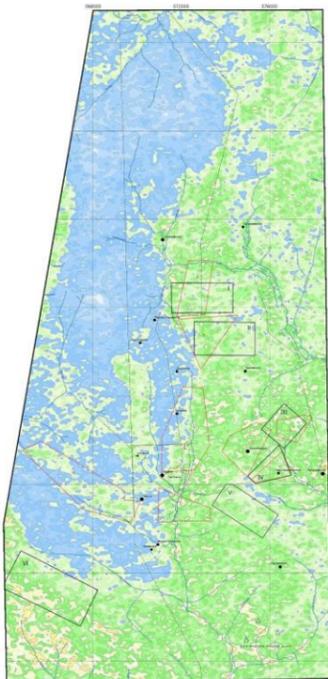
ПОЛЕ ЭФФЕКТИВНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СОПРОТИВЛЕНИЙ, ρ_{эф} (частота 520 Гц)



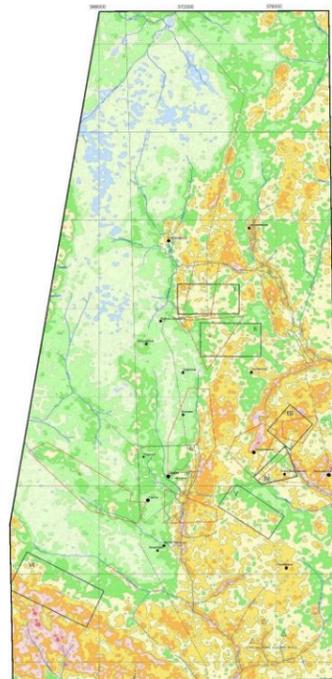
ПОЛЕ МОЩНОСТИ ЭКСПОЗИЦИОННОЙ ДОЗЫ, МЭД



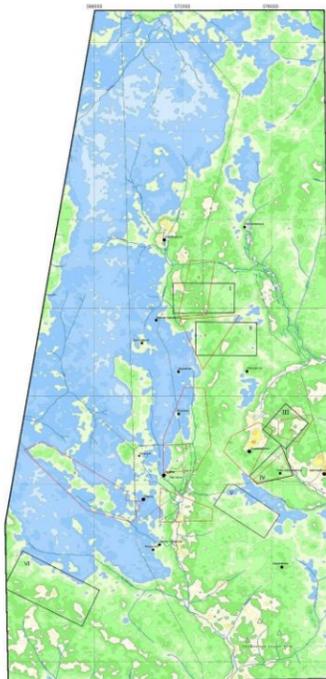
УРАН



ТОРИЙ



КАЛИЙ



ПРИЛОЖЕНИЕ. АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ, ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ И ТОПОСНОВА ПАРТИЗАНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА