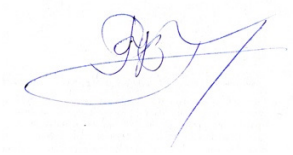
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи



ФЕДОРОВ ВЛАДИМИР ГЕННАДЬЕВИЧ

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА В ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ И ПРОГНОЗНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

1.6.9 – Геофизика

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук
Ю.В. КОЛМАКОВ

ТОМСК
2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение....4
Глава 1. Аналитический обзор состояния научной проблемы....12
1.1. Китай....13
1.1.1. Полуостров Цзяодун....14
1.1.2. Месторождение Шуйванчжуан....17
1.1.3. Рудный район Цинчэнцзы....19
1.2. Австралия....22
1.2.1. Западная Австралия....23
1.2.2. Рудник Комет....24
1.2.3. Рудник Tropicana Gold Mine....25
1.3. Россия....26
1.3.1. Республика Саха (Якутия)....27
1.3.2. Иркутская область....27
1.3.3. Красноярский край....29
Глава 2. История литосферного развития Енисейского кряжа....31
2.1. Структура Енисейского кряжа....31
2.2. История литосферного развития Енисейского кряжа....33
2.2.1. Эволюционная модель палеоконтинентального сектора Сибирского кратона....33
2.2.2. Эволюционная модель Приенисейской палеосубдукционной зоны....40
Глава 3. Геологическая характеристика Верхне-Енашиминского золоторудного узла....42
3.1. Стратиграфия....43
3.2. Магматизм....48
3.3. Тектоника....53
3.4. Метаморфические и метасоматические преобразования....57
Глава 4. Радиогеохимическая эволюция гранитоидного магматизма Верхне-Енашиминского рудного узла....60
4.1. Актуальные таксономические категории гранитоидного магматизма Заангарья..60
4.2. Структура геофизических аномалий, создаваемых гранитоидами рудного узла ..65
4.3. Аттестация гранитоидного магматизма Верхне-Енашиминского узла по данным аэрогамма-спектрометрии....75
Глава 5. Геолого-геофизическая характеристика рудных полей Верхне-Енашиминского рудного узла....79
5.1. Олимпиадинское рудное поле....79

5.2. Благодатнинское рудное поле 85
5.3. Титимухтинское рудное поле 87
Глава 6. Характеристика околорудных метасоматитов Верхне-Енашиминского узла и прогнозная интерпретация аэрогеофизических данных 91
6.1. Рудные этапы, зафиксированные на месторождениях Верхне-Енашиминского узла 91
6.2. Проявление метасоматитов в физических полях 93
6.2.1. Олимпиадинское рудное поле 93
6.2.2. Месторождение Благодатное 101
6.2.3. Месторождение Титимухта 110
6.3. Прогнозная интерпретация аэрогеофизических данных Верхне-Енашиминского рудного узла 112
Заключение 113
Список литературы 115

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Более половины запасов коренного золота России локализовано в древних углеродисто-терригенных толщах, в том числе и в объектах Енисейского кряжа. Для них характерны полигенные и полихронные образования с аномальными физическими свойствами, что затрудняет их выявление геофизическими методами. При этом длительная геологическая история кряжа требует изучения индикаторной роли пород с аномальными параметрами на всех этапах эволюции месторождений – от седиментогенеза до рудоотложения. Ключом к решению этой задачи выступает комплексный геолого-геофизический анализ, учитывающий геодинамическую историю, метаморфические и метасоматические преобразования и их отражение в петрофизической эволюции минералообразующих систем. Решение данной задачи для Верхне-Енашиминского рудного узла, наиболее богатого и перспективного в регионе – особенно актуально. Его сложная многоэтапная история метаморфизма, магматизма и метасоматоза сформировала исключительную петрофизическую неоднородность, что в настоящее время существенно ограничивает эффективность аэрогеофизических поисков. Исследование направлено на создание эволюционной модели петрофизической зональности различного уровня организации (рудное поле → месторождение → рудное тело), что позволит перейти от стандартного моделирования к генетически обоснованному прогнозированию.

Объектом диссертационного исследования является Верхне-Енашиминский золоторудный узел. ***Предмет исследования*** – аэрогеофизические поля рудного узла.

Степень разработанности темы исследования

Долгое время парагенетическая связь оруденения Енисейского кряжа с орогенным гранитоидным магматизмом ранненеопротерозойского татарско-аяхтинского комплекса была безальтернативной и определяла построение петрофизических моделей месторождений. Как правило, выделялись три этапа формирования петрофизических неоднородностей: ранний рудоподготовительный (в условиях регионального метаморфизма) и два последующих метасоматических – дорудный и рудный. Первый связывался с массовым развитием гранитных интрузий, второй – с поздними стадиями магматической дифференциации [Номоконова, 1999; Колмаков, 1999; Ерофеев и др., 2003; Пустозеров, Шугаев, 2006]. При этом субщелочной

и щелочной магматизм позднего неопротерозоя рассматривался как значительно оторванный во времени и не имеющий отношения к рудному процессу.

За последние два десятилетия представления кардинально изменились. Новые данные позволили выделить среди пород татарско-аяхтинского комплекса разновидности гранитоидов, которые по возрасту и составу не соответствуют ни данному комплексу, ни орогенным гранитам S-типа [Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 2008]. В то же время накопленные данные по датировкам рудного вещества ряда месторождений кряжа убедительно указывают на многоэтапность рудного процесса. Современная модель предполагает, что в орогенную эпоху происходило лишь заложение систем, а главные рудные этапы протекали в обстановке рифтогенеза синхронно с субщелочным и щелочным магматизмом, в том числе и гранитоидным [Ножкин и др., 2011].

Столь значительная эволюция представлений о металлогеническом развитии региона требует пересмотра существующих петрофизических моделей месторождений и перехода к комплексному подходу их поиска в геофизических полях, который учитывает сложную историю литосферной эволюции и длительный многоэтапный рудогенез. Данная методика имеет успешное применение на месторождении Благодатное, где результаты современных исследований [Колмаков, 2014; Колмаков, Сазонов, 2022] позволили скоррелировать отдельные события литосферного развития Енисейского кряжа с подготовительными и основными этапами рудного процесса и образуемыми на этих этапах аномальными петрофизическими неоднородностями, которые проявлены в геофизических полях.

Цель исследования – реконструкция петрофизической эволюции месторождений Верхне-Енашиминского рудного узла (ВЕРУ) и построение их физико-геологических моделей для прогнозной интерпретации аэрогеофизических полей.

В диссертационной работе решались следующие научные задачи:

А. Аналитический обзор состояния научной проблемы.

Б. Анализ истории литосферной и металлогенической эволюции Енисейского кряжа с целью последующей корреляции тектономагматических этапов с этапами рудного процесса.

В. Структурный анализ физических и радиогеохимических полей ВЕРУ: характеристика аномалий магматических, тектонических образований и золотого оруденения.

Г. Анализ физических свойств образований на различных стадиях рудного процесса.

Д. Построение физико-геологических моделей месторождений ВЕРУ на основе комплексного анализа геолого-геофизической информации

Е. Геолого-прогнозная интерпретация аэрогеофизических полей ВЕРУ.

Научная новизна работы

А. Впервые для исследуемой территории на основе систематизации существующих классификаций гранитоидных комплексов и анализа аэрогеофизических данных установлены контрастные радиогеохимические различия между рифтогенными (А-тип), позднеколлизионными (S-тип) и промежуточными (смешанный S-I-A-тип) гранитоидами, с доказанной эффективностью аэрогамма-спектрометрии для их дифференциации. Для рифтогенных комплексов зафиксирована высокая постмагматическая подвижность U, Th и K.

Б. По данным аэрогеофизической съемки в пределах Олимпиадинского рудного поля выявлены малые интрузивные тела предположительно щелочно-ультраосновного состава завершающего этапа неопротерозойского магматизма, характеризующиеся магнетитовой минерализацией и повышенным содержанием РАЭ, особенно U.

В. Установлено, что геофизическая неоднородность рудных полей ВЕРУ обусловлена сочетанием разновозрастных структурно-вещественных комплексов, этапов магматизма и метасоматоза, что определяет высокую контрастность их проявления в геофизических полях.

Г. На основе комплексного геолого-геофизического анализа детально охарактеризованы продукты дорудного, углеродистого метасоматоза и четырех рудных этапов, проявленных в различном сочетании на месторождениях ВЕРУ. Это позволило выделить два перспективных участка в пределах Олимпиадинского и Благодатнинского рудных полей.

Теоретическая и практическая значимость работы

Теоретическая значимость работы заключается в разработке оригинальных генетических петрофизических моделей золоторудных месторождений, локализованных в древних метаосадочных толщах Енисейского кряжа (на примере ВЕРУ). В основе моделей лежит системный анализ структурно-вещественных комплексов и оценка индикаторной роли пород с аномальными физическими свойствами. Результатом исследования является типизация петрофизических неоднородностей, устанавливающая их корреляцию с этапами рудогенеза в орогенных и рифтогенных геодинамических обстановках. Созданные модели послужат фундаментом для новой технологии интерпретации геофизических данных и формирования прогнозно-поисковых карт перспективных участков.

Практическая значимость работы определяется выделением перспективных участков на основе созданных моделей. Результаты работы ориентированы на использование основной золотодобывающей компанией Енисейского кряжа – ПАО «Полюс».

Методология и методы исследования

Развитие петрофизического моделирования месторождений ВЕРУ через принципиально новый подход к интерпретации аэрогеофизических данных является ключевой задачей данной диссертационной работы. В его основе лежит эволюционная концепция, рассматривающая вариативность петрофизических характеристик на всех этапах – от седиментогенеза и метаморфизма до полихронного метасоматизма и рудогенеза, что позволяет минимизировать прогнозные ошибки. Методология включает системное исследование петрофизической неоднородности структур различного уровня организации и масштаба: от рудного поля до отдельных продуктивных тел. Комплексный анализ геолого-геофизической информации по рудному узлу охватывает его структуру, хронологию формирования, физико-химические условия минералообразования и факторы вариативности системы, что обеспечит генетическую реконструкцию петрофизической зональности.

В основе инструментальных методов исследования лежат аэромагниторазведка и аэрогамма-спектрометрия. Также активно используются комплексы наземных геофизических исследований золоторудных месторождений ВЕРУ, включающие

магниторазведку, гамма-спектрометрию, электроразведку в модификациях ЕП и метода сопротивлений.

Положения, выносимые на защиту

Первое положение. Физико-геологическая обстановка Олимпиадинского рудного поля обусловлена W-образной складчатой структурой, включающей рудовмещающий горизонт, с конформными ей магнитными и электрическими аномалиями и аномальными образованиями разрывных нарушений Иннокентьевско-Благовещенской сдвиговой зоны. Распространенность надвиговых структур в Благодатнинском рудном поле привела к появлению контролируемых ими линейных геофизических аномалий. Низкий магнитный и радиоактивный фон Титимухтинского рудного поля связан с обилием кварцевых метасоматитов. Радиогеохимическая эволюция магматизма ВЕРУ отразилась на специфике метасоматических ореолов РАЭ в рудных полях.

Второе положение. Геофизическое разнообразие месторождений Олимпиадинского рудного поля обусловлено вариативностью долей полихронных метасоматитов в их строении. Дорудным скарноидам свойственны обеднение РАЭ и безаномальное проявление в полях ΔТ и ЕП. Метасоматиты золото-арсенопирит-кварцевого рудного этапа сохраняли высокие магнитные свойства, но утрачивали способность к естественной и вызванной поляризации; их мусковит-кварц-карбонатные разновидности обогащались РАЭ с заметным увеличением Th/U, а образование углеродсодержащих кварц-карбонатных сопровождалось контрастным перераспределением РАЭ. В метасоматитах золото-сурьмяного рудного этапа снижаются магнитные свойства, появляется аномальная электрохимическая активность, повышаются содержания U со значительным уменьшением Th/U.

Третье положение. Петрофизическая эволюция месторождения Благодатное выражена в геофизических полях. Дорудные кварц-мусковитовые углеродные метасоматиты немагнитные, но создают интенсивные аномалии ЕП и РАЭ. Метасоматизм рудного этапа проявился кварц-карбонат-мусковитовой минерализацией пород, нарушением их аномальной электрохимической активности и зональным распределением РАЭ. Магнитная неоднородность минерализованной зоны обусловлена изменением долей пирротина в сульфидных парагенезисах и его стехиометрическими вариациями. На месторождении Титимухта золото-висмут-теллуридного типа

золотоносные кварцевые метасоматиты образуют слабую магнитную аномалию и ореол низких содержаний РАЭ. Богатые руды связаны с углеродными метасоматитами, аналогичными дорудным метасоматитам месторождения Благодатное.

Характеристика исходных данных

Фактическую основу диссертационного исследования составляет комплект современных аэрогеофизических карт (магнитная съемка и гамма-спектрометрия) Олимпиадинской площади масштаба 1:25000, охватывающий Верхне-Енашиминский и Ерудинский золоторудные узлы. Также привлечены карты наземных геофизических исследований масштабов от 1:25000 до 1:10000 по Олимпиадинскому, Благодатнинскому и Титимухтинскому рудным полям. Наряду с этим в работе использованы материалы отчета ПАО «Полюс» о результатах поисково-разведочных работ в пределах указанной территории, а также опубликованные и фондовые данные по геологическому строению, вещественному составу и петрофизическим характеристикам пород и руд месторождений ВЕРУ.

Степень достоверности результатов

Материалы аэрогеофизической съемки прошли обязательную обработку на производственном этапе. При анализе полученных нами данных была проведена дополнительная отбраковка «артефактов» в программе Excel. Построение карт осуществлялось в среде Surfer, интерполяция выполнялась геостатистическим методом Kriging. Для нанесения на полученные карты речной сети, населенных пунктов и месторождений рудного узла использовался отечественный картографический сервис «Яндекс Карты». С него снимались координаты объектов в системе WGS 84 с последующим пересчетом в геоцентрическую систему координат ГСК-2011 посредством специализированного геодезического программного комплекса PHOTOMOD GeoCalculator. Привязка тектонических, геологических и наземных геофизических карт осуществлялась по нанесенным опорным объектам.

Для количественно-статистической оценки распределения РАЭ по данным аэрогеофизической съемки были построены регулярные сети наблюдений различных масштабов на основе тектонических и геологических схем, суммарно обеспечившие выборку объемом 50550 измерений. Снятие значений выполнялось специализированными инструментами в программе Surfer, статистический анализ

производился с использованием пакетов Statistica и Excel. Построение различных графических материалов осуществлялось в программе CorelDRAW.

Количественные характеристики, полученные по аэрогеофизическим данным, а также значения, снятые с наземных геофизических карт, согласуются с результатами многочисленных фондовых и опубликованных геохимических и петрофизических исследований вещественного состава в пределах изучаемых объектов.

Личный вклад автора

Соискателем сформулированы цель и задачи исследования, собран и систематизирован массив фондовых и опубликованных материалов по геологии, петрофизике и геохимии месторождений ВЕРУ, обработаны данные аэрогеофизической съемки и построены карты. По регулярным сетям наблюдений различного масштаба выполнена количественно-статистическая оценка распределения радиоактивных элементов в гранитоидных массивах, рудных полях и месторождениях узла. Проведенный автором комплексный геолого-геофизический анализ, включающий изучение геодинамической истории, геологического строения, петрофизических и геохимических данных, а также структурно-статистический анализ геофизических полей, позволил обосновать выводы, составляющие научную новизну, и сформулировать защищаемые положения. Для Олимпиадинского рудного поля автором создана детальная физико-геологическая модель, для Благодатнинского и Титимухтинского существенно доработаны модели предшественников, что позволило соискателю выделить два перспективных участка.

Апробация результатов исследования

Основные результаты диссертационного исследования были представлены на Годичном собрании Российского минералогического общества (РМО) и Федоровской сессии (Санкт-Петербург, 2023), в Рудной школе ЦНИГРИ (Москва, 2024), на VII Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти А. П. Карпинского (Санкт-Петербург 2026), на Международном симпозиуме студентов и молодых ученых имени академика М.А. Усова (Томск, 2024 – Диплом I степени за лучший доклад, 2025, 2026 гг.), на I Международном молодежном научном форуме на иностранных языках «Шаг в будущее» (Кемерово, 2023).

Основные научные результаты и положения диссертации опубликованы в 10 работах, в том числе 3 публикации в российских рецензируемых изданиях,

индексируемых базами данных Scopus и (или) Web of Science и рекомендованных в перечне ВАК Минобрнауки России.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из 6 разделов, введения и заключения, общим объемом 129 страниц, 36 иллюстраций, 2 таблицы, 133 источника литературы.

Благодарности

Автор выражает особую благодарность своему научному руководителю – Колмакову Юрию Викторовичу, которому обязан зарождением интереса к науке и тем, что представленное исследование состоялось. Искренняя признательность за неизменно внимательное и чуткое руководство, трепетное отношение, огромное уделенное время и безграничное терпение. Юрий Викторович всегда был и остается для автора примером настоящего Ученого и наставника, а возможность работать под его руководством стала важнейшим этапом профессионального становления, за что автор бесконечно ему благодарен. Автор искренне благодарит своих родителей, Федоровых Л.З. и Г.В. (светлая память Г.В.), сестру Федорову О.Г. и ее супруга Несмеева Д.В. за неизменную веру и поддержку, сопровождавшие его на всех этапах личностного и профессионального становления. Слова признательности адресуются близкому другу и единомышленнику – Климову А.С. за верную дружбу и душевные беседы. Отдельная, самая теплая благодарность – невесте, Галанских К.В., за ее безграничную любовь, всеобъемлющую поддержку и терпение. Автор благодарит коллег из отделения геологии: Язикова Е.Г., Лобову Г.А., Ананьева Ю.С., Соколова С.В., Гусева Е.В., Ростовцева В.В., Лукина А.А. за ценные советы, замечания и рекомендации, способствовавшие улучшению работы, и особенно Гусеву Н.В. за веру в автора, поддержку и содействие при подготовке к защите диссертации. Безграничная благодарность – Крутенко Д.С. и Крутенко М.Ф., ставшим по-настоящему близкими друзьями, за их неизменную моральную опору, всестороннюю помощь, душевную открытость и теплое дружеское общение. Искренняя признательность – Щанову Д.Ю., наставнику в производственной деятельности, за возможность совмещать работу и науку, а также за участие и внимание на данном пути.

ГЛАВА 1. АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР СОСТОЯНИЯ НАУЧНОЙ ПРОБЛЕМЫ

Развитие мировых золотоносных провинций, как правило, отличается длительностью и многоэтапностью, что обусловлено продолжительной литосферной эволюцией вмещающих регионов. В ходе этой эволюции последовательно сменяются геодинамические обстановки, тектонические режимы и физико-химические условия, что определяет полигенно-полихронный характер рудогенеза и формирует уникальные петрофизические свойства рудовмещающих комплексов, околорудных метасоматитов и собственно руд. Сегодня становится очевидным, что достоверное прогнозирование оруденения невозможно без изучения индикаторной роли пород с аномальными параметрами на всех этапах развития месторождений – от седиментогенеза до рудоотложения. Ключевым подходом к решению этой задачи выступает комплексный геолого-геофизический анализ, учитывающий геодинамическую историю, метаморфические и метасоматические преобразования и их отражение в петрофизической эволюции минералообразующих систем. Важнейшим инструментом реализации такого подхода выступает геофизическая съемка, позволяющая проследить закономерности отражения петрофизических особенностей различных комплексов в физических полях. Это дает возможность при сравнительно невысоких затратах исследовать обширные территории и выявлять перспективные участки.

Традиционно в основе геофизических поисков месторождений твердых полезных ископаемых лежит построение петрофизических моделей. Данные модели, основанные на обобщении физических свойств горных пород и руд, служат надежным и апробированным инструментом для интерпретации геофизических данных и выявления рудных объектов. В мировой практике общепризнанным подходом петрофизического моделирования является метод аналогий [Williams, 2008; Bombardieri et al., 2020; Yerbolat, Tulemisova, 2025 и др.]. Его сущность заключается в построении упрощенной физико-геологической модели на основе хорошо изученного геологического разреза месторождения с последующим поиском схожих признаков в физических полях. Основное преимущество данного подхода – простота и высокая скорость реализации, которые одновременно являются и его главным недостатком.

Формирование золоторудных объектов в ходе длительной и сложной геологической истории закономерно приводит к чрезвычайно сложному строению, что существенно затрудняет поиски. Принцип аналогий часто оказывается неприменим,

поскольку месторождения даже одного генетического типа в пределах единого рудного узла или рудного поля могут обладать настолько различными проявлениями в физических полях, что остаются невыявленными. Ключевая проблема заключается в уникальности и сложности их строения, которое не поддается обобщению ни по одному признаку или генетической модели. Проведенный анализ двенадцати орогенных месторождений золота в работе [Meyer, 2023] наглядно демонстрирует, что модель орогенной золотоносной системы и модель метаморфизма земной коры не способны адекватно объяснить все аспекты формирования рудных тел. Существенное разнообразие условий рудообразования обусловливает высокую специфичность месторождений, вплоть до их несоответствия общепринятым генетическим моделям [Sillitoe, 2000; Meyer, 2023]. Усугубляется это тем, что при построении геолого-генетических моделей зачастую игнорируются количественные данные о физических свойствах вмещающих пород, околорудных метасоматитов и руд [Sillitoe, Thompson, 2005]. Это является существенным упущением, поскольку эпигенетические образования в ходе длительной эволюции золотоносных провинций приобретают аномальные физические свойства, находящие свое отражение в геофизических полях. Это создает необходимость в отказе от шаблонного подхода и переходу к детальному рассмотрению каждой отдельно взятой таксономической категории: провинция → рудный узел → рудное поле → месторождение → рудное тело. Такой подход позволяет выявить и описать специфические для данного объекта поисковые признаки, что является залогом успешного прогнозирования и обнаружения месторождений, включая слепые рудные тела.

Методики петрофизического моделирования, учитывающие условия формирования месторождений и закономерности их проявления в геофизических полях, успешно развиваются и применяются в странах-лидерах золотодобычи – Китае и Австралии.

1.1. Китай

Китай обладает длительной историей золотодобычи, восходящей к эпохе династий Ся, Шан и Чжоу (2100–256 гг. до н.э.). Однако вплоть до 1980-х годов ежегодное производство не превышало 2 т., пока в период с 1982 по 1993 гг. не произошел резкий рост добычи до 160 т. в год [Zhang et al., 2015]. В настоящее время Китай занимает первое место в мире по добыче Au и второе по потреблению, а его рынок

является одним из самых быстрорастущих. По запасам месторождения страны подразделяются на сверхкрупные (>100 т. Au), крупные (50–100 т. Au), многочисленные средние и мелкие [Zhang et al., 2015]. Будучи крупнейшим производителем, Китай располагает лишь около 7% мировых запасов золота. Тем не менее, открытие в 2017 году в провинции Шаньдун крупнейшего месторождения с запасами 382,58 т. свидетельствует о наличии в стране месторождений мирового класса [Zhang et al., 2015].

Основные рудные провинции Китая расположены на окраинах Северо-Китайского кратона (СКК), история литосферного развития которого начинается в архее. Главные золоторудные районы расположены в восточной и центральной частях кратона, тем самым образуя два металлогенических пояса [Zhu et al., 2015]. Несмотря на то, что пик минерализации повсеместно относится к раннему мелу, на северной окраине также присутствует более древние триасовая и юрская минерализации [Zeng et al., 2021; Zhang et al., 2018]. К ключевым рудным районам относятся [Goldfarb et al., 2014]:

– Сяоцинлин (запасы Au ~400 т., преимущественно в кварцевых жилах);
– Сюнэршань (месторождения криптовзрывного брекчиевого типа);
– Блок Янцзы (месторождения, локализованные в Цзяннаньском орогене);
– Центрально-Азиатский складчатый пояс (порфировые системы Северного Тянь-Шаня);
– Северная окраина СКК (оруденение в докембрийском фундаменте);
– Внутренние домены СКК (оруденение в Транс-Северо-Китайском орогене).

1.1.1. Полуостров Цзяодун

Особого внимания заслуживает полуостров Цзяодун, расположенный в восточной части СКК и являющийся крупнейшим золоторудным районом Китая. Он сложен серией аккретированных террейнов – Цзяобэй и Вэйхай, перекрытых мощным осадочным чехлом [Charles et al., 2011]. В его пределах широко развита разломная сеть и многочисленные гранитные интрузии юрско-мелового этапа тектоно-магматической активизации, с которыми по возрасту коррелирует оруденение региона [Charles et al., 2013].

Полуостров обладает значительным металлогеническим потенциалом: здесь сосредоточено более 200 месторождений с суммарными запасами золота свыше 5000 т. Современные геолого-геофизические исследования на глубинах до 600–2000 м. позволили выявить дополнительные ресурсы порядка 3000 т., что превышает объемы

традиционных приповерхностных (с глубиной залегания менее 500 м.) месторождений [Goss et al., 2010].

Интенсификация добычи в последние годы и последовательное истощение приповерхностных ресурсов, а также сложности выявления глубокозалегающих объектов обусловили необходимость разработки принципиально новых методик геофизических поисков. Именно Цзяодун, благодаря значительной мощности осадочного чехла, перекрывающего рудные горизонты, является важным полигоном для апробации технологий глубинной геолого-геофизической разведки [Song et al., 2019]. Анализ существующих исследований показывает, что, несмотря на отдельные работы по применению геофизических методов для изучения сравнительно неглубоких [Li et al., 2007] и глубинных [Song et al., 2012, 2019; Yu et al., 2018] объектов, отсутствовала методика комплексной интерпретации геолого-геофизических данных [Drummond, Goleby, 1993; Guo, Xue, 2020 и другие]. Решение данной проблемы стало возможным благодаря разработке геолого-геофизической поисковой модели, основанной на оригинальном петрофизическом построении (рис. 1), в котором пространственная локализация оруденения контролируется крупномасштабными разрывными нарушениями и приурочена к контактам раннедокембрийских метаморфических комплексов с мезозойскими гранитоидами [Song et al., 2020]. Согласно предложенной петрофизической модели установлены следующие закономерности локализации золотого оруденения полуострова:

1. Рудоконтролирующие разломы характеризуются чередованием крутопадающих и пологопадающих участков;
2. Минерализация прерывистая, с формированием множественных продуктивных горизонтов;
3. Крупные рудные тела локализуются в зонах смены крутых участков пологими;
4. Смежные рудные участки разделены безрудными интервалами.

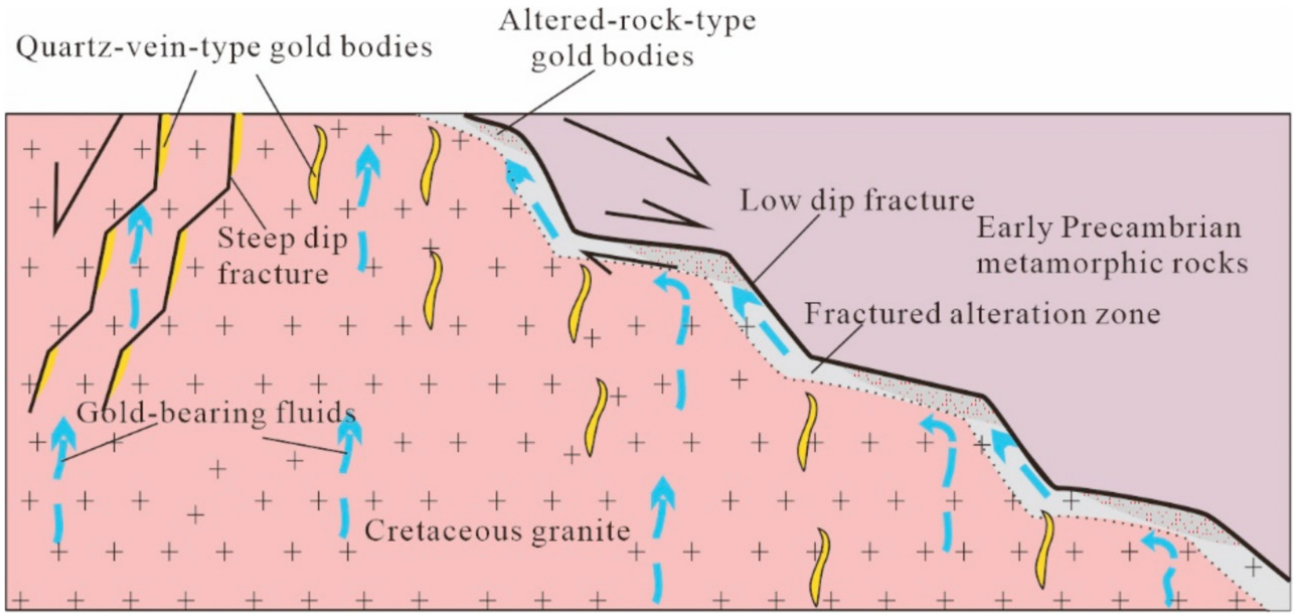


Рисунок 1 – Металлогеническая модель глубокозалегающих золоторудных объектов, предложенная в работе [Song et al., 2020]

Геофизическая разведка глубокозалегающих золоторудных месторождений полуострова Цзяодун основывается на корреляции физических свойств аномалеобразующих метасоматитов и руд с их генетической принадлежностью. В данном случае традиционные методы в стандартных модификациях оказываются неэффективными для объектов на глубинах свыше 500 м. из-за экранирующего влияния перекрывающих осадочных толщ. В связи с этим предложенная петрофизическая модель интегрирует современные геофизические методы, обеспечивающие большую глубину исследования: сейсморазведку МОВ, электромагнитные исследования (CSAMT, MT, SIP, WFEM) и высокоточную гравимагнитную съемку [Song et al., 2021]. Предложенный подход позволил авторам данной работы разработать многопараметрическую геолого-геофизическую поисковую модель для глубинной разведки золоторудных объектов в разломных зонах полуострова. Впервые ее успешное применение реализовано на месторождении Шалин (рис. 2). Ее ключевыми аспектами являются:

– линлунским гранитам свойственны низкие значения Δg и ΔT, метаморфическим породам – высокоамплитудные аномалии этих параметров (рис. 2 c, d). Диагностическими признаками золотого оруденения служат переход от отрицательных значений ΔT к положительным линейным аномалиям в разломах, а также градиентные зоны Δg;

– электроразведкой (WFEM, CSAMT) выявлены зоны пониженного сопротивления (<800 Ом·м) в высокоомных породах (рис. 2 e, f). U-образные и S-образные изолинии указывают на пологие разломы. Данные SIP (рис. 2 g) маркируют рудные тела по аномалиям ρa (<200 Ом·м), ma (10–20%) и ta (15–50 с).

– трехмерная сейсмическая модель (рис. 2h, i) отображает лопастевидную геометрию рудоконтролирующих разломов с уменьшением углов падения с глубиной; поворотные зоны и пологие участки при этом наиболее перспективны для оруденения.

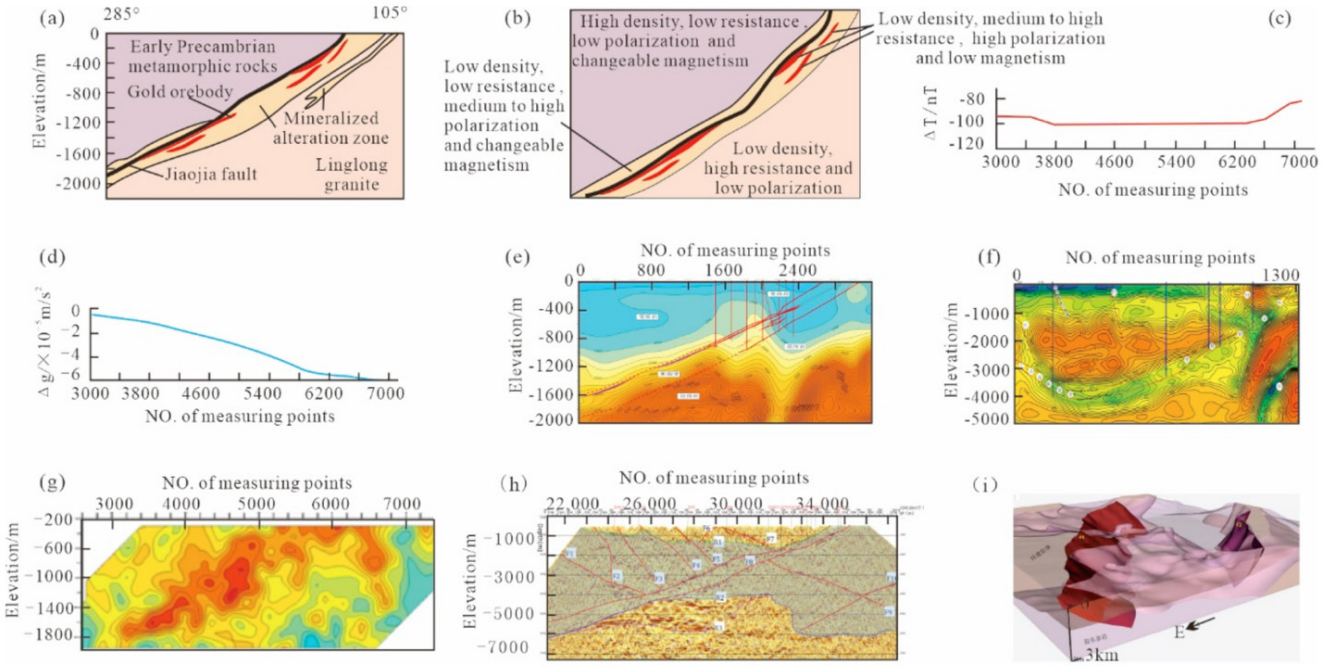


Рисунок 2 – Многопараметрическая геолого-геофизическая поисковая модель глубокозалегающих месторождений золота полуострова Цзяодун, предложенная в работе [Song et al., 2021]. a – геологический разрез по линии №320 месторождения Шалин; b – физические свойства минерализованной зоны в зонах разломов; c – диаграмма аномалий ΔT; d – диаграмма аномалий редукции Буге; e – геоэлектрический разрез по данным CSAMT; f – разрез двумерной инверсии по методу широкополосной электромагнитной съемки (WFEM); g – разрез коэффициента корреляции частот по данным SIP; h – сейсмический разрез; i – трехмерная геологическая модель

1.1.2. Месторождение Шуйванчжуан

Аналогичный подход успешно реализован на месторождении Шуйванчжуан, подтвержденные ресурсы которого превышают 170 т. золота. Структурный контроль здесь осуществляется западной ветвью глубинного разлома Цзюцюцзянцзя, к которой приурочены основные рудные тела [Li et al., 2021].

Комплекс геофизических исследований на месторождении включал методы CSAMT, SIP и гравимагнитную съемку, позволившие маркировать глубинное строение рудоконтролирующих структур (рис. 3). Интерпретация данных выявила:

– перепад гравитационных и магнитных аномалий (рис. 3 a, б), соответствующий контакту метаморфических пород с линлунским гранитом;

– низкоомные градиентные зоны на разрезах CSAMT (рис. 3 c) и SIP (рис. 3 d), указывающие на пологие участки разломов;

– сочетание аномалий повышенных значений вызванной поляризации (ma) и постоянной времени релаксации (ta) при пониженных значениях частотно-зависимого коэффициента (ca) на разрезах SIP (рис. 3 e-g), что указывает на горизонт, перспективный на оруденение.

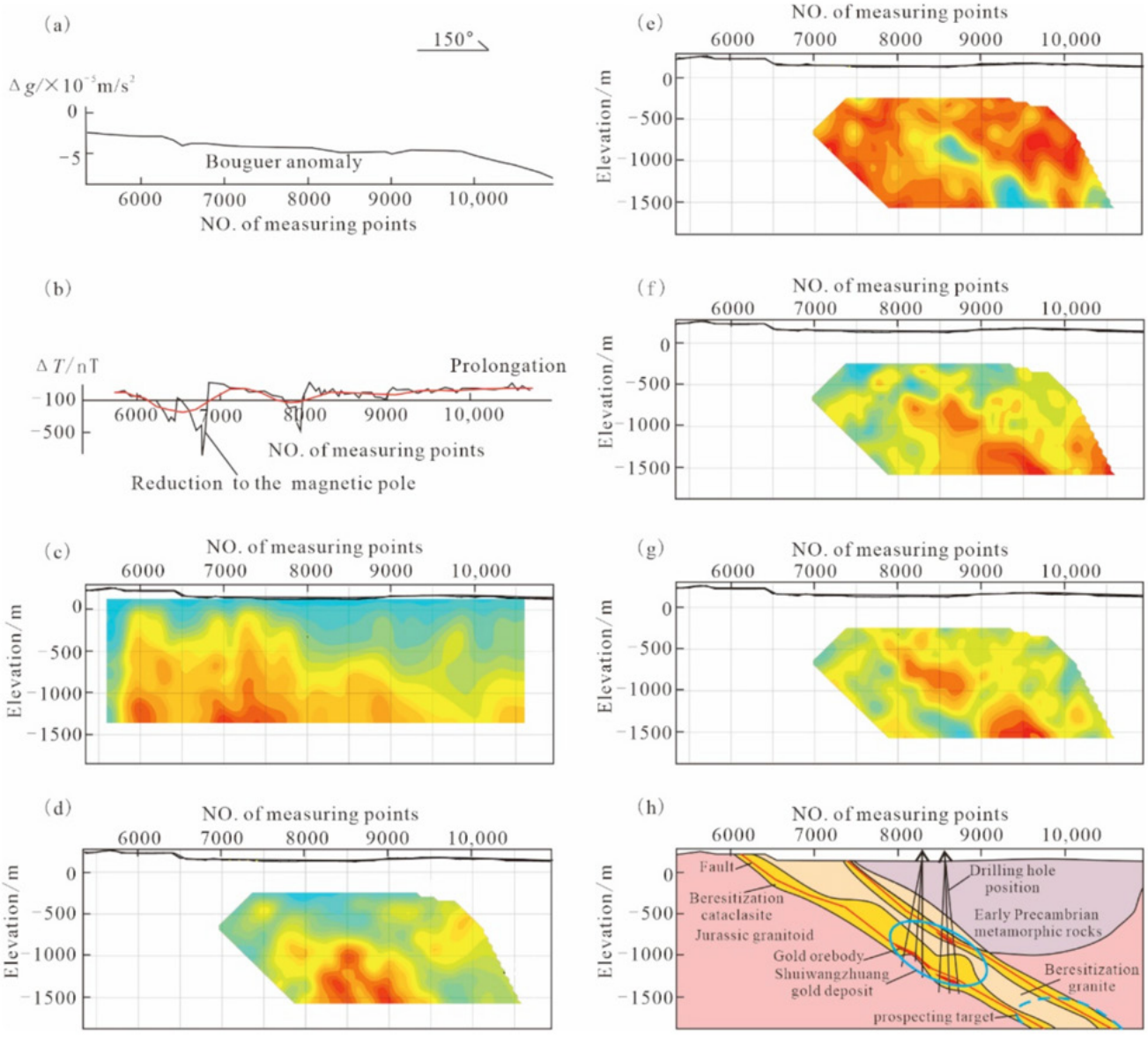


Рисунок 3 – Комплексный геолого-геофизический разрез Y3 месторождения Шуйванчжуан [Li et al., 2021]. a – диаграмма гравиметрической съемки; b – диаграмма

наземной магнитной съемки; c – геоэлектрический разрез по данным CSAMT; d – геоэлектрический разрез по данным SIP; e – разрез частотно-зависимого коэффициента по методу SIP; f – разрез вызванной поляризации по методу SIP; g – разрез постоянной времени релаксации по методу SIP; h – геологический разрез.

Применение многопараметрической геолого-геофизической поисковой модели на данном месторождении позволило выделить два перспективных горизонта на отметках -1000 м и -1800 м. Результаты бурения подтвердили продуктивность верхнего горизонта, тогда как нижний объект требует дополнительного изучения [Song et al., 2021]. Полученные данные демонстрируют эффективность комплексного геолого-геофизического моделирования для прогнозирования глубинного оруденения.

1.1.3. Рудный район Цинчэнцзы

В рудном районе Цинчэнцзы был проведен комплекс аэрогеофизических исследований с целью многопараметрического петрофизического моделирования, включающий аэромагнитную и аэроэлектромагнитную съемки (TEM), а также наземное магнитотеллурическое зондирование с использованием системы SEP [Di et al., 2013, 2015, 2018].

Анализ магнитных аномалий (рис. 4 a) и результатов инверсии данных TEM на глубинах до 100 м (рис. 4 b) и 400 м (рис. 4 c) позволил авторам [Di Q et al., 2021] идентифицировать двенадцать разноориентированных разломов, из которых пять (F101, F102, F105, F201, F204) отнесены к глубинным. Пространственная связь оруденения с узлами пересечений разломов подтверждается приуроченностью свинцово-цинковых и молибденовых месторождений к зоне пересечения F102 – F201; золоторудные объекты локализованы в зоне сочленения F102 – F204 с глубинным разломом Цзяньшаньцзы.

Трехмерная магнитотеллурическая модель (рис. 5 a) фиксирует обширную зону низких значений УЭС в интервале 0–400 м., соответствующую сланцам, перекрывающим доломиты. Аномально низкое сопротивление в районах Динцзытацунь – Хоубао и Наньдянь – Чжуцзябаоцзы контрастирует с высокоомными блоками на севере, интерпретируемыми как скрытые гранитные интрузии. На рисунке 5 b детализированы контуры интрузивных тел и стратифицированных отложений формации Дашицяо, что имеет ключевое значение для прогнозирования глубинного оруденения.

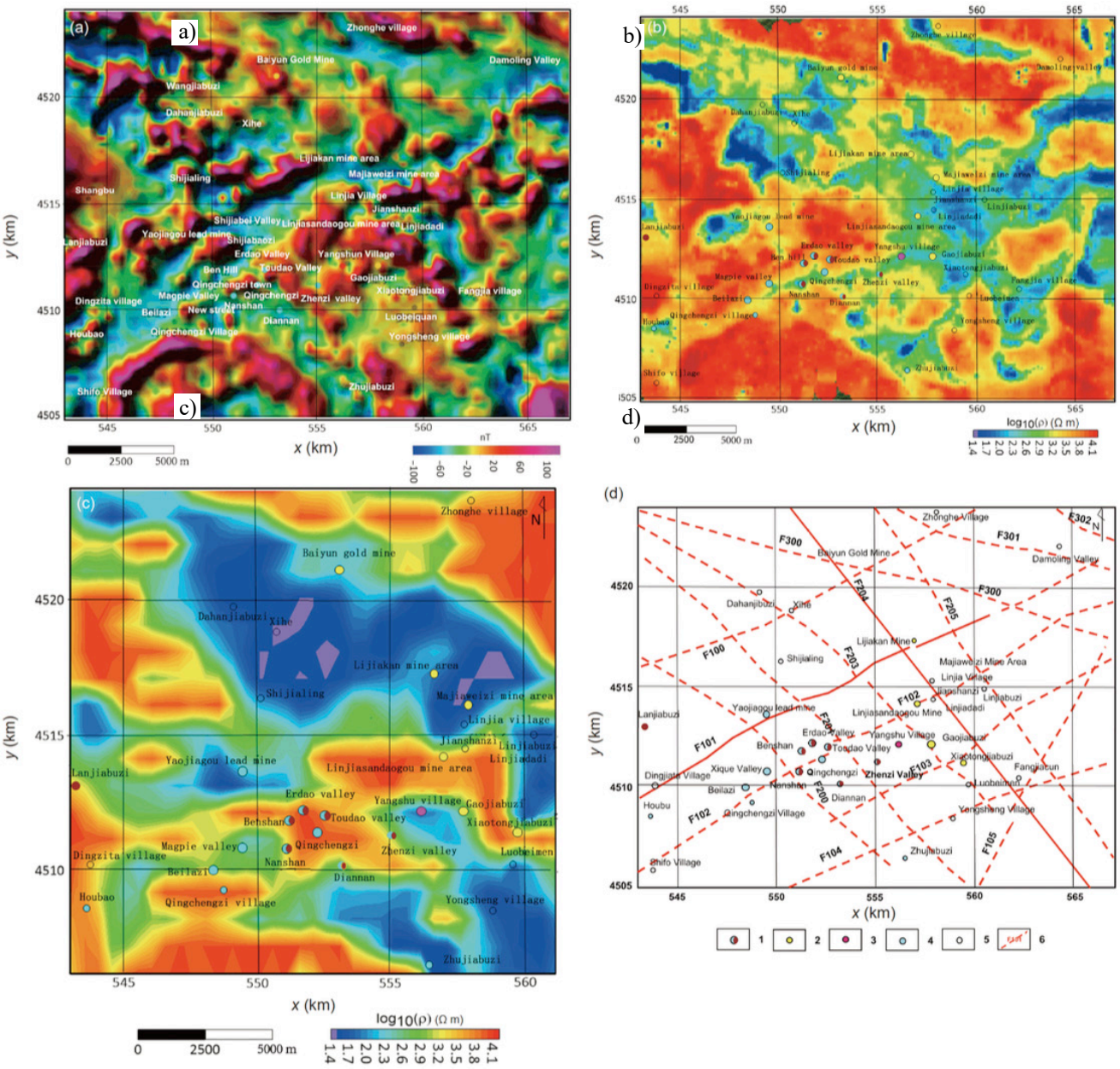


Рисунок 4 – Результаты комплексирования геофизических методов в рудном районе Цинчэнцзы [Di Q et al., 2021]. a – аэромагнитные аномалии; b – данные аэроэлектромагнитного метода, построенные в виде карты удельного электрического сопротивления (УЭС) на глубине 100 м; c – результаты 3D MT-инверсии: карта УЭС на глубине 400 м; d – комплексная интерпретация методов, представленная в виде разломной тектоники. Условные обозначения:1 – свинцово-цинковые руды; 2 – золоторудные месторождения; 3 – месторождения серебра; 4 – молибденовые руды; 5 – населенные пункты; 6 – выявленные и экстраполированные разрывные нарушения.

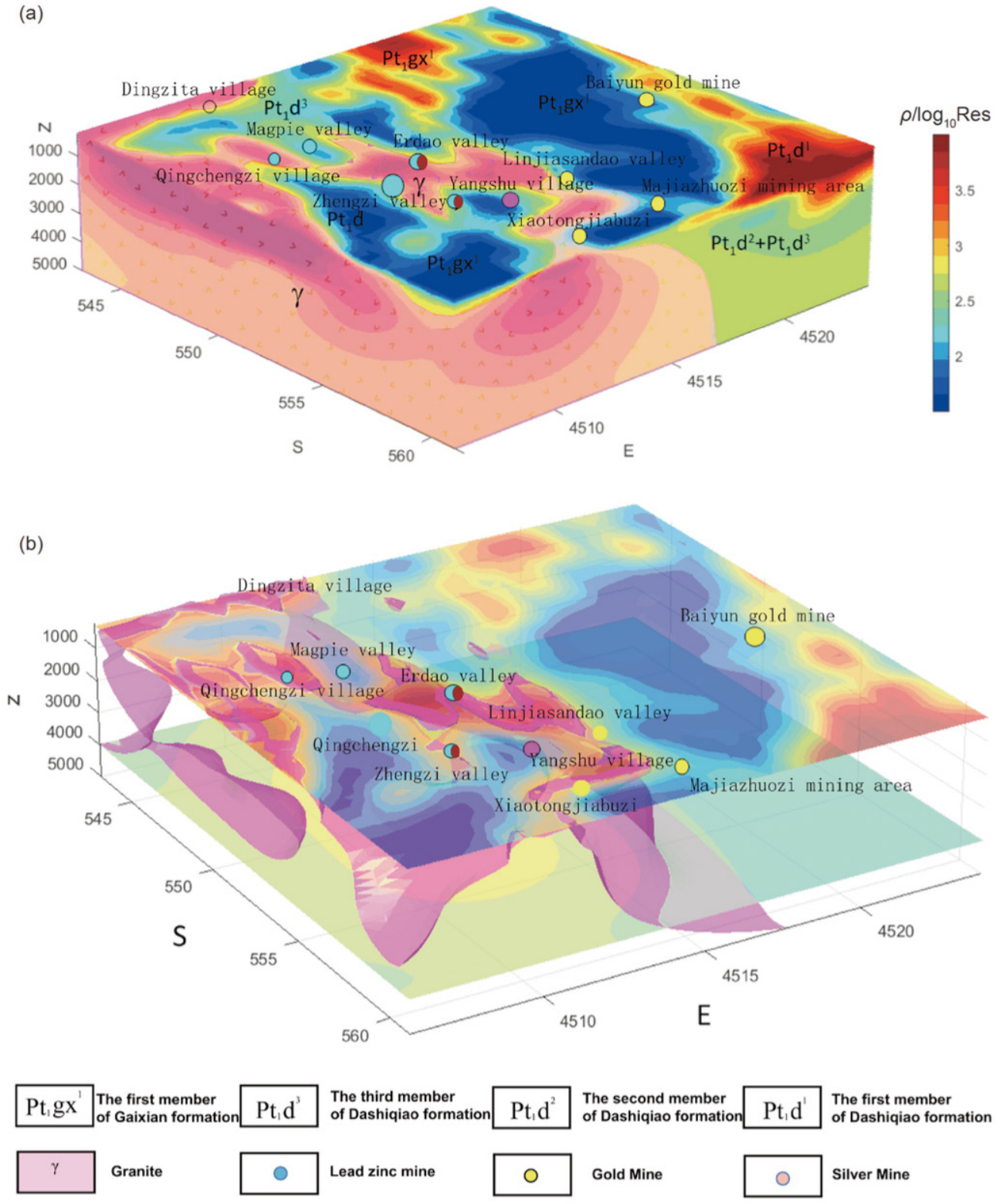


Рисунок 5 – Трехмерная карта УЭС по данным МТ-инверсии и структурная модель блока земной коры, включающего рудный район Цинчэнцзы [Di Q et al., 2021]. a – 3D-схема распределения сопротивлений по результатам МТ-инверсии, b – структурная модель в районе съемки. Цветовая схема: красная область – гранитоиды; синяя область – отложения мелководной формации; желтая область – глубокозалегающие породы

В результате исследований районов Цинчэнцзы, Эрдаогоу и Линьцзяцунь установлена генетическая связь золоторудной минерализации со скрытыми интрузиями

и разломной тектоникой. В районе Байюнь, где интрузии не проявлены, оруденение контролируется исключительно глубинным разломом Цзяньшаньцзы [Di Q et al., 2021].

Анализ научной литературы показывает, что Китай является не только мировым лидером по добыче золота, но и одним из центров передовых разработок в области геолого-геофизического обеспечения разведки и добычи. В отличие от классического подхода, основанного на обобщении физических свойств пород однотипных месторождений и поиске аналогий в физических полях, в Китае применяется комплексное петрофизическое моделирование, учитывающее длительную литосферную эволюцию региона, этапность минералообразования и глубинное строение рудоконтролирующих структур. Данный подход является не следствием естественного развития методик, а необходимой мерой, обусловленной сложностью геологического строения Китая и ограниченностью ресурсной базы. Его эффективность подтверждается как рекордными показателями добычи, так и успешным выявлением и освоением месторождений на участках, ранее считавшихся бесперспективными. Также подтверждена высокая эффективность аэрогеофизической съемки для выявления новых перспективных объектов в условиях сложного геологического строения региона.

1.2. Австралия

Добыча золота в Австралии имеет длительную историю. Открытие первого рудопроявления близ города Батерст в 1851 г. стало значимым событием, стимулировавшим массовую миграцию и экономический рост: в течение последующего десятилетия население страны увеличилось с 0,43 до 1,1 млн человек, а ежегодная добыча достигла 93,3 т. Введение золотого стандарта в 1925 г. ограничило частные операции с Au, что временно замедлило развитие отрасли. Однако после отмены фиксированных валютных курсов в 1971 г. и роста цен на бирже в 1970-х годах начался второй золотой бум. Благодаря внедрению новых технологий добыча возросла с 18 до 244 тонн к 1990 г. Несмотря на снижение цен в середине 1990-х годов, отрасль сохранила рентабельность за счет качественного технологического прогресса [Золотодобыча в Австралии, 2025].

На сегодняшний день Австралия занимает третье место на мировом рынке золота после Китая и России [Минприроды России, 2023]. Для Австралии золотодобывающая промышленность является ключевой, ввиду ее прямого вклада в экономику страны за счет экспорта и значительного социального влияния, включая обеспечение занятости

населения. Золото добывается во всех штатах, но основная доля приходится на Западную Австралию (70%), Новый Южный Уэльс (12%), Квинсленд (6%) и Южную Австралию (5%) [Золотодобыча в Австралии, 2025].

1.2.1. Западная Австралия

Основная добыча золота страны связана с эпигенетическими месторождениями в архейских кратонах Илгарн и Пилбара Западной Австралии, главным образом, с объектами зеленокаменных поясов блока Илгарн. Ключевые рудовмещающие комплексы варьируются по регионам: толеитовые метабазальты и метадолериты доминируют в провинции Истерн-Голдфилдс, в провинциях Мерчисон и Саутерн-Кросс на ведущую роль выходят железистые формации. Структурный контроль минерализации осуществляется, как правило, зонами регионального поднятия и глубинными разломами [Groves D. I. et al., 1984].

Особое значение в австралийской практике приобрело петрофизическое моделирование, учитывающее полигенный и полихронный характер процессов минералообразования. Примером успешного применения такого подхода является исследование 2010 года, когда группой ученых для орогена Танами была впервые разработана комплексная 3D-геологическая модель на основе геофизических данных [Joly et al., 2010]. Моделирование, основанное на принципах Mineral Systems Approach (MSA), учитывало все компоненты рудных систем – от источников энергии, флюидов и металлов до путей миграции и зон рудолокализации. Данное исследование продемонстрировало эффективность петрофизического моделирования не только для реконструкции тектонических процессов, но и как основы для достоверного прогнозирования перспективных участков на золото.

При поисках и изучении золоторудных объектов Западной Австралии на ряду с наземной геофизической съемкой активно применяются комплексы, включающие перспективные технологии с использованием беспилотных летательных систем. Данный подход позволяет оперативно получать обширные массивы высококачественных данных с высокой экономической эффективностью. При этом получаемая информация успешно используется для петрофизического моделирования крупных металлогенических систем. Среди ключевых методов геофизической съемки можно отметить:

– региональные и детальные аэромагнитные и аэрогамма-спектрометрические съемки;

– наземные гравитационные исследования;

– методы естественной и вызванной поляризации, метод сопротивлений;

– магнитотеллурическое зондирование;

– 2D и 3D модификации сейсморазведки;

– электромагнитный метод Sub-Audio Magnetics (SAM);

– аэромагнитная съемка беспилотными системами: Tempest, Reptem и Spectrem 2000™;

– комплексные петрофизические исследования скважин и керна.

Важным фактором, определяющим выбор некоторых модификаций геофизических методов в Западной Австралии, является наличие мощной непроводящей осадочной толщи, что существенно ограничивает применение традиционных электроразведочных методов [Chenrai et al., 2008; Terblanche et al., 2025 и др.]. В этих условиях большую популярность набирает электромагнитный метод Sub-Audio Magnetics (SAM), позволяющий изучать, в зависимости от модификации, как магнитные свойства пород (для картирования разрывных нарушений и скрытых рудоконтролирующих структур), так и электропроводность исследуемых толщ (для выявления проводящих сульфидизированных зон и ассоциированного с ними золота) [Gap Geophysics].

1.2.2. Рудник Комет

Практическим подтверждением эффективности комплексного подхода при сложном петрофизическом моделированнии служат исследования на руднике Комет (кратон Илгарн). Применение электромагнитных методов SAM и TEM в сочетании с гравиразведкой позволило уточнить структурный контроль рудной минерализации в достаточно непростых геологических условиях [Chenrai et al., 2008]. Метод SAM показал свою эффективность при картировании неглубоких рудоносных структур, а TEM точно локализовал проводящие сульфидные зоны на глубинах 30-90 м. Последующее петрофизическое моделирование с использованием полученных геофизический данных позволило идентифицировать скрытые рудоконтролирующие структуры [Chenrai et al., 2008].

1.2.3. Рудник Tropicana Gold Mine

Еще одним примером успешного применения такого подходя является рудник Tropicana Gold Mine (TGM) – первое крупное месторождение в Альбани-Фрейзер Ороген (AFO) на восточной окраине кратона Илгарн Западной Австралии [Doyle et al. 2007; Witt, Vanderhor, 1998]. Рудник TGM, включая проявления Angel Eyes и Salty Dog, сложен преимущественно архейскими глубоко метаморфизованными породами, на западе контролируется разломом Кандили, а на востоке контактирует с протерозойскими отложениями AFO [Fitzsimons, Buchan, 2005].

Проявление Angel Eyes, расположенное в 11 км от TGM, было выявлено в 2006 году. Из-за мощной (до 40 м) толщи непроводящих отложений одного из палеоканалов озера Розетта стандартные электроразведочные методы были неэффективны. В 2019 году успешно применена съемка SAM (Sub-Audio Magnetics) в нескольких модификациях**,** которая позволила выявить скрытые рудоконтролирующие структуры. Полученные данные по магнитному полю (ММС) хорошо коррелируют с петрофизическими моделями, построенными по данным бурения, а аномалии вызванной поляризации (EMIP) – с интервалами вкрапленной сульфидной минерализации с золотом. Последующее бурение (2020–2023 гг.) на выделенных данными методами перспективных площадях подтвердило новые рудные интервалы [Terblanche et al. 2025]. Большую роль при данных исследованиях сыграли петрофизические исследования керна, благодаря которым была установлена прямая связь аномалий EMIP с сульфидами и золотом. В последующем на основе комплекса геофизических данных и петрофизического моделирования выделено три типа минерализации [Terblanche et al. 2025]:

– оруденение в биотит-пиритовых прожилках (выявлено по EMIP);

– оруденение в сдвиговых зонах с вкрапленным пиритом (выявлено по ММС);

– кварцевые жилы с сульфидами (выявлено по ММС).

Таким образом, австралийский опыт демонстрирует высокую эффективность геофизических методов для построения многопараметрических петрофизических моделей, что особенно значимо для сложных металлогенических систем. Учет пространственно-временной эволюции рудообразующих систем в таких моделях значительно повышает достоверность прогноза при поисках и разведке. Интеграция

современных технологий и передового опыта в рамках комплексного моделирования создает надежную основу для выявления слепых и глубокозалегающих объектов. Данный подход становится ключевым в условиях необходимости освоения все более глубоких горизонтов в регионе.

1.3. Россия

Промышленный масштаб золотодобыча в России приобрела в XVIII веке благодаря экономической политике Петра I, направленной на освоение уральских и сибирских недр. Значительный толчок отрасль получила в XIX веке с открытием богатых россыпей в Енисейской губернии и на реке Лене, что сопровождалось внедрением первых механизмов и последующим бурным развитием гидроэлектростанций и узкоколейных железных дорог. До 1917 года добыча велась преимущественно частными предприятиями. Всего за этот период было извлечено около 2500 тонн золота, основную часть которого (свыше 90%) составляли россыпные месторождения. В советский период отрасль была национализирована и стала одним из ключевых направлений экономики. Благодаря интенсификации добычи, открытию новых месторождений и внедрению передовых технологий к 1935 году СССР вышел на второе место в мире по производству золота. С 1990-х годов российская золотодобыча представляет собой современную высокотехнологичную отрасль [История золотодобычи в России, 2025; Сидоров, 2021]. Благодаря устойчивой положительной динамике Россия сохраняет за собой статус одного из ключевых игроков на глобальном золотодобывающем рынке. Согласно данным Министерства природных ресурсов РФ за 2023 год, страна с объемом добычи в 305,2 т. входит в тройку мировых лидеров, уступая лишь Китаю (375,2 т.) и опережая Австралию (304 т.) [Минприроды России, 2023]. Основная минерально-сырьевая база России сосредоточена в Красноярском крае, Якутии, Иркутской и Магаданской областях [Минприроды России, 2023].

В основе многих российских поисковых работ лежит использование типовых физико-геологических моделей, создаваемых путем комплексирования геофизических данных с эталонными геологическими разрезами, детально изученными в процессе разведочного бурения на известных месторождениях. Подобные модели для золоторудных месторождений Восточной Сибири детально описаны в работе [Татьков, 2015]. Однако, будучи точным представлением конкретного месторождения – эталона, они фиксируют лишь его локальную физико-геологическую обстановку и не способны

объяснить причины значительной петрофизической вариативности даже среди объектов одного генетического типа. Развитие данного подхода обусловлено лишь совершенствованием геофизических методов и аппаратуры, нежели углублением фундаментальных геологических представлений.

1.3.1. Республика Саха (Якутия)

Наряду с доминирующим методом аналогий в российской практике существуют исследования, направленные на понимание региональных закономерностей рудообразования с опорой на комплекс геофизических данных. Так, в рамках исследования глубинного строения Верхояно-Колымского ареала рудной минерализации [Петрищевский, Юшманов, 2021] был применен анализ 3D-распределения плотностной контрастности в земной коре и верхней мантии. На основе гравитационного моделирования в региональной зоне растяжения на границе литосферных блоков были выявлены и описаны в 3D-пространстве две структуры центрального типа (СЦТ) плюмовой природы: Индигиро-Колымская и Верхоянская. Данные структуры характеризуются грибообразными выступами астеносферы и аномалиями теплового потока. Установлено, что они контролируют размещение рудных месторождений, подчиняющееся концентрической рудно-магматической зональности. Для Индигиро-Колымской СЦТ установлено следующее зональное распределение: в ее центральной зоне локализуются высокотемпературные золото-кварцевые месторождения, тогда как на флангах и периферии преобладает низкотемпературная золото-сульфидная, олово-вольфрамовая и полиметаллическая минерализация. Верхоянская СЦТ характеризуется преимущественно полиформационным оруденением с низкотемпературной оловянной, ртутно-сурьмяной и золото-серебряной минерализацией в центральной части, при этом золотое оруденение на ее флангах отсутствует или является второстепенным [Петрищевский, Юшманов, 2021]. Результаты исследования демонстрируют, что выявленные структуры центрального типа являются ключевым фактором, определяющим пространственное распределение и специализацию рудной минерализации в регионе.

1.3.2. Иркутская область

Иркутская область, где ведущим добывающим центром на протяжении более 150 лет является Бодайбинский район [Багаева, Верхозина, 2019], обладает колоссальным

ресурсным потенциалом. Здесь расположено крупнейшее в России месторождение Сухой Лог, генезис которого по сей день остается дискуссионным.

Основной предмет научных споров – источник рудного вещества и роль процессов седиментогенеза, метаморфизма и магматизма. Существует несколько конкурирующих гипотез касательно данного вопроса, подробно описанных в работе [Слоквенко, Колмаков, 2025]. Для решения проблемы генезиса месторождений Бодайбинского района, характеризующегося сложной геодинамической историей, перспективно применение разведочной геофизики. Однако имеющиеся геофизические работы [Лишневский, Дистлер, 2004 и др.] носят в основном региональный характер и направлены на выявление глубинных структур, они не детализируют физические поля самого месторождения. Для преодоления этих пробелов необходим принципиально новый подход, основанный на геологическом понимании рудогенерирующей системы, который демонстрируется в современной работе [Слоквенко, Колмаков, 2025]. В ней был проведен детальный анализ истории геодинамического развития Патомскго нагорья и Сухоложского месторождения. В последующем данный подход находит свое практическое применение и развитие в исследовании [Колмаков, Слоквенко, 2025], где детальный анализ физических полей позволил установить три разновозрастные геофизические обстановки: формирование наиболее ранних стратиформных аномалий связывается с этапом дислокационного метаморфизма и подчинено структурным элементам Сухоложской антиклинали. Признаки продуктов второго и третьего этапов указывают на их гидротермально-метасоматическую природу, причем влияние разрывных нарушений на их размещение возрастает, а связь с пликативной тектоникой ослабевает. Установлены косвенные признаки связи третьего, наиболее продуктивного этапа рудогенеза с герцинским гранитоидным магматизмом [Слоквенко, Колмаков, 2025].

Полученные данные позволяют по-новому подойти к ключевым научным спорам региона, в частности, к вопросу о характере влияния постколлизионного этапа – происходило ли изменение структурно-вещественных комплексов с привносом вещества или было изохимическим. Выявленная многоэтапная модель, особенно признаки позднего гидротермально-магматического этапа, указывает на существенный привнос вещества. Это не только важно для понимания модели формирования месторождения Сухой Лог, но и имеет прямой практический результат: на северо-

западной окраине площади дан прогноз скрытого на глубине орудения в имняхских отложениях при помощи аэрогеофизических данных, что подтверждает эффективность предложенного комплексного подхода. На месторождении Чертово Корыто в Тонодском рудном районе было установлено, что различные наклонения остаточной намагниченности пород (от субгоризонтальных до круто ориентированных) обусловлены особенностями распределения пирротина в его тектонических структурах [Колмаков и др., 2010; Соколов и др., 2010]. Эти результаты внесли существенный вклад в понимание природы петрофизической неоднородности минерализованной зоны месторождения.

1.3.3. Красноярский край

Аналогичная эволюция взглядов наблюдается и в понимании золоторудных систем Енисейского кряжа, где с 1930-х годов проводятся интенсивные геолого-разведочные работы, а с 1950-х – геофизические исследования, включающие площадные и детальные работы [Козлов, Лиханов, 2024]. Их основной целью являлось уточнение тектонических особенностей кряжа и картирование глубинных геологических структур, но не детализация петрофизических неоднородностей самих месторождений, что является существенным упущением.

Долгое время парагенетическая связь оруденения с орогенным гранитоидным магматизмом ранненеопротерозойского татарско-аяхтинского комплекса была безальтернативной и определяла построение петрофизических моделей, как правило, выделявших три этапа образования петрофизических неоднородностей [Номоконова, 1999; Колмаков, 1999 и др.]: ранний рудоподготовительный (в условиях регионального метаморфизма) и два последующих метасоматических – дорудный и рудный. Первый связывался с массовым развитием гранитных интрузий, второй – с поздними стадиями магматической дифференциации [Номоконова, 1999; Колмаков, 1999; Ерофеев и др., 2003; Пустозеров, Шугаев, 2006]. При этом субщелочной и щелочной магматизм позднего неопротерозоя рассматривался как значительно оторванный во времени и не имеющий отношения к рудному процессу.

Однако за последние два десятилетия представления кардинально изменились. Новые данные позволили выделить среди пород татарско-аяхтинского комплекса разновидности гранитоидов, которые по возрасту и составу не соответствуют ни данному комплексу, ни орогенным гранитам S-типа [Верниковский, Верниковская,

2006; Ножкин и др., 2008]. В то же время накопленные данные по датировкам рудного вещества ряда месторождений кряжа убедительно указывают на многоэтапность рудного процесса. Современная модель предполагает, что в орогенную эпоху происходило лишь заложение минералообразующих систем, а главные рудные этапы протекали в обстановке рифтогенеза синхронно с субщелочным и щелочным магматизмом, в том числе и гранитоидным [Ножкин и др., 2011].

Столь значительная эволюция представлений о металлогеническом развитии региона требует пересмотра существующих петрофизических моделей месторождений и перехода к комплексному подходу их поиска в геофизических полях, который учитывает сложную историю литосферной эволюции и длительный многоэтапный рудогенез. Данная методика имеет успешное применение на месторождении Благодатное, где результаты современных исследований [Колмаков, 2014; Колмаков, Сазонов, 2022] позволили скоррелировать отдельные события литосферного развития Енисейского кряжа с подготовительными и основными этапами рудного процесса и образуемыми на этих этапах аномальными петрофизическими неоднородностями, которые проявлены в геофизических полях.

Недостаточная разработанность данного направления и доказанная эффективность комплексного подхода в зарубежных и отечественных исследованиях определяют высокую актуальность работ по повышению эффективности поисков золоторудных объектов в углеродистых толщах Енисейского кряжа – одной из ключевых минерально-сырьевых баз России. Дальнейшее развитие петрофизического моделирования месторождений Верхне-Енашиминкого рудного узла в Енисейском кряже через принципиально новый подход к интерпретации аэрогеофизических данных является ключевой задачей данной диссертационной работы.

ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРНОГО РАЗВИТИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Систематизация опубликованных сведений касательно истории литосферной эволюции исследуемой территории имеет фундаментальное значение при геолого-геофизических исследованиях золоторудных объектов. Данный анализ служит основой для корреляции рудных этапов с ключевыми рубежами геодинамической эволюции региона и сопутствующими проявлениями тектоно-магматической активизации. Установление этих связей является критически важным для понимания природы геофизических аномалий и их последующей геологической интерпретации.

2.1. Структура Енисейского кряжа

Золоторудные провинции, заключенные в осадочных комплексах, представляют собой достаточно протяженные металлогенические пояса, которые чаще всего формируются на окраинах палеоконтинентов с длительным периодом аккумуляции осадочных толщь. Нередко в составе этих комплексов маркируется углеродистое и ювенильное вещество, которые воспринимаются как первичные признаки заложения металлогенической специфики региона. Длительность литосферной эволюции палеоконтинентальных окраин определяет широкий набор геодинамических событий в их геологической истории: аккреция, коллизия, рифтогенез, которые сопровождаются многостадийными метаморфическими преобразованиями горных пород и активным магматизмом. Одновременно с этим на отдельных ее этапах происходит заложение и развитие минералообразующих систем.

Енисейский кряж, расположенный в юго-западной части Среднесибирского плоскогорья (Красноярский край), представляет собой классический пример региона с полициклическим рудообразованием. Его золоторудные месторождения, приуроченные к метаосадочным толщам, сформировались в результате длительной многоэтапной литосферной эволюции. Кряж представляет собой фрагмент докембрийской складчатой области западной окраины Сибирского кратона и протягивается в субмеридиональном направлении почти на 700 км. В своей узкой северной части, повторяющей контур реки Енисей, ширина кряжа составляет 50 км; в центральной – наиболее широкой она достигает около 200 км. (рис. 6).

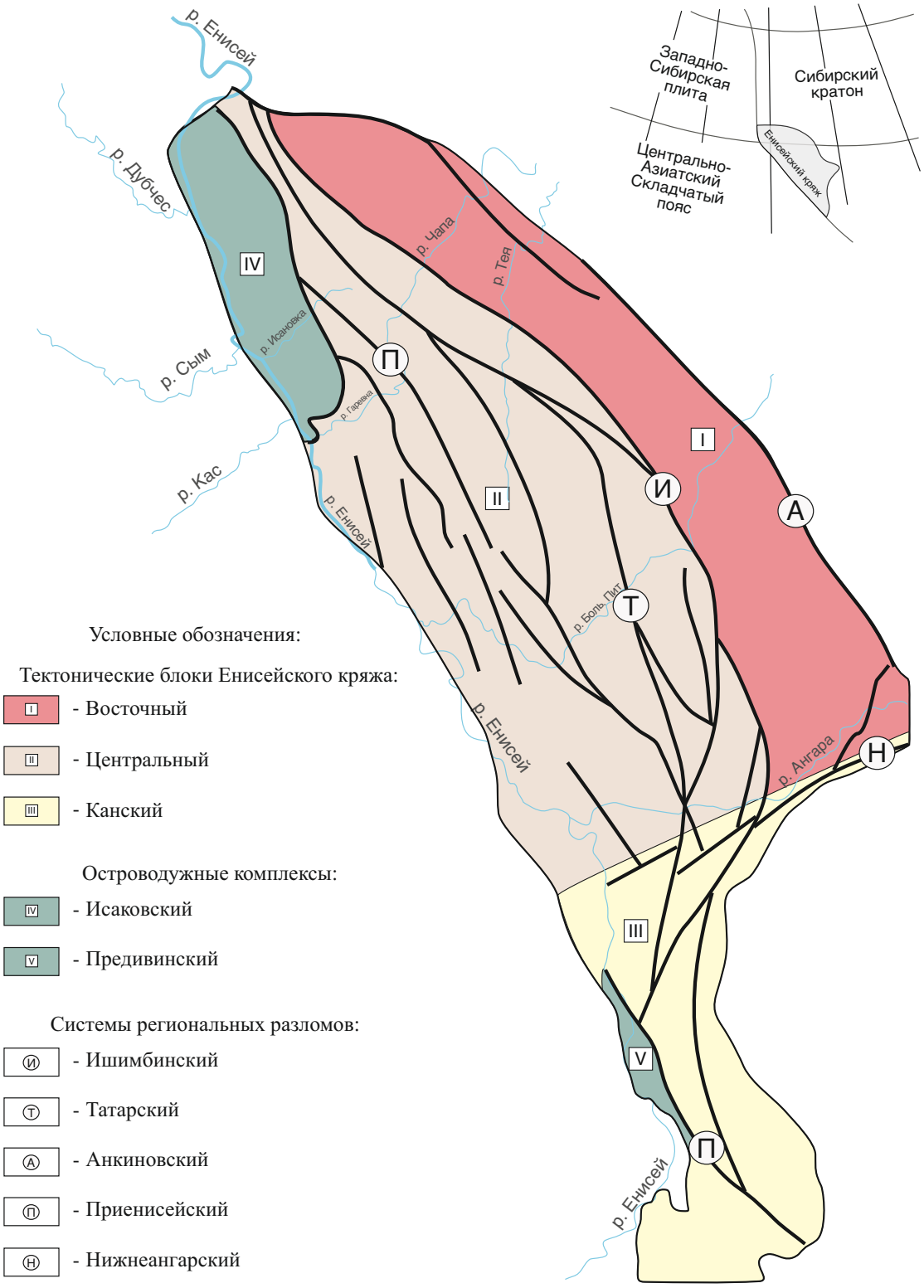


Рисунок 6 – Структурная схема Енисейского кряжа по [Лиханов и др, 2014]

В субширотном направлении ороген пересекает Нижнеангарский региональный разлом, разделяющий его на 2 сегмента: северный – Заангарский и южный – Южно-Енисейский (Канский) (рис. 6). В составе Канского сегмента выделяют два структурных элемента: раннедокембрийский Ангаро-Канский и неопротерозойский Предивинский блоки. В Заангарской части картируются палеопротерозойские и мезо-

неопротерозойские окраинно-континентальные комплексы, формирующие Восточный и Центральный блоки кряжа. Центральный блок, в свою очередь, на северо-западе контактирует с Исаковским, а на юго-западе с Предивинским неопротерозойскими островодужными террейнами. Все тектонические блоки разделены региональными глубинными разломами: Ишимбинским, Татарским, Приенисейским и Анкиновским, которые часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка. В составе Центрального блока, контролируемого Татарско-Ишимбинской системой глубинных разломов, расположен одноименный Центральный металлогенический пояс. В его пределах сконцентрированы все открытые, на сегодняшний день, золоторудные объекты региона.

2.2. История литосферного развития Енисейского кряжа

Большинство исследователей (Лиханов, Ножкин, Ревердатто и др.) рассматривают Енисейский кряж в качестве аккреционно-коллизионного орогена, формирование которого связано с суперконтинентальными циклами становления и распада Родинии. В рамках данной концепции образование кряжа (продолжительностью ~0,65 млрд лет) инициируется палеопротерозойской деструкцией земной коры и распадом Нуны. Последующая эволюция охватывает мезо-неопротерозойские этапы развития западной окраины Сибирского кратона, ассоциированные с циклами Родинии. Завершающий этап определяется неопротерозой-палеозой-мезозойскими циклами раскрытия, развития и замыкания Палеоазиатского океана.

2.2.1. Эволюционная модель палеоконтинентального сектора Сибирского кратона

В палеопротерозое завершаются процессы становления структуры Сибирского кратона (≈1,84 млрд лет), ознаменовав тем самым начало эпохи тектонической стабилизации и переход региона к платформенному режиму. В этих условиях развиваются процессы пенепленизации и формирования континентальных кор выветривания [Evans et al., 2008]. На рубеже палео- мезопротерозоя в связи с инициацией распада суперконтинента Нуна вдоль юго-западного обрамления палеоконтинента зарождается рифтовый прогиб, в котором начинается длительное накопление переотложенных субплатформенных железисто-глиноземисто-терригенных отложений гаревской и тейской серий [Лиханов и др., 2014]. Об эпиконтинентальных

условиях их накопления свидетельствуют метабазиты габбро-долеритовой ассоциации, распространенные среди терригенно-карбонатных отложений верхней части тейской серии, которые по петрогеохимическим признакам схожи с траппами древних платформ [Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2014].

Развивающаяся деструкция палео- мезопротерозойского суперконтинента приводит к интенсификации рифтинговых процессов, приходящихся на **калыммий-эктазий мезопротерозойской эры (1,4–1,2 млрд лет)**. Рифтогенез затрагивает уже всю западную окраину Сибирского кратона вдоль Татарско-Ишимбинской системы глубинных разломов. В установившемся тектоническом режиме растяжения развивается протяженный Предъенисейский перикратонный прогиб, охватывающий Центральный и Восточный блоки Заангарской части Енисейского кряжа (рис. 6). В зародившемся бассейне осадконакопления происходит аккумуляция глубоководных тонкозернистых отложений терригенно-осадочных пород сухопитской серии на уровне кординской, горбилокской и удерейской свит (рис. 7). Свиты отличаются достаточно внушительной мощностью (4,5–7,5 км), повышенной фоновой золотоносностью углеродистых сланцев и заметным вкладом глубинного вещества [Маслов и др., 2008; Ножкин и др., 2011]. Также для большей части золоторудных месторождений кряжа сухопитские отложения являются рудовмещающими.

Синхронно с накоплением осадков нижней пачки сухопитской серии происходит заложение Приенисейской региональной-сдвиговой зоны (ПРСЗ) [Козлов и др., 2012], а также внедрение древнейших на Енисейском кряже гранитоидов натриевого ряда (с возрастом U-Pb циркона 1,38–1,36 млрд лет) в глубинные очаги растяжения континентальной коры [Likhanov, Santosh, 2019]. Последние ввиду своего залегания в виде тектонических пластин и клиньев, приуроченных к узким зонам, трассирующим Татарский разлом, геохимическим характеристикам, свойственным для внутриплитных обстановок, и обогащению редкоземельными элементами являются индикатором ранних событий мезопротерозойского растяжения [Попов и др., 2010; Лиханов и др., 2012].

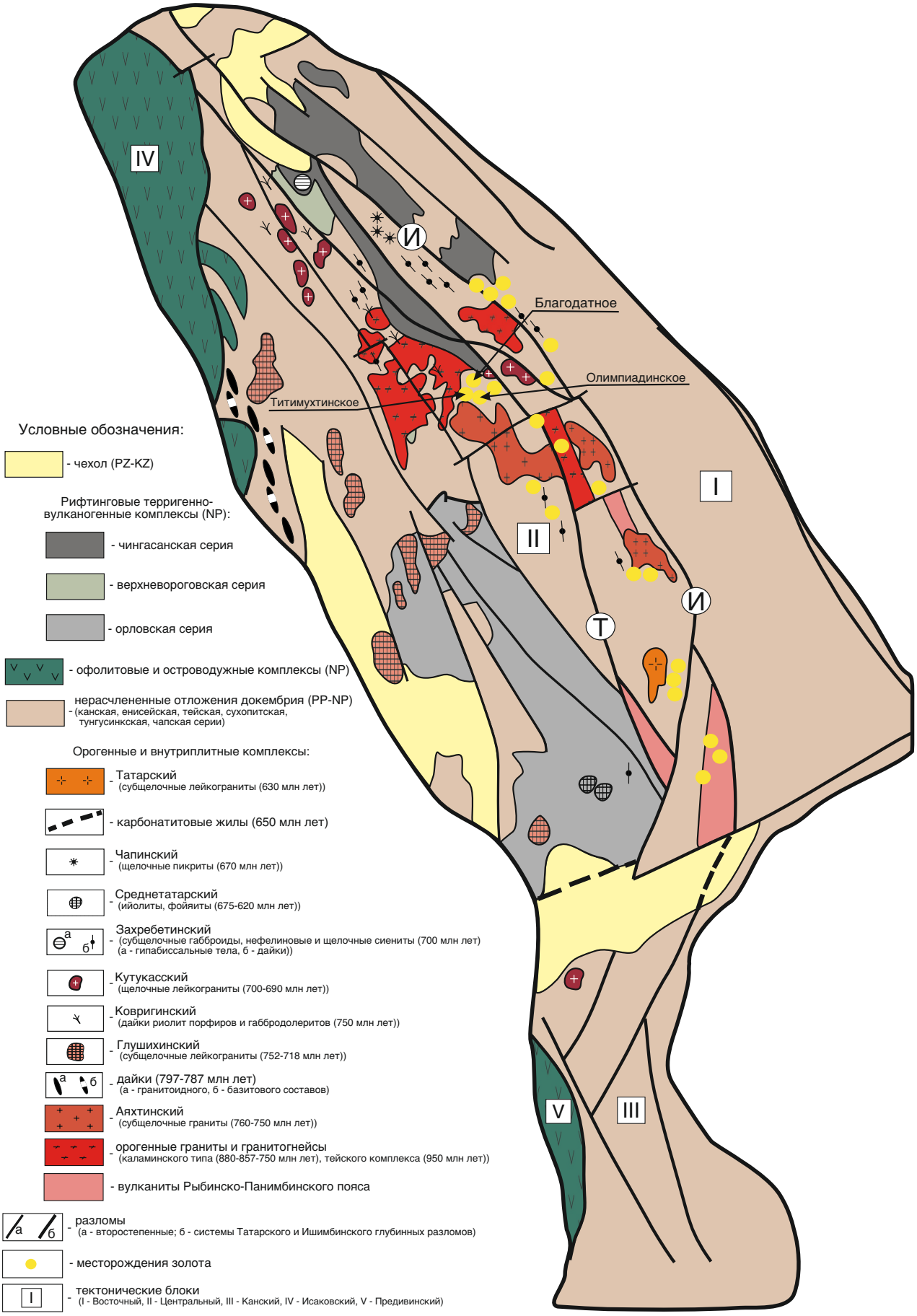


Рисунок 7 – Геологическая схема Енисейского кряжа по [Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 2008, 2011, 2013; Лиханов и др., 2014]

Параллельно с этим развивается Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс, в пределах которого инициируется извержение пикробазальт-базальтовых туфов и внедрение интрузивных субвулканических тел габбро-долеритов и пикритов (рис. 7) [Ножкин и др., 2011; Лиханов И.И. и др., 2014]. По данным исследований [Попов и др., 2010] вулканиты пояса наиболее ранней пикробазальт-базальтовой ассоциации синхронизируются с ранними отложениями сухопитской серии (с кординской свитой) и упомянутыми древнейшими гранитоидами Центрального блока Заангарья, развитыми по немтихинским породам в основании гаревской серии.

Сохраняющийся режим растяжения континентальной коры провоцирует погружение гаревских отложений (немтихинской и малогаревской толщ), а также пород тейской и части сухопитской серий на глубины ≈23–28 км, определив тем самым глубоководные условия осадконакопления вплоть до инверсии тектонического режима [Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2014].

На рубеже мезо- и неопротерозоя (≈1,1–0,9 млрд лет) наступает инверсия тектонического режима с растяжения на сжатие, ознаменовав тем самым начало эпохи гренвильской орогении и становления нового суперконтинента – Родинии.

Коллизионный этап находит свои первые проявления в Центральном блоке кряжа, где происходит воздымание массивного блока земной коры с образованием крупного поднятия, который сложен глубоководными отложениями сухопитской серии. В Восточном приплатформенном блоке глубоководное осадконакопление нижней пачки сухопитских отложений сменяется на мелководные условия, о чем свидетельствуют прослои регрессивно-ритмичных алевросланцевых песчаников. Далее в связи с процессами размыва «центрального» поднятия происходит его разрушение и переотложение в мелководье по периферии, благодаря чему были сформированы верхние сухопитские отложения на уровне погорюйской, карточки и аладьинской свит [Хоментовский, 2007].

Между тем на начальной стадии деформационного этапа в пределах того же Центрального блока были сформированы синколлизионные гранито-гнейсовые купола тейского и гаревского типов и сопряженные с ними ареалы продуктов ступенчатого регионального метаморфизма, преобразованных в условиях низких давлений андалузит-силлиманитового типа от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций [Ножкин и др., 1999]. Наиболее глубинные породы гаревского комплекса метаморфизованы в условиях

умеренных давлений средней-верхней части амфиболитовой фации в термобарическом интервале: P = 7,1–8,7 кбар и T = 580–630°C. Породы тейской и нижней части сухопитской серий преобразованы в условиях низких давлений андалузит-силиманитового типа (P = 3,9–5,1 кбар; T = 510–640°C) [Ножкин и др., 2011; Лиханов, Ревердатто, 2014]. Возрастной интервал этих событий оценивается в 0,97–0,95 млрд. лет. Параллельно этим процессам в пришовной зоне происходит внедрение гранитоидов – рапакиви преимущественно кислого состава [Ларин, 2011].

В эпоху раннего неопротерозоя (900–850 млн лет) в прогрессирующей обстановке сжатия подвергнуты региональному метаморфизму породы гаревского комплекса в условиях эпидот-амфиболитовой фации с последующим вертикальным смещением высокометаморфизованных глубинных блоков в верхние структурные этажи. В дальнейшем они претерпевают низкотемпературный метаморфизм на уровне зеленосланцевой фации [Лиханов, Реверадтто, 2014]. По комплексу аналитических методов (в том числе U-Pb датирование по циркону и ^{40}Ar-^{39}Ar по метаморфогенным породам) возраст 880–865 млн лет позднеколизионных крупных (общей площадью порядка 200 м^2) каламинских низкощелочных гранитов S-I-типов (Каламинский, Ерудинский и Среднетатарский массивы) согласуется с датировками кульминационной стадии позднеколлизионного кианит-силлиманитового метаморфизма умеренных давлений во фронтах надвиговых структур в составе тейского комплекса [Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2012; Лиханов и др., 2014]. Синхронно с масштабным надвигообразованием и складчатостью (873 ± млн лет) происходит реоморфизм гранитогнейсовых куполов и динамометаморфизм анорогенных гранитов – рапакиви А-типа в пределах гаревского метакомплекса [Ларин 2011, Лиханов и др., 2014].

В то же время синколлизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа (864–849 млн лет) были подвергнуты породы тейского комплекса с зонами локального повышения давлений на фронтах надвигово-деформационных структур, где происходило прогрессивное замещение андалузит → кианит ± силлиманит и образование новых минеральных ассоциаций [Лиханов и др., 2011; Козлов и др., 2020]. Умеренные термобарические условия метаморфизма пород тейского комплекса в работах [Лиханов и др., 2014; Козлов и др., 2020] связывают с надвигообразованием со стороны Сибирского кратона на Енисейский кряж в зоне Татарского разлома. Также по данным исследований [Лиханов и др., 2001, 2014] вблизи гранитоидных плутонов

локально проявлен контактовый метаморфизм (862 млн лет) и динамометаморфизм мигматитов гаревского комплекса (845 ± 7 млн лет). Во временной интервал 802–798 млн лет отмечается поздний повторный синколлизионный метаморфизм, связанный с движением меньших блоков в сторону кратона в зоне оперяющих разломов более высокого порядка. Их движение предположительно связывают с аккреционно-коллизионными событиями в связи с присоединением микроблоков к кряжу в завершающий этап гренвильской орогении – постгренвильскую коллизию [Лиханов и др., 2011 и 2013; Козлов и др., 2020].

Поздний неопротерозой (800–600 млн лет) знаменуется инверсией геодинамической обстановки с коллизионной на рифтогенную и активизацией плюмовой тектоники в связи с началом распада Родинии. В качестве индикатора начальных событий континентального рифтогенеза приводится рой даек бимодального состава различной степени щелочности в Заангарской части вдоль ПРСЗ с возрастом около 790 млн лет [Лиханов, Ревердатто, 2015]. Процессы растяжения земной коры сопровождались континентальным и рифтогенным магматизмом, который был проявлен в течение нескольких этапов в зоне Татарско-Ишимбинской системы глубинных разломов. По результатам многочисленных исследований выделяют формирование рифтогенных структур в пределах металлогенического пояса с синхронной активизацией внутриплитного магматизма на рубежах 780, 750, 720–700, 670–650 и 630–625 млн лет.

В условиях рифтогенеза в узких приразломных прогибах происходило накопление вулканогенно-осадочных комплексов: рыбинской, верхневороговской, чингасанской и чапской толщ, сопровождаемые активным вулканизмом и становлением ряда интрузивных тел. Одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного риолит-базальтового (753 ± 6 млн лет) и трахибазальт-трахитового (703 ± 4 млн лет) вулканизма в консолидированных бортах происходило внедрение субщелочных гранитоидов Верхнехариузихинского массива (753 ± 6 млн лет) и щелочных интрузий (703 ± 4 млн лет) [Ножкин и др., 2008, 2011, 2013].

Имеют место продукты рифтогенного и внутриплитного магматизма и в других частях Заангарья: так в западной зоне разломов зафиксированы субщелочные лейкограниты зон тектонического меланжа с возрастом 754 ± 6 млн лет, а также лейкограниты Глушихинского комплекса с возрастным интервалом 752–718 млн лет

[Верниковская и др., 2003]. В Глушихинском прогибе, проявлены вулканиты метаролит-базальтовой ассоциации в составе орловской терригенно-вулканогенной серии с возрастом 717 ± 15 млн лет [Ножкин и др., 2013].

В южной части (в Приангарье) развиты нефелиновые сиениты Среднетатарского массива с возрастом 700 млн лет. Примерно в это же время отмечается формирование внутриплитных субщелочных А-гранитов кутукасского комплекса и субщелочных гранитов, лейкогранитов Гурахтинского и Панимбинского массивов в центральной части Заангарья [Верниковская и др., 2013].

Во временной интервал 670–650 млн лет в рифтовых прогибах, заключенных в Татарско-Ишимбинской системе разломов, среди отложений чингасанской и чапской серий происходит становление щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса с формированием трубок взрыва, штоков и даек. Трассируя зону Татарского разлома, формируются интрузивные тела щелочных метасоматитов и карбонатитов [Ножкин и др., 2008].

На временной интервал 630–625 млн лет приходится формирование Средневороговского массива в составе щелочно-гранит-сиенитовой ассоциации средневороговского комплекса и лейкогранитов, субщелочных гранитов Татарского массива [Ножкин и др., 2008, 2011; Верниковская и др., 2013].

Наряду с концепцией суперконтинентальных циклов существует еще одна распространенная модель геодинамического развития Еисейского кряжа – террейновая теория (Верниковский, Верниковская и др.). С точки зрения ее основателей формирование западной окраины Сибирского кратона представляется результатом аккретированных к палеоконтиненту террейнов различной геодинамической природы: Исаковского – островодужного, Восточного – развивающегося в условиях пассивной континентальной окраины и Центрального – гранитно-метаморфического [Верниковский и др., 2016]. Если в концепции суперконтинентальных циклов неопротерозойский щелочной и субщелочной магматизм в пределах Центрального блока интерпретируется как следствие рифтогенеза, связанного с распадом Родинии, то в террейновой модели его природа толкуется несколько иначе. Процессы аккреции островной дуги к западной окраине палеоконтинента сопровождаются субдукцией под нее части океанической плиты. Достижение слэбом астеносферного слоя инициировало анорогенный внутриплитный щелочной и субщелочной магматизм с формированием

захребетинского (703 ± 4 млн лет) и татарского (675–620 млн лет) комплексов [Ножкин и др., 2007; Верниковская и др., 2005; Верниковский и др., 2009].

2.2.2. Эволюционная модель Приенисейской палеосубдукционной зоны

Параллельно процессам позднего внутриплитного магматизма Центрального блока, вдоль окраины палеоконтинента эволюционировала Приенисейская палеосубдукционная зона. Ее развитие связывают с Палеоазиатским океаном, раскрытие которого, вероятнее всего, произошло в связи с распадом Родинии.

В начальный этап деструкции суперконтинента и раскрытия палеоокеана были сформированы небольшие тектонические блоки в промежуточных зонах между палеоконтинентами. В свою очередь, область спрединга и субдукционная зона спровоцировали появление систем островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов в составе Приенисейской палеосубдукционной зоны. По совокупности имеющихся датировок магматических комплексов ее эволюционная геодинамическая модель подразумевает несколько временных рубежей: 740–700, 640–600, 580–540 млн лет [Козлов и др., 2020].

На интервал **740–700 млн лет** приходится формирование островодужной системы над зоной субдукции, включающей в себя островную дугу и задуговой бассейн [Козлов и др., 2020]. На начальном этапе становления островной дуги фиксируется внедрение более примитивных по химическому составу базальтов, как результат плавления деплетированных горизонтов мантии. Появление высокотитанистых базальтов обогащенного мантийного вещества присуще уже более позднему этапу [Козлов и др., 2020].

В 640–600 млн лет оцениваются эволюционные процессы субдукционной зоны, в результате которых происходит сближение Касско-Туруханского микроконтинента и Сибирского кратона, а также последующая их коллизия. Прогрессирующее сближение палеоконтинентов определило частичное надвигание Исаковского и Предивинского террейнов на западную окраину кратона по системе тектонических разломов. В результате аккреционных событий большая их часть оказалась погружена под палеоконтинент и метаморфизована [Kuzmichev et al., 2016]. Последующая коллизия сопровождалась зонами тектонического скучивания аккреционных, островодужных и офиолитовых комплексов, и на ряду с этим произошло приращение Исаковского террейна к континентальной коре. Далее в 610–600 млн лет к западной окраине

аккретировали и островодужные комплексы Предивинского террейна [Лиханов и др, 2018]. Синколлизионный процесс сопровождался разновозрастным метаморфизмом высоких давлений с образованием глаукофансодержащих и поздних гранат-роговообманковых парагенезисов в субдукционной зоне (возраст зерен глаукофана высокобарических полиметабазитов 620 млн лет, возраст продуктов глаукофансланцевого метаморфизма в зоне субдукции 640–620 млн лет). Островодужный и офиолитовый комплексы метаморфизованы на уровне зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [Likhanov et al., 2018].

На заключительном этапе эволюции палеосубдукционной зоны **(580–540 млн лет)** фиксируется образование миндалекаменных базальтов рифтогенной природы (572 ± 6,5 млн лет) и внедрение постколлизионных лейкогранитов Осиновского массива (550–540 млн лет) во вмещающие тектонизированные метадациты киселихинской островодужной толщи (с возрастом зерен циркона 692 млн лет) [Лиханов и др, 2018]. Источником расплава для их внедрения послужили продукты плавления континентальной коры западной окраины кратона в ходе надвигания на нее островодужных комплексов.

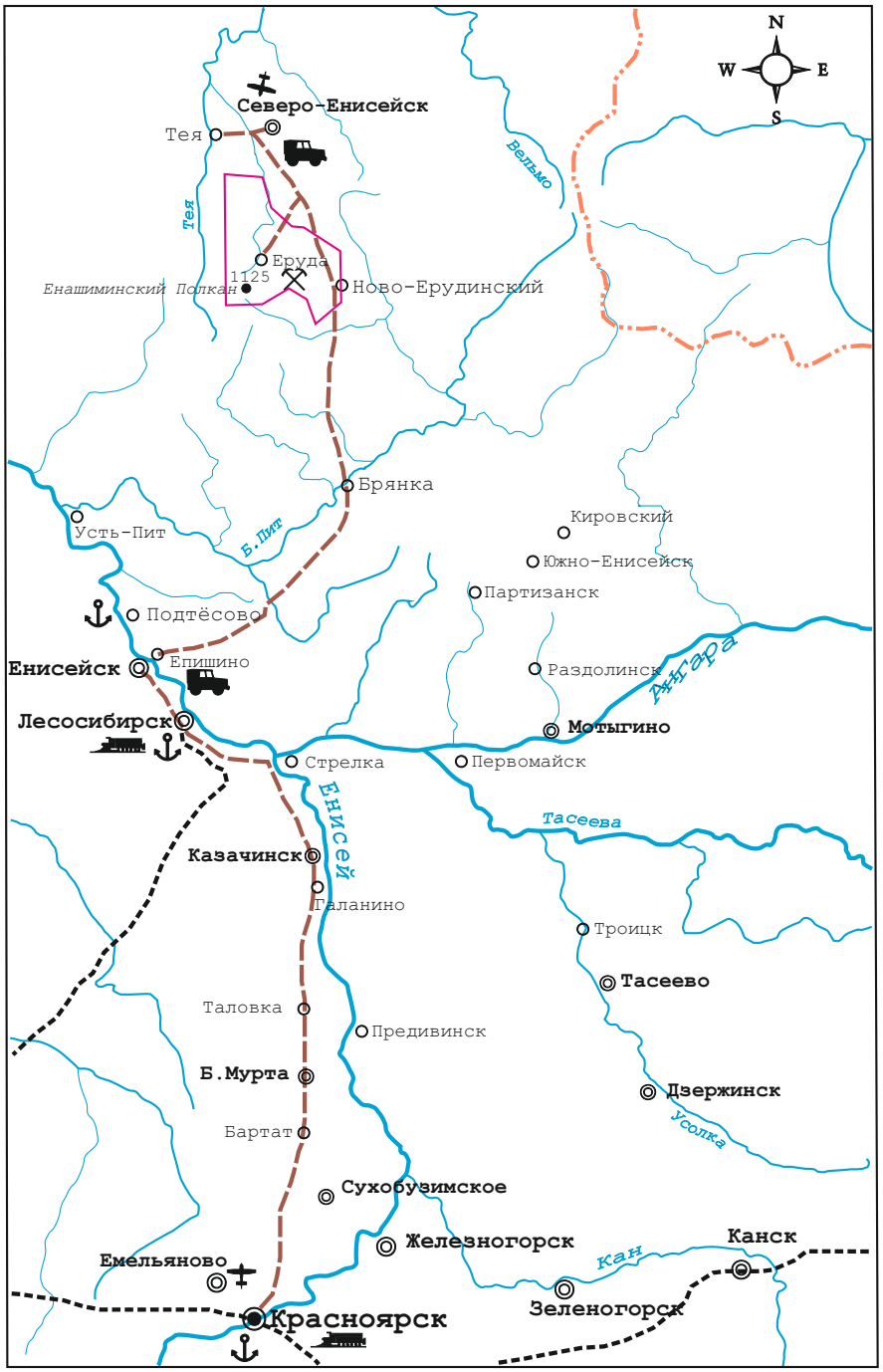
В последующем, начиная с неопротерозойского эдикария и заканчивая мезозойским триасом, на месте сочленения Касско-Туруханского микроконтинента и Сибирского кратона наступает длительная эпоха разноглубинного осадконакопления терригено-карбонатных комплексов.

Триас знаменуется закрытием Палеоазиатского океана в результате герцинского диастроморфизма. В установившемся тектоническом режиме сжатия Енисейский кряж оказался поднят по системам вертикальных разломов и частично эродирован.

Дальнейшее развитие орогена происходило в продолжающемся режиме воздымания вплоть до кайнозоя. Несмотря на это западные районы Западно-Сибирской плиты оказались погружены и перекрыты мезозой-кайнозойским чехлом. В результате этих событий был сформирован современный облик Енисейского кряжа.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА

Объектом диссертационного исследования является Верхне-Енашиминский золоторудный узел (ВЕРУ), входящий в состав Олимпиадинской площади и занимающий большую ее часть (рис. 8).



Масштаб 1:2 500 000

Условные обозначения:

— железные дороги

— автодороги

— граница Красноярского края

— контур Олимпиадинской площади

Рисунок 8 – Обзорная карта исследуемой территории [Гибадуллин, Валента, 2001]

Олимпиадинская площадь расположена в северо-восточной части Заангарья Енисейского кряжа, к югу от поселка Северо-Енисейск. Административно относится к Северо-Енисейскому району Красноярского края и охватывает бассейны среднего и верхнего течения реки Енашимо и ее правого притока – реки Тея.

Верхне-Енашиминский золоторудный узел характеризуется высокой концентрацией месторождений и проявлений золота, объединенных в три крупных рудных поля: Олимпиадинское, Благодатнинское и Титимухтинское. В их пределах локализовано 14 месторождений, включая ведущие гиганты – Олимпиаду и Благодатное. Суммарные балансовые и забалансовые запасы рудных полей ВЕРУ составляют около 1038,8 т., что практически соответствует общему запасу золота Енисейской провинции (1156,7 т.) [Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007].

3.1. Стратиграфия

Стратифицированные образования занимают около 70 % территории узла (рис. 9) и представлены архейскими, раннепротерозойскими, рифейскими и четвертичными отложениями, стратиграфическая последовательность которых значительно нарушена многочисленными разрывными нарушениями с амплитудами вертикального перемещения отдельных блоков до нескольких сотен метров.

Архейские отложения представлены породами *Малогаревского метаморфического комплекса (AR$_2$?mg)* Гаревской метасерии [Сердюк и др, 2010]. Однако, на серийных картах Малогаревский метакомплекс, как правило, отнесен к нижнему протерозою и включен в состав Гаревской метасерии (*PR$_1$?g*), как на рисунке 9. Породы комплекса распространенны в бассейне реки Енашимо между Досеровским и Широким ручьями и образуют овально вытянутые брахиформные складки, крылья которых осложнены более мелкими лежачими складками с зонами дробления и брекчирования. Метакомплекс сложен амфиболитами, биотитовыми гнейсами, полевошпасодержащими кристаллосланцами, мраморами и кальцифирами общей мощностью порядка 1500–1800 м. Исходные породы подвергнуты многостадийным метасоматическим и метаморфическим преобразованиям. В надвиговых зонах широко развиты процессы диафтореза, графитизации и гранитизации с образованием тел гнейсо-гранитов [ВСЕГЕИ, 2010; Сердюк и др, 2010]. Породы комплекса перекрыты мощной нижнепротерозойской свитой хребта Карпинского.

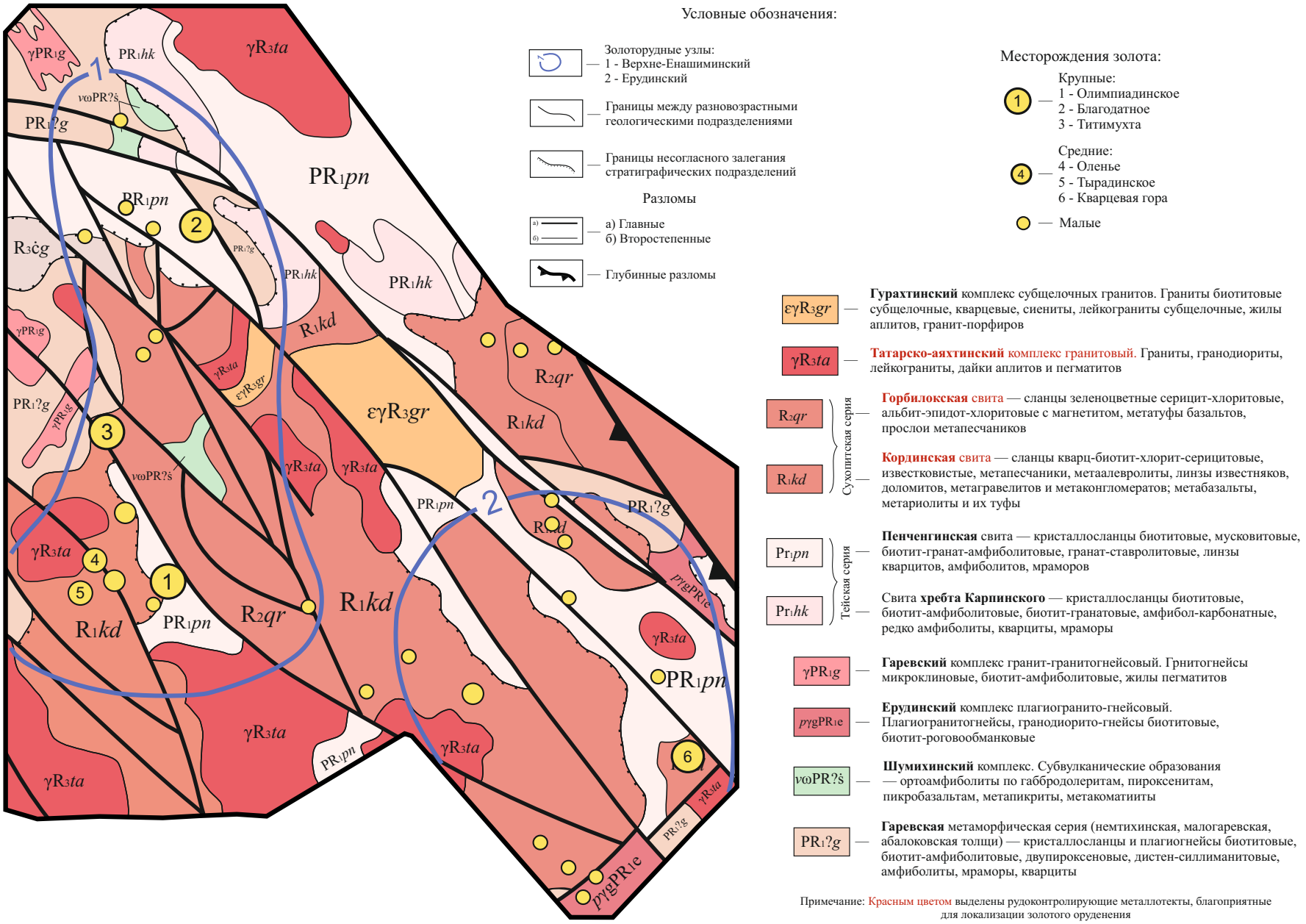


Рисунок 9 – Геологическая карта Олимпиадинской площади по [Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007]

Нижний протерозой (Карелий) представлен отложениями Тейской серии, которые перекрывают Гаревский метакомплекс и вместе с ним образуют структуры крупного Центрального антиклинория (рис. 11). Породы Тейской серии в значительной степени метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации и выделены в две свиты: нижняя сланцевая свита Хребта Карпинского и верхняя сланцево-амфиболит-карбонатная – Пенченгинская.

Отложения нижней *свиты хребта Карпинского (PR_1hk)* развиты южнее устья Досеровского ручья вдоль правого берега реки Енашимо. Залегает она на различных горизонтах гаревского метакомплекса со структурным несогласием в виде линейных осложненных складок и отдельных блоков, ограниченных сериями разломов второго порядка. Представлена свита биотитовыми, биотит-амфиболитовыми, биотит-гранатовыми и амфибол-гранатовыми кристаллосланцами, реже амфиболитами, кварцитами и мраморами общей мощностью порядка 950–1000 м. В кристаллических сланцах встречаются вкрапленники сульфидов и магнетита, создающие на ряду с углеродистой минерализацией аномалии в магнитном и электрических полях. Встреченные минеральные ассоциации в пределах свиты свидетельствуют о том, что изначально ее отложения были метаморфизованы в альмандитовой зоне амфиболитовой фации и в последующем претерпели полидиафторез в условиях зеленосланцевой фации. Нередко встречаются маркеры наложенных процессов ультраметаморфизма и гранитизации. Динамотермальные преобразования пород выражаются в образовании углеродисто-серицитовых метасоматитов [ВСЕГЕИ, 2010; Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007; Сердюк и др, 2010].

Пенченгинская свита (PR_1pn) перекрывает сланцы свиты хребта Карпинского и согласно на них залегает. Отложения представлены биотитовыми, мусковитовыми, биотит-гранат-амфиболитовыми, гранат-ставролитовыми кристаллосланцами и линзам кварцитов, амфиболов и мраморов. Амфиболиты нередко содержат в значимых (1–5 %) количествах рудные минералы, в том числе пирротин, и, в связи с этим, являются источниками аномалий магнитного поля. Отложения Пенченгинской свиты, первично относящиеся к глинисто-базальт-карбонатной формации, в последующем метаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В незначительной степени проявлен диафторез и гидротермально-метасоматические изменения в виде березитизации мраморов на Олимпиадинском месторождении.

Неравномерной графитизации оказались подвергнуты мраморы и карбонатные сланцы близь верховья реки Чиримбы. На Олимпиаде в карбонатных отложениях свиты вдоль разрывных нарушений маркируются процессы образования кор выветривания глубиной до 300 м. с активным выносом карбонатных минералов и обогащением золотом. В контактовых зонах пенченгинских мраморов и гранитов татарско-аяхтинского комплекса на южных склонах горы Енашиминский Полкан встречены магнетитовые скарны [ВСЕГЕИ, 2010; Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007; Сердюк и др, 2010].

Верхний протерозой (Рифей) представлен терригенно-осадочными отложениями Сухопитской серии, претерпевшими преобразования в условиях ступенчатого регионального метаморфизма на уровне зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Именно породы этой серии являются рудовмещающими для подавляющего числа рудопроявлений и золоторудных месторождений Енисейского кряжа. В пределах ВЕРУ сухопитские отложения развиты на уровне Кординской, Горбилокской и Удерейской свит, которые перекрывают нижнепротерозойские и архейские образования и залегают на них со стратиграфическим и угловым несогласием.

Нижний горизонт сухопитской серии представлен наиболее распространенными на площади отложениями *Кординской свиты (R_1kd),* занимающими междуречья рек: Талая, Чиримба, Еруда, Тырада, Титимухта и Енашимо. Свита сложена терригенно-обломочными породами, метаморфизованными на уровне зеленосланцевой (серицит-хоритовая и хлорит-биотитовая субфации) и эпидот-амфиболитовой фаций. Представлена кварц-биотит-хлорит-серицитовыми сланцами, известковистыми метапесчаниками и метаалевролитами, линзами известняков и доломитов, метагравелитами, метабазальтами, метариолитами и их туфами общей мощностью 1000–1500 метров. На контакте с субщелочными гранитоидами Гурахтинского массива кординские метаалевролиты подвергнуты контактовому метаморфизму с образованием силлиманитовых роговиков, а с гранитами Верхне-Чиримбинского массива существенно скарнированы. Залегают кординские отложения в виде линейных, иногда опрокинутых складок с осложненными крыльями. В мощной толще (500–600 м.) среднекординской подсвиты – в пачке биотит-мусковит-кварцевых сланцев (слоистых метаалевролитах) локализованы золото-сульфидные руды подавляющего большинства

известных на сегодняшний день рудопроявлений ВЕРУ [ВСЕГЕИ, 2010; Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007; Сердюк и др, 2010].

В ядрах линейно-опрокинутых синклинальных складок у гор Источная и Лысая, в верховьях рек Талая и Еруда на кординских сланцах согласно залегают отложения *Горбилокской свиты (R_2gr),* которые представлены зеленоцветными серицит-хлоритовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми сланцами с вкрапленниками магнетита, а также метатуфами базальтов и прослоями песчаников. Общая мощность отложений варьируется в пределах от 700 до 900 метров и отмечается, что породы метаморфизованы на уровне хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [Сердюк и др, 2010]. В сланцах нередко диагностируются вкрапленники пирита и ильменита, а в зонах метаморфизма часто встречаются порфиробласты биотита, граната, ставролита и андалузита. Нередко отмечается, что горбилокские метапелиты, вторично рассланцованные и превращенные в гранат-мусковит-кварцевые динамосланцы, рассматриваются как благоприятные рудовмещающие породы с золотом [Гибадуллин, Валента, 2001].

Выше по разрезу метаалевриты Горбилокской свиты перекрыты отложениями *Удерейской свиты (R_2ud),* которые в пределах узла развиты незначительно. В ее составе по текстурно-структурным признакам уверенно выделяют нижне-, средне-, и верхнеудерейские подсвиты, но на исследуемой территории развиты только первые две. *Нижнеудерейская подсвита (R_2ud_1)* сложена хлорит-серицитовыми метапелитами, имеющими в своем составе в качестве постоянной примеси углеродистое вещество, а также пирит и магнетит в качестве рудных минералов. *Среднеудерейская подсвита (R_2ud_2)* представлена карбонатсодержащими хлорит-серицитовыми сланцами с вкрапленниками пирита, магнетита, пирротина и ильменита. Вдоль фронта надвига, по которому сланцы удерейской свиты контактируют с метаалевролитами кординской свиты, они интенсивно рассланцованы и графитизированы [ВСЕГЕИ, 2010; Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007; Сердюк и др, 2010; Гибадуллин, Валента, 2001].

Верхний рифей в пределах узла (левый берег реки Енашимо в бассейне Коноваловского ручья) представляют малораспространенные на территории грубообломочные красноцветные породы Чингасанской серии на уровне Лопатинской и Карьерной свит.

Лопатинская (R3lp) свита с угловым несогласием залегает на метаморфических породах и сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами и гравелитами общей мощностью порядка 500 метров. Ее согласно перекрывают кварцевые песчаники, алевропесчаники и алевролиты *Карьерной (R3krr) свиты* мощностью до 200 м.

Мезозойская группа представлена мезо-кайнозойскими корами выветривания, широко развитыми по всему Енисейскому кряжу. Так мощные, с глубиной до 300 метров мел-палеогеновые золотоносные коры разрабатываются на Олимпиадинском месторождении. Продукты кор выветривания предположительно того же возраста вскрыты скважинами и в северо-западной части месторождения Титимухта. Благодаря исследованиям керна на месторождениях в профиле коры выделено три зоны общей мощностью до 70 метров: структурная зона (глубина с 67 до 47 м.) сложена слюдисто-кварцевыми сланцами с кварцевыми прожилками, выветрелыми вплоть до пелитовой фракции, кварц встречен в виде дресвы и щебня; дезинтегрированная зона (с 47 до 27 м.) с обломками также выветрелых сланцев, дресва и щебень кварца в глинистом материале; и глинистая зона (с 27 до 8 м) с красноцветными и темно-бурыми глинами с редкими обломками глинизированных сланцев и дресвы кварца [Сердюк и др, 2010].

Мезозойские коры выветривания перекрыты отложениями *Четвертичной системы* **Кайнозойской группы**, которые повсеместно распространены на исследуемой территории. В четвертичных аллювиальных отложениях, распространенных в долинах всех водотоков с широким интервалом мощностей от 1 до 15 м., на отдельных их участках встречено россыпное золото, которое является прямым поисковым признаком коренных золоторудных объектов и, помимо этого, промышленно отрабатывается.

3.2. Магматизм

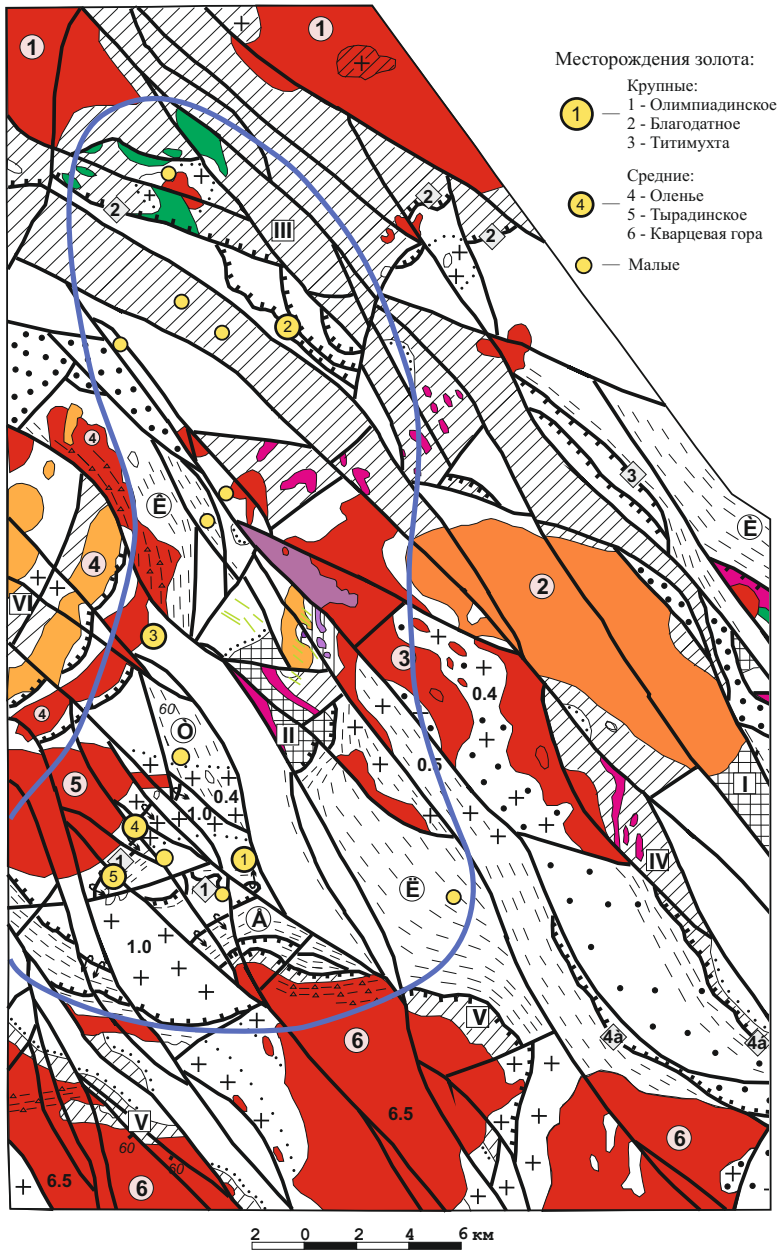
Распространение магматических пород практически на треть площади связано с геологическим положением района, ограниченным с северо-востока и юго-запада Татарским и Ишимбинским глубинными разломами северо-западного простирания. Это определило повышенную проницаемость земной коры для глубинных тепловых и вещественных потоков, обусловив внедрение интрузивных комплексов различного состава, возраста и генезиса (рис. 10):

- шумихинский субвулканический коматиит-базальтовый;
- индыглинский субвулканический габбро-долеритовый;

- гаревский ультраметаморфогенный мигматит-гранитовый;
- татарско-аяхтинский гранитовый;
- глушихинский лейкогранитовый;
- гурахтинский субщелочной гранитовый;
- захребетинский комплекс щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов.

Наиболее древний *Шумихинский субвулканический комплекс (wAR? л)* залегает среди архейских образований малогаревской толщи и представлен субвулканическими линзовидными и пластовыми телами средне-крупнозернистых ортоамфиболитов по габбродолеритам, пироксенитам и пикробазальтам, а также гнейсовидными меланократовыми метапикритами и метакоматитами с акцессорным титаномагнетитом, пирротином, пиритом, халькопиритом, сфеном и апатитом. Метабазиты комплекса комагматичны метавулканитам малогаревского метакомплекса и их изотопный возраст оценивается в 2531 ± 50 млн. лет [Козлов, Лиханов 2024]. Комплекс залегает среди архейских отложений в районе водораздела рек Енашимо и Широкая. Установлено, что метабазиты комплекса прорваны плагиогранитами и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации в результате архейской складчатости, в последующем они претерпели интенсивный диафторез на уровне амфиболитовой фации. Породам комплекса свойственны высокие содержания магния, сидеро-халькофильных элементов и золота. Также они обладают низкой щелочностью, титанистостью и глиноземистостью [ВСЕГЕИ, 2010; Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007; Сердюк и др, 2010].

Индыглинский субвулканический комплекс (vPR$_1$in) залегает среди малогаревских и тейских отложений в виде пластовых, линзовидных тел мощностью первые метры. Они сложены массивными метагаббро и метадолеритами с акцессорным пиритом и магнетитом; метаморфизованы изофациально с вмещающими породами на уровне амфиболитовой фации в эпоху нижнепротерозойской складчатости.



Структурный этаж	Метаморфические формации	Формации	Индексы	Литологическая колонка	Интрузивные комплексы и их индексы	Интрузивные формации	Возрастные рубежи (млн. Лет)
		Красноцветная молассовая межгорных прогибов	R_3krr R_3lp		$\tau\beta_1R_3z$ $E\xi R_3Z$	Щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов	C 570 V 650±20
					$\varepsilon\gamma R_3gr$	Субщелочногранитовая	
					$\varepsilon\gamma R_3gl$	Субщелочнолейкогранитовая	R_3
					γR_3ta	Гранитовая	1000±50
	Метааспидная	Шельфовая песчано-глинистая (нижняя терригенная)	R_2ud R_1gr R_1kd		γPR_1g	Мигматит-гранитовая	R_2 1350±20 R_1 1650±50
	Сланцево-амфиболит-карбонатная	Глинисто-базальт-карбонатная	PR_1pn		$\nu PRin$	Габбро-долеритовая	PR_1
	Высокоглинозёмистых сланцев	Глинистая сероцветная	PR_1hk				2500±50
	Гнейсово-карбонатная ортоамфиболитовая	Терригенно-карбонатная с элементами коматиит-базальтовой	$AR?mg$		$\omega AR?s$	Коматиит-базальтовая	AR

Условные обозначения:

1 - номер интрузивного массива, глубина залегания подошвы интрузива, рассчитанная по геофизическим данным, км (1-Каламинский, 2-Гурахтинский, 3-Верхне-Ерудинский, 4-Коноваловский, 5-Тырадинский, 6-Чиримбинский)
2 - участки распространения гранитоидов, не выходящие на поверхность, глубина залегания верхней кромки, км;
3 - разрывные нарушения, направление и угол падения плоскости сместителя;
4а - надвиги, **4б** - надвиги с деформированной, опрокинутой плоскостью сместителя, номера основных нарушений (1-Верхне-Енашиминский, 2-Каламинский, 3-Тальский, 4-Киркиловский);
5 - границы несогласий между породными комплексами структурных этажей;
6 - установленные участки распространения динамосланцев во фронтальных частях надвиговых зон (И-г.Источной, Е-Енашиминский, Т-Титимухтинский, Л-г.Лысой, К-Коноваловский);
7 - широкие зоны катаклаза, брекчирования и милонитизации;
8 - участки наложенного динамотермального преобразования пород;
9 - крупные тектонические блоки (I-Киркиловский, II-Ерудинский, III-Досеровский, IV-Борзецовский, V-Коноваловский, VI-Енашиминский);
10 - контур Верхне-Енашиминского рудного узла

Рисунок 10 – Тектоническая схема ВЕРУ по материалам [Стороженко, 1997; Сердюк и др., 2010]

Гаревский ультраметаморфогенный комплекс (ɣPR$_1$g) слагают интрузивные тела однородных мелко- среднезернистых биотитовых, двуслюдяных и амфибол-биотитовых микроклинов гнейсо-гранитов и биотитовых, турмалиновых и керамических пегматитов с акцессорным гранатом, магнетитом, цирконом, сфеном, турмалином, дистеном и ставролитом. Породы комплекса залегают в дорифейских отложениях и выделены в две фазы внедрения: к первой фазе относят автохтонные тела гнейсо-гранитов, залегающие среди архейских гнейсов; ко второй – парааавтохтонные и аллохтонные тела гнейсо-гранитов, распространенные вдоль левого Енашиминского берега, а также между реками Бугорихта и Енашимо. По минеральному и химическому составам гнейсо-граниты (с возрастом 1361,5 ± 8,7 млн лет [Попов и др., 2010]) гаревского комплекса относят к гранитам, лейкогранитам и субщелочным лейкогранитам. Эпоху их образования соотносят с процессами нижнепротерозойского амфиболитового метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации.

Татарско-Аяхтинский гранитоидный комплекс (R$_3$ta) наиболее распространен в пределах ВЕРУ. Слагающие его гранитоиды на северо-западе исследуемой территории образуют Тыradинский массив, на юге и юго-востоке крупнейший в Заангарье – Чиримбинский. Согласно гравиметрическим данным, все вышеописанные интрузии являются выходами одного крупного батолита общей площадью приблизительно 350-370 км^2 [Сердюк и др, 2010]. К Татарско-Аяхтинскому комплеску также относят Каламинский и слабовскрытый Верхне-Ерудинский массивы.

По современным представлениям комплекс насчитывает три фазы: в первую фазу внедрены среднезернистые кварцевые диориты и гранодиориты, во вторую – главную произошло становление крупных плутонов средне-крупнозернистых биотитовых, биотит-амфиболитовых гранитов и гранодиоритов. В заключительный этап сформированы мелкие штоки и дайки мелкозернистых гранитов, лейкогранитов, аплитов и пегматитов, развитых в основном по первым двум фазам [Гибадуллин, Валента, 2001]. В экзонтактовых зонах татарско-аяхтинского гранитоидного комплекса с вмещающими породами тейской и сухопитской серий, последние существенно скарнированы, пропилитизированы и ороговикованы

Глушихинский лейкогранитовый комплекс (R$_3$gl) представлен серией небольших шкотов и даек субщелочных лейкогранитов и гранит-порфиров Коноваловской группы массивов, вытянутых в субмеридиональном направлении и сконцентрированных в

пределах Енашиминского речного бассейна. Лейкограниты вблизи плоскости Коноваловского надвига (рис. 10) огнейсованы, а в тектонических зонах – березитизированы. Вмещающие породы в контактовой к ним области ороговикованы, микроклинизиованы, грейзенизированы и скарнированы. Гранитам комплекса с возрастом 752–718 млн лет свойственно пересыщение кремнеземом (SiO_2 = 73%), высокое содержание щелочей, редких (Sn, W, Tl) элементов и свинца [Верниковская, Верниковский, 2010]. Глушихинские субщелочные лейкограниты отмечаются наивысшими содержаниями радиоактивных элементов из всех представленных на площади интрузивных комплексов. В Заангарской части кряжа с массивами комплекса связано оловянное, вольфрамовое и магнетитовые оруденения.

В пределах исследуемой территории *Гурахтинский комплекс ($\varepsilon\gamma R_3 gr$)* представлен вытянутым в северо-западном направлении лакколитом – Гурахтинским массивом с глубиной подошвы порядка 7 км., который выполнен субщелочными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами первой фазы внедрения. Среди них и по периферии массива образованы дайки и жилы субщелочных гранит-порфиров, аплитов и пегматитов второй фазы. Отмечается обогащение щелочами гранитоидов комплекса, а также повышенные содержания редкоземельных и радиоактивных элементов. На контакте с гурахтинскими интрузивными образованиями вмещающие породы существенно скарнированы и ороговикованы. К интрузиям гурахтинского комплекса в Заангарской части Енисейского кряжа приурочены оловянное и вольфрамовое оруденения. Возраст комплекса оценивается в 700 млн лет [Ножкин и др., 2008].

Захребетинский трахит-трахибазальтовый комплекс ($\tau\beta R_3 z$) рассматривается как часть вулканической палеоструктуры центрального типа завершающего этапа верхнерифейского орогенеза с абсолютным возрастом щелочных пород 690 ± 19 млн лет [Сердюк и др, 2010]. В пределах Олимпиадинской площади образования комплекса прорывают докембрийские отложения и маркируется многочисленными дайками трахидолеритов, щелочных и нефелиновый сиенит-порфиров мощностью первые десятки метров. Дайки концентрируются в два магматических пояса северо-западного простирания: Енашиминский и Каламинский общей протяженностью порядка 20–30 км. Породам комплекса свойственно высокое содержание щелочей, титана, фосфора, алюминия и редкоземельных элементов. С ними же связаны апатит-титаномагнетитовые, редкоземельные и глиноземистые оруденения Заангарья

[ВСЕГЕИ, 2010; Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007; Сердюк и др, 2010].

3.3. Тектоника

Исследуемая территория расположена в северо-восточной горной части Енисейского кряжа в пределах Панимбинского антиклинория и ограничена с запада Татарским глубинным разломом, а с востока – Ишимбинским (рис. 11).



Рисунок 11 – Схема расположения основных тектонических элементов Енисейского кряжа по материалам [Гибадуллин, Валента, 2001]

С точки зрения тектонического строения площадь разделена на серию более мелких блоков, выстроенных в мозаичном порядке и разделенных между собой сетью второстепенных разломов преимущественно северо-западного простирания. По современным представлениям на участке выделяют три структурных этажа: докарельский (архейский), карельский (нижнепротерозойский) и байкальский (рифейский и рифейско-вендский) [ВСЕГЕИ, 2010; Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007; Сердюк и др, 2010].

Породы **Докарельского (архейского)** структурного этажа на ряду с ортоамфиболитами шумихинского субвулканического комплекса слагают зоны между древними грнитогнейсовыми куполами и являются фрагментами первичных зеленокаменных поясов. В пределах площади в составе архейского этажа выделяют два структурных блока: Ерудинский и Досеровский (рис. 10).

Ерудинский блок представляется как фрагмент аллохтонной структуры, перемещенный в северо-восточном направлении и надвинутый на отложения сухопитской серии. Те, в свою очередь, на фронте Тальского надвига подвергнуты процессам регионального метаморфизма с образованием зон гранат-мусковитовых динамосланцев. Процессам рассланцевания, графитизации и диафтореза также оказались подвергнуты породы малогаревской толщи, которые перекрыты кристаллическими сланцами раннего протерозоя.

Досеровский блок также является фрагментом аллохтонной структуры, перемещенной в восточном направлении и надвинутой на породы сухопитской серии с развитием аналогичных зон регионального метаморфизма. Но, в отличие от Ерундиского, в его составе широко развиты тела ортоамфиблитов и субщелочных лейкогранитов шумихинского и глушихинского комплексов. Расположен Досеровский структурный блок в пределах Енашиминского речного бассейна между ручьями Досеровский и Широкий [Гибадуллин, Валента, 2001].

Стоит отметить, что в работе [Сердюк и др, 2010] Докарельский структурный этаж не выделяют как самостоятельный, а входит в состав Карельского (нижнепротерозойского) мегакомплекса.

Карельский (нижнепротерозойский) структурный этаж образуют крупные овально-вытянутые складки высокоглиноземистых и амфибол-карбонатных сланцев, осложненные мелкими веерными и изоклинальными лежачими складками. На площади

в составе нижнепротерозойского этажа выделяют ряд крупных тектонических блоков: Борзецовский, Енашиминский, Коноваловский и фрагмент Киркиловского (рис. 10).

На севере расположен *Борзецовский тектонический блок*, представляющий собой эрозионный выступ фундамента, ограниченный с запада серией сбросов, а с востока Тальским надвигом. В его пределах развиты участки несогласно залегающих терригенно-осадочных пород сухопитской серии и множество небольших интрузий гнейсогранитов и пегматитов гаревского комплекса. На ряду с этим широкое развитие имеют тела шумихинских ортоамфиболитов, а в северной части блока расположен крупный Каламинский гранитоидный массив татарско-аяхтинского интрузивного комплекса, в кровельной части которого закартировано Борзецовское проявление золота.

Юго-восточнее через Гурахтинский массив субщелочных гранитов расположен фрагмент *Киркиловского тектонического блока*, ограниченный с востока системой сбросов северо-западного простирания, а с запада двумя зонами крупного Киркиловского надвига, к которому, в свою очередь, приурочено Киркиловское золотое рудопроявление. Восточная зона надвига выполнена преимущественно раннепротерозойскими мраморами пенченгинской свиты, но во фронтальной его части маркируется узкая полоса сухопитских отложений, локально метаморфизованных до уровня динамосланцев. Западная зона представляет собой нижние горизонты кординской свиты надвинутые на верхние.

Западнее Киркиловского расположен *Енашиминский тектонический бок*, ограниченный с севера Верхне-Енашиминским надвигом и серией сбросов, приуроченных к зоне Татарского глубинного разлома. Енашиминский аллохтон представляет собой ряд выходов мраморов и сланцев пенченгинской свиты. Во фронтальной надвиговой зоне отмечаются графитизированные и метаморфизованные до уровня динамосленцев сухопитские отложения. Также в его пределах с нарушением залегает серия гранитоидных интрузий татарско-аяхтинского комплекса, слагающая Чиримбинский массив.

К северо-востоку расположен *Коноваловский блок* верхнепротерозойских пород, представляющий собой дугообразный сегмент аллохтонной структуры, перемещенной с запада на восток, где ограничен Титимухтинским и Коноваловским надвигами. В составе блока принимают участие мраморы, амфиболиты и кристаллические сланцы

пенченгинской свиты, граниты татарско-аяхтинского комплекса, а также ненарушенные интрузии субщелочных лейкогранитов глушихинского комплекса, образующие Коноваловскую группу массивов. На контакте последних с пенченгинскими мраморами развиты магнетитовые скарны Коноваловского рудопроявления. Кроме того, к породам блока приурочены Титимухтинское золоторудное месторождение и проявление золота – Титимухта I.

Байкальский (рифейский) мегакомплекс разделен на два структурных этажа, сформированных в разное время и в разных геодинамических обстановках: рифейский образован в условиях рифтогенеза, а позднерифейско-вендский – в орогенную эпоху.

Рифейский структурный этаж выполнен преимущественно терригенно-осадочными породами кординской, горбилокской и удерейской свит, которые были смяты в линейные, овально-вытянутые брахиформные складки, осложненные на крыльях мелкой плойчатостью. В его породах локализовано большинство золоторудных объектов ВЕРУ. Внутреннее строение этажа сильно нарушено многочисленными процессами надвигообразования с сопутствующими зонами динамосланцев во фронтальных частях. На его западном фланге выделяют наиболее протяженные зоны надвигов: Енашиминская, Титимухтинаская и Коноваловская общей протяженностью поряка 40 км. и шириной от 0,5 до 2,5 км. Данные зоны сопровождают фронт Верхне-Енашиминского надвига, осуществляющего структурный контроль Олимпиадинского рудного поля.

Орогенный *Позднерифейско-вендский структурный этаж* представлен конгломератами, гравелитами и песчаниками Лопатинской и Карьерной свит чингасанской серии. Этаж сформирован в межгорных прогибах и слагает ограниченные грабенообразные блоки, которые рассматриваются как фрагменты структур Тейского прогиба: на востоке – Тальский, на западе – Коноваловский. Породы комплекса залегают со структурным несогласием на подстилающих метаморфических породах и смяты в коробчатые складки с развитыми вдоль тектонических нарушений зонами брекчевания, милонитизации и меланжирования.

Наряду с этим, в пределах исследуемой территории широко развиты зоны тектонических нарушений сбросо-взбросовой кинематики и надвиги, которые в значительной степени определили ее геологический облик и рудоносность.

Татарский и Ишимбинский глубинные разломы являются главными разрывными нарушениями региона; их неоднократное подновление подтверждается густой разломной сетью в древних породах. Эти структуры служили подводящими каналами для гидротермальных золотоносных растворов. Татарский глубинный разлом, обрамляющий площадь с запада и простирающийся в северо-западном направлении, считается доминирующим рудопроводящим нарушением территории. Он прослеживается на всем протяжении Енисейского кряжа и имеет ширину около 8 км. В 50–60 км восточнее протягивается дугообразная зона Ишимбинского разлома шириной 3–5 км. Обе системы сопровождаются зонами дизъюнктивных нарушений и повышенной трещиноватости, ореолами развития вулканитов и трассируются дайками гипербазитов и гранитоидов. Они отчетливо выделяются по данным аэрогеофизической и наземной съемок, а результаты региональной сейсморазведки позволили оценить глубинное строение зон Татарского и Ишимбинского разломов как двух стволовых структур, осложненных различно ориентированными оперяющими ветвями. Сейсмические данные также подтвердили их падение навстречу друг другу и слияние на глубине около 40 км [Гибадуллин, Валента, 2001].

Надвиги на площади достаточно распространены, но их выявление и картирование затруднено ввиду очень сложного внутреннего строения. Несмотря на это были выделены наиболее крупные из них: Верхне-Енашиминский, Тальский, Каламинский и Киркиловский. Направление движения преимущественно восточно-северо-восточное со значительными амплитудами перемещения и зонами динамосланцев и графитизированных пород вдоль надвиговых трендов. Их внутренние строение очень сложное, но чаще всего в породах прослеживаются процессы меланжирования, рассланцевания и вторичной складчатости. Синхронно процессам регионального метаморфизма плоскости сместителей надвигов и породы аллохтона выступали в роли экрана, вдоль которого проявились процессы углеродистого метасоматоза, а вслед за ними формирование золоторудных объектов. Усложненные формы плоскостей сместителей явились наиболее благоприятными ловушками для локализации рудных тел [Гибадуллин, Валента, 2001].

3.4. Метаморфические и метасоматические преобразования

Длительность литосферной эволюции Енисейского кряжа и многократная смена геодинамических обстановок обусловили формирование широкого спектра

метаморфических комплексов, образование которых происходило на различных этапах геологической истории с характерными термодинамическими параметрами. В результате сформировался полный ряд метаморфических ассоциаций – от низкотемпературных образований зеленосланцевой фации до высокотемпературных ассоциаций амфиболитовой фации. В орогенный этап в осевых зонах антиклинориев проявился ультраметаморфизм, сопровождавшийся частичным плавлением пород.

В Заангарье большинство месторождений и проявлений золота тяготеют к зоне зеленосланцевой и, реже, эпидот-амфиболитовой фации, что является достаточно распространенной и характерной чертой золоторудных объектов в мировой практике. Основные рудовмещающие горизонты терригенно-карбонатных отложений тейской и сухопитскй серий претерпели многоступенчатые преобразования в условиях регионального, приразломного и контактового метаморфизма. Особенности метаморфической зональности выражаются в снижении степени метаморфизма от оси антиклинория к крыльям: в его осевой части наиболее высокометаморфизованные породы Пенченгинской и Кординской свит представлены минеральными ассоциациями амфиболитов и эпидот-амфиболитовой фаций с образованием зон силлиманита, ставролита и андалузита. Далее по направлению от оси к крыльям наблюдается закономерное уменьшение степени метаморфизма преобразованной зоны, которая охватывает частично кординскую и горбилокскую свиты и характеризуется развитием минеральных ассоциаций: гранат-биотит-кварц, гранат-биотит-мусковит ± хлорит-плагиоклаз-кварц. Внешняя зона метаморфизма приурочена к восточному крылу Центрального антиклинория (рис. 11), где развиты безгранатовые парагенезисы, относящиеся к зеленосланцевой фации: биотит-серицит-плагиоклаз-кварц, хлорит-серицит-кварц, хлорит-кварц [Гибадуллин, Валента, 2001].

По данным [Сазонов, 1998], золоторудная минерализация приурочена к пограничным зонам регионального метаморфизма. При этом сам метаморфизм и сопутствующие процессы тесно связаны с мощными эманациями восстановленного мантийного флюида, который способен аккумулировать и переносить значительные массы золота и халькофильных элементов. Привносимые флюидами натрий, калий, кремний и алюминий из мантии или нижней коры способствуют гранитизации в области метаморфизма. Поля гранитизации приурочены к купольным структурам и глубинным разломам, уходящим корнями в мантию.

Контактовый метаморфизм в пределах ВЕРУ проявлен зонами интенсивного орогокования и скарнирования. Выходы на поверхность гранитоидных массивов определяются в современном эррозионном срезе в долинах ручьев Титимухта и Коноваловский, а также в верховье р. Тырыда на западе и в бассейне р. Енашимо на востоке, где на их контакте с вмещающими породами выделяются распространенные фазы роговиков: калишпат-кордиеритовых (Т: 580–630ºС), роговообманковых (Т: 520–540 ºС) и альбит-эпидотовых (Т: 400–500 ºС). Частичное замещение биотита и граната хлоритом, плагиоклаза серицитом трактуется как признаки регрессивного метаморфизма. В зонах тектонических нарушений встречаются маркеры диафтореза [Сердюк и др, 2010].

В условиях постоянно циркулирующих гидротермальных растворов имеют широкое распространение метасоматические изменения вмещающих пород, проявленные в виде окварцевания, альбитизации, турмалинизации, сульфидизации и наложенной графитизации изначально не обогащенных углеродом пород [Сердюк и др, 2010]. Именно с процессами гидротермальной активности связана золоторудная минерализация проницаемых и слабо проницаемых структур (ярчайший представитель гидротермально-метасоматической минерализации Заангарья – Олимпиадинское золото-сурьмянное месторождение).

ГЛАВА 4. РАДИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

В мировой практике поиск и изучение рудных узлов традиционно начинается с выявления и картирования гранитоидных массивов и оценки их рудоносного потенциала. При этом ключевое значение имеет наличие в пределах территории гранитоидов различных типов и комплексов, сформированных в разнообразных геодинамических обстановках и тектонических режимах. Само по себе такое разнообразие является прямым свидетельством сложной и длительной эволюции литосферы, указывающей на ее высокую развитость и, как следствие, на значительный металлогенический потенциал региона. Именно гранитоиды выступают центральным звеном рудогенерирующих систем, выполняя многокомпонентную функцию. Они служат источником рудного вещества и флюидов. Создают мощную тепловую аномалию, инициируя процессы контактового метаморфизма и поддерживая масштабную гидротермальную активность, а также формируют структурный каркас, контролирующий локализацию рудных тел. Следствием этих процессов является формирование вокруг интрузивных массивов протяженных ореолов метасоматически измененных пород и сопряженных с ними геохимических и геофизических аномалий.

В связи с этим, при анализе аэрогеофизических полей ВЕРУ и его окрестностей в первую очередь необходимо дать характеристику гранитоидным массивам, широко распространенным на площади. Однако значительная трудность в оценке гранитоидов ВЕРУ, как и всего Заангарья, заключается в существенно различающихся номенклатурных представлениях об их природе, возрасте и принадлежности к той или иной геодинамической обстановке.

4.1. Актуальные таксономические категории гранитоидного магматизма Заангарья

На современной карте золотоносности и прогноза Енисейской провинции в Заангарье выделяют ряд гранитоидных комплексов, становление которых происходило в следующей последовательности [Легенда Енисейской серии 2002; Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007]:

Нижний протерозой:

– *ерудинский*, плагио-гранитогнейсовый;

– *гаревский*, гранит-гранитогнейсовый;

Средний рифей:

– *среднетырадинский*, диорит-плагиогранитовый;

Верхний рифей:

– *татарско-аяхтинский*, гранитовый;

– *глушихинский*, лейкогранитовый;

– *гурахтинский*, субщелочных гранитов.

Вопросы геодинамического развития Заангарья в интерпретации сотрудников СО РАН остаются дискуссионными и представлены несколькими концепциями, в то время как датировки магматических комплексов, в том числе гранитоидных, в основном общепризнанны. Ключевые расхождения возникают при корреляции этих данных с серийными геологическими картами.

В рамках террейновой концепции ее авторами отрицается существование в регионе гранитоидов древнее раннего неопротерозоя и выделяются пять неопротерозойских магматических комплексов [Верниковский и др., 1999, 2001, 2016; Верниковская и др., 2002, 2003, 2004, 2006, 2007; Vernikovsky et al., 2003; Верниковский, Верниковская, 2006]:

В составе Центрального террейна, включающего одноименный металлогенический пояс:

– *тейский*, граниты нормальной щелочности, гранодиориты, диориты, плагиограниты – 880–865 млн лет;

– *аяхтинский*, граниты нормальной щелочности и субщелочные, в меньшем количестве лейкограниты и кварцевые сиениты – 760–750 млн лет;

– *глушихинский*, лейкограниты щелочно-известковой и известково-щелочной серий – 752–718 млн лет;

– *Татарский гранитоидный массив* (наряду с нефелиновыми сиенитами, щелочными основными и ультраосновными породами и карбонатитами входит в состав *татарского* комплекса), субщелочные и нормальные граниты и лейкограниты, а также сиениты – 630 млн лет;

В составе Исаковского и Предивинского островодужных террейнов:

– *приенисейский*, плагиограниты – 700–630 млн лет.

С позиции теории суперконтинентальных циклов развитие гранитоидного магматизма Заангарья представляется в виде следующих последовательных событий [Ножкин и др. 1999, 2008, 2011, 2015; Лиханов, Ревердатто, 2014].

В составе Центрального блока Енисейского кряжа, включающего одноименный металлогенический пояс:

– *гаревский метаморфический комплекс* (ГМК): нижняя немтихинская толща – биотитовые плагиогнейсы с возрастом 1361,5 ± 8,7 млн лет, считаются самыми древними гранитоидами в Заангарье [Попов и др., 2010; Лиханов и др., 2012]; верхняя малогаревская толща – порфиробластические гранитогнейсы и гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы (возраст?). Продукты гранитообразования в пределах ГМК в связи с региональным метаморфизмом: мигматиты, биотитовые рапакивиподобные граниты (1050–970 млн лет).

– *гранитогнейсовые купола тейского типа* (1000–950 млн лет), образованные в связи с региональным метаморфизмом и гранитизацией терригенных толщ сухопитской и нижележащей тейской серий;

– *гранитоидные плутоны каламинского типа*, гранодиориты, низкощелочные граниты (Каламинский, Ерудинский, Среднетырадинский массивы и др.), 880–860 млн лет;

– *аяхтинский комплекс*, граниты нормальной щелочности и субщелочные, в меньшем количестве лейкограниты и кварцевые сиениты. Возраст 760–750 млн лет [Верниковская и др., 2002; Верниковская и др., 2007];

– *глушихинский*, лейкограниты щелочно-известковой и известково-щелочной серий – 752–718 млн лет;

– *кутукасский (гурахтинский) комплекс*, нормальные и субщелочные лейкограниты, граносиениты, кварцевые сиениты, ~ 700–690 млн лет [Динер, 2003; Ножкин и др., 2008];

– *средневороговский комплекс*, субщелочные и нормальные граниты и лейкограниты Татарского массива, щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневороговского и др. массивов. Образование гранитоидов Татарского массива ~ 630 млн лет назад [Верниковская и др., 2007], Средневороговского ~ 620–625 млн лет назад [Ножкин, Трофимов, 1982];

В составе Исаковского и Предивинского островодужных террейнов:

– *островодужные плагиограниты* – 700–630 млн лет [Верниковский и др., 2001; Vernikovsky et al., 2003];

– *постколлизионные лейкограниты* – 550–540 млн лет назад [Ножкин и др., 2017].

Становится очевидным, что существует некое расхождение между различными классификациями гранитоидного магматизма Заангарья. Соотнося их между собой и с серийными геологическими картами, получаем, что согласно легендам последних, наиболее древние гранитоиды, отнесенные к нижнему протерозою, объединены в ерудинский и гаревский комплексы. В то же время, в рамках террейновой концепции ерудинские гранитоиды отнесены в ранненеопротерозойский тейский комплекс (880–860 млн лет), который также включает гранитоиды Тейского массива. Авторами данной модели они интерпретируются как орогенные образования, связанные с развитием Центрального террейна до его вхождения в состав складчатого обрамления Сибирского кратона [Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2016].

В рамках концепции суперконтинентальных циклов Енисейский кряж интерпретируется как фрагмент гренвильского орогена, сформированного в результате образования Родинии. Данная модель предполагает двухэтапное развитие кряжа: ранний этап (~1050–950 млн лет) – региональный метаморфизм и формирование граниогнейсовых куполов тейского типа, поздний этап (880–860 млн лет) – становление синколлизионных гранитоидов каламинского типа. К последним авторы теории относят ерудинские и среднетырадинские гранитоиды, в отличии от их датирования средним рифеем на серийных картах [Ножкин и др., 2011, 2015]. Более молодой возраст получен ими и для гранитов в составе гаревского метаморфического комплекса: плагиогнейсы и (вероятно) порфиробластические гранитогнейсы отнесены к мезопротерозою, а мигматиты и рапакивиподобные граниты к началу неопротерозоя. Появление последних также связывается с ранним этапом гренвильской орогении. По геохимическим признакам среди гаревских гранитоидов они выделяют S- и A-типы, предполагая для них различные источники [Лиханов, Ревердатто, 2014а]. Сторонники террейновой концепции, получив для гаревских А-гранитов возраст 752 ± 3 млн лет отнесли гранитоиды Гаревского массива к еще более молодому, глушихинскому комплексу [Верниковская и др., 2006; Верниковский, Верниковская, 2006].

Татарско-аяхтинский комплекс включает в себя остальные гранитоиды каламинсклого типа (Каламинский, Верхне-Ерудинский и др. массивы) и выделенные в отдельный комплекс [Верниковский, Верниковская, 2006] аяхтинские гранитоиды (Чиримбинский, Аяхтинский массивы).

Авторами всех карт и геолого-тектонических схем выделяется в качестве самостоятельного глушихинский комплекс. По-разному интерпретируется сотрудниками СО РАН природа гранитоидов аяхтинского и глушихинского комплексов. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. и др. считают те и другие результатом коллизии Центрального террейна с Сибирским кратоном [Верниковская и др., 2002; Vernikovsky et al., 2003; Верниковский, Верниковская, 2006]. Ножкин А.Д. и др. обосновывают их образование условиями рифтогенного растяжения, обусловленного распадом Родинии [Ножкин и др., 2008, 2013].

Внедрение гранитоидов кутукасского (он же гурахтинский на серийных картах) и средневороговского комплексов группа исследователей Ножкина А.Д. рассматривает как результат неоднократной активизации внутриплитного магматизма в обстановке рифтогенеза [Ножкин и др., 2008]. Сторонники террейновой концепции гурахтинские (кутукасские) гранитоиды в отдельный комплекс не выделяют. В рамках средневороговского комплекса продукты гранитоидного и щелочного магматизма на юге Центрального террейна объединяют в татарский комплекс. Причину его появления, как и предвендского щелочного и субщелочного магматизма на севере Центрального террейна объясняют инициацией смешанного мантийно-корового магматизма, вызванного субдукцией океанической плиты и погружением слэба в астеносферный слой. При этом, отмечают синхронность формирования Приенисейской островной дуги с заключительными тектономагматическими событиями на западной окраине Сибирского кратона – развитием рифтогенных осадочных бассейнов вдоль сутурных зон и анорогенным внутриплитным щелочным и гранитоидным магматизмом [Верниковский, Верниковская, 2006].

Природу гранитоидов Исаковского и Предивинского террейнов связывают с формированием Приенисейской островной дуги и ее последующей коллизией с Сибирским кратоном [Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 2017].

Для непосредственной классификации гранитоидов ВЕРУ использована тектоническая схема А.А. Стороженко, которая легла в основу анализа магматизма и тектоники рудного узла (глава 3, рис. 10). Согласно ей ВЕРУ с четырех сторон обрамляют крупные гранитоидные массивы, относящиеся к нескольким формациям. Наиболее распространены низкощелочные интрузивные образования татарско-аяхтинского комплекса, слагающие Каламинский, Чиримбинский, Тырадинский,

Верхне-Ерудинский массивы и восточный сегмент Коноваловской группы. В меньшей степени на площади распространены субщелочные и щелочные разности глушихинского и гурахтинского комплексов, формирующие, соответственно, западный сегмент Коноваловской группы массивов и Гурахтинский массив. В результате распространения гранитоидных интрузий различного генезиса практически на треть площади геофизическая обстановка в пределах узла и его окрестностей отличается ярко выраженной неоднородностью.

4.2. Структура геофизических аномалий, создаваемых гранитоидами рудного узла

Каламинский массив

У северной границы ВЕРУ расположен наиболее ранний на площади позднеколлизионный Каламинский массив, относимый на серийных картах к татарско-аяхтинскому гранитоидному комплексу (рис. 10). Он сложен гранодиоритами и низкощелочными калий-натриевыми гранитами, которые в террейновой концепции соответствуют гранитам тейского комплекса (880–865 млн лет), а в рамках концепции суперконтинентальных циклов – гранитоидам каламинского типа (880–860 млн лет). Массив условно можно разделить на западное и восточное тела, каждое из которых ограничено субпараллельными разрывными нарушениями юго-восточного простирания.

В гамма-поле Каламинский массив характеризуется сравнительно невысокими значениями МЭД – в интервале от 5,9 до 19,9 мкР/ч (табл. 1). Западное тело частично выражено двумя линейными аномалиями юго-восточного простирания, продолжающимися вдоль разрывных нарушений в осадочных отложениях (рис. 12). Интенсивность этих аномалий возрастает в том же направлении; между ними выделяется узкая безаномальная субширотная зона с фоновыми значениями 6–8 мкР/ч. Восточное тело представлено несколькими хорошо сгруппированными возмущениями, что позволяет проследить границы распространения сегмента на фоне окружающей безаномальной обстановки. В полях РАЭ массив характеризуется умеренными содержаниями элементов (рис. 12, 13; табл. 1): максимальные концентрации Th в пределах упомянутых аномалий гамма-поля достигают 20,6 г/т, U – 5,2 г/т, K – 2,7 %.

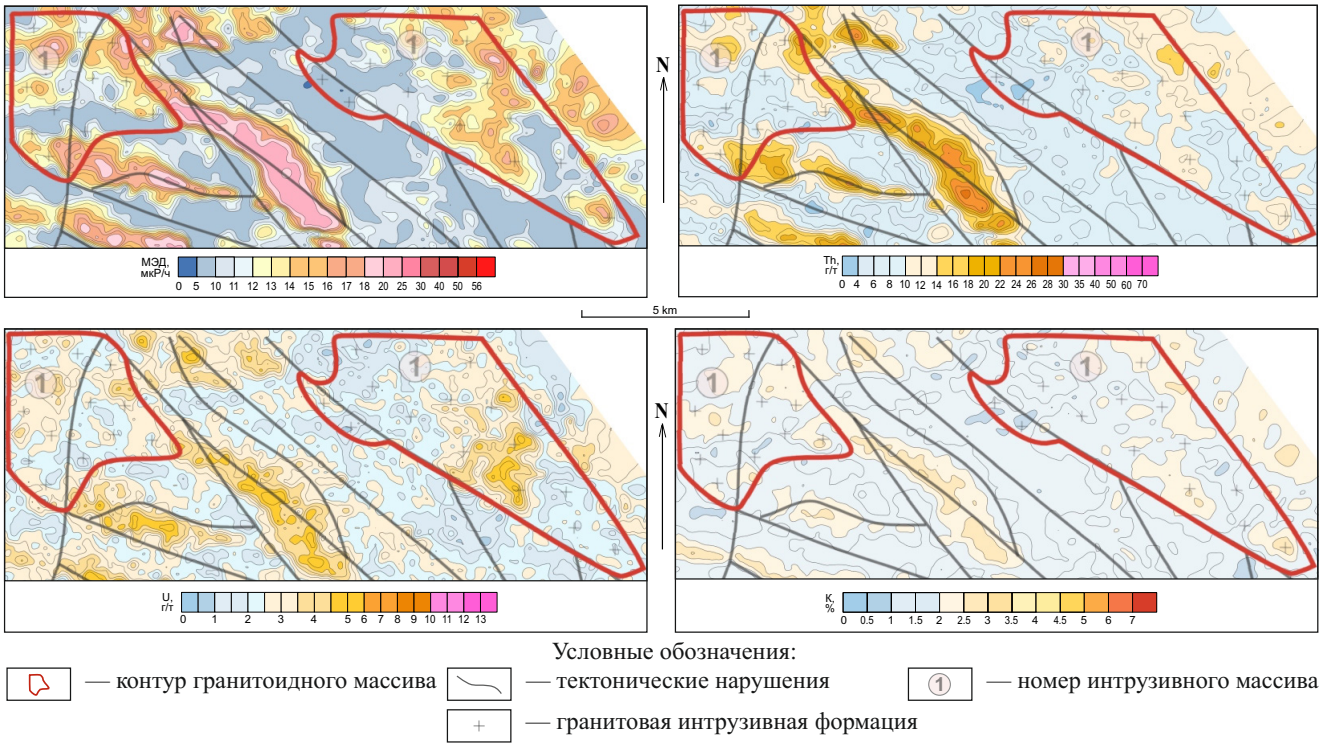


Рисунок 12 – Радиогеохимические поля Каламинского массива

Тыradинский массив

Тыradинский массив татарско-аяхтинского гранитоидного комплекса представляет собой куполовидный выступ интрузии неправильной овальной формы, многократно осложненной разрывными нарушениями (рис. 10). Он характеризуется простым однофазным строением и сложен, как и Каламинский массив, преимущественно низкощелочными гранитами и гранодиоритами, что определяет их схожесть в распределении РАЭ (табл. 1, рис. 13, 14). При этом несколько пониженные содержания Th и U, вероятно, обусловлены большей долей гранодиоритов в составе массива.

Возраст кристаллизации пород Тыradинского массива на сегодняшний день достоверно не установлен, однако косвенно может быть оценен по датировке дорудных скарноидов, широко распространенных в приконтактовой зоне на месторождении Оленье. Они также зафиксированы на Западном участке месторождения Олимпиада с возрастом 870 ± 35 млн лет, что хорошо согласуется с датировками гранитоидов каламинского типа (880–860 млн лет) [Новожилов, Гаврилов, 1999; Ножкин и др., 2011]. Учитывая аналогичный состав и радиогеохимические характеристики Каламинского и Тыradинского массивов (табл. 1, рис. 13), возраст скарноидов может быть условно принят для гранитоидов последнего.

Таблица 1 – Распределение РАЭ в гранитоидных массивах ВЕРУ

Гранитоидный массив		Тип гранитов	МЭД, мкР/ч	Th, г/т	U, г/т	K, %	Th/U	Th/K
Каламинский (880–860/ 878 ± 2 млн лет)		S-I-тип	$\frac{5,9-19,9}{11,9}(387)$	$\frac{3,4-20,6}{9,7}(387)$	$\frac{1,0-5,2}{2,6}(387)$	$\frac{0,8-2,7}{1,8}(387)$	$\frac{1,3-11,1}{3,9}(387)$	$\frac{2,8-11,6}{5,5}(387)$
Тырадинский			$\frac{3,5-20,5}{11,6}(212)$	$\frac{3,7-16,8}{9,0}(212)$	$\frac{1,3-3,4}{2,2}(212)$	$\frac{0,7-4,1}{2,0}(212)$	$\frac{1,9-8,4}{4,2}(212)$	$\frac{2,5-7,8}{4,7}(212)$
Верхне-Ерудинский			$\frac{6,6-25,1}{12,8}(383)$	$\frac{4,4-20,7}{10,3}(383)$	$\frac{1,5-5,9}{3,0}(383)$	$\frac{1,0-4,1}{1,9}(383)$	$\frac{1,4-6,9}{3,5}(383)$	$\frac{3,5-9,0}{5,4}(383)$
Восточный сегмент Коноваловской группы массивов	Тектонически не нарушенный блок		$\frac{6,2-18,4}{12,0}(112)$	$\frac{5,0-19,6}{10,2}(112)$	$\frac{1,4-5,8}{2,7}(112)$	$\frac{0,9-2,7}{1,9}(112)$	$\frac{1,9-5,8}{3,7}(112)$	$\frac{3.2-8.5}{5.3}(112)$
	Тектонически переработанный блок		$\frac{10,3-44,8}{19,3}(139)$	$\frac{6,6-53,0}{18,4}(139)$	$\frac{1,1-7,4}{4,4}(139)$	$\frac{1,4-5,4}{2,5}(139)$	$\frac{1,7-8,7}{4,3}(139)$	$\frac{4.1-13.3}{7.1}(139)$
Чиримибинский (761 ± 8 млн лет)		S-I-A-тип	$\frac{10,5-32,0}{15,4}(644)$	$\frac{7,2-34,9}{13,4}(644)$	$\frac{1,0-5,0}{2,9}(644)$	$\frac{1,2-4,7}{2,3}(644)$	$\frac{2,2-10,9}{4,8}(644)$	$\frac{3,2-9,5}{5,8}(644)$
Западный сегмент Коноваловской группы массивов (752–718 млн лет)		A-тип	$\frac{8,8-54,2}{24,1}(188)$	$\frac{5,2-66,6}{23,4}(188)$	$\frac{2,0-9,8}{4,6}(188)$	$\frac{1,0-6,8}{2,9}(188)$	$\frac{1,3-14,0}{5,1}(188)$	$\frac{3,8-14,1}{7,9}(188)$
Гурахтинский (700 млн лет)			$\frac{8,2-35,9}{20,6}(459)$	$\frac{4,3-37,9}{19,2}(459)$	$\frac{1,1-8,8}{4,3}(459)$	$\frac{1,0-5,1}{2,8}(459)$	$\frac{1,2-10,4}{4,7}(459)$	$\frac{3,7-10,7}{6,8}(459)$

Примечание: $\frac{\text{минимум}-\text{максимум}}{\text{среднее значение}}(\text{кол}-\text{во измерений})$

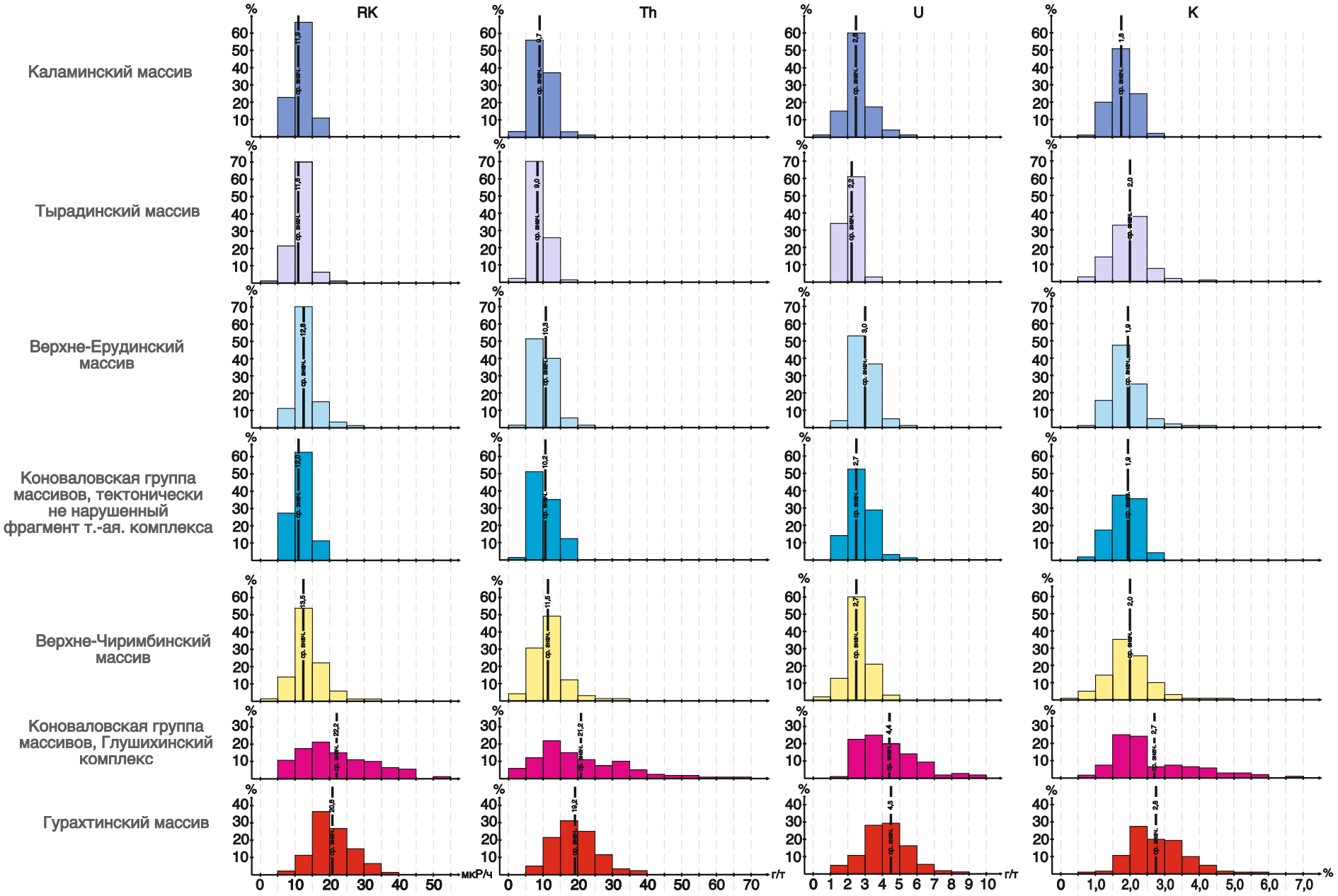
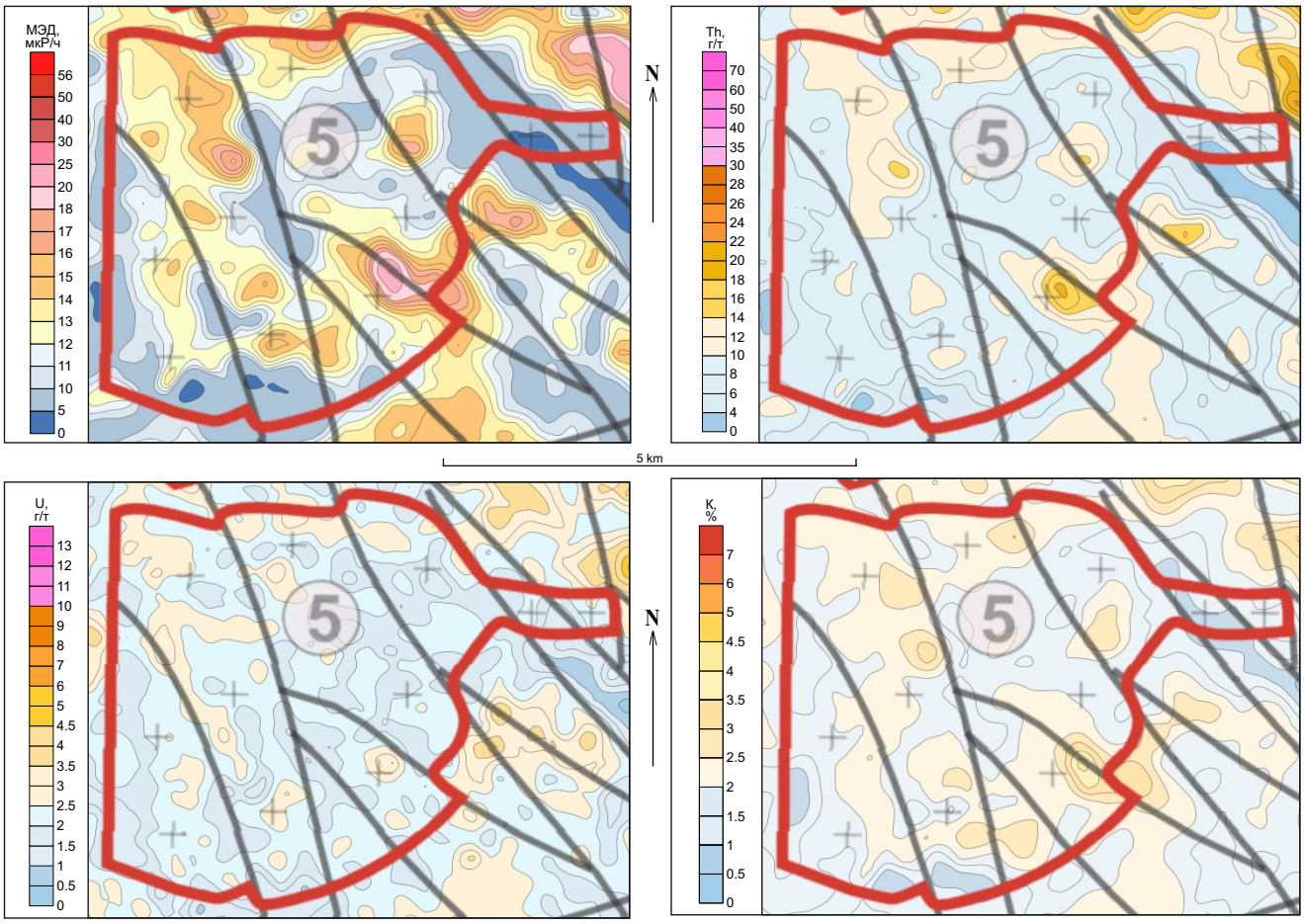


Рисунок 13 – Гистограммы распределения РАЭ в гранитоидных массивах ВЕРУ



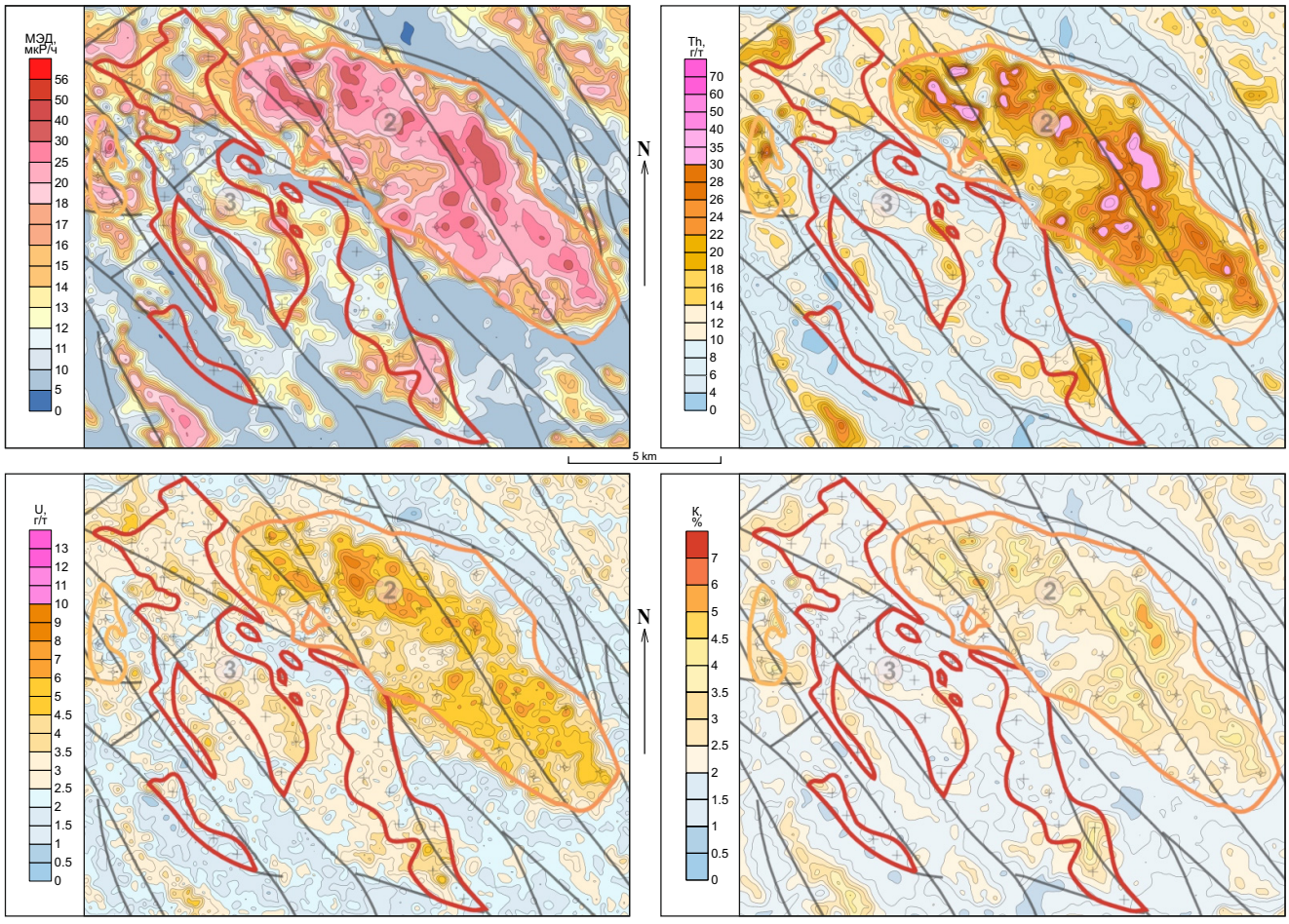
Условные обозначения представлены на рисунке 12

Рисунок 14 – Радиогеохимические поля Тырадинского массива

Верхне-Ерудинский массив

Верхне-Ерудинский массив занимает восточную границу рудного узла и отличается сложным геологическим строением (рис. 10). Более половины его центральной части перекрыто осадочным чехлом с участками динамотермальных преобразований пород, при этом глубина залегания верхней кромки массива составляет 0,4–0,5 км. С юга и севера интрузив ограничен двумя субпараллельными разрывными нарушениями. Геологическая обстановка вокруг массива достаточно неоднородна: с запада и востока он граничит с более поздними рифтогенными субщелочными гранитами и лейкогранитами глушихинского и гурахтинского комплексов. Северо-западный фланг контактирует с наиболее древними на площади интрузивными образованиями шумихинского субвулканического габбро-долеритового комплекса коматиит-базальтовой формации. Среди массивов татарско-аяхтинского комплекса на исследуемой территории Верхне-Ерудинский в большей степени скрыт от дневной поверхности и наименее изучен.

В поле общей радиоактивности массив выделяется серией аномалий, большинство из которых сосредоточены на его северном фланге – на контакте с рифтогенными образованиями. Среднее значение МЭД составляет 12,8 мкР/ч, что незначительно превышает уровень Каламинского и Тырадинского массивов (табл. 1, рис. 13); максимальная величина (25,1 мкР/ч) соответствует наиболее контрастной единичной южной аномалии (рис. 15). В полях распределения РАЭ Верхне-Ерудинский массив выражен слабо, подобно описанным орогенным образованиям татарско-аяхтинского комплекса (табл. 1, рис. 13). В ториевом поле отмечаются единичные участки повышенных содержаний элемента при среднем околофоновом уровне; максимальное значение – 20,7 г/т соответствует упомянутой выше южной аномалии (рис. 15). Для калия и урана на юге также фиксируются локальные максимумы: 4,1 % и 5,9 г/т соответственно, при средних значениях 1,9 % и 3,0 г/т.



Условные обозначения:

– субщелочногранитовая/ лейкогранитовая интрузивная формация

Остальные условные обозначения приведены на рисунке 12

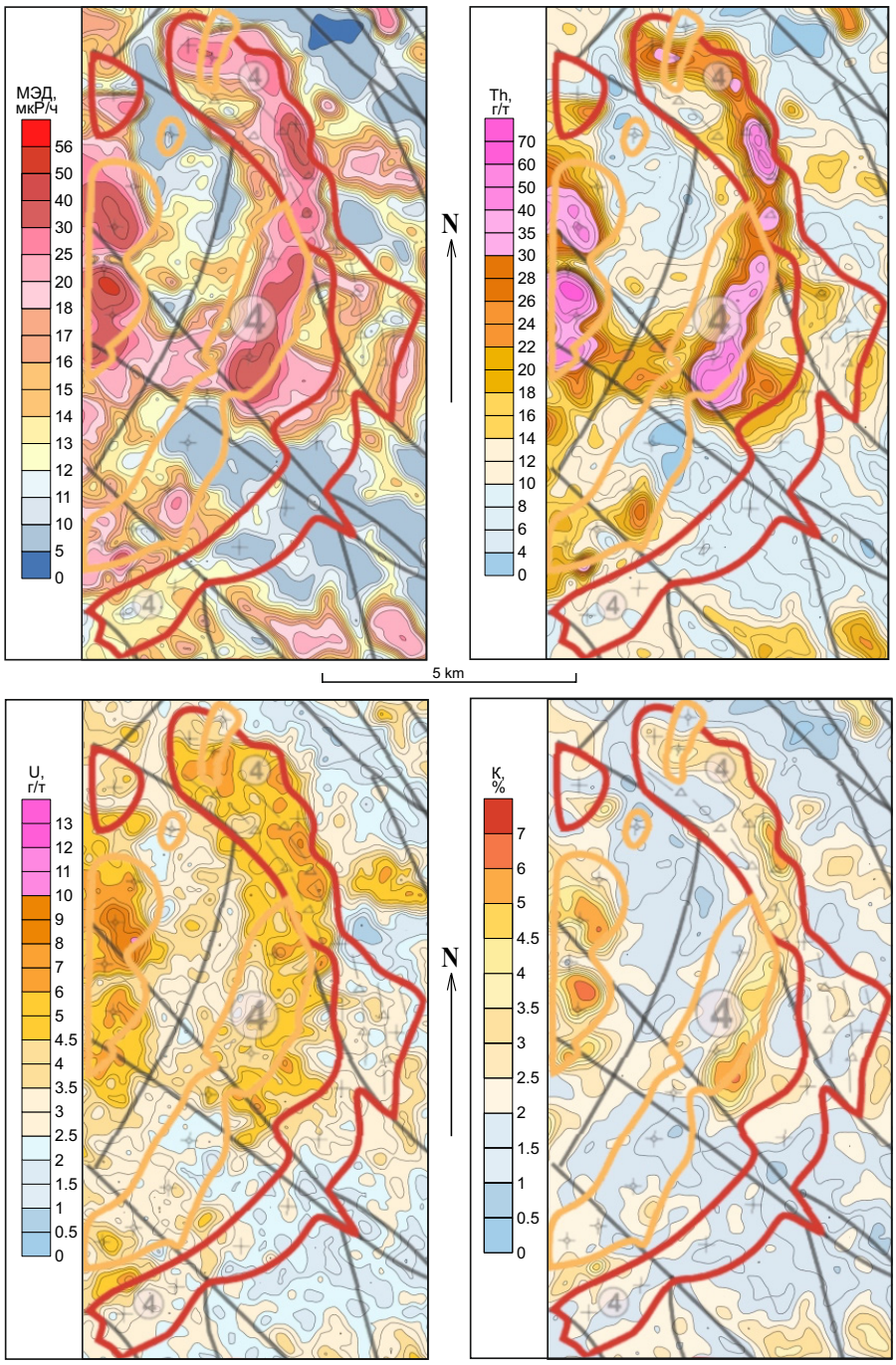
Рисунок 15 – Радиогеохимические поля Верхне-Ерудинского (3) и Гурахтинского (2) массивов

Коноваловская группа массивов, татарско-аяхтинский комплекс

Восточный сегмент Коноваловской группы массивов представляет собой узкое дугообразное тело (рис. 10), сложенное типичными для татарско-аяхтинского комплекса гранодиоритами и низкощелочными калий-натриевыми гранитами. По уровню тектонической переработки его можно разделить на южный блок – тектонически не нарушенный, и северный – полностью катаклазированный, брекчированный и милонитизированный.

Согласно карте золотоносности Енисейской провинции, Коноваловская группа массивов отнесена к гаревскому гранит-гранитогнейсовому комплексу, формирование которого синхронно таракскому гранит-гнейсогранитовому комплексу Ангаро-Канского террейна. Таракские породы датируются 1900–1840 млн лет и образованы в коллизионной обстановке [Верниковский, 2006]. Так или иначе, но разновидности Коноваловской группы, рассматриваемые как нетектонизированные татарско-аяхтинские гранитоиды, по радиогеохимическим характеристикам не отличаются от гранитоидов Каламинского и Тырадинского массивов (табл. 1, рис. 13).

Северный блок, подвергшийся интенсивной тектонической переработке, на северо-западном фланге контактирует с рифтогенными субщелочными гранитами глушихинского комплекса; в северной части прорван теми же лейкогранитами (рис. 10). По данным аэрогамма-спектрометрии, тектонизированный блок радикально отличается как от южного ненарушенного блока, так и от всех вышеописанных массивов татарско-аяхтинского комплекса (табл. 1, рис. 13). В его пределах продолжается дугообразная радиоактивная аномалия, берущая свое начало в лейкогранитах глушихинского комплекса (рис. 16). Максимальное значение МЭД составляет 44,8 мкР/ч, среднее – 19,3 мкР/ч, что значительно превышает показатели южного блока. Аналогичная картина наблюдается и в распределении РАЭ: максимальные содержания достигают 53 г/т для Th, 7,4 г/т для U и 5,4 % для K. Такая радиогеохимическая специфика не характерна для описанных ранее гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса (табл. 1, рис. 13).



Условные обозначения:

— широкие зоны катаклаза, брекчирования и милонитизации

Остальные условные обозначения приведены на рисунке 12

Рисунок 16 – Радиогеохимические поля Коноваловской группы массивов

Чиримбинский массив

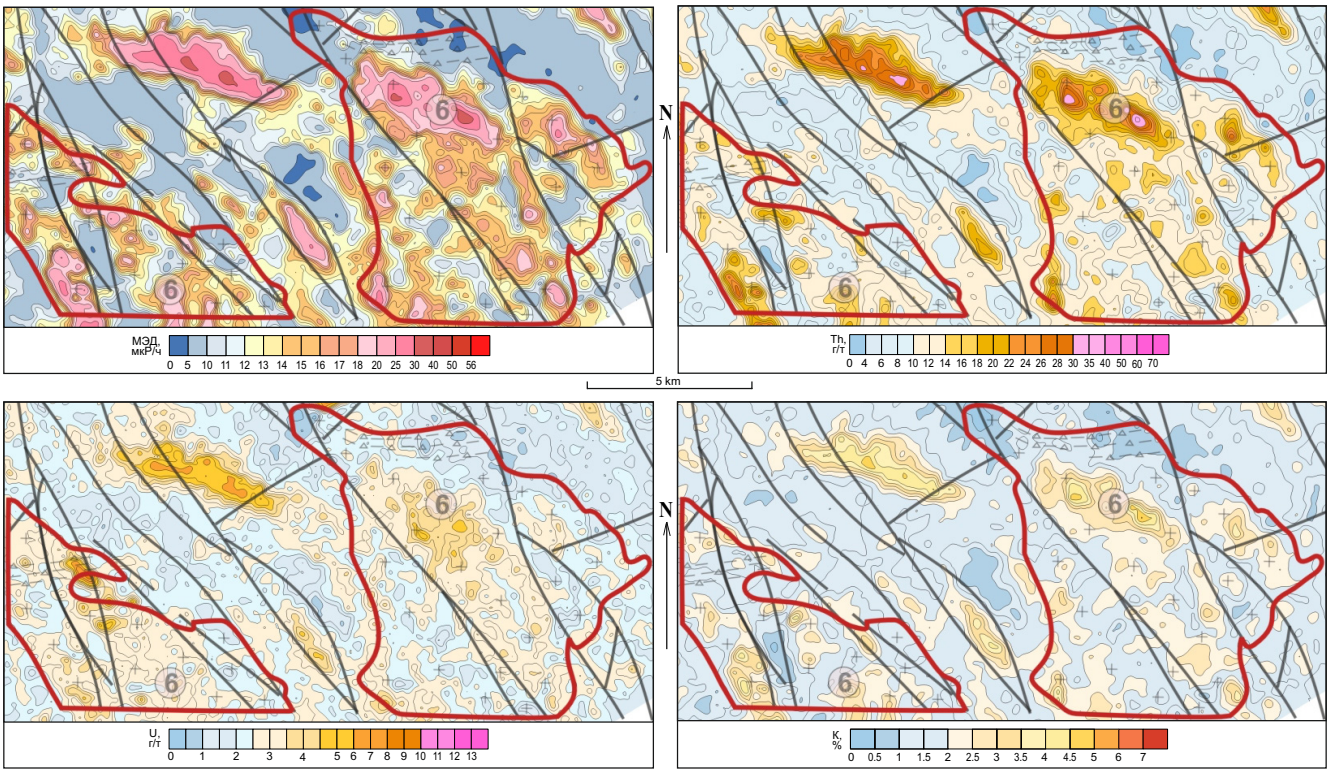
У южной границы рудного узла расположен наиболее крупный Чиримбинский массив, значительно отстающий по времени формирования от основной группы татарско-аяхтинских гранитоидов (761 ± 8 млн лет) [Верниковская и др., 2002]. Согласно работам Верниковского В.А., Верниковской А.Е. массив выделяется в отдельный аяхтинский комплекс, куда также отнесен и Аяхтинский массив (возраст его

гранитоидов 750 ± 2 млн лет) [Верниковская и др., 2002; Верниковский, Верниковская, 2006; Vernikovsky et al., 2003]. В составе пород аяхтинского комплекса преобладают амфибол-биотитовые граниты нормальной щелочности, низкощелочные и субщелочные; в подчиненном количестве имеются лейкограниты и сиениты [Верниковская и др., 2002]. По составу эти породы отвечают гранитоидам гибридного A-S-I-типа [Верниковская и др., 2002; Верниковский, Верниковская, 2006]. Для удобства описания, массив условно разделен на западный и центральный фрагменты.

Западный фрагмент массива полностью выходит на дневную поверхность; в его северной части выделяется зона катаклазирования, брекчирования и милонитизации (рис. 10). В поле естественной радиоактивности интрузив отчетливо выделяется множественными увеличениями МЭД интенсивностью до 29,9 мкР/ч (рис. 17), которые сгруппированы в две субпараллельные линейные аномалии юго-восточного простирания. Среднее значение гамма-поля в его пределах составляет 15,4 мкР/ч, что превосходит описанные выше массивы татарско-аяхтинского комплекса (кроме тектонически переработанного блока Коноваловской группы). В распределении РАЭ преобладает Th, которым, по большей части, и обусловлены такие контрастные аномалии гамма-поля; его содержания варьируют от 7,7 до 25,7 г/т (среднее – 13,4 г/т). Максимальная концентрация U (5,0 г/т) приурочена к северо-восточному флангу интрузии на контакте с вмещающими отложениями. Калий представлен многочисленными разрозненными аномалиями, сосредоточенными преимущественно в области линейных аномалий гамма-поля. Отмечается ярко выраженная зональность в распределении U и Th: интенсивные ториевые аномалии локализованы на юге интрузии, а урановые тяготеют к его северной части.

Центральный фрагмент массива отличается более сложным геологическим строением: его северо-западный фланг перекрыт осадочными отложениями мощностью около 1 км и простирается до Тырадинского массива (рис. 10). Восточная часть интрузива также местами скрыта под осадочным чехлом, северный фланг характеризуется субширотной тектонизированной зоной. В поле естественной радиоактивности сегмент отчетливо выделяется площадной аномалией первого порядка (МЭД – 10,9–32,0 мкР/ч) с максимумом второго порядка в северной части – 32,0 мкР/ч (рис. 17). Средний радиометрический фон составляет 15,4 мкР/ч, что сопоставимо с западным сегментом и по-прежнему превышает значения для других массивов татарско-

аяхтинского комплекса (кроме тектонически переработанного блока Коноваловской группы). В центральной части содержания всех РАЭ повышены: наиболее контрастна ториевая аномалия – до 32,3 г/т; здесь же максимумы U – 5,1 г/т и K – 4,6 %.



Условные обозначения представлены на рисунках 12, 15, 16

Рисунок 17 – Радиогеохимические поля Чиримбинского массива

Коноваловская круппа массивов, глушихинский комплекс

В состав Коноваловской группы массивов входят рифтогенные субщелочные лейкограниты глушихинского комплекса с возрастом 752–718 млн лет (рис. 10). Для удобства описания они условно разделены на восточное и западное интрузивные тела. Восточное тело вытянуто с северо-востока на юго-запад, разбито серией разрывных нарушений юго-восточного простирания и находится в тыловой части протяженного Коноваловского надвига (рис. 10). Западнее расположен еще один фрагмент массива, также осложненный серией разрывных нарушений юго-восточного простирания. В узкой зоне между западным и восточным телами показаны граниты под метаосадочными отложениями, вероятно, также относящиеся к глушихинскому комплексу (рис. 10).

Глушихинские лейкограниты характеризуются наиболее высокими содержаниями РАЭ среди всех интрузивных комплексов, представленных на площади, (табл. 1, рис. 13) и выделяются очень контрастными аномалиями гамма-поля – до 54,2 мкР/ч (рис. 16). Интенсивность аномалий возрастает в северном направлении по мере

приближения к сопряженному тектонически переработанному фрагменту татарско-аяхтинского комплекса, где они продолжаются. Максимальные радиогеохимические параметры соответствуют западному сегменту; в восточном они ниже, но по-прежнему сохраняют высокую контрастность (табл. 1, рис. 15).

Гурахтинский массив

У восточной границы рудного узла расположен крупный рифтогенный Гурахтинский массив, представляющий собой вытянутый в северо-западном направлении лакколит субщелочных биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов первой фазы внедрения (рис. 10). Среди них и по периферии массива образованы дайки и жилы субщелочных гранит-порфиров, аплитов и пегматитов второй фазы [Гибадуллин, Валента, 2001]. Повышенные содержания радиоактивных элементов позволяют уверенно выделять гранитоиды комплекса по данным аэрогамма-спектрометрии в виде контрастной площадной аномалии, полностью повторяющей контуры массива (рис. 15). В его пределах значения МЭД варьируют от 8,2 до 35,9 мкР/ч, а содержания РАЭ близки к породам глушихинского комплекса (табл. 1, рис. 13).

4.3. Аттестация гранитоидного магматизма Верхне-Енашиминского узла по данным аэрогамма-спектрометрии

Безусловно, нельзя оценивать природу гранитоидов только по распределению РАЭ, поэтому отнесение отдельных массивов к тому или иному комплексу является в определенной мере условным и носит исключительно рекомендательный характер для систематизации гранитоидного магматизма в настоящем диссертационном исследовании, а также для привлечения внимания других исследователей к этому признаку.

Результаты анализа аэрогамма-спектрометрических данных демонстрируют принципиальное радиогеохимическое различие между гранитоидами глушихинского и гурахтинского (кутукасского) комплексов, с одной стороны, и гранитоидами каламинского типа – с другой.

В качестве самостоятельной группы гранитоиды каламинского типа выделены А.Д. Ножкиным и др. как гранитоиды S-типа, образованные в позднеколлизионный этап (880–860 млн лет) гренвильской орогении [Ножкин и др., 2011]. От татарско-аяхтинского комплекса серийных карт эта группа отличается тем, что не включает Чиримбинский и Аяхтинский массивы, относимые к аяхтинскому комплексу. От

тейского комплекса (по В.А. Верниковскому и др.) она отличается отсутствием в ее составе гранито-гнейсовых куполов тейского типа. Для массивов комплекса: Каламинского, Тырадинского, Верхне-Ерудинского и восточного сегмента Коноваловской группы, сложенных гранодиоритами и низкощелочными калий-натриевыми гранитами, свойственны сравнительно низкие показатели радиоактивности (табл. 1, рис. 13), что полностью согласуется с их составом. Обогащенность гранитоидов комплекса РАЭ и, как следствие, их радиоактивность увеличиваются с ростом их щелочности, а повышение основности до гранодиоритов приводит к резкому сокращению в них количества РАЭ [Аверьянов и др., 1975]. По среднему содержанию радиоактивных элементов эти породы занимают промежуточное положение между породами среднего и кислого составов [Виноградов, 1962]. Отсутствие контрастных радиогеохимических аномалий на фоне вмещающих пород указывает на наследование гранитоидами геохимических особенностей своего осадочного протолита. Это характерно для гранитов S-типа, образующихся при переплавке осадочных толщ, и обусловливает близость средних содержаний РАЭ во внедряющихся гранитоидах и вмещающих их породах.

Выбивается из общего тренда татарско-аяхтинских гранитоидов по своему составу и радиогеохимической специфике (табл. 1, рис. 13) Чиримбинский массив, относимый Верниковскими В.А и А.Е. и Ножкиным А.Д. к аяхтинскому комплексу. В его состав входят амфибол-биотитовые граниты нормальной щелочности, низкощелочные и субщелочные граниты, с подчиненным количеством лейкогранитов и сиенитов. Субщелочные разности по своему составу соответствуют А-гранитам, а в целом породы аяхтинского комплекса соответствуют А- и смешанному S-I-типам [Верниковская и др., 2002; Верниковский, Верниковская, 2006]. Средняя мощность экспозиционной дозы в пределах Чиримбинского массива превышает таковую для всех остальных массивов татарско-аяхтинского комплекса, за исключением тектонически переработанного блока Коноваловской группы (табл. 1). Средние содержания U и Th в его гранитоидах также превосходят кларковые значения для верхней континентальной коры. При этом если концентрация урана сопоставима с содержаниями в других массивах комплекса, то содержание тория возрастает примерно в 1,5 раза. Существенно увеличиваются и концентрации калия, хотя их среднее значение остаётся ниже кларкового [Виноградов, 1962; Wedepohl, 1995]. Намечается ториевую направленность

геохимической специфики массива, что подтверждается возросшими значениями отношений Th/U и Th/K (табл. 1). Кроме того, все высокоамплитудные аномалии общего гамма-поля пространственно совпадают с ореолами Th. Следует отметить, что в северной части массива развиты широкие субширотные зоны катаклаза, брекчирования и милонитизации (рис. 17), в которых фиксируются признаки эпигенетического выноса радиоэлементов. В связи с вторичными изменениями эти зоны были исключены из общей оценки распределения РАЭ в массиве. Аяхтинский комплекс (760–750 млн лет) В.А. Верниковский и др. определяют как результат коллизии Центрального террейна с Сибирским кратоном, А.Д. Ножкин и др. – как образования самого раннего этапа эпохи рифтогенеза. Так или иначе, по своим радиогеохимическим характеристикам они не похожи ни на синколлизионные гранитоиды каламинского типа, ни на рифтогенные гранитоиды глушихинского и гурахтинского комплексов и занимают промежуточную позицию между ними (рис. 18, табл. 1).

В своих работах Ножкин А.Д. и др. гранитоиды А-типа глушихинского (752–718 млн лет) и кутукасского (гурахтинского) (700–690 млн лет) комплексов определяют, как продукты внутриплитного магматизма, развивавшегося на протяжении нескольких этапов в эпоху рифтогенеза [Ножкин и др., 2011]. Глушихинский комплекс представлен преимущественно лейкогранитами [Верниковский, Верниковская, 2006], гурахтинский (кутукасский) – лейкогранитами, субщелочными лейкогранитами, реже сиенитами и кварцевыми сиенитами. Им свойственны максимальные значения МЭД и чрезвычайно высокий уровень накопления РАЭ (табл. 1, рис. 13), что согласуется с их щелочным составом и внутриплитной обстановкой формирования. Для гранитоидов обоих комплексов сохраняется и в еще большей мере, чем в аяхтинских гранитоидах (Чиримбинский массив), Th направленность обогащения РАЭ по нарастанию Th/U и Th/K отношений на фоне общего увеличения содержаний РАЭ (табл. 1). На отдельных участках происходит значительное обогащение боковых и надынтрузивных вмещающих пород РАЭ, особенно в тектонически ослабленных зонах. Такие участки, как правило, коррелируют с участками аномального распределения радиоактивных элементов в самих гранитоидах, что может свидетельствовать о высокой их миграционной способности в процессе автометасоматизма при застывании гранитоидного расплава. Между собой граниты этих комплексов отличаются тем, что в

глушихинских гранитоидах достигаются самые высокие значения содержаний всех РАЭ и МЭД, а также Th/U- и Th/K – отношений.

Также установлена высокая подвижность РАЭ на магматическом и постмагматическом этапах по аномальному обогащению ими отдельных участков вмещающих пород, особенно для гранитоидов глушихинского и гурахтинского комплексов. Этим объясняется повышение общей радиоактивности пород Верхне-Ерудинского массива, которое коррелирует с его приближением к субщелочным гранитам гурахтинского комплекса. В его юго-восточной части, где он максимально удален от них, проявление его гранитоидов в радиогеохимических полях ничем не отличается от гранитоидов Каламинского и Тырадинского массивов. В северо-западной части Верхне-Ерудинского массива, где он, практически, контактирует с гурахтинскими гранитами МЭД его пород возрастает практически вдвое, поэтому допускается его эпигенетическое обогащение РАЭ со стороны высокорадиоактивных гурахтинских лейкогранитов. Возрастание МЭД происходит, главным образом, за счет U что, в силу высокой миграционной способности этого элемента, подтверждает возможность вторичного обогащения им гранитоидов Верхне-Ерудинского массива, а радиогеохимические характеристики его исходных пород, вероятно, такие же, как у каламинских и тырадинских. Особенно эпигенетическое обогащение исходных гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса проявлен в Коноваловской группы массивов. Гранитоиды северного тектонизированного блока в еще большей мере, чем верхне-ерудинские, обогащены РАЭ со стороны субщелочных гранитов глушихинского комплекса.

Таким образом, по результатам структурно-статистического анализа аэрогамма-спектрометрических полей ВЕРУ к каламинскому типу отнесены Каламинский, Верхне-Ерудинский, Тырадинский массивы и Восточный сегмент Коноваловской группы. Как и на тектонической схеме (рис. 10), западный сегмент Коноваловской группы классифицирован как глушихинский комплекс, а Гурахтинский массив – как гурахтинский. Гранитоиды Чиримбинского массива, занимающие по радиогеохимическим характеристикам промежуточное положение между синколлизионными и рифтогенными гранитоидами, отнесены к аяхтинскому комплексу.

ГЛАВА 5. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ПОЛЕЙ ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Детальный анализ и геологическая интерпретация геофизических данных рудных полей ВЕРУ: Олимпиадинского, Благодатнинского и Титимухтинского – являются неотъемлемым этапом исследования, обеспечивающим переход к генетически обоснованному прогнозированию. Длительная и сложная геологическая история региона привела к формированию очень неоднородной петрофизической обстановки, отраженной в аномальных физических полях данных объектов. Это обусловлено тем, что многоэтапная металлогеническая эволюция вмещающего блока земной коры сопровождалась появлением пород с аномальными свойствами как в ходе рудогенеза, так и на предшествующих этапах. При этом процессы, ведущие к образованию золотого оруденения, являются лишь частью более глобальных тектонических, метаморфических, магматических и метасоматических событий, которые также формируют аномальные физические поля, но не всегда связаны с рудной минерализацией. Наложение таких образований на протяжении длительной истории развития рудных полей значительно усложнило результирующую геофизическую картину, что затрудняет как структурный анализ, так и последующую интерпретацию данных. Именно поэтому расшифровка причин столь значительного геофизического разнообразия становится одной из центральных задач. Ее решение важно не только для понимания истории формирования узла, но и для прикладных задач металлогении и прогноза, поскольку позволяет отделить аномалии, связанные с рудогенезом, от сопутствующих, но бесперспективных.

5.1. Олимпиадинское рудное поле

Олимпиадинское рудное поле, наиболее продуктивное как в составе ВЕРУ, так и всего Енисейского кряжа [Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007], объединяет месторождения: Олимпиадинское, Тырадинское, Оленье, Высокое и рудопроявления Иннокентьевское и Чиримбинское.

Рудное поле приурочено к тектоническому блоку, ограниченному с северо-востока и юго-запада разломами второго порядка, принадлежащими Татарской системе глубинных разломов; с юга и северо-запада он обрамлен Чиримбинским и Тырадинским гранитоидными массивами (рис. 18). Блок сложен толщей кварц-слюдистых сланцев кординской свиты, среди которых выделяется рудовмещающий горизонт,

представленный двумя пачками пестрых по составу углеродисто-терригенно-карбонатных пород (рис. 18).

Основная роль в структурном контроле рудного поля принадлежит Верхне-Енашиминскому надвигу, сформированному в один из пиков развития синколлизионных надвиговых структур. С ним связан W-образный складчатый пакет протяженностью 4–5 км, включающий Иннокентьевскую и Чиримбинскую синклинали, разделенные Медвежинской антиклиналью (рис. 18). Альтернативный механизм структурной эволюции данного блока предложен в работе [Сазонов и др., 2019], согласно которому синклинали интерпретируются как компенсационные структуры, образовавшиеся при проседании вмещающих толщ в ходе внедрения гранитоидных массивов, а антиклиналь – как граничный выступ между этими депрессиями. Последующие тектонические подвижки привели к формированию морфологии, характерной для сопряженных складок сжатия [Сазонов и др., 2019].

Независимо от механизма формирования складчатого пакета, общая физико-геологическая обстановка Олимпиадинского рудного поля определяется, главным образом, сочетанием пликативных и дизъюнктивных структур различного порядка и связанных с ними аномальных образований. Пликативная составляющая представлена уже упомянутой W-образной складчатой структурой; дизъюнктивная – сдвиговой Иннокентьевско-Благовещенской (ИБСЗ) и разломной Медвежинской зоной с оперяющими их разрывными нарушениями (рис. 18). Также существенный вклад в аномальную обстановку вносят и магматические интрузивные тела, развитые в пределах и окрестностях рудного поля: ранее известные Тырадинский и Чиримбинский гранитоидные массивы, а также интрузии основного состава повышенной щелочности, впервые предполагаемые по данным аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемок.

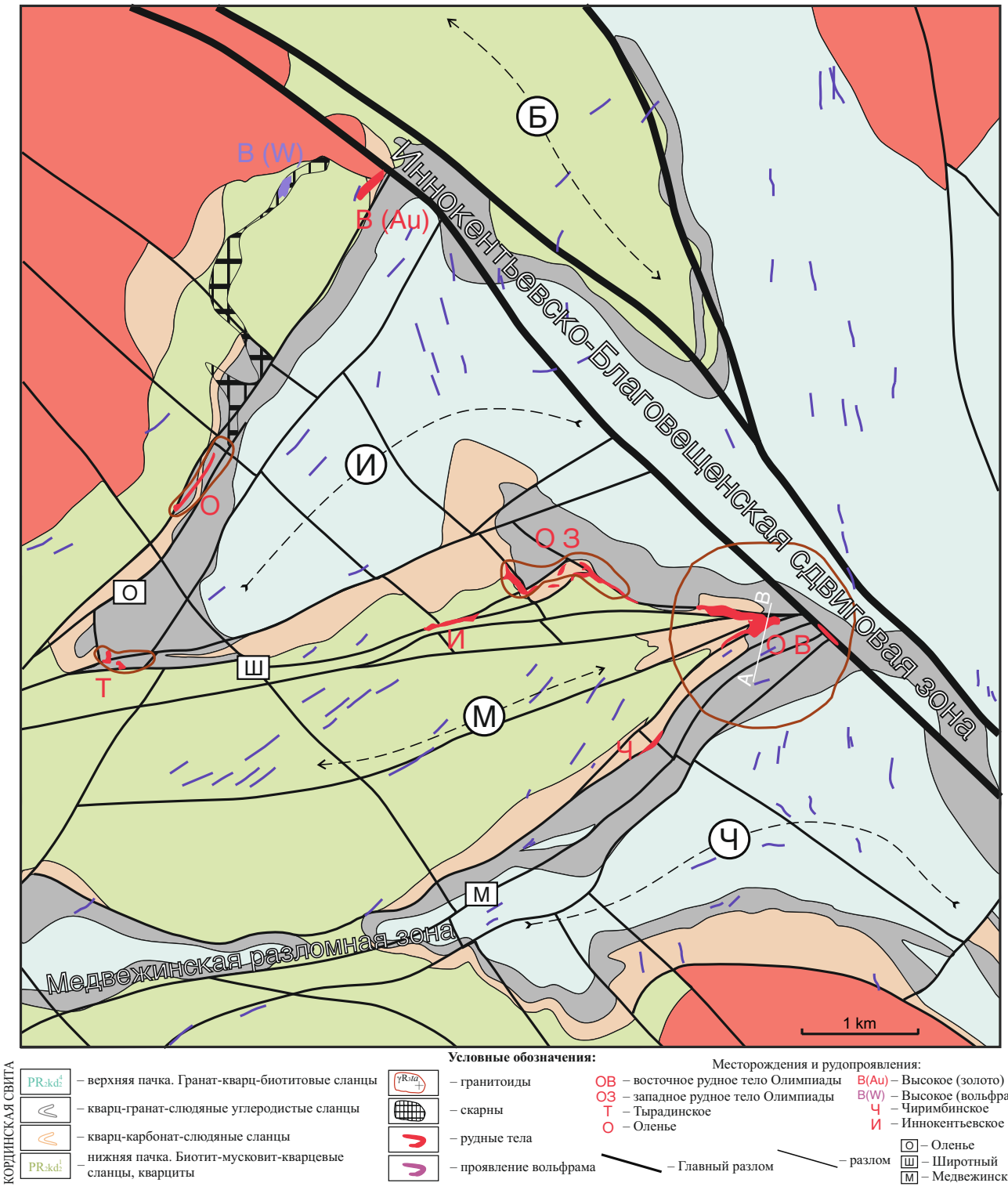


Рисунок 18 – Геологическая схема Олимпиадинского рудного поля по материалам [Сазонов и др., 2019]

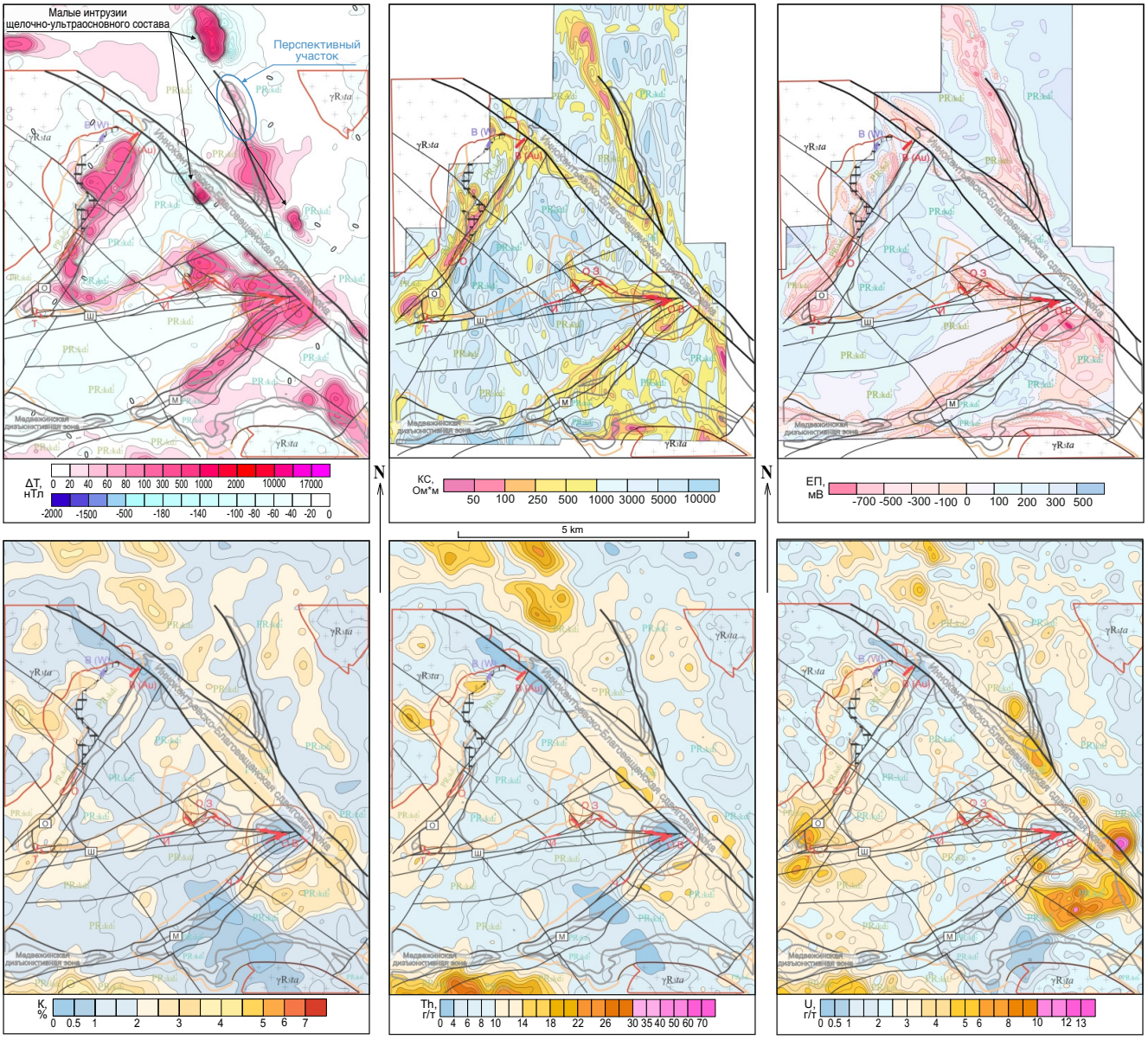
Графитизация углеродистых сланцев рудовмещающего горизонта и пород дизъюнктивных зон обусловливает закономерное снижение удельного электрического сопротивления ($\rho_к$ до 50 Ом·м) и формирование отрицательных аномалий естественного электрического потенциала (ЕП до –700 мВ). При этом породы рудовмещающего горизонта формируют близкую к нему по форме W-образную аномалию, тогда как

дизъюнктивные зоны проявлены линейными аномалиями (рис. 19). Кварц-слюдистые сланцы, перекрывающие и подстилающие рудовмещающий горизонт, по данным наземной электроразведки обладают пониженными сопротивлениями лишь в шарнирах складок, где аномалии от рудовмещающего горизонта существенно возрастают по размерам, формируя зоны с более сложной внутренней структурой. В шарнире антиклинали аномальная зона смещена в сторону перекрывающей толщи, а в шарнирах синклиналей – в сторону подстилающей. Вероятно, это обусловлено образованием локальных зон декомпрессии и высокой проницаемости для флюидов в процессе складкообразования. Отдельные фрагменты W-образной аномалии в электрических полях тоже линейны, как и аномалии от разрывных нарушений и имеют аналогичные с ними структуры и амплитуды. Поэтому, диагностика принадлежности аномалий пликативным или дизъюнктивным нарушениям только по электрическим полям практически невозможна. Можно также предполагать, что особенно крупные и сложные по структуре, аномальные зоны образованы в условиях совмещения названных нарушений. Примером тому может служить аномальная зона в восточном блоке месторождения Олимпиада (рис. 18, 19), контролируемая шарниром Медвежинской антиклинали, ИБСЗ и оперяющими ее разрывными нарушениями.

Благодаря метаморфогенному пирротину рудовмещающий горизонт углеродистых терригенно-карбонатных пород в аэромагнитном поле также четко выделяется W-образной аномалией на фоне слабо магнитных вмещающих толщ – кварц-слюдистых сланцев (рис. 19). Максимум аномалии (415 нТл) приурочен к северной призамковой части Медвежинской антиклинали, с заметным ростом значений от крыльев (40–50 нТл) к шарниру. Для Инокентьевской и Чиримбинской синклиналей характерна противоположная специфика: минимумы поля (120–140 нТл) фиксируются в шарнирах, а максимумы в – крыльях, достигая 300–320 нТл вблизи гранитоидных массивов. Дизъюнктивные зоны, напротив, маркируются линейными отрицательными аномалиями малой амплитуды (порядка –40 нТл), что значительно отличает их от сланцев рудовмещающего горизонта.

Иннокентьевско-Благовещенская сдвиговая зона и оперяющий ее разлом север-северо-западного простирания трассируются серией изометричных локальных высокоинтенсивных аномалий (300, 700 и 840 нТл) с боковыми минимумами до –150 нТл, имеющих ярко выраженный дипольный характер (рис. 19), что интерпретируется

как результат проявления малых интрузий высокой основности с магнетитовой минерализацией – впервые предполагаемых на площади по данным аэрогеофизической съемки.

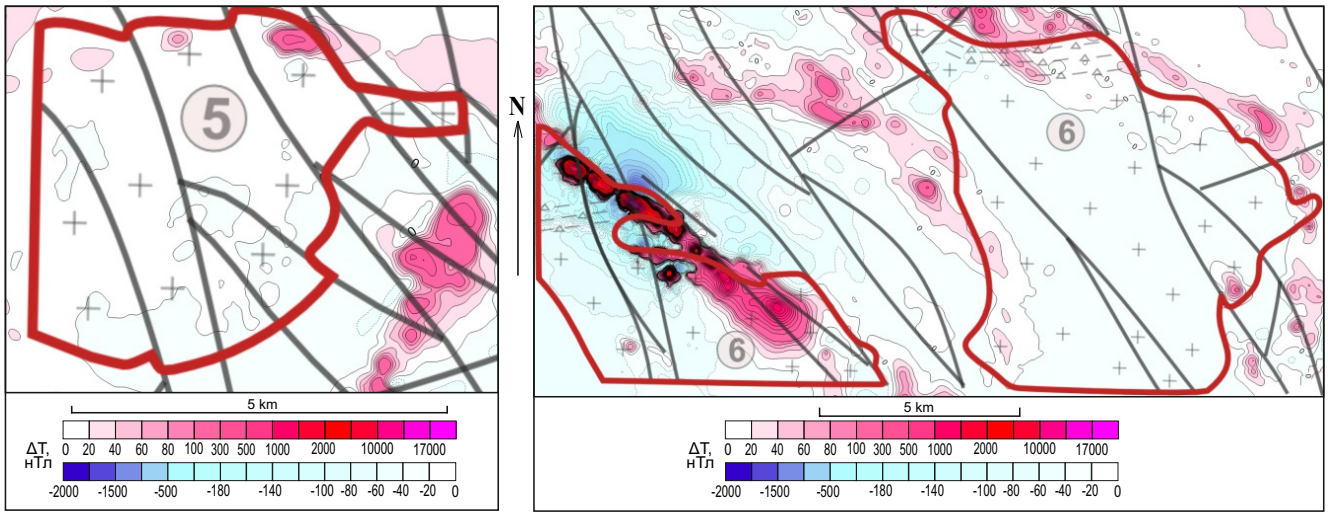


Условные обозначения представлены на рисунке 18

Рисунок 19 – Аэрогеофизические поля Олимпиадинского рудного поля

Тырадинский и Чиримбинский гранитоидные массивы по-разному проявляются в аэромагнитном поле (рис. 20). Тырадинский массив, сложенный низкощелочными гранитами и гранодиоритами и отнесённый к каламинскому типу, не создаёт магнитных аномалий, как и его экзоконтактовая зона. Чиримбинский массив (аяхтинский комплекс, гибридные S-I-A граниты повышенной щёлочности) также не аномален, однако участки скарнирования и ороговикования в его экзоконтакте характеризуются контрастными магнитными проявлениями. На северо-восточном фланге западного сегмента массива фиксируется интенсивная линейная аномалия с ΔT до 16 500 нТл, что соответствует

верхнему пределу аномального поля для всей исследуемой территории. По периферии центрального сегмента выделяется серия обрамляющих аномалий с ΔT от 22 до 317 нТл.



Условные обозначения представлены на рисунках 12, 16

Рисунок 20 – Гранитоидные массивы в окрестностях Олимпиадинского рудного поля по данным аэромагнитной съемки (5 – Тырадинский; 6 – Чиримбинский)

Подробная радиогеохимическая характеристика данных гранитоидных массивов приведена в предыдущей главе, поэтому здесь она не рассматривается. На контакте с Тырадинским массивом кварц-слюдистые сланцы нижней пачки обнаруживают слабое, но отчетливое обогащение РАЭ (преимущественно U; Th/U ~ 4), формируя узкий малоамплитудный ореол, огибающий массив по периметру и маркирующий его внешние границы. Данное обогащение, вероятно, обусловлено контактовым воздействием гранитоидов на вмещающие породы, что согласуется с низкими содержаниями РАЭ и значениями Th/U (~4,2) в самих гранитоидах. Массив разбит северо-западными разрывными нарушениями, параллельными ИБСЗ, на ряд блоков, что придает его восточной границе ступенчатую форму и непосредственно отражается на конфигурации ореола. В юго-восточной части этот ореол сливается с ореолом в шарнире Иннокентьевской синклинали, образуя обширную зону со сложным распределением РАЭ в кварц-слюдистых сланцах нижней пачки и породах рудовмещающего горизонта.

Рудовмещающий горизонт и углеродистые сланцы не образуют самостоятельных радиогеохимических ореолов. Вблизи Чиримбинского массива они полностью утрачивают аномальность, а по мере удаления от него возникают локальные высококонтрастные зоны выноса РАЭ, секущие горизонт. Зоны накопления приурочены к шарнирам складок (Медвежинская антиклиналь и Иннокентьевская синклиналь) или разрывным нарушениям, часть которых локализована в отрыве от горизонта.

Охватывающие горизонт зоны по ширине превышают его мощность и имеют несогласное простирание. Очевидно, что структурный контроль ореолов РАЭ явно доминирует над литологическим, а их распределение обусловлено длительной эволюцией рудного поля.

В ореолах, контролируемых разломами ИБСЗ, с запада на восток от Тырадинского массива Th/U снижается с 4 до 2,5–1, что указывает на урановую направленность обогащения РАЭ рудного поля. Малые интрузии основного состава, выявленные по магнитным аномалиям обогащены РАЭ, что свидетельствует об их повышенной щелочности. В них также наблюдается урановая специализация и понижение Th/U-отношений до 2,5.

5.2. Благодатнинское рудное поле

В 26 км к северу от месторождения Олимпиада расположено Благодатнинское рудное поле (рис. карта золотоносности в геологии), включающее несколько малых рудопроявлений и месторождение Благодатное – второе по запасам в Енисейском кряже [Карта золотоносности Енисейской провинции, 2007].

Физико-геологическая обстановка рудного поля определяется главным тектоническим нарушением – протяженным субширотным Каламинским надвигом (рис. 21), по которому нижнепротерозойские толщи оказались надвинуты на рифейские, а также группой более мелких надвигов: Борзецовский и Благодатнинский, что сопровождается развитием зон меланжа, рассланцевания и динамотермальных преобразований во фронтальных частях. Существенную роль играет также широкое развитие второстепенных разрывных нарушений Татарско-Ишимбинской системы глубинных разломов. Среди магматических образований, представленных гранитами каламинского типа (Каламинский массив) и субвулканическими габбро-долеритами индыглинского комплекса, наиболее значимы последние ввиду присутствия акцессорного магнетита.

Широкое распространение надвиговых структур и тектонических нарушений в окрестностях рудного поля обуславливает наличие контрастных линейных магнитных аномалий интенсивностью от 100 до 1700 нТл. Благодаря концентрированию пирротиновой минерализации в кливажных швах и зонах рассланцевания надвиговые структуры маркируются умеренными магнитными аномалиями в диапазоне от 100 до 300 нТл. Нижнепротерозойские вулканиты высокой основности, вскрытые в висячих

блоках надвигов, формируют преимущественно высокоамплитудные аномалии (300–1700 нТл).

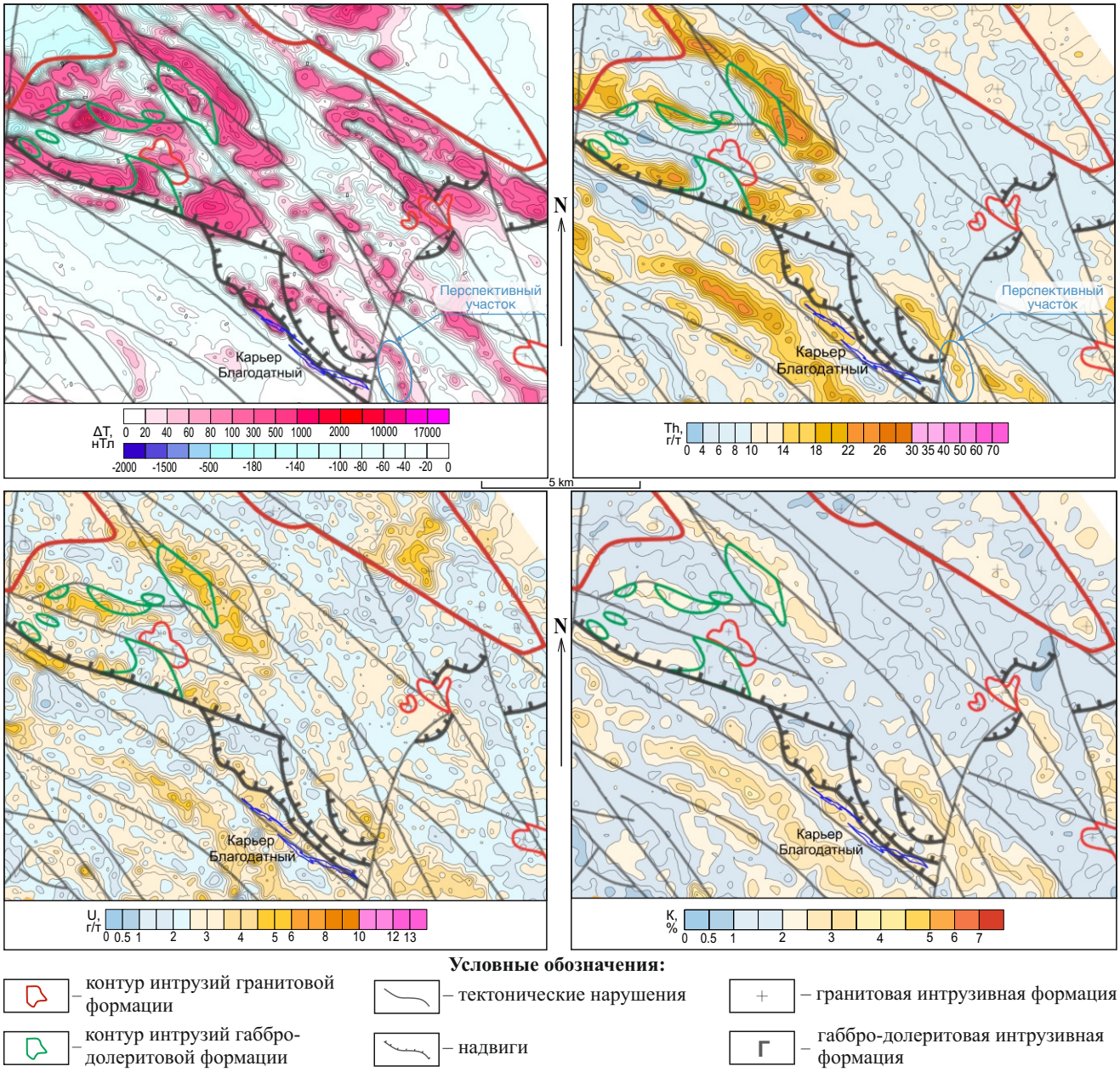


Рисунок 21 – Геофизические поля в окрестности Благодатнинского рудного поля

Надвиговыми структурами контролируются также ореолы РАЭ, которые по интенсивности и генезису подразделяются на две группы. К первой относятся наиболее контрастные линейные аномалии Th (Th до 27 г/т, Th/U до 8, Th/K до 10), связанные, вероятно, с обнажением высокоглиноземистых горизонтов переотложенных кор выветривания в составе нижнепротерозойской тейской серии (свиты хр. Карпинского и рязановская). Ореолы второй группы самого рудного поля локальны, менее интенсивны, связаны с метасоматитами и заметно уступают аномалиям от высокоглиноземистых отложений. Они также обладают ториеносностью (Th до 23 г/т, Th/U до 7, Th/K до 6),

подобной одновозрастным гранитоидам глушихинского (Th/U – 5,1) и гурахтинского (Th/U – 4,7) комплексов.

5.3. Титимухтинское рудное поле

Титимухтинское рудное поле, расположенное между месторождениями Олимпиада и Благодатное, включает промышленно отрабатываемое месторождение Титимухта и рудопроявление Титимухта–I (рис. 22), локализованные в слюдисто-кварцевых и двуслюдяных кварц-карбонатных сланцах кординской свиты. С запада поле обрамляет Коноваловская группа массивов, представленная гранитоидами каламинского типа и лейкогранитами глушихинского комплекса; с востока проявлены обнажения слабовскрытого Верхне-Ерудинского массива и глушихинские лейкограниты. Тектонический блок, вбирающий рудное поле, рассечен ортогональными разрывными нарушениями; структурный контроль осуществляется фрагментами протяженного субмеридионального Верхне-Енашиминского надвига.

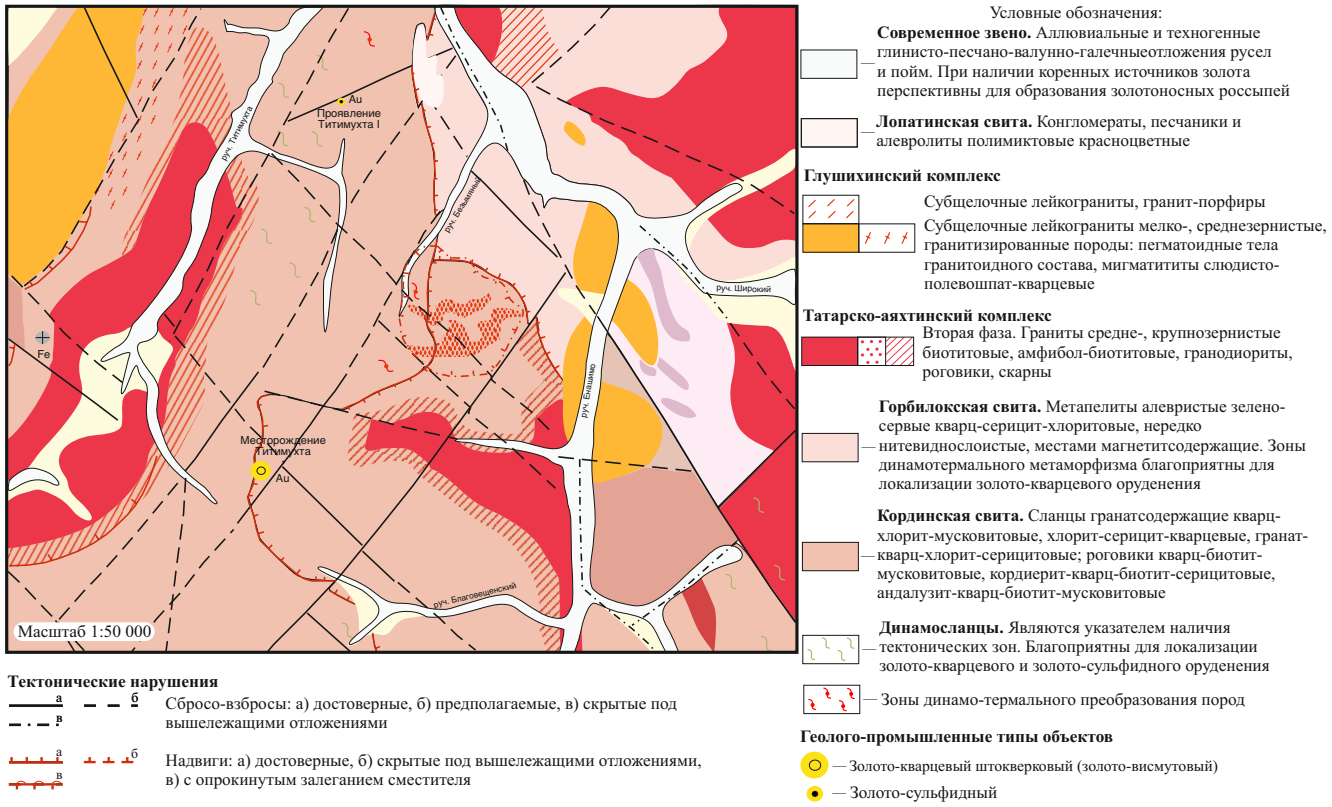
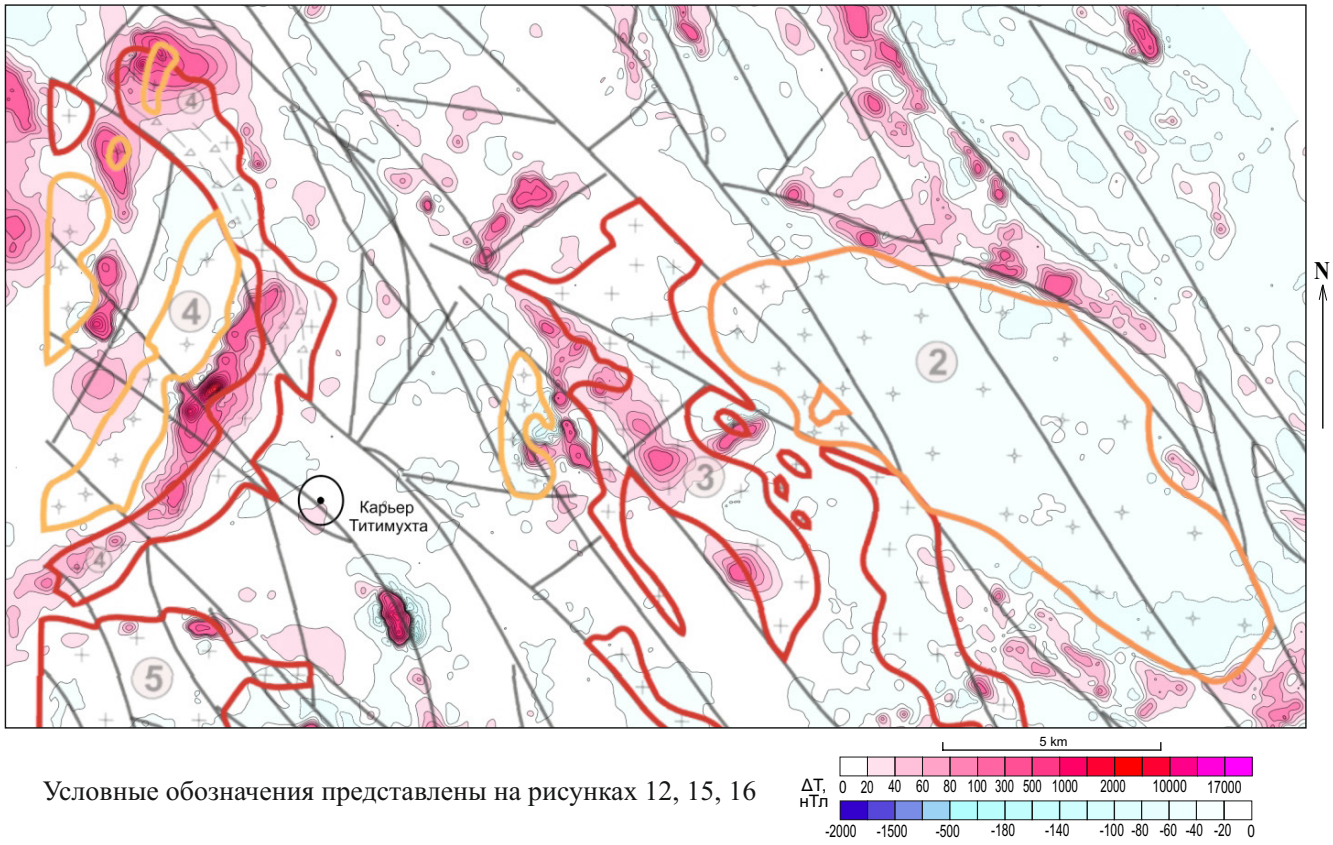


Рисунок 22 – Геологическая карта Титимухтинского рудного поля по материалам [Сердюк и др., 2010]

Радиогеохимическая характеристика упомянутых выше гранитоидных массивов в окрестностях рудного поля подробно приведена в предыдущей главе. По данным аэромагнитной съемки гранитоиды каламинского типа и рифтогенные образования

глушихинского и гурахтинского комплексов не создают аномалий (рис. 23). Экзоконтактовые зоны каламинских гранитоидов при отсутствии рифтогенных пород также немагнитны. Однако при появлении вблизи них рифтогенных образований (особенно лейкогранитов глушихинского комплекса) зоны скарнирования и ороговикования вмещающих отложений дают контрастные магнитные аномалии. В пределах Коноваловской группы, между каламинскими и глушихинскими образованиями, фиксируется интенсивная линейная аномалия до 1448 нТл, соответствующая метаморфизованным породам кординской свиты со скарново-магнетитовым оруденением (рис. 23) [Сердюк и др., 2010]. Между западным и восточным сегментами глушихинских лейкогранитов во вмещающих толщах отмечается серия аномалий до 560 нТл. Севернее, на контакте каламинских гранитоидов с вмещающими породами и прорывающими их глушихинскими лейкогранитами, выделяется локальный максимум до 630 нТл.



Условные обозначения представлены на рисунках 12, 15, 16

Рисунок 23 – Гранитоидные массивы в окрестностях Титимухтинского рудного поля по данным аэромагнитной съемки (2 – Гурахтинский; 3 – Верхне-Ерудинский; 4 – Коноваловская группа массивов)

На восточном фланге рудного поля, на участке вмещающих отложений, заключённом между фрагментами низкощелочных гранитоидов каламинского типа (Верхне-Ерудинский массив) и глушихинскими лейкогранитами, также фиксируется

серия контрастных аномалий интенсивностью до 220 нТл. В экзоконтакте Гурахтинского массива вмещающие породы характеризуются более локальными и менее интенсивными аномалиями – до 100 нТл.

В пределах самого рудного поля фрагменты Верхне-Енашиминского надвига и разрывные нарушения не имеют проявлений по данным аэрогеофизической съемки. Аномальная обстановка поля определяется исключительно продуктами рудных этапов, зафиксированными на месторождении Титимухта (рис. 24). В его пределах установлены наиболее ранние руды ВЕРУ (964 ± 11 млн лет [Бабушкин и др., 2007]) уникального золото-висмут-теллуридного типа, представленные кварцевыми метасоматитами (роговиками) с убогой сульфидной минерализацией (халькопирит–пирротин–пирит–марказитового состава) и редкими минералами висмута (теллуриды, сульфиды). По возрасту они коррелируют с тейским гранитогнейсовым куполом (~950 млн лет), формирование которого связывают с начальной стадией гренвильской орогении [Лиханов и др., 2014]. Само месторождение пространственно тяготеет к восточной экзоконтактовой зоне данного купола.

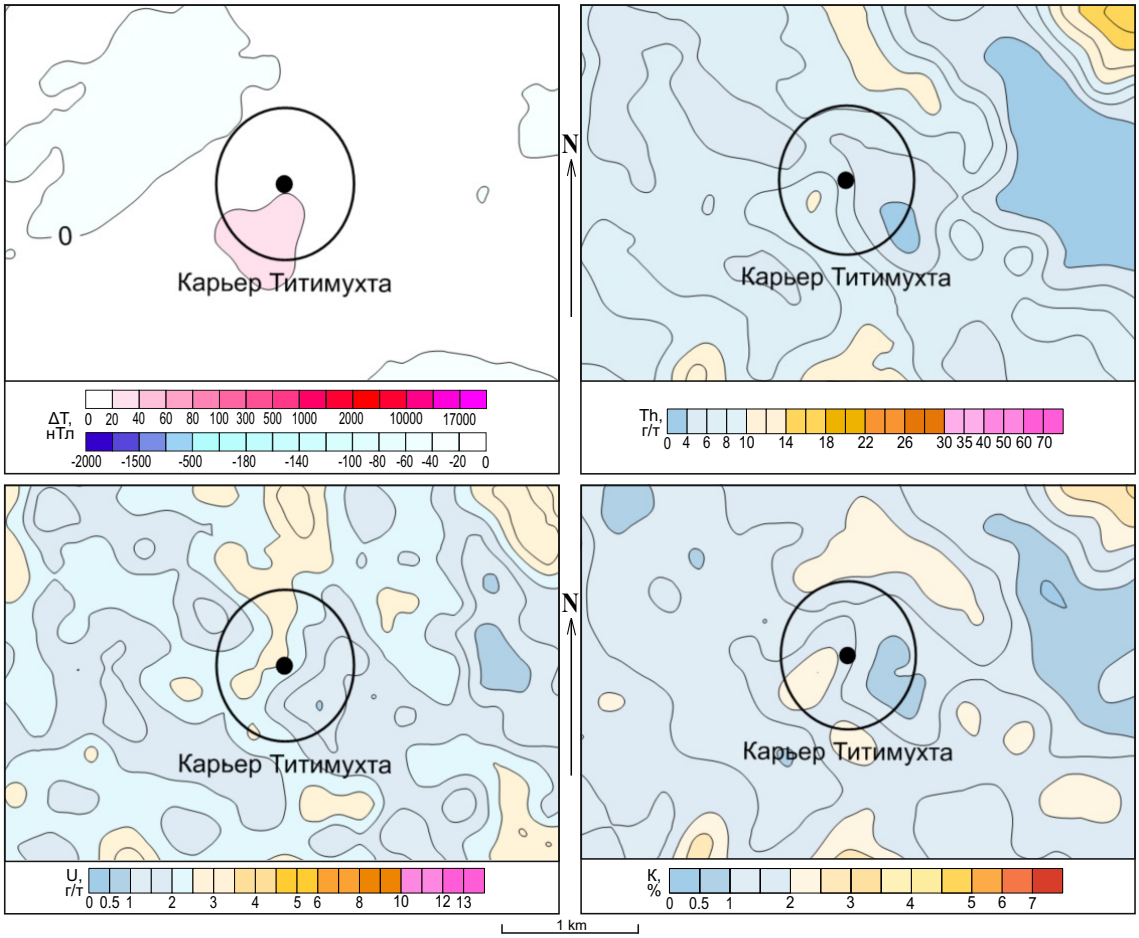


Рисунок 24 – Титимухтинское рудное поле в аэрогеофизических полях

Кварцевым метасоматитам (роговикам) присуще обеднение РАЭ на фоне пород, по которым они развивались. Их широкое развитие на месторождении привело к тому, что большей частью своей площади оно образует ореол пониженных содержаний РАЭ (рис. 24) на фоне вмещающих пород, за исключением участков развития более поздних углеродистых метасоматитов. Убогая сульфидная минерализация с доминированием пирротина обусловливает незначительное проявление роговиков в магнитном поле – интенсивность аномалий составляет порядка 30 нТл на фоне немагнитных вмещающих пород.

Таким образом, анализ геофизических данных окрестностей рудных полей ВЕРУ позволяет предположить, что интенсивная магнетитовая минерализация в экзоконтактовых скарнированных зонах свойственна преимущественно субщелочным лейкогранитам (особенно породам глушихинского комплекса). Это также подтверждается совпадением наиболее интенсивных магнитных и радиогеохимических аномалий вблизи гранитоидов аяхтинского типа (северный сегмент Чиримбинского массива), что указывает на приуроченность магнетитовой минерализации к экзоконтактам с субщелочными разностями. По аналогии с Коноваловской группой массивов, северный экзоконтакт Чиримбинского массива с наиболее интенсивной магнитной аномалией, может рассматриваться как перспективный в отношении скарново-магнетитового оруденения.

Структурный анализ и геологическая интерпретация геофизических данных самих рудных полей ВЕРУ позволили обосновать и сформулировать первое защищаемое положение. ***Физико-геологическая обстановка Олимпиадинского рудного поля обусловлена W-образной складчатой структурой, включающей рудовмещающий горизонт, с конформными ей магнитными и электрическими аномалиями и аномальными образованиями разрывных нарушений Иннокентьевско-Благовещенской сдвиговой зоны. Распространенность надвиговых структур в Благодатнинском рудном поле привела к появлению контролируемых ими линейных геофизических аномалий. Низкий магнитный и радиоактивный фон Титимухтинского рудного поля связан с обилием кварцевых метасоматитов. Радиогеохимическая эволюция магматизма ВЕРУ отразилась на специфике метасоматических ореолов РАЭ в рудных полях.***

ГЛАВА 6. ХАРАКТЕРИСТИКА ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО УЗЛА И ПРОГНОЗНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Столь сложная и длительная история геологического развития региона предопределила протяженный во времени рудогенез, выраженный формированием четырех последовательных этапов, зафиксированных в различном сочетании на месторождениях ВЕРУ. Каждый этап знаменуется определенным геодинамическим событием, а сопутствующие ему тектоническая и магматическая активизации выступают ключевыми факторами, инициирующими процессы минералообразования. В результате формируются продуктивные минеральные парагенезисы с характерной геофизической характеристикой, что наделяет каждый этап специфическим набором диагностических признаков, зачастую радикально отличающихся друг от друга. Именно это разнообразие, в сочетании с различными комбинациями этапов на месторождениях ВЕРУ, делает их анализ в физических полях крайне сложным и трудоемким процессом, требующим комплексного подхода к интерпретации. Такой анализ служит необходимой основой для геологической интерпретации геофизических данных и перехода к генетически обоснованному прогнозированию.

6.1. Рудные этапы, зафиксированные на месторождениях Верхне-Енашиминского узла

Метасоматиты, соответствующие рудным этапам, подразделяются на ранние и поздние. Ранние метасоматиты ассоциированы с золото-висмут-теллуридными (этап 1 – уже упомянут в предыдущей главе) и золото-арсенопирит-кварцевыми (этап 2) рудами; поздние – с золото-полисульфидным (этап 3) и сурьмяным (этап 4) оруденением. На месторождениях ВЕРУ встречаются различные сочетания этих метасоматитов: либо только ранние, либо поздние (с сурьмяной минерализацией или без нее). Наиболее часто присутствуют и ранние, и поздние образования, однако ни на одном из известных месторождений не зафиксирован полный набор метасоматитов всех четырех этапов. Кроме того, на отдельных объектах ВЕРУ установлены продукты дорудного и углеродистого метасоматоза.

Первый рудный этап ВЕРУ зафиксирован на единственном месторождении Титимухта в виде золото-висмут-теллуридной минерализации. Первичные руды этапа представлены кварцевыми метасоматитами (роговиками), содержащими низкоинтенсивную сульфидную минерализацию преимущественно халькопирит-

пирротин-пирит-марказитового состава с редкой вкрапленностью висмутовых минералов (теллуридов, сульфидов). Минеральная ассоциация характеризуется доминированием пирротина при подчиненной роли арсенопирита, устойчиво низкие содержания которого являются диагностическим признаком ранних руд. Без последующей метасоматической проработки эти руды относятся к убогим. Возраст минерализации этапа оценивается в 964 ± 11 млн лет [Бабушкин и др., 2007], что хорошо согласуется с временем формирования тейского гранитогнейсового купола (~950 млн лет) в условиях развивающейся Гренвильской орогении [Лиханов и др., 2014].

На западном участке Олимпиадинского месторождения и на месторождении Оленье, вблизи Тырадинского массива, установлены **дорудные высокотемпературные метасоматиты (скарноиды)** без признаков золотоносности с возрастом 870 ± 35 млн лет [Ножкин и др., 2011], что отвечает датировкам низкощелочных гранитоидов каламинского типа (880–860 млн лет).

Второй этап золото-арсенопирит-кварцевой минерализации зафиксирован на Олимпиадинском месторождении и обладает возрастом (от 803 ± 6,1 до 758 ± 6,0 млн лет, преимущественно 795–784 млн лет [Sazonov et al., 2021]), что соответствует надвигам завершающей стадии гренвильской орогении и последующей постгренвильской коллизии (853–793 млн лет [Лиханов и др., 2007, 2009, 2014]). Несмотря на возможную орогенную природу, данный этап, согласно [Ножкин и др., 2011], интерпретируется как наложенный и более поздний: Au-Apy минерализация образовалась путём метасоматического замещения после формирования основной синскладочной кварцево-жильной массы. Генетически этап связывают с зарождающимся рифтогенезом позднего неопротерозоя, индикатором которого, в том числе, служат аяхтинские гранитоиды (Чиримбинский массив) с возрастом кристаллизации 761 ± 8 млн лет.

Продукты **углеродистого метасоматоза** в виде кварц-мусковитовых и мусковит-хлоритовых метасоматитов установлены на месторождении Благодатное. Их возраст (754–752 млн лет [Колмаков, Сазонов, 2022]) коррелирует с лейкогранитами глушихинского комплекса (752–718 млн лет).

В обстановке развивающегося рифтогенеза в позднюю эпоху золотометального рудогенеза формируются кварц-мусковит(серицит)-карбонатные метасоматиты **третьего этапа**, ассоциирующие с продуктивным золото-арсенопирит-пирротин-

полисульфидным парагенезисом. В пределах ВЕРУ руды данного золото-полисульфидного этапа и сопутствующие метасоматиты локализованы на месторождении Благодатное и датированы 698 млн лет [Колмаков, Сазонов, 2022], что коррелирует с гранитоидам гурахтинского комплекса (690 млн лет). Характерной геохимической особенностью продуктивных интервалов этого этапа являются аномально высокие концентрации редкоземельных и радиоактивных элементов, существенно превышающие таковые в метасоматитах и рудах иных этапов

Заключительный – четвертый этап рудообразования характеризуется формированием антимонитовых руд на золото-сурьмянных месторождениях Олимпиадинского рудного поля: Тырадинское и Олимпиада. На первом объекте антимонитовая минерализация широко распространена, но не достигает промышленных концентраций Sb. Наиболее интенсивно заключительный этап проявлен на Олимпиадинском месторождении: здесь сурьмянные руды развиваются по существенно карбонатным метасоматитам первого этапа в виде гнездовидного окварцевания, слабой серицитизации и углеродной (графитовой) минерализации, что привело к образованию углеродистых серицит-кварцевых метасоматитов [Новожилов, Гаврилов, 1999; Афанасьева и др., 1997]. Их возраст оценивается в 615 ± 15 млн лет [Ножкин и др., 2011], что отвечает завершающей стадии неопротерозойского рифтогенеза и внутриплитного магматизма, когда происходило формирование пород щелочно-ультраосновного состава (ийолитов, фойяитов среднетатарского комплекса – 675–620 млн лет и карбонатитовых жил пенченгинского комплекса 650 ± 2 млн лет [Миронов, Ножкин, 1978; Динер, 2000; Ножкин и др., 2008]).

6.2. Проявление метасоматитов в физических полях

Сочетание продуктов различных рудных этапов, проявленных на месторождениях ВЕРУ, и особенности их структурного контроля предопределили значительные различия этих объектов в геофизических полях.

6.2.1. Олимпиадинское рудное поле

Несмотря на принадлежность к единому Олимпиадинскому рудному полю и одному генетическому типу, месторождения в его составе существенно различаются по геофизическим характеристикам, что обусловлено особенностями структурного контроля, длительностью и многоэтапностью их формирования, а также различной

долей участия в строении месторождения метасоматитов различных этапов – дорудного и рудных.

В зависимости от структурного контроля можно выделить две группы месторождений. К первой относятся восточный блок Олимпиады и Тырадинское месторождение, локализованные в шарнирах складок, сообщающихся с ИБСЗ густой сетью субширотных разломов (рис. 25). Одновременно выступая в роли зон разгрузки и ловушек для глубинных флюидов, данные структуры характеризуются наиболее богатыми рудами и контрастными геофизическими проявлениями (рис. 19). Вторую группу образуют западный блок Олимпиады, месторождения Оленье и Высокое, контролируемые флексурными перегибами крыльев складок, что, вероятно, обусловливает их меньшую продуктивность и слабую геофизическую выраженность.

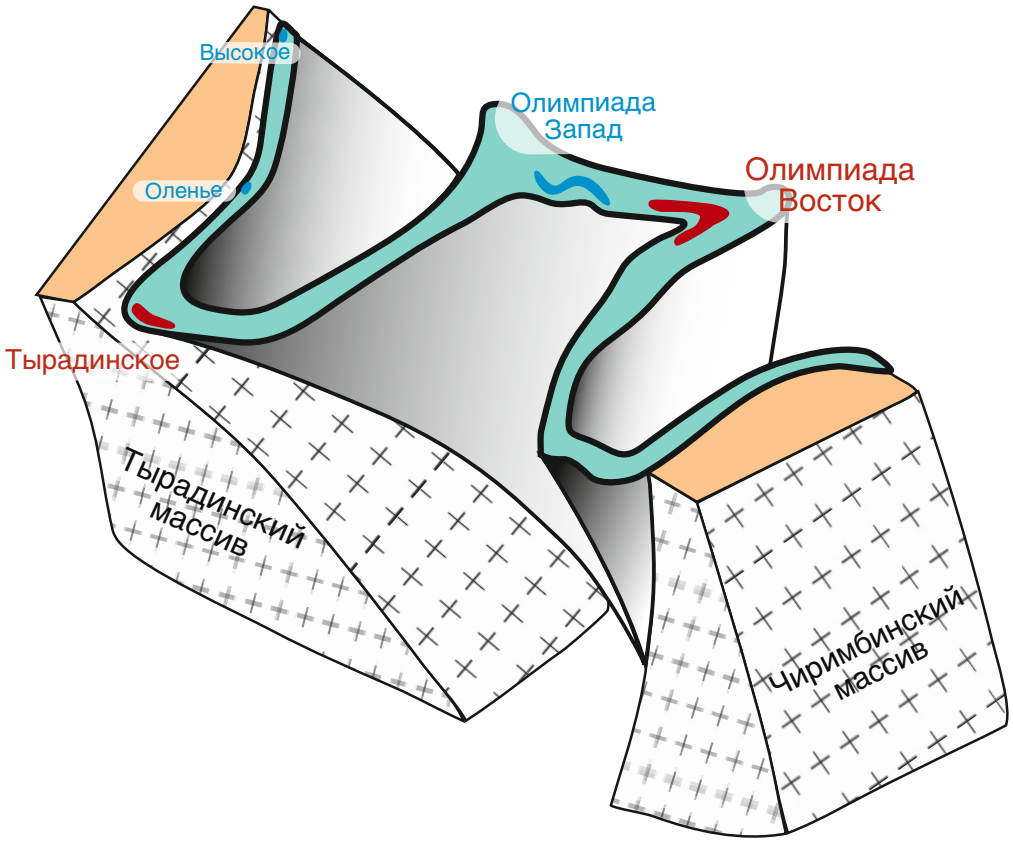


Рисунок 25 – Модель складчатой структуры рудовмещающего горизонта Олимпиадинского рудного поля по материалам [Сазонов и др., 2019]

Наиболее ранние дорудные метасоматиты (скарноиды), зафиксированные на месторождении Оленье (рис. 18) и в западном блоке Олимпиады (рис. 26), по своим радиогеохимическим характеристикам практически не отличаются от кварц-слюдистых сланцев (табл. 2), но имеют пониженные содержания РАЭ относительно карбонат-биотит-мусковит-кварцевых сланцев рудовмещающего горизонта, что свидетельствует

об умеренном выносе РАЭ при их образовании. В магнитном и электрическом полях они не выражены.

В результате метасоматических преобразований золото-арсенопирит-кварцевого этапа в пределах обоих блоков месторождения сформировались мусковит- и биотит-кварц-карбонатные метасоматиты, развитые по породам рудовмещающего горизонта (рис. 26, 27). В восточном блоке также локально проявлены углеродсодержащие метасоматиты преимущественно кварц-карбонатного состава [Новожилов, Гаврилов, 1999].

Для образований данного этапа характерно перераспределение РАЭ с образованием ореолов выноса и накопления, особенно выраженное в восточном блоке. В западном блоке мусковит-кварц-карбонатные метасоматиты, развитые по карбонат-биотит-мусковит-кварцевым сланцам, имеют незначительное повышение МЭД (менее 1 мкР/ч) за счет слабого обогащения Th и K, а также приращение Th/U-отношений с 4,0 до 4,6 (табл. 2). На востоке биотит-кварц-карбонатные метасоматиты без признаков привноса РАЭ отличаются их контрастным перераспределением при формировании углеродсодержащих кварц-карбонатных метасоматитов. Последние характеризуются в разы более низкими содержаниями РАЭ по сравнению с исходными породами, что приводит к образованию изометричного ореола выноса, особенно выраженного в поле Th (табл. 2, рис. 28). Этот ореол значительно превосходит по масштабу участок развития самих метасоматитов, захватывая мусковит-кварц-карбонатные образования, а также частично все разновидности сланцев рудовмещающего горизонта и биотит-кварц-карбонатные метасоматиты. Зоне выноса также соответствуют максимумы ΔT (до 415 нТл) и расширение магнитных аномалий вкрест простирания рудовмещающего горизонта. В ее северной части, где отсутствуют образования последующего рудного этапа, аномалии ЕП не фиксируются.

В западном блоке также выделяется ореол выноса РАЭ (особенно Th), вытянутый вдоль северо-западных нарушений, секущих рудовмещающий горизонт и подстилающие кварц-слюдистые сланцы. Ему соответствуют максимумы ΔT и слабые отрицательные аномалии ЕП в углеродистых сланцах.

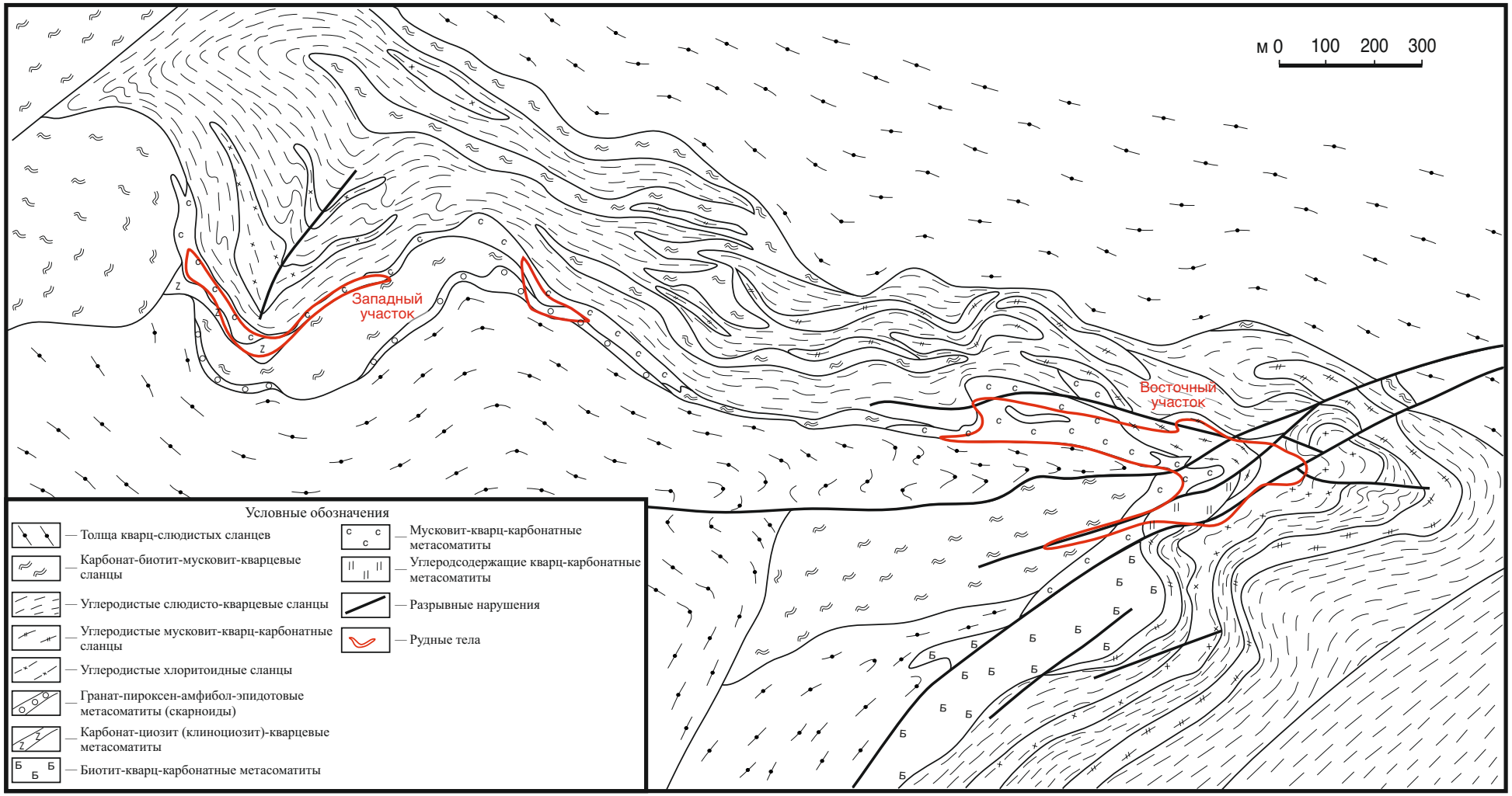


Рисунок 26 – Геологическая карта Олимпиадинского месторождения по материалам [Новожилов, Гаврилов, 1999]

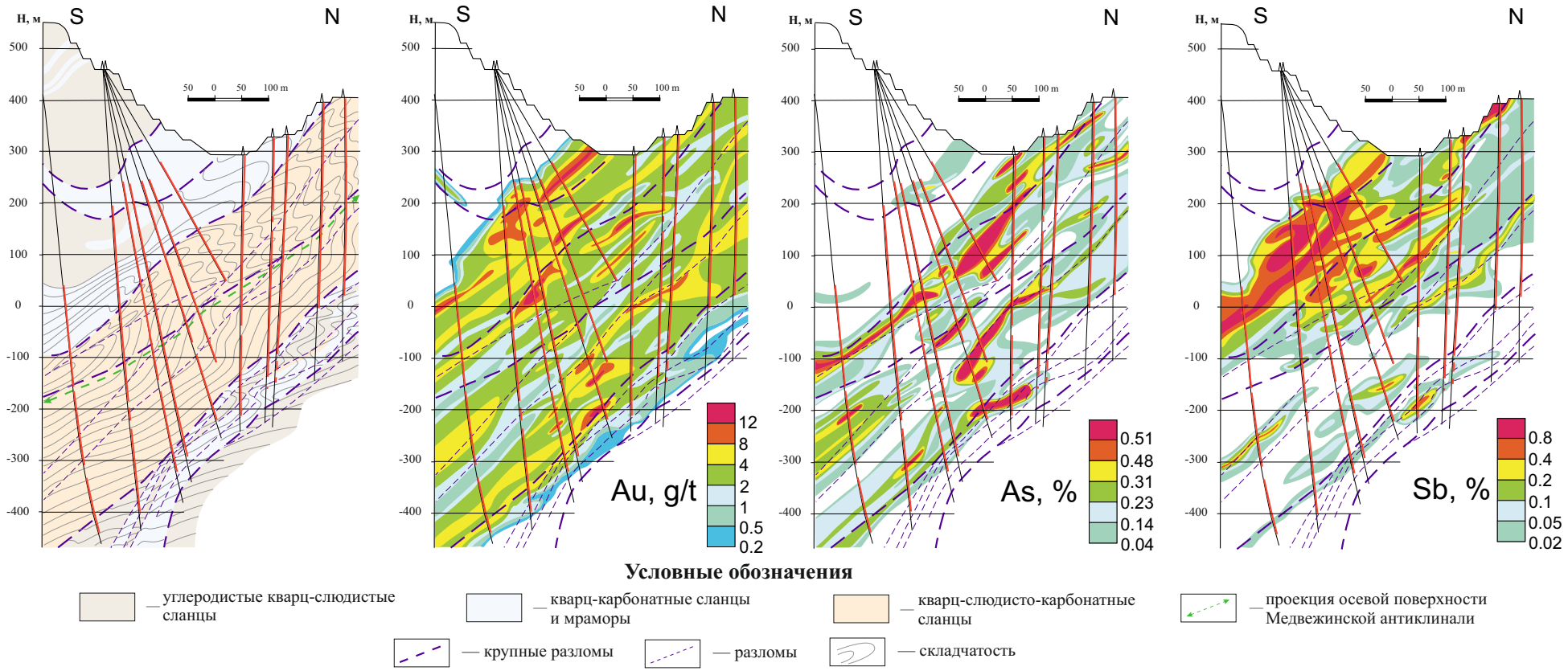


Рисунок 27 – Геологический разрез восточного блока Олимпиадинского месторождения по материалам [Сазонов и др., 2019; Sazonov et al., 2020]

Таблица 2 – Радиогеохимическая характеристика вмещающих сланцев и метасоматитов Олимпиадинского месторождения

Породы			RK, мкР/ч	U, г/т	Th, г/т	K, %	Th/ U
Сланцы	Кварц-слюдистые (верхняя пачка), kd^4_2		7.6–12.0 / 9.9 – 4.6–26.0 / 15.2	1.6–2.6 / 2.2 – 1.2–10.9 / 4.4	5.9–9.2 / 7.5 – 2.7–15.0 / 10.6	1.2–2.1 / 1.5 – 0.5–3.5 / 2.3	3.0–3.9 / 3.4 – 1.1–6.0 / 2.7
	Рудовмещающий горизонт	Углеродистые хлоритоидные, kd^3_2	11.6–15.9 / 14.2 – 5.3–16.1 / 9.2	1.8–2.8 / 2.2 – 2.4–5.7 / 3.1	9.0–12.9 / 11.4 – 4.4–11.9 / 7.8	1.9–3.0 / 2.6 – 0.6–2.4 / 1.3	3.2–6.7 / 5.3 – 1.7–3.7 / 2.6
		Углеродистые мусковит-кварц-карбонатные, kd^3_2	8.3–11.7 / 10.5 – 3.0–15.5 / 7.3	1.7–2.7 / 2.3 – 1.1–3.9 / 2.3	5.7–10.2 / 8.6 – 1.6–14.2 / 6.2	1.4–2.2 / 1.9 – 0.4–2.5 / 1.1	2.9–4.4 / 3.7 – 1.3–4.9 / 2.4
		Углеродистые слюдисто-кварцевые, kd^3_2	9.1–16.2 / 12.8 – 3.0–19.7 / 11.8	1.7–3.0 / 2.3 – 1.1–6.6 / 3.0	7.3–13.0 / 10.3 – 1.6–14.7 / 9.2	1.4–3.0 / 2.2 – 0.5–3.5 / 1.9	3.1–6.4 / 4.5 – 1.3–6.0 / 3.1
		Карбонат-биотит-мусковит-кварцевые, kd^2_2	8.8–12.8 / 10.7 – 3.5–14.2 / 10.1	1.7–2.8 / 2.2 – 1.2–4.2 / 2.5	7.5–11.7 / 8.9 – 2.2–10.9 / 6.7	1.2–2.4 / 1.7 – 0.5–2.6 / 1.5	2.7–5.2 / 4.0 – 1.4–4.7 / 2.7
	Кварц-слюдистые (нижняя пачка), kd^1_2		7.7–11.4 / 9.9 – 8.9–15.7 / 12.8	1.6–2.9 / 2.3 – 2.0–5.3 / 3.3	5.1–9.6 / 7.6 – 5.5–10.2 / 9.0	1.2–2.0 / 1.5 – 1.2–2.3 / 1.9	2.0–5.0 / 3.4 – 1.7–4.0 / 2.8
Метасоматиты	Гранат-пироксен-амфибол-эпидотовые (скарноиды)		9.0–12.7 / 10.4 – (–)	1.8–2.2 / 2.0 – (–)	7.6–10.5 / 8.2 – (–)	1.3–2.3 / 1.6 – (–)	3.7–4.9 / 4.1 – (–)
	Карбонат-циозит (клиноциозит)-кварцевые		12.0–13.2 / 12.7 – (–)	1.7–2.4 / 2.0 – (–)	8.9–11.7 / 10.3 – (–)	1.9–2.5 / 2.2 – (–)	4.4–5.8 / 5.2 – (–)
	Мусковит-кварц-карбонатные		9.0–13.7 / 11.5 – 3.2–11.3 / 5.2	1.8–2.8 / 2.1 – 1.1–2.8 / 1.5	7.6–12.0 / 9.4 – 1.7–7.6 / 3.1	1.4–2.6 / 2.0 – 0.4–2.0 / 0.7	3.7–6.1 / 4.6 – 1.3–3.4 / 2.0
	Битотит-кварц-карбонатные		(–) – 3.2–16.2 / 10.3	(–) – 1.5–6.3 / 3.4	(–) – 2.0–10.2 / 6.9	(–) – 0.4–2.4 / 1.5	(–) – 1.3–3.5 / 2.1
	Углеродсодержащие кварц-карбонатные		(–) – 4.2–5.2 / 4.6	(–) – 2.0–2.5 / 2.3	(–) – 3.0–4.3 / 3.6	(–) – 0.5–0.5 / 0.5	(–) – 1.5–1.8 / 1.6

Примечание: минимум–максимум / среднее значение / слева значения, снятые в западном блоке Олимпиады, справа – в восточном.

Общее количество измерений – 27 505.

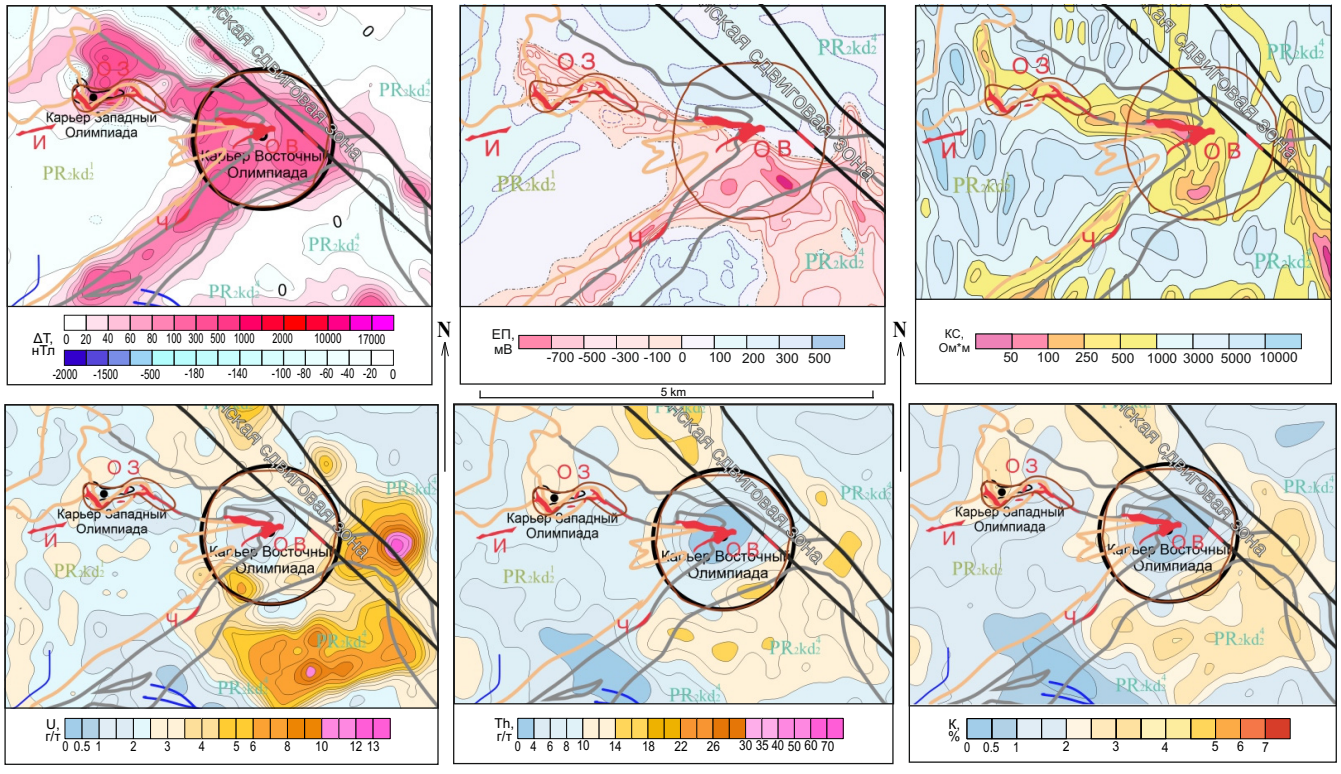


Рисунок 28 – Геофизические поля Олимпиадинского месторождения

Метасоматические преобразования заключительного золото-сурьмянного этапа проявлены в обоих блоках месторождения, однако промышленные содержания сурьмы и наиболее контрастные геофизические аномалии имеются лишь на востоке (рис. 28). Южной части ореола выноса РАЭ там, где в рудном теле появляется сурьмяная минерализация (рис. 27), соответствует понижение ΔT (до 100 нТл), интенсивная отрицательная аномалия ЕП (до –700 мВ) и локальное обогащение U (рис. 28).

Ореол накопления, огибающий зону выноса с юго-востока, разделен границей с резкой сменой простирания изолиний с субширотного на субмеридиональное и резким перепадом потенциалов по обе стороны (рис. 28). Кварц-слюдистые сланцы верхней пачки в западной части этого ореола характеризуются более высокими содержаниями Th и K (в среднем ~ 13 г/т и ~ 2,8 % соответственно) по сравнению с восточной частью (~ 11 г/т и 2,2 %). При этом, в распределении U наблюдается противоположная специфика: ~ 3,5 г/т в западной части и ~ 8 г/т – в восточной. Это приводит к значительному перепаду Th/U отношений по разные стороны от границы: ~ 3,75 и ~ 1,2 соответственно. Кроме того, западной части ореола накопления свойственна зональность с раздельным концентрированием РАЭ; по отношению к ореолу выноса и рудным телам обогащение ураном здесь происходит на более удаленной периферии, чем обогащение торием. В восточной части выраженные максимумы содержаний Th или вовсе отсутствуют, или выражены значительно слабее. Это хорошо согласуется с лучшей миграционной способностью U в метасоматических процессах, особенно в растворах гидрокарбонатного состава. Принос урана на сурьмяном этапе указывает на обогащенность им рудоносного раствора, что согласуется с высокими концентрациями в растворе также и HREE [Афанасьева и др., 1997] благодаря прочности комплексных соединений, высокой миграционной способности и геохимической близости данных элементов. Наблюдаемая в радиогеохимических полях граница, хорошо заметна и в поле ЕП таким же резким изменением направления изолиний и перепадом потенциалов от ~ +150 мВ до ~ -300 мВ (рис. 28). Локальному участку накопления U и низких значений ЕП соответствует понижение магнитного поля, как и в зоне выноса РАЭ. Тесная пространственная связь локальных повышений U с аномалиями ЕП и понижениями магнитного поля позволяет предполагать единую причину и одновременность их проявления в зонах выноса и накопления РАЭ.

Связь ореолов U с сурьмяным этапом характерна и для Тырадинского месторождения, локализованного в шарнире Иннокентьевской синклинали, на пересечении Широтного разлома с северо-восточными разрывными нарушениями (рис. 18). В структуре его физических полей выделяются аномальные обстановки, аналогичные зонам установленным на Олимпиаде (рис. 19). При этом размеры и амплитуды аномалий на Тырадинском месторождении уступают таковым в восточном блоке Олимпиады, но значительно превосходят западный блок (за исключением магнитных аномалий).

Реликты более ранних аномальных образований сохранились в восточной части шарнира синклинали. Здесь наблюдается зона выноса РАЭ и наиболее высокие в окрестностях месторождения значения магнитного поля – до 120 нТл. Углеродистые сланцы утратили аномальную электрохимическую активность и создают невысокие положительные потенциалы в естественном электрическом поле. На месторождении в целом, особенно в его рудной зоне, доминируют более поздние аномальные образования; ими охвачена вся замковая часть шарнира на уровне рудовмещающего горизонта, включая рудные тела, с выходом в подстилающие кварц-слюдистые сланцы. Рассматриваемый участок полностью охвачен ореолом U с содержаниями до 7 г/т и Th/U-отношениями до 1,6. Уровень магнитного поля здесь снижается до 0 нТл, а в электрических полях отмечаются низкие значения потенциалов ЕП и удельных электрических сопротивлений. Характерно, что минимальные значения ЕП (до –500 мВ) и $\rho_к$ (до 50 Ом·м) достигаются в кварц-слюдистых сланцах, неизменённые аналоги которых не обладают аномальной электрохимической активностью и характеризуются сопротивлением 3000–5000 Ом·м. Приуроченность ореолов U и интенсивных аномалий ЕП к самой рудной зоне месторождения, а не к ее периферии объясняется меньшим уровнем эрозионного среза на Тырадинском месторождении по сравнению с восточным блоком Олимпиады (здесь он существенно глубже).

На месторождениях Оленье и Высокое (северо-западное крыло Иннокентьевской синклинали) с их редкой сурьмянной минерализацией аномальные образования позднего этапа практически отсутствуют (рис. 19). Кроме того, нахождение в контактовой зоне Тырадинского массива, где широко распространены скарны, позволяет многим авторам классифицировать эти месторождения как скарновые.

Рудное поле и его окрестности разбиты северо-западными нарушениями вдоль ИБСЗ на серию узких блоков (рис. 18), по всей видимости, различающихся амплитудой поднятия и уровнем эрозионного среза. В магнитном поле вдоль нарушений происходит смещение аномалий от рудовмещающего горизонта (рис. 18). На участке между Оленьем и Высоким увеличивается размер аномалий с выходом в кварц-слюдистые сланцы нижней и верхней пачек. Здесь же в исходных неполяризующихся кварц-слюдистых сланцах вдоль нарушений возникают аномалии ЕП. По разные стороны от нарушений радиогеохимические фоны ступенчато изменяются, особенно U. Максимальные содержания РАЭ приурочены к блокам с Тырадинским месторождением и востоком Олимпиады, которые, вероятно, наименее приподняты и эродированы; минимальные – к блокам с Оленьим и западом Олимпиады, наиболее приподнятым и эродированным.

Таким образом, структурно-статистический анализ и геологическая интерпретация геофизических данных Олимпиадинского рудного поля позволили обосновать и сформулировать второе защищаемое положение. ***Геофизическое разнообразие месторождений Олимпиадинского рудного поля обусловлено вариативностью долей полихронных метасоматитов в их строении. Дорудным скарноидам свойственны обеднение РАЭ и безаномальное проявление в полях ΔT и ЕП. Метасоматиты золото-арсенопирит-кварцевого рудного этапа сохраняли высокие магнитные свойства, но утрачивали способность к естественной и вызванной поляризации; их мусковит-кварц-карбонатные разновидности обогащались РАЭ с заметным увеличением Th/U, а образование углеродсодержащих кварц-карбонатных сопровождалось контрастным перераспределением РАЭ. В метасоматитах золото-сурьмяного рудного этапа снижаются магнитные свойства, появляется аномальная электрохимическая активность, повышаются содержания U со значительным уменьшением Th/U.***

6.2.2. Месторождение Благодатное

В строении месторождения Благодатное принимают участие регионально метаморфизованные отложения рязановской свиты тейской серии и кординской свиты сухопитской серии (рис. 29). Структурный контроль оруденения осуществляется фрагментом Борзецовской системы синколлизионных надвигов, сформированной на рубеже раннего и позднего неопротерозоя. Рудную минерализацию вмещает сбросо-

сдвиговое нарушение, заложенное в позднем неопротерозое среди зон локального дислокационного метаморфизма синколлизионной надвиговой структуры [Колмаков, Сазонов, 2022; Колмаков, … Федоров и др., 2024; Федоров, Колмаков, 2024].

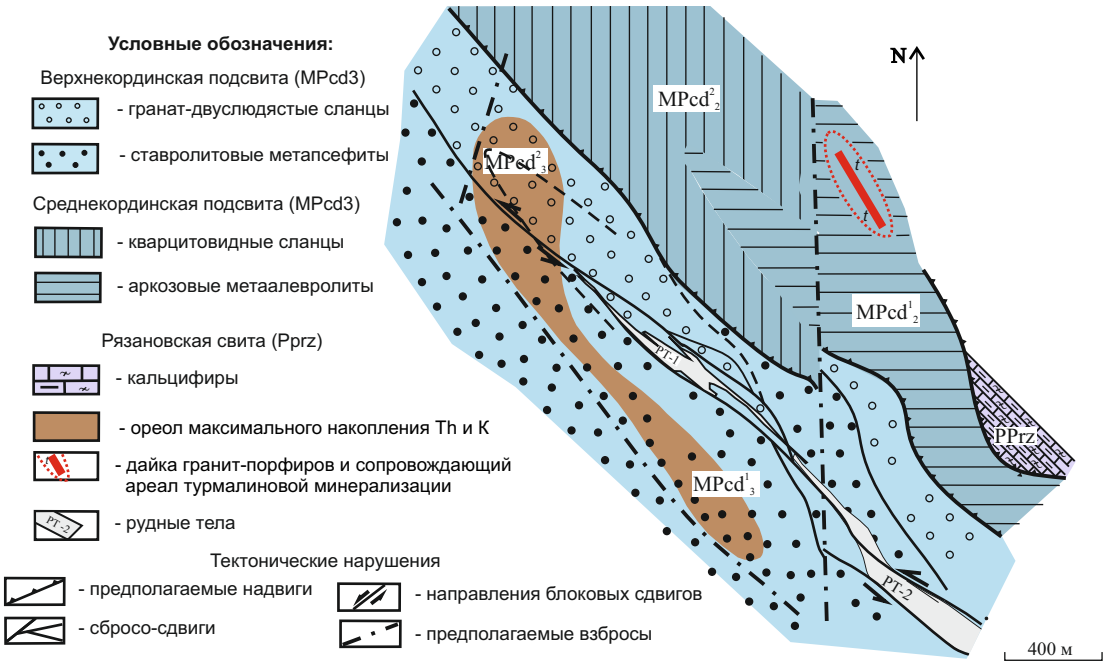


Рисунок 29 – Геологическая схема месторождения Благодатное [Колмаков, … Федоров и др., 2024; Федоров, Колмаков, 2024]

В геофизических полях неизмененные (исходные) породы месторождения характеризуются около нулевыми значениями приращения вектора магнитной индукции ΔT и не содержат углеродистого вещества в количествах, достаточных для формирования аномалий ЕП (рис. 30). Фланговые участки, не охваченные рудными процессами, отмечаются отсутствием значимых аномалий в полях распределения радиоактивных элементов. Также минимальным их содержанием и полным отсутствием поляризуемости отличаются кальцифиры рязановской свиты в юго-восточной части месторождения (рис. 30).

Заложение структурного плана месторождения связано с образованием Борзецовского надвига и сопутствующей ему складчатой зоны дислокационного метаморфизма. Данный процесс сопровождался выделением избыточного кремнезема и формированием участков окварцевания в замках складок как в зонах декомпрессии, что маркируется максимальными значениями электрического сопротивления вплоть до 10000 Ом·м (рис. 32). В кливажных швах происходило концентрирование графитовой и пирротиновой минерализации, чем объясняются линейные аномалии в естественном электрическом и магнитном полях вдоль надвиговых структур (рис. 30, 31 – зона «I») [Колмаков, … Федоров и др., 2024].

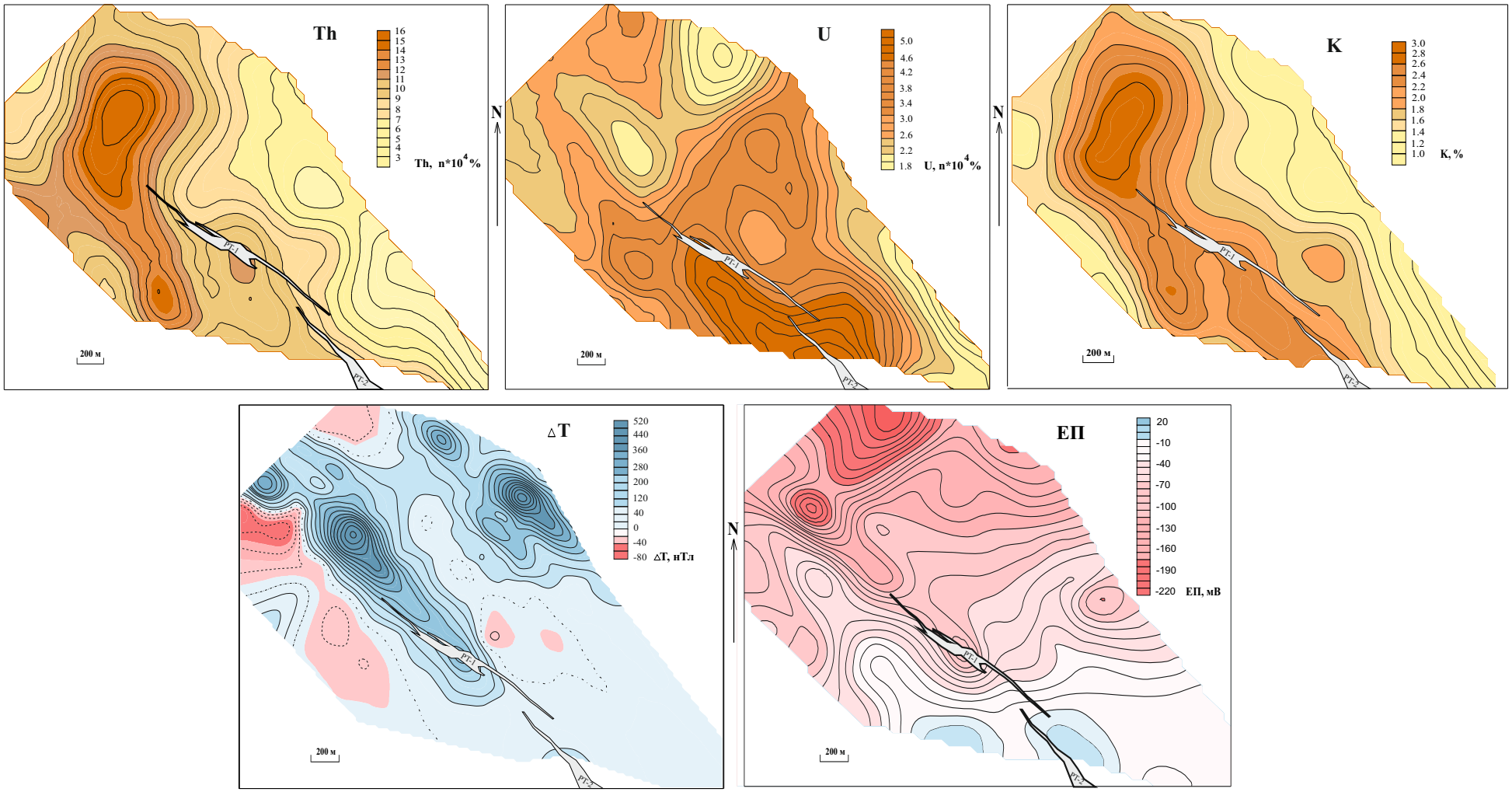


Рисунок 30 – Наземные геофизические поля месторождения Благодатное [Колмаков, Сазонов, 2022; Колмаков, … Федоров и др., 2024]

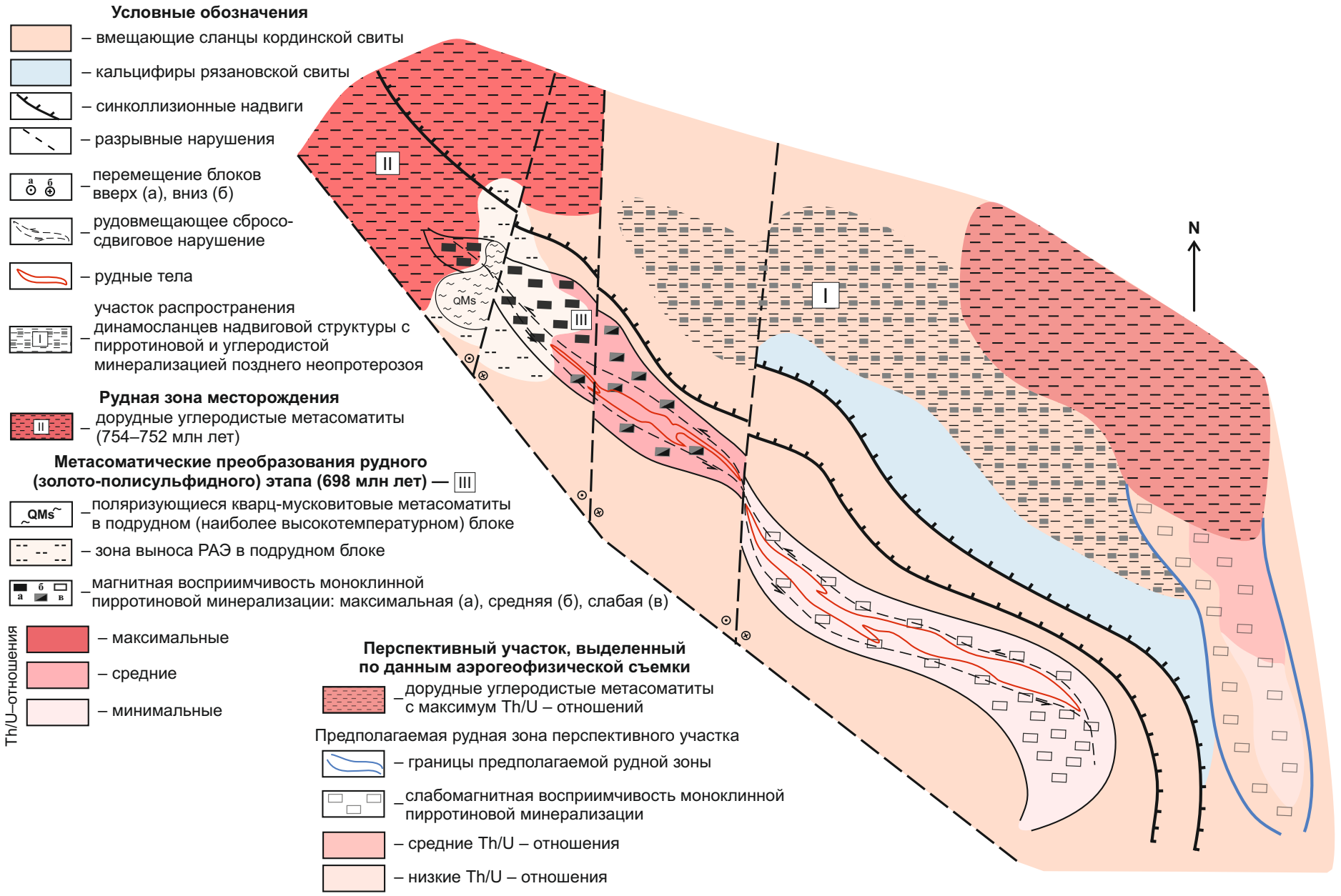


Рисунок 31 – Петрофизическая модель месторождения Благодатное

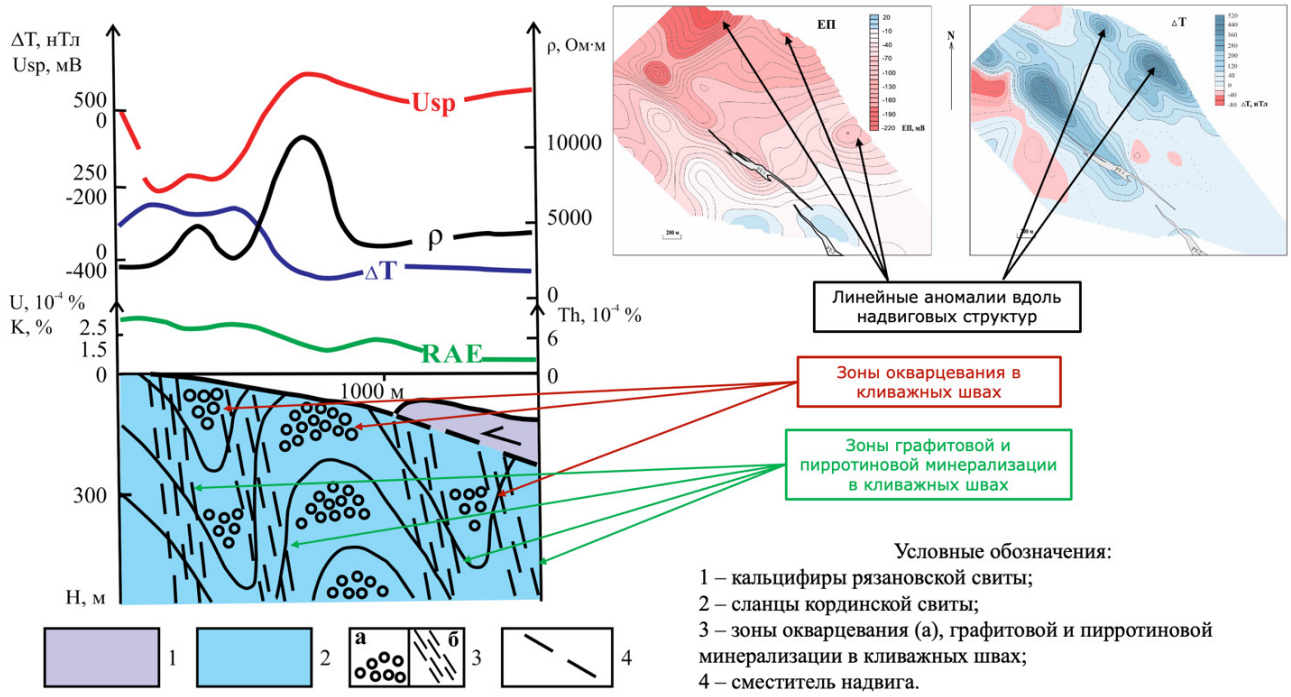


Рисунок 32 – Физико-геологическая модель надвиговой структуры по материалам [Колмаков, Сазонов, 2022]

Предрудный метасоматизм, синхронный гранитоидам глушихинского комплекса (752–718 млн лет), протекал в зоне влияния рудовмещающего нарушения сбросо-сдвиговой кинематики (754–752 млн лет [Колмаков, Сазонов, 2022]) и привел к образованию в зонах рассланцевания кварц-мусковитовых и хлоритовых метасоматитов с углеродной минерализацией, привносом РАЭ и надфоновым обогащением золотом [Полева, Сазонов, 2012]. На северо-западном фланге месторождения они выделяются интенсивной аномалией ЕП и максимальными содержаниями Th и K (рис. 30, 31 – зона «II»).

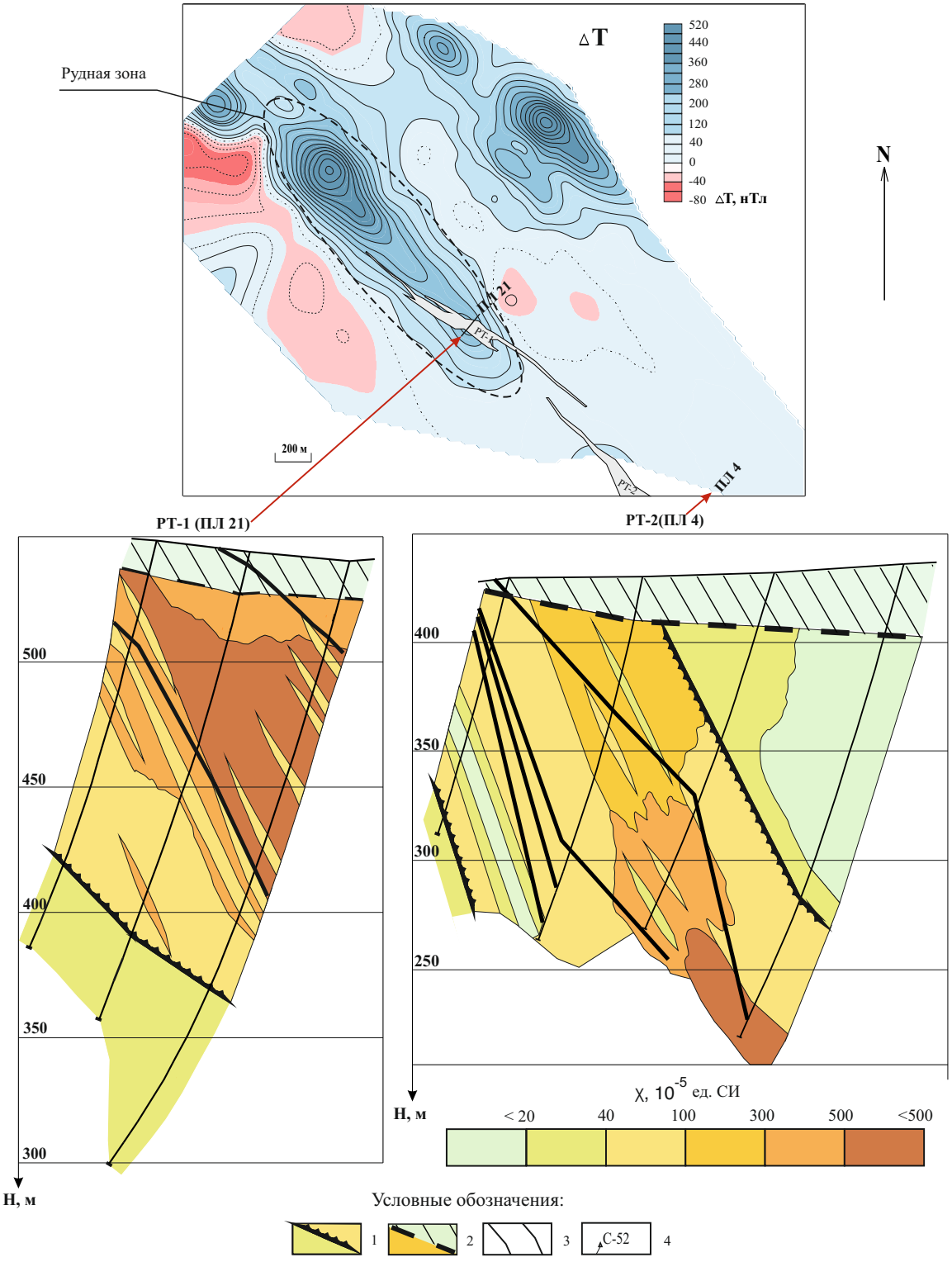
Рудный золото-полисульфидный этап (698 млн лет [Колмаков, Сазонов, 2022]), синхронный гранитоидам гурахтинского комплекса (690 млн лет), протекал под действием растворов гидрокарбонатного состава при широких вариациях карбонатной составляющей. На реакцию образования карбонатов сильно влияет температура растворов: при достаточно высоких температурах эта реакция может вовсе подавляться, независимо от концентрации CO_2 в растворе. Существенный перепад температур от нижних к верхним горизонтам минерализованной зоны привел к формированию вертикальной петрофизической неоднородности минерализованной зоны (рис. 31 – зона «III»). В наиболее высокотемпературном подрудном блоке по дорудным углеродистым метасоматитам сформировались бескарбонатные кварц-мусковитовые метасоматиты, создающие локальную аномалию ЕП. В отличие от предрудных углеродистых

метасоматитов им свойственно обеднение РАЭ (рис. 31). В среднетемпературном блоке с северным рудным телом температурные условия также обеспечивали подавление карбонатообразования, вследствие чего сформировалась линейно-вытянутая, но менее интенсивная аномалия ЕП. Вследствие пониженной миграционной способности в этом блоке накапливался Th, тогда как U концентрировался на верхних горизонтах, где локализовано южное рудное тело. Здесь графитовые включения практически полностью изолированы карбонатами, поэтому значимых аномалий ЕП не возникает [Колмаков, Сазонов, 2022; Колмаков, … Федоров и др., 2024].

Рудная минерализация на месторождении сопровождала все гидротермально-метасоматические этапы в составе трех сульфидных парагенезисов: пирит-пирротинового – на предрудном этапе, арсенопирит-пирит-пирротинового – на рудном и галенит-сфалеритового – на заключительном. Арсенопирит-пирит-пирротиновый парагенезис занимает центральное положение минерализованной зоны, тогда как на ее периферии развит пирит-пирротиновый с постепенным уменьшением доли пирротина вплоть до исключительно пиритовой минерализации возникает [Колмаков, Сазонов, 2022; Колмаков, … Федоров и др., 2024].

В связи с наличием пирротина – единственного ферромагнетика в составе руд минерализованной зоны – ее породы обладают повышенной магнитной восприимчивостью (χ) и создают аномалии ΔT. Считается, что магнитная восприимчивость пород исследуемой площади пропорциональна концентрации в них пирротина, а также зависит от его химического состава [Колмаков, Сазонов и др., 2010].

Амплитуды магнитных аномалий рудной зоны последовательно снижаются от 500 до 80 нТл на фоне немагнитных вмещающих пород. Участок с наиболее высокоамплитудной аномалией ее северо-западного фланга непосредственно граничит с безаномальным участком (рис. 33). Магнитная неоднородность прослеживается и на глубинных горизонтах месторождения. В направлении падения рудных тел наблюдается увеличение магнитной восприимчивости пород. Золото сконцентрировано в средне- и слабомагнитных рудах: основные запасы (4/5) сосредоточены в менее магнитном южном рудном теле.



1-3 — границы: магнитных пород и руд (1); зоны окисления пирротина (2); рудных тел (3); 4 — скважины и их номера

Рисунок 33 – Магнитное поле с петромагнитными разрезами [Колмаков, Сазонов, 2022; Колмаков, … Федоров и др., 2024]

В работах [Колмаков, Сазонов и др., 2010; Колмаков, Сазонов, 2022; Колмаков, Федоров, Лазарев, 2023; Колмаков, Федоров и др., 2024; Федоров, Колмаков, 2024] детально изучены химический состав пирита и пирротина, а также магнитные свойства пирротина в пирит-пирротиновом и арсенопирит-пирит-пирротиновом парагенезисах.

Среди пирротинов встречены моноклинные и гексагональные модификации (с широким диапазоном соотношения Fe/S в тех и других), образование которых происходит в различных физико-химических условиях [Колмаков, Федоров, Лазарев, 2023]. Моноклинные пирротины относятся к ферримагнетикам и обладают магнитными свойствами, меняющимися в зависимости от состава; гексагональные пирротины антиферромагнетики, то есть практически немагнитны (рис. 34). Гексагональные разности преимущественно отобраны в северном рудном теле на наиболее глубоких горизонтах, тогда как в южном встречены главным образом моноклинные пирротины и разности переходной зоны, близкие к моноклинным [Колмаков, Сазонов и др., 2010].

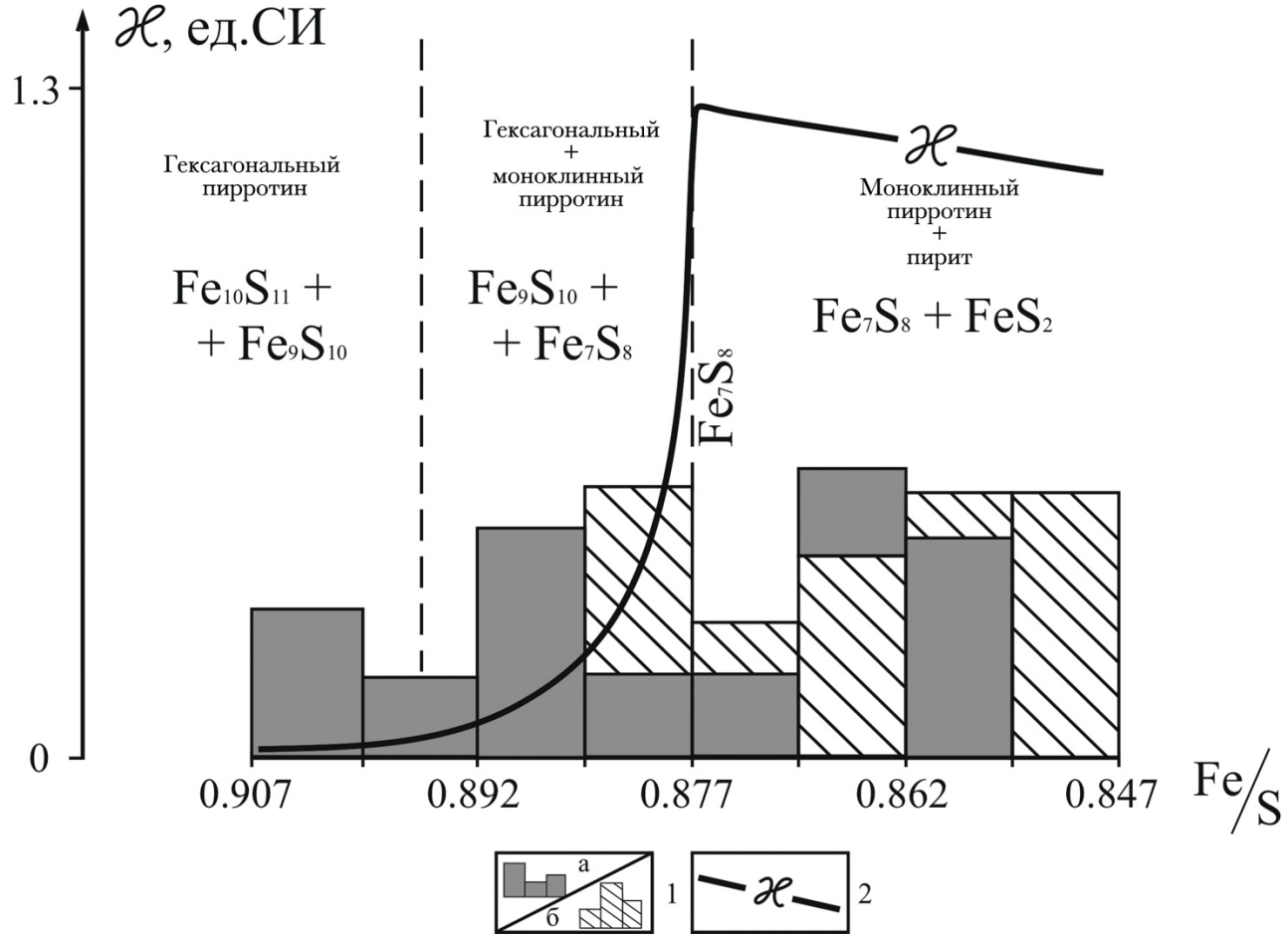


Рисунок 34 – Химический состав пирротинов рудных тел месторождения Благодатное, фазовые отношения в системе Fe-S и магнитная восприимчивость природных пирротинов (1 – пирротины северного (а) и южного (б) рудных тел; 2 – схематический график магнитной восприимчивости пирротинов) [Колмаков, Федоров, Лазарев, 2023; Колмаков, Сазонов и др., 2024; Федоров, Колмаков, 2024]

Ферримагнетизм моноклинных пирротинов объясняется наличием и упорядоченным распределением вакансий ионов железа в структуре минерала. Упорядоченность заключается в попеременном распределении слоев железа с вакансиями (слой В) и без них (слой А) (рис. 35).

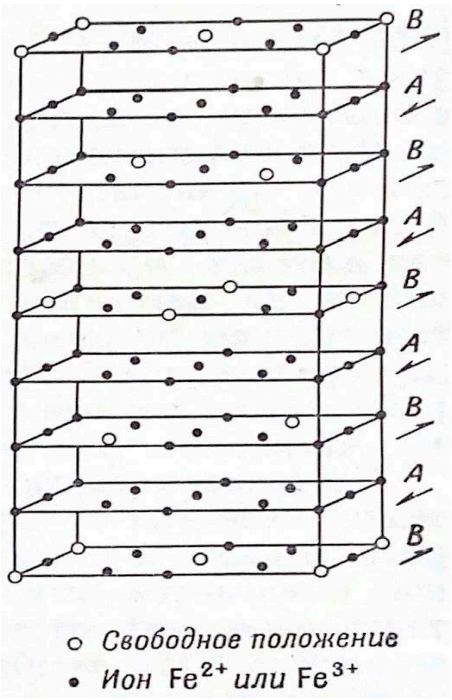


Рисунок 35 – Положение вакансий в структуре пирротина (по Бертаут) [Нагата, 1965; Федоров, Колмаков, 2024]

Антиферромагнитное взаимодействие между слоями становится не полностью скомпенсированным, что приводит к появлению ферримагнетизма. Теоретическое насыщение упорядоченными вакансиями с учетом баланса зарядов выражается формулой:

$$[Fe_{0.5}^{2+}](Fe_{0.5-3\delta}^{2+}Fe_{2\delta}^{3+}\square_{\delta})S^{2-}, \quad (1)$$

где [] и () – соответственно подрешетки A и B, □ – вакансии [Нагата, 1965].

Теоретическая величина насыщения δ (0.125) хорошо согласуется с величиной δ (1/7 или 0,142) природного «чистого» моноклинного пирротина со стехиометрической формулой Fe_7S_8. При δ > 0,125 начинается образование пирита [Федоров, Колмаков, 2024]. Крайняя правая область в составах пирротинов (рис. 34) рассматривается как твердый раствор «чистого» моноклинного пирротина и пирита, уменьшение χ которого происходит с увеличением доли пиритового минала. Переходная область рассматривается как раствор гексагонального и моноклинного пирротинов.

Снижение стехиометрического отношения пиритов по падению рудных тел, доминирование пирротина в сульфидном парагенезисе и увеличение его магнитной восприимчивости позволяет предполагать более высокую температуру минералообразующей системы на ее нижних горизонтах. Там, где достигалась максимальная температура, кристаллизовался немагнитный гексагональный пирротин, что объясняет тесную связь самого магнитного участка с – немагнитным (рис. 33). Рост

χ и высокие значения аномалий ΔT в северо-западной части рудоносной зоны трактуется большей амплитудой вертикального поднятия по системе меридиональных взбросов и как следствие более глубоким уровнем эрозионного среза.

6.2.3. Месторождение Титимухта

На месторождении Титимухта кварцевые метасоматиты (роговики) наиболее раннего в пределах ВЕРУ золото-висмут-теллуридного этапа существенно обеднены РАЭ по отношению к вмещающим сланцам кординской свиты (рис. 36). При этом, слабая сульфидная минерализация с доминированием пирротина обусловливает незначительное проявление роговиков в магнитном поле.

В результате более поздней метасоматической переработки кварцевых метасоматитов сформировалась зона углеродистого метасоматоза (рис. 36). Её геофизические характеристики аналогичны характеристикам дорудных метасоматитов на месторождении Благодатное: низкие значения магнитного поля, интенсивная аномалия ЕП, обогащение Th и K. В зоне наложенного метасоматоза в рудах значительно возрастают содержания золота.

Таким образом, структурно-статистический анализ и геологическая интерпретация геофизических данных месторождений Благодатное и Титимухта позволили обосновать и сформулировать третье защищаемое положение. ***Петрофизическая эволюция месторождения Благодатное выражена в геофизических полях. Дорудные кварц-мусковитовые углеродные метасоматиты немагнитные, но создают интенсивные аномалии ЕП и РАЭ. Метасоматизм рудного этапа проявился кварц-карбонат-мусковитовой минерализацией пород, нарушением их аномальной электрохимической активности и зональным распределением РАЭ. Магнитная неоднородность минерализованной зоны обусловлена изменением долей пирротина в сульфидных парагенезисах и его стехиометрическими вариациями. На месторождении Титимухта золото-висмут-теллуридного типа золотоносные кварцевые метасоматиты образуют слабую магнитную аномалию и ореол низких содержаний РАЭ. Богатые руды связаны с углеродными метасоматитами, аналогичными дорудным метасоматитам месторождения Благодатное.***

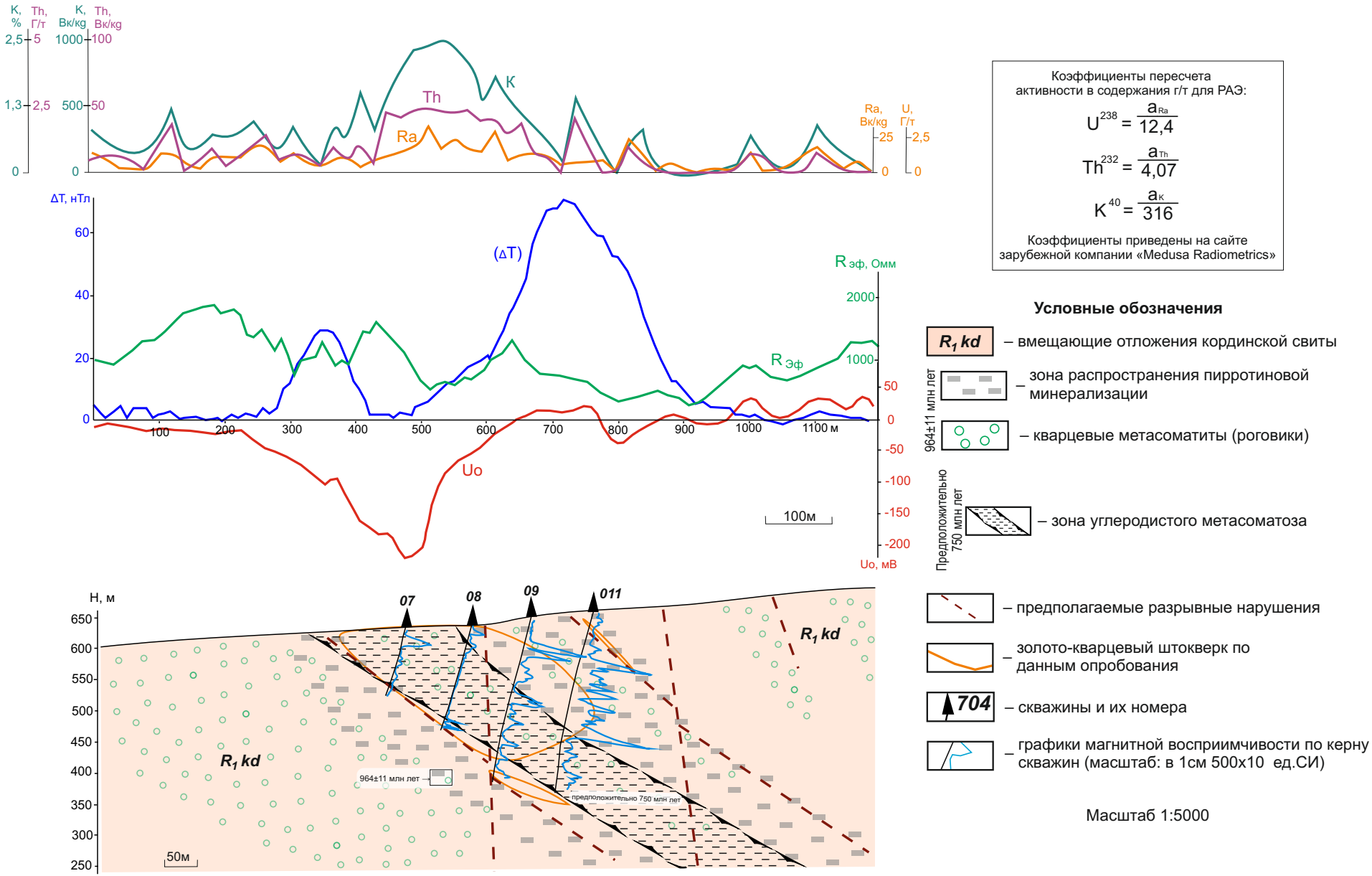


Рисунок 36 – Геолого-геофизический разрез месторождения Титимухта по материалам Пустозерова с доработками автора

6.3. Прогнозная интерпретация аэрогеофизических данных Верхне-Енашиминского рудного узла

По результатам геологической интерпретации аэрогеофизических полей ВЕРУ были выделены перспективные участки в пределах Олимпиадинского и Благодатнинского рудных полей.

Олимпиадинское рудное поле. На основе геолого-геофизических характеристик олимпиадинского типа оруденения выделен перспективный участок в осевой части разлома, оперяющего ИБСЗ (рис. 19). Так же, как восточный блок Олимпиады, он приурочен к проницаемой структуре и наиболее соответствует комбинации золото-арсенопирит-кварцевого и золото-сурьмяного этапов: снижению ΔT и ЕП с юга на север и локальному ореолу U.

Благодатнинское рудное поле. По геолого-геофизическим признакам благодатнинского типа оруденения к северо-востоку от Благодатного (рис. 31) в динамосланцах аллохтонной части надвига (линейная магнитная аномалия, обедненная РАЭ) зафиксирован немагнитный ореол аномально высоких Th/U-отношений, схожий по геофизическим характеристикам с дорудными углеродистыми метасоматитами. Южнее в зоне совмещения магнитной аномалии и ореолов с зональным распределением Th и U прогнозируется перспективный участок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе диссертационного исследования установлены контрастные радиогеохимические различия гранитоидов ВЕРУ. Минимальными содержаниями РАЭ характеризуются каламинские гранитоиды (S-тип), повышенными содержаниями – аяхтинские (гибридный S-I-A-тип), максимальными – рифтогенные гранитоиды А-типа. Согласно увеличению содержаний РАЭ в гранитоидах увеличиваются и значения Th/U-отношений. Радиогеохимическая эволюция магматизма ВЕРУ отразилась на специфике метасоматических ореолов РАЭ в рудных полях.

Установлено, что структурный контроль рудных полей определяет их геофизический облик. Олимпиадинское поле контролируется W-образным складчатым пакетом, что проявляется соответствующими аномалиями в магнитном и геоэлектрических полях. Разломно-надвиговые структуры Благодатнинского поля создают контрастные магнитные и радиоактивные аномалии, обусловленные обнажением основных вулканитов индыглинского комплекса, высокоглиноземистых отложений тейской серии и образованием метаморфогенных линейных зон пирротиновой минерализации. Также геофизическая обстановка рудных полей определяется различными амплитудами вертикальных перемещений отдельных блоков и уровнем их эрозионного среза.

Структурные особенности локализации месторождений в рудовмещающем горизонте Олимпиадинского поля влияют на их продуктивность и геофизическую выраженность: наиболее продуктивные и контрастные объекты приурочены к шарнирам складок (восточный блок Олимпиады и Тырадинское), наименее – к зонам флексурных перегибов крыльев складок (западный блок Олимпиады, Оленье и Высокое).

Дана детальная геофизическая характеристика образованиям этапов рудного процесса. Кварцевые метасоматиты золото-висмут-теллуридного этапа, коррелирующие по возрасту с гранитогнейсовыми куполами, обеднены РАЭ и слабомагнитны (месторождение Титимухта). Дорудные метасоматиты Олимпиады, синхронные каламинским гранитоидам, также обеднены РАЭ. Золото-арсенопирит-кварцевый этап (синхронный гранитам чиримбинского массива) сопровождался перераспределением РАЭ с образованием ореолов выноса и накопления, увеличением уровня магнитного поля и снижением амплитуд аномалий отрицательных потенциалов ЕП (месторождение Олимпиадинское). Предрудный метасоматизм Благодатного

(синхронный гранитоидам глушихинского комплекса) привел к формированию углеродистых метасоматитов с привносом РАЭ (преимущественно Th), Au и аномальной естественной электрохимической поляризуемостью. Аналогичные метасоматиты (предположительно того же возраста) со схожими геофизическими признаками зафиксированы на месторождении Титимухта, на участках их развития резко увеличиваются содержания Au в рудных телах. Золото-полисульфидный этап (синхронный гранитам гурахтинского комплекса) проявился формированием вертикальной петрофизической неоднородности: на нижних горизонтах – сохранение аномалий ЕП и накопление Th, на верхних – снижение поляризуемости и накопление U (месторождение Благодатное). В ходе золото-сурьмяного этапа (синхронного позднему щелочному магматизму) на месторождениях Олимпиадинского поля сформированы углеродистые серицит-кварцевые метасоматиты, проявившиеся интенсивными аномалиями ЕП, минимумами ΔT и обогащением U.

Таким образом, значительные и контрастные геофизические различия золоторудных месторождений в пределах одного рудного узла (ВЕРУ) и даже одного рудного поля (Олимпиадинского) обусловлены сочетанием нескольких факторов: особенностями структурного контроля; амплитудой вертикального перемещения вмещающих блоков (и, соответственно, уровнем их эрозионного среза); разным набором рудных этапов и долей участия образований каждого из них в строении месторождений. Проведенный комплексный геолого-геофизический анализ позволил генетически обоснованно выделить два перспективных участка в пределах Олимпиадинского и Благодатнинского рудных полей по данным аэрогеофизической съемки и тем самым достичь цели диссертационного исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьева, З. Б. Геохимия РЗЭ в породах и минералах шеелитсодержащего золото-сульфидного месторождения Олимпиада (Енисейский кряж) / З. Б. Афанасьева, Г. Ф. Иванова, Л. Румбо, А. З. Миклишанский // Геохимия. – 1997. – № 2. – С. 189–201.

2. Некоторые закономерности распределения урана и тория в интрузивных породах Памира / Г. С. Аверьянов, В. В. Могаровский, В. И. Козырев [и др.] // Радиоактивные элементы в горных породах. – Новосибирск : Наука, 1975. – С. 129–132.

3. Багаева, Д. Е. Современное состояние золотодобычи Иркутской области / Д. Е. Багаева, В. А. Верхозина // Безопасность-2019 : материалы докладов XXIV Всероссийской студенческой научно-практической конференции. – Иркутск, 2019. – С. 24–26.

4. Верниковская, А. Е. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U–Th–Pb данные по цирконам / А. Е. Верниковская, В. А. Верниковский, М. Т. Д. Вингейт [и др.] // Доклады РАН. – 2004. – Т. 397, № 2. – С. 225–230.

5. Верниковская, А. Е. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий / А. Е. Верниковская, В. А. Верниковский, Е. Б. Сальникова [и др.] // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 3. – С. 259–272.

6. Верниковская, А. Е. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона / А. Е. Верниковская, В. А. Верниковский, Е. Б. Сальникова [и др.] // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 2–21.

7. Верниковская, А. Е. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа / А. Е. Верниковская, В. А. Верниковский, Е. Б. Сальникова [и др.] // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 1. – С. 54–68.

8. Верниковская, А. Е. Неопротерозойские А-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования / А. Е. Верниковская, В. А. Верниковский, Е. Б. Сальникова [и др.] // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 1. – С. 50–61.

9. Верниковская, А. Е. Эволюция магматизма и карбонат-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине Сибирского кратона:

термохронологические реконструкции / А. Е. Верниковская, В. М. Даценко, В. А. Верниковский [и др.] // Доклады РАН. – 2013. – Т. 448, № 5. – С. 555–562.

10. Верниковский, В. А. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа / В. А. Верниковский, А. Е. Верниковская // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 35–52.

11. Верниковский, В. А. Новые U–Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа / В. А. Верниковский, А. Е. Верниковская, Е. Б. Сальникова [и др.] // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 2. – С. 255–259.

12. Верниковский, В. А. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже / В. А. Верниковский, А. Е. Верниковская, А. И. Черных [и др.] // Доклады РАН. – 2001. – Т. 381, № 6. – С. 806–810.

13. Виноградов, А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры / А. П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.

14. Верниковский, В. А. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных / В. А. Верниковский, Д. В. Метелкин, А. Е. Верниковская [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 1. – С. 63–90.

15. Выставка «История золотодобычи в России» [Электронный ресурс] // Музейно-выставочный портал Museum-Online. – URL: https://museum-online.moscow/entity/EXHIBITION/iss3_mfoto_1094001 (дата обращения: 09.11.2025).

16. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / под ред. Г. Н. Бровкова, Л. В. Ли, М. Л. Шермана. – Красноярск : КНИИГГиМС, 1985. – 291 с.

17. Гибадуллин, Р. Ф. Поиски и оценка рудного золота на Олимпиадинской площади (геофизические работы) : отчет Северо-Енисейской, Ванаварской и Красноярской партий за 1999–2001 гг. / Р. Ф. Гибадуллин, Г. П. Валента. – Красноярск : ЗАО Золотодобывающая компания «ПОЛЮС», 2001. – 220 с.

18. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист P-46 – Северо-Енисейский.

Объяснительная записка. – Санкт-Петербург : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. – 470 с. + 12 вкл.

19. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2023 году» [Электронный ресурс] / Министерство природных ресурсов и экологии РФ. – Москва, 2023. – URL: https://www.mnr.gov.ru/docs/gosudarstvennye_doklady/o_sostoyanii_i_ispolzovanii_mineralno_syrevykh_resursov_rossiyskoy_federatsii/ (дата обращения: 15.10.2025).

20. Динер, А. Э. Эталон захребетнинского трахибазальт-щелочного комплекса (Енисейский кряж) / А. Э. Динер. – Красноярск : КНИИГиМС, 2000. – 109 с.

21. Динер, А. Э. Позднедокембрийский щелочной магматизм севера Енисейского кряжа / А. Э. Динер // Щелочные комплексы Центральной Сибири / ред. А. Е. Мирошников. – Красноярск : КНИИГиМС, 2003. – С. 13–24.

22. Ерофеев, Л. Я. О петрофизической основе геофизической разведки золоторудных месторождений / Л. Я. Ерофеев, Г. Г. Номоконова, А. Н. Орехов // Геофизика XXI века – прорыв в будущее : труды Международной геофизической конференции. – Москва : ГЕРС, 2003. – С. 203–208.

23. Золотодобыча для профессионалов: специалистов, руководителей, инвесторов. Золотодобыча в Австралии [Электронный ресурс]. – URL: https://zolotodb.ru/article/11166 (дата обращения: 03.11.2025).

24. Зуев, В. К. Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 листа О-46 (Красноярск) / В. К. Зуев [и др.]. – Красноярск : ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», 2005. – 715 с.

25. Карта золотоносности и прогноза Енисейской провинции. Масштаб 1:1 000 000 / авторы: А. К. Мкртычьян, В. К. Зуев, В. А. Бармин [и др.] ; ред.: М. Л. Кавицкий (гл. ред.), А. К. Мкртычьян, Е. И. Берзон, Ю. С. Глухов. – Москва : Министерство природных ресурсов и экологии РФ, Федеральное агентство по недропользованию, ОАО Красноярскгеолсъемка, 2007.

26. Клименко, В. И. Сводный отчет о комплексных геофизических исследованиях в северной части Советского района и гравиметрической съемки масштаба 1:50 000 на Викторовской площади (листы Р-46-138-Г, Р-49-139-В, Р-46-139-Г) за 1979 г. / В. И. Клименко, Б. А. Жураковский. – Лесосибирск, 1979.

27. Клименко, В. И. Отчет о комплексных геофизических и геохимических исследованиях в районе Олимпиадинского проявления золота за 1978 г. / В. И. Клименко, Л. В. Поляков. – Лесосибирск, 1979.

28. Козлов, П. С. Геология докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа / П. С. Козлов, И. И. Лиханов ; отв. ред. В. Н. Пучков. – Екатеринбург : Изд-во Уральского отделения РАН, 2024. – 328 с.

29. Козлов, П. С. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа / П. С. Козлов, И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, С. В. Зиновьев // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 11. – С. 1476–1496.

30. Козлов, П. С. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия / П. С. Козлов, Ю. Ф. Филиппов, И. И. Лиханов, А. Д. Ножкин // Геотектоника. – 2020. – № 1. – С. 63–78. – DOI: 10.31857/S0016853X20010063.

31. Колмаков, Ю. В. Золото-сульфидное месторождение Благодатное (Енисейский кряж, Россия): природа геофизических аномалий, последовательность и причины образования петрофизической зональности / Ю. В. Колмаков // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 11. – С. 1667–1681.

32. Колмаков, Ю. В. Физико-геологическая модель Партизанского золоторудного узла / Ю. В. Колмаков // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск, 1999. – С. 231–235.

33. Колмаков, Ю. В. Реконструкция петрофизической зональности золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже: геодинамический и физико-химический аспекты / Ю. В. Колмаков, А. М. Сазонов // Литосфера. – 2022. – Т. 22, № 5. – С. 667–693.

34. Колмаков, Ю. В. Геолого-генетическая интерпретация петрофизической неоднородности золото-сульфидного месторождения Благодатное (Енисейский кряж) / Ю. В. Колмаков, А. М. Сазонов, А. Ф. Лазарев [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2024. – № 1. – С. 82–94. – DOI: 10.20403/2078-0575-2024-1-82-94.

35. Колмаков, Ю. В. Золоторудное месторождение Сухой Лог (Патомское нагорье). Часть II. Структура геофизических и радиогеохимических полей / Ю. В.

Колмаков, В. В. Слоквенко // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2025. – Т. 336, № 10. – С. 178–191.

36. Слоквенко, В. В. Золоторудное месторождение Сухой Лог (Патомское нагорье). Часть I. Постановка проблемы, геодинамическая обстановка и геологическое строение / В. В. Слоквенко, Ю. В. Колмаков // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2025. – Т. 336, № 7. – С. 156–173. – DOI: 10.18799/24131830/2025/7/5053.

37. Колмаков, Ю. В. Магнито-геологическая модель месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье, Россия) / Ю. В. Колмаков, С. В. Соколов, Е. В. Гусев // Всероссийская научно-практическая конференция «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». – Улан-Удэ : Геологический институт СО РАН, 2010.

38. Колмаков, Ю. В. Пирротиновая минерализация золоторудных месторождений Енисейского кряжа: состав, свойства и проявление в магнитном поле / Ю. В. Колмаков, **В. Г. Федоров**, А. Ф. Лазарев // Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро- и рудогенеза : материалы Годичного собрания РМО и Федоровской сессии-2023. – Санкт-Петербург : СПбГУ, 2023. – С. 124–125.

39. Колмаков, Ю. В. Радиогеохимическая эволюция гранитоидного магматизма Верхне-Енашиминского золоторудного узла по результатам аэрогамма-спектрометрии (Енисейский кряж) / Ю. В. Колмаков, **В. Г. Федоров**, Т. В. Полева // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2025. – Т. 336, № 11. – С. 145–160. – DOI: 10.18799/24131830/2025/11/5355.

40. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (2-е изд.) / ред. Л. К. Качевский. – Красноярск : Красноярскгеолсъемка, 2002. – 200 с.

41. Ларин, А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы / А. М. Ларин. – Санкт-Петербург : Наука, 2011. – 402 с. – ISBN 978-5-02-025522-7.

42. Лиханов, И. И. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar–^{39}Ar данным) / И. И. Лиханов, П. С. Козлов, О. П. Полянский [и др.] // Доклады РАН. – 2007. – Т. 412, № 6. – С. 799–803.

43. Лиханов, И. И. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона / И. И. Лиханов, А. Д. Ножкин, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов // Геотектоника. – 2014. – № 5. – С. 32–53.

44. Лиханов, И. И. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона / И. И. Лиханов, А. Д. Ножкин, К. А. Савко // Геотектоника. – 2018. – Т. 52, № 1. – С. 28–51.

45. Лиханов, И. И. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U–Pb и Sm–Nd данные, обстановки формирования / И. И. Лиханов, Н. В. Попов, А. Д. Ножкин // Геохимия. – 2012. – Т. 50, № 8. – С. 966–976.

46. Лиханов, И. И. P–T–t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 3. – С. 385–401.

47. Лиханов, И. И. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто // Геохимия. – 2014. – Т. 52, № 1. – С. 3–25.

48. Лиханов, И. И. Древнейшие метабазиты Северо-Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто // Доклады РАН. – 2015. – Т. 460, № 4. – С. 436–440.

49. Лиханов, И. И. U–Pb и ^{40}Ar–^{39}Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании тейского полиметаморфического комплекса / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов // Геохимия. – 2012. – Т. 50, № 6. – С. 607–614.

50. Лиханов, И. И. Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 10. – С. 1593–1611.

51. Лиханов, И. И. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов, С. В. Зиновьев // Доклады РАН. Науки о Земле. – 2013. – Т. 450, № 6. – С. 685–690.

52. Лиханов, И. И. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов, Н. В. Попов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12. – С. 1335–1356.

53. Лишневский, Э. Н. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) / Э. Н. Лишневский, В. В. Дистлер // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46, № 1. – С. 88–104.

54. Маслов, А. В. Тонкозернистые алюмосиликокластические породы рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: основные литогеохимические характеристики / А. В. Маслов, А. Д. Ножкин, В. Н. Подковыров [и др.] // Геохимия. – 2008. – № 11. – С. 1187–1215.

55. Миронов, А. Г. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж) / А. Г. Миронов, А. Д. Ножкин ; отв. ред. Ф. П. Кренделев. – Новосибирск : Наука, 1978. – 254 с. – (Труды Института геологии и геофизики / АН СССР, Сиб. отд-ние ; вып. 341).

56. Нагата, Т. Магнетизм горных пород / Т. Нагата. – Москва : Мир, 1965. – 347 с.

57. Новожилов, Ю. И. Золотосульфидные месторождения в терригенных углеродистых толщах / Ю. И. Новожилов, А. М. Гаврилов. – Москва : ЦНИГРИ, 1999. – 220 с.

58. Ножкин, А. Д. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа / А. Д. Ножкин, А. С. Борисенко, П. А. Неволько // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 158–181.

59. Ножкин, А. Д. Поздневендские постколлизионные лейкограниты Енисейского кряжа / А. Д. Ножкин, И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто [и др.] // Доклады РАН. – 2017. – Т. 474, № 5. – С. 605–611.

60. Ножкин, А. Д. Неопротерозойские коллизионные S-гранитоиды Енисейского кряжа: петрогеохимические особенности, U–Pb, Ar–Ar и Sm–Nd изотопные данные / А. Д. Ножкин, Н. В. Попов, Н. В. Дмитриева [и др.] // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 5. – С. 881–889.

61. Ножкин, А. Д. Щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневороговского массива / А. Д. Ножкин, Ю. П. Трофимов // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск : Наука, 1982. – С. 61–69.

62. Ножкин, А. Д. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии / А. Д. Ножкин,

О. М. Туркина, Т. Б. Баянова [и др.] // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 666–688.

63. Ножкин, А. Д. Рифейские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U–Pb изотопный возраст / А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, Е. В. Бибикова [и др.] // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 9. – С. 1305–1313.

64. Ножкин, А. Д. Sm–Nd изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса / А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, А. В. Маслов [и др.] // Доклады РАН. Науки о Земле. – 2008. – Т. 423, № 6. – С. 795–800.

65. Номоконова, Г. Г. Физико-геологические условия локализации месторождений золота в углеродистых сланцах / Г. Г. Номоконова // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск, 1999. – С. 219–223.

66. Петрищевский, А. М. Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона / А. М. Петрищевский, Ю. П. Юшманов // Литосфера. – 2021. – Т. 21, № 4. – С. 491–516. – DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-4-491-516.

67. Петров, И. С. История добычи золота в России: от царских времен до наших дней [Электронный ресурс] / И. С. Петров // Золотодобывающая промышленность : информационный портал. – URL: https://xn--80anmeiba5a1d.xn--p1ai/info/articles/dobycha-zolota/istoriya-dobychi-zolota-v-rossii-ot-tsarskikh-vremen-do-segodnyashnikh-dney/ (дата обращения: 09.11.2025).

68. Попов, Н. В. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U–Pb исследований / Н. В. Попов, И. И. Лиханов, А. Д. Ножкин // Доклады РАН. – 2010. – Т. 431, № 4. – С. 509–515.

69. Полева, Т. В. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже / Т. В. Полева, А. М. Сазонов. – Москва : Экономическая газета, 2012. – 290 с.

70. Сазонов, А. М. Золоторудный процесс в метаморфических толщах : автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук / Сазонов Анатолий Михайлович. – Москва : ИМГРЭ, 1998. – 58 с.

71. Сазонов, А. М. Возрастные рубежи формирования золотосульфидного рудопроявления Благодатное (Енисейский кряж) / А. М. Сазонов, И. Ф. Гертнер, П. А. Тишин [и др.] // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза

: материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. – Санкт-Петербург : Центр информационной культуры, 2003. – С. 447–450.

72. Сазонов, А. М. Рудогенез месторождения золота Олимпиада (Енисейский кряж, Россия) / А. М. Сазонов, Е. А. Звягина, С. А. Сильянов [и др.] // Геосферные исследования. – 2019. – № 1. – С. 17–43.

73. Сердюк, С. С. Модели месторождений золота Енисейской Сибири / С. С. Сердюк, Ю. Е. Коморовский, А. И. Зверев [и др.] ; под ред. С. С. Сердюка. – Красноярск, 2010. – 584 с.

74. Сидоров, А. В. Развитие технологий золотодобычи в XX веке [Электронный ресурс] / А. В. Сидоров // Zolotodb.ru. – 2021. – № 5. – URL: https://zolotodb.ru/article/10944 (дата обращения: 09.11.2025).

75. Соколов, С. В. Магнитные свойства золотого оруденения в пологозалегающих структурах на примере месторождения Чёртово Корыто (Патомское нагорье, Восточная Сибирь) / С. В. Соколов, Ю. В. Колмаков, Е. В. Гусев // Пятая Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск : ИГМ СО РАН, ИНГГ СО РАН, 2010. – Электронный сборник тезисов. – URL: http://sibconf.igm.nsc.ru/.

76. Татьков, И. Г. Физико-геологические модели основных типов золоторудных месторождений юга Восточной Сибири : автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук / Татьков Игорь Геннадьевич. – Иркутск : ИРНИТУ, 2015. – 23 с.

77. **Федоров, В. Г.** Гранитоиды Верхне-Енашиминского рудного узла: структура и природа геофизических аномалий / В. Г. Федоров // Материалы VII Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти А. П. Карпинского. – Санкт-Петербург : Институт Карпинского, 2026. – С. 337–340.

78. **Федоров, В. Г.** Магнитные аномалии золоторудных месторождений медно-порфирового и кварц-сульфидного типов / В. Г. Федоров ; науч. рук. Ю. В. Колмаков // Проблемы геологии и освоения недр. – Томск : Изд-во ТПУ, 2024. – Т. 1. – С. 127–129.

79. **Федоров, В. Г.** Проявление в магнитном поле золоторудных месторождений медно-порфирового и золото-сульфидно-кварцевого типов / В. Г. Федоров // Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче : сборник тезисов докладов Рудной школы-2024. – Москва : ЦНИГРИ, 2024. – С. 165–168.

80. **Федоров, В. Г.** Manifestation of copper-porphyry-type and gold-sulfide-quartz gold deposits in the magnetic field / В. Г. Федоров // Шаг в будущее : материалы I Международного молодежного научного форума на иностранных языках. – Кемерово : КузГТУ, 2024. – С. 2191–2195.

81. **Федоров, В. Г.** Магнитная неоднородность минерализованной зоны месторождения Благодатное (Енисейский кряж) / В. Г. Федоров, Ю. В. Колмаков // Вестник Пермского университета. Геология. – 2025. – Т. 24, № 1. – С. 62–69. – DOI: 10.17072/psu.geol.24.1.62.

82. Филиппов, Ю. Ф. Геология и оценка перспектив нефтегазоносности верхнепротерозойско-палеозойского Предъенисейского осадочного бассейна на юго-востоке Западной Сибири : автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук / Филиппов Юрий Федорович. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2018. – 37 с.

83. Филиппов, Ю. Ф. Предъенисейский осадочный бассейн: сейсмогеологическая модель и геодинамическая эволюция / Ю. Ф. Филиппов // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 3–4. – С. 455–471.

84. Хоментовский, В. В. Верхний рифей Енисейского кряжа / В. В. Хоментовский // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 9. – С. 921–933.

85. Четвергов, А. П. Изучение тектоники и магматизма Енисейского кряжа на основе совместного анализа геолого-геофизических данных : отчет о НИР / А. П. Четвергов, В. И. Яскевич. – Красноярск, 1975.

86. Arehart, G. B. Gold and arsenic iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits / G. B. Arehart, S. L. Chrysoulis, S. E. Kesler // Economic Geology. – 1993. – Vol. 88, no. 2. – P. 171–196.

87. Bombardieri, D. 3D geophysical modeling of the Alberton-Mathinna section of the "Main Slide," northeast Tasmania / D. Bombardieri, M. Duffett, A. McNeill [et al.] // Interpretation. – 2020. – Vol. 8, no. 3. – P. T525–T540. – DOI: 10.1190/INT-2019-0073.1.

88. Cao, C. G. Analysis on ore-forming model in deep part of Jijia gold deposit in Sanshandao by using integrated geophysical exploration method / C. G. Cao, Y. W. Yu, G. Q. Guo [et al.] // Shandong Land and Resources. – 2012. – Vol. 28. – P. 20–25.

89. Charles, N. Timing, duration and role of magmatism in wide rift systems: Insights from the Jiaodong Peninsula (China, East Asia) / N. Charles, R. Augier, C. Gumiaux [et al.] // Gondwana Research. – 2013. – Vol. 24. – P. 412–428.

90. Charles, N. Metamorphic core complexes vs. synkinematic plutons in continental extension setting: Insights from key structures (Shandong Province, eastern China) / N. Charles, C. Gumiaux, R. Augier [et al.] // Journal of Asian Earth Sciences. – 2011. – Vol. 40. – P. 261–278.

91. Chenrai, P. Sub-Audio Magnetic Surveying for Gold Exploration at Comet Gold Mine, Western Australia / P. Chenrai, J. Meyers, P. Charusiri // Proceedings of the International Symposia on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes (GREAT 2008), 4th IGCP 516, and 5th APSEG. – Bangkok, Thailand, 2008.

92. Cline, J. S. Carlin-Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models / J. S. Cline, A. H. Hofstra, J. L. Muntean [et al.] // Economic Geology. 100th Anniversary Volume. – 2005. – P. 451–484.

93. Di, Q. Y. Research of the Surface Electromagnetic Prospecting (SEP) system / Q. Y. Di, G. Y. Fang, Y. M. Zhang // Chinese Journal of Geophysics. – 2013. – Vol. 56. – P. 3629–3639.

94. Di, Q. Y. Geophysical survey over molybdenum mines using the newly developed M-TEM system / Q. Y. Di, G. Q. Xue, D. Lei [et al.] // Journal of Applied Geophysics. – 2018. – Vol. 158. – P. 65–70.

95. Di, Q. Y. New development of the Electromagnetic (EM) methods for deep exploration / Q. Y. Di, G. Q. Xue, C. C. Yin, X. Li // Chinese Journal of Geophysics. – 2019. – Vol. 62. – P. 2128–2138.

96. Di, Q. Y. Surface Electromagnetic Prospecting System (SEP) contrast test in Caosiyao molybdenum mine, Inner Mongolia / Q. Y. Di, C. Xu, C. M. Fu [et al.] // Chinese Journal of Geophysics. – 2015. – Vol. 58. – P. 2654–2663.

97. Di, Q. Summary of technology for a comprehensive geophysical exploration of gold mine in North China Craton / Q. Di, G. Xue, D. Lei [et al.] // Science China Earth Sciences. – 2021. – Vol. 64, no. 9. – P. 1524–1536. – DOI: 10.1007/s11430-020-9818-2.

98. Doyle, M. G. Discovery and characteristics of the Tropicana Gold District / M. G. Doyle, B. M. Kendall, D. Gibbs // Proceedings of Geoconferences (WA) Inc. Kalgoorlie '07 Conference / eds. F. P. Bierlein, C. M. Knox-Robinson. – Kalgoorlie, Western Australia : Geoscience Australia, 2007. – 249 p. – (Geoscience Australia Record 2007/14).

99. Drummond, B. J. Seismic reflection images of the major ore-controlling structures in the eastern goldfields province, Western Australia / B. J. Drummond, B. R. Goleby // Exploration Geophysics. – 1993. – Vol. 24. – P. 473–478.

100. Evans, D. A. D. Plate tectonics on early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence / D. A. D. Evans, S. A. Pisarevsky // When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? / eds. K. C. Condie, V. Pease. – Geological Society of America, 2008. – P. 249–263. – (GSA Special Paper 440). – DOI: 10.1130/2008.2440(12).

101. Fitzsimons, I. C. W. Geology of the western Albany–Fraser Orogen, Western Australia — a field guide / I. C. W. Fitzsimons, C. Buchan. – Western Australia Geological Survey, 2005. – 32 p. – (Record 2005/11).

102. Gap Geophysics. Sub-Audio Magnetics [Electronic resource]. – URL: https://gapgeo.com/sub-audio-magnetics/ (accessed: 05.11.2025).

103. Goldfarb, R. J. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia / R. J. Goldfarb, R. D. Taylor, G. S. Collins [et al.] // Gondwana Research. – 2014. – Vol. 25. – P. 48–102. – DOI: 10.1016/j.gr.2013.03.002.

104. Goss, S. The age, isotopic signature and significance of the youngest Mesozoic granitoids in the Jiaodong Terrene, Shandong Province, North China Craton / S. Goss, S. Wilde, F. Y. Wu, J. H. Yang // Lithos. – 2010. – Vol. 120. – P. 309–326.

105. Groves, D. I. Controls on Distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia / D. I. Groves, G. N. Phillips, S. E. Ho [et al]. – University of Western Australia, Geology Department, 1984. – P. 689–712.

106. Guo, Z. W. Electromagnetic methods for mineral exploration in China: A review / Z. W. Guo, G. Q. Xue // Ore Geology Reviews. – 2020. – Vol. 118. – 103357.

107. Hofstra, A. H. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits / A. H. Hofstra, J. S. Cline // Economic Geology. – 2000. – P. 163–220.

108. Joly, A. 3D geophysical and geological modeling for understanding the gold mineral systems in the Tanami Orogen, Western Australia / A. Joly, A. Porwal, T. C. McCuaig // EGU General Assembly Conference. – Vienna, 2010. – Vol. 12.

109. Kuzmichev, A. B. The Precambrian of Transangaria, Yenisey Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogeny, or reworked margin of the Siberian craton / A. B. Kuzmichev, E. V. Sklyarov // Journal of Asian Earth Sciences. – 2016. – Vol. 115. – P. 419–441.

110. Li, S. X. Geology of Gold Deposits in Shandong Peninsula / S. X. Li, C. C. Liu, Y. H. An. – Beijing : Geological Publishing House, 2007.

111. Likhanov, I. I. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean / I. I. Likhanov, J.-L. Régnier, M. Santosh // Lithos. – 2018. – Vol. 304–307. – P. 468–488.

112. Likhanov, I. I. Bimodal Intraplate Magmatism of the Yenisei Ridge as Evidence of Breakup of Rodinia and Opening of the Paleoasian Ocean at the Western Margin of the Siberian Craton / I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, K. A. Savko // Doklady Earth Sciences. – 2017. – Vol. 476, part 2. – P. 1217–1221.

113. Likhanov, I. I. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia / I. I. Likhanov, M. Santosh // Precambrian Research. – 2019. – Vol. 328. – P. 128–145.

114. Likhanov, I. I. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent / I. I. Likhanov, M. Santosh // Precambrian Research. – 2017. – Vol. 300. – P. 315–331.

115. Meyer, F. M. Case Histories of Orogenic Gold Deposits / F. M. Meyer // Minerals. – 2023. – Vol. 13, no. 3. – P. 369. – DOI: 10.3390/min13030369.

116. Muntean, J. L. Magmatic hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits / J. L. Muntean, J. S. Cline, A. C. Simon, A. A. Longo // Nature Geoscience. – 2011. – No. 4. – P. 122–127.

117. Sazonov, A. M. Olympiada Gold Deposit, Yenisei Ridge, Russia / A. M. Sazonov, K. V. Lobanov, E. A. Zvyagina [et al.] // Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces / eds. R. H. Sillitoe, R. J. Goldfarb, F. Robert, S. F. Simmons. – Littleton, CO : Society of Economic Geologists, 2020. – P. 203–226. – (Special Publications of the Society of Economic Geologists ; no. 23). – ISBN 978-1-62949-312-1.

118. Song, M. A Geological-Geophysical Prospecting Model for Deep-Seated Gold Deposits in the Jiaodong Peninsula, China / M. Song, G. Xue, H. Liu [et al.] // Minerals. – 2021. – Vol. 11. – 1393. – DOI: 10.3390/min11121393.

119. Song, M. C. Metallogenic model of Jiaodong Peninsula gold deposits / M. C. Song, S. Y. Lin, L. Q. Yang [et al.] // Mineral Deposits. – 2020. – Vol. 39. – P. 215–236.

120. Song, M. C. The discovery of the Jiaojia and the Sanshandao giant gold deposits in Jiaodong Peninsula and discussion on the relevant issues / M. C. Song, Y. X. Song, Z. J. Ding [et al.] // Geotectonica et Metallogenia. – 2019. – Vol. 43. – P. 92–110.

121. Song, M. C. Geophysical-geological interpretation and deep-seated gold deposit prospecting in Sanshandong-Jiaojia area, eastern Shandong Province, China / M. C. Song, G. P. Wan, C. G. Cao, C. Y. He // Acta Geologica Sinica. – 2012. – Vol. 86. – P. 640–652.

122. Sun, G. T. Geochronology and geochemistry of Mesozoic dykes in the Qingchengzi ore field, Liaoning Province, China: Magmatic evolution and implications for ore genesis / G. T. Sun, Q. D. Zeng, Y. B. Wang [et al.] // Geological Journal. – 2019. – Vol. 55. – P. 5745–5763.

123. Terblanche, O. Application of ground-based B field (TMI, TFMMR, TFMMIP and TFEM) surveys at Tropicana Gold Mine and pioneering of a comparable drone-based acquisition system / O. Terblanche, S. Brown, M. Darragh [et al.] // Mineral Economics. – 2025. – Vol. 38. – P. 717–739. – DOI: 10.1007/s13563-025-00531-9.

124. Vernikovsky, V. A. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge / V. A. Vernikovsky, A. E. Vernikovskaya, A. B. Kotov [et al.] // Tectonophysics. – 2003. – Vol. 375, no. 1–4. – P. 147–168.

125. Wedepohl, K. H. The composition of the continental crust / K. H. Wedepohl // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – Vol. 59, no. 7. – P. 1217–1232.

126. Williams, N. C. Geologically-constrained UBC GIF gravity and magnetic inversions with examples from the Agnew-Wiluna greenstone belt, Western Australia : PhD Thesis / N. C. Williams. – University of British Columbia, 2008.

127. Witt, W. K. Diversity within a unified model for Archaean gold mineralization in the Yilgarn Craton of Western Australia: An overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits / W. K. Witt, F. Vanderhor // Ore Geology Reviews. – 1998. – Vol. 13. – P. 1–5, 29–64.

128. Yerbolat, N. K. Construction of a geological reservoir model based on a comprehensive analysis of geological and geophysical data / N. K. Yerbolat, Zh. S. Tulemisova // Herald of Kazakh-British Technical University. – 2025. – Vol. 22, no. 3. – P. 370–380. – DOI: 10.55452/1998-6688-2025-22-3-370-380.

129. Yu, X. F. Structural framework and genetic analysis of gold concentration areas in the northwestern Jiaodong Peninsula, China: A new understanding based on high-resolution reflective seismic survey / X. F. Yu, W. Shan, Y. X. Xiong [et al.] // Acta Geologica Sinica. – 2018. – Vol. 92. – P. 1823–1840.

130. Zeng, Q. D. Spatial-temporal distribution and tectonic setting of gold deposits in the Northern margin gold belt of the North China Craton / Q. D. Zeng, Y. B. Wang, J. H. Yang [et al.] // International Geology Review. – 2021. – Vol. 63. – P. 941–972.

131. Zhang, L. C. Regional differences of gold deposits on the North China Craton / L. C. Zhang, Y. Bai, M. T. Zhu, K. Huang // Journal of Earth Science and Environment. – 2018. – Vol. 40. – P. 363–380.

132. Zhang, R. The history and economics of gold mining in China / R. Zhang, H. Pian, M. Santosh, S. Zhang // Ore Geology Reviews. – 2015. – Vol. 65. – P. 718–727. – DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.03.004.

133. Zhu, R. X. Decratonic gold deposits / R. X. Zhu, H. R. Fan, J. W. Li [et al.] // Science China Earth Sciences. – 2015. – Vol. 58. – P. 1523–1537.