

МИНОБРНАУКИ РОССИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ имени СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ»
(МГРИ)

На правах рукописи

ДО МИНЬ ФЫОНГ

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОНОСНОЙ
МЕДНОЙ И УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РАЙОНЕ КОН РА
ПРОВИНЦИИ КОНТУМ, ЦЕНТРАЛЬНОГО ВЬЕТНАМА**

Специальность 1.6.10 – геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор Игнатов П. А.

Москва, 2022

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	4
1 ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА КОНТУМ.....	11
1.1 Краткая история исследования.....	11
1.2 Геологическая характеристика Контумского района.....	12
1.2.1 Положение Контумского района в Индокитае.....	12
1.2.2 Геологическое строение района Кон Ра.....	14
1.2.3 Краткая геологическая характеристика перспективной площади Кон Ра...26	
2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ U-AU-CU МИНЕРАЛИЗАЦИИ КОН РА	37
2.1 Геологическое строение перспективной площади	37
2.2 Вмещающие породы и околорудные изменения.	55
2.3 Геохимические характеристики вмещающих пород.....	56
2.3.1 Геохимическая характеристика метаморфических пород комплекса Хамдык.....	56
2.3.2 Геохимическая характеристика гранитоидов Хайванского комплекса	60
2.3.3 Геохимические характеристики скарнов	65
3 РУДОВМЕЩАЮЩЕ СТРУКТУРЫ AU-U-CU МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЧАСТКА КОН РА	68
3.1 Закономерности локализации золото-медной и урановой минерализации	68
3.2 Рудоконтролирующие факторы.....	90
4 ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ U, AU, CU РУД УЧАСТКА КОН РА И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ	99
4.1 Минеральный состав руд	99
4.2 Текстуры и структуры руд	102
4.3 Последовательность формирования руд	104

4.3.1 Скарновый дорудный этап	105
4.3.2 Гидротермальный рудный этап	106
4.4 Геохимические характеристики руд	109
4.5 Вопросы генезиса оруденения.....	111
4.5.1 Температура рудообразования.....	111
4.5.2 Изотопный состав серы сульфидов рудоносных зон.....	112
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	118
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	120

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Районы Центрального Вьетнама рассматриваются в качестве перспективных на обнаружение стратегически важных месторождений золота, олова, меди, урана и др. В одном из них Кон Ра, расположенном в провинции Контум, находится одноименное рудопоявление меди, золота и урана. Сульфидная минерализация рудопоявления Кон Ра была обнаружена в 2019 году в процессе проведения геологических маршрутов и бурения мелких скважин. Первоначальные результаты показывают, что Cu-U-Au минерализация располагается в протерозой-кембрийских метаморфических породах комплекса Хамдык [35-40]. Проведенными расчистками и бурением оценочных скважин выявлены многообещающие перспективы рудопоявления. Однако, рудоконтролирующие структуры и механизм их формирования не были четко определены. Решение этих вопросов необходимо для эффективного проведения поисково-оценочных и разведочных работ.

Целью исследования является определение геологических условий локализации и, прежде всего, тектонических структур, контролирующих распределение Cu-U-Au оруденения в районе Кон Ра, провинции Контум.

Задачи исследований: включают следующее.

- Изучение геологического строения района и истории его развития, включая выделение стадий деформаций.
- Выделение структур ранга потенциальных рудных узлов, полей и месторождений.
- Установление закономерностей распределения концентраций Cu, Au и U на участке рудопоявления Кон Ра на основе анализа структурных факторов, контролирующих рудную минерализацию, обоснование моделей рудообразования.
- Изучение вещественного состава Cu, Au и U руд, установление последовательности их образования и представление концепции происхождения.

Фактический материал и личный вклад автора.

Исследовательская работа основана на материалах, полученных в результате проведения геологоразведочных работ на площади рудопоявления Cu-U-Au Кон Ра, в

которых автор участвовал в полевых и камеральных условиях, описывая обнажения и керн поисковых скважин и создавая геологические и структурные карты. Отбор проб произведен автором по рудным интервалам и вмещающим породам в основном из керна и, меньше, из естественных обнажений.

Образцы, шлифы и аншлифы в количестве 60 шт., геохимических анализов в количестве 418 проб, изотопы серы в количестве 6 проб изучены автором в лабораториях Вьетнамского института геологии и минералов, МГРИ и ЦНИГРИ.

В статистической обработке использованы Microsoft office и 418 анализов, выполненных в лаборатории Вьетнамского института геологии и минералов.

Автором использованы и проанализированы геологические карты масштабов от 1: 100 000, 1: 50 000 до 1: 10 000; карта магнитного поля материалы масштаба 1: 50 000; данные аэрогамма-съемки масштаба 1: 50 000; пешеходная гамма-съемка масштаба 1: 10 000; профильная электроразведка и результаты каротажа по 9 наклонным скважинам оценочного бурения глубиной от 100 м до 300 м.

В работе также использованы опубликованные и фондовые материалы по району Кон Ра и прилегающим площадям Центрального Вьетнама.

Материалы по геологии и полезным ископаемым района Кон Ра привлечены автором с согласия Главного управления геологии и полезных ископаемых Вьетнама в соответствии с официальным письмом № 3378/DCKS-DC от 3 декабря 2020 года.

Методической основой исследования стали следующие виды анализов:

- Анализ и интерпретация топографии местности на основе спутниковых данных с использованием программы Surfer-13. Анализ растительности и поверхностного покрова проводился на основе изображений дистанционного зондирования Landsat 8 с помощью программы SAGA-GIS.

- Для определения геологических структур района, ключевых факторов и стадий тектонических деформации, рудоконтролирующих структур, автор использовал: данные геологических карт, используя созданный проект в программе Quantum GIS (QGIS 3.9); обработку и интерпретацию данных магнитной съемки с помощью программы КОСКАД 3D; результаты электропрофилирования (профильная электроразведка, выполненная методом ЭЭП четырехэлектродной установкой); каротажные диаграммы (сопротивление, естественная гамма-активность, гамма-спектрометрия, инклинометрия; ультразвуковое зондирование – телевьюер.

– Полевые исследования проводились на участке рудопроявления Кон Ра и прилегающих площадях для описания геологического строения и тектонических деформаций, изучения распределения Cu-U-Au минерализации и отбора проб. Построение сферических проекций азимутов простираания и углов падения трещин выполнено с использованием программного обеспечения HiRAT фирмы ROBERTSON, Великобритания, 2014 г. В методе скважинного телевидения (televewers) используется система визуализации ATV (Acoustic televewers), использующей конфигурацию ультразвукового импульсного эхо-сигнала с частотой 0,5 - 1,5 MHz. Время распространения и амплитуда отраженного звукового сигнала фиксируются в виде снимка с высоким разрешением. Полученное изображение стенки скважины проецируется на плоскость с севера на юг [59]. Зафиксированные (обнаруженные) трещины имеют форму волны, отражая график синусоидальной функции (связывающей азимуты простираания и углы падения открытых трещин).

– Проведены петрографические, минералогические и геохимические исследования по авторской коллекции образцов керна и образцов, отобранных из обнажений. Элементный анализ выполнен с использованием ICP-MS и атомной абсорбции по результатам рядового опробования в количестве 374. Геохимическая взаимосвязь рудных компонентов была установлена с помощью многомерного статистического корреляционного анализа в программном пакете Statisticstica. Изотопный анализ серы выполнен под руководством доктора геол.-мин наук С.Г. Кряжева в институте ЦНИГРИ. Подготовка проб и большая часть анализов выполнены в лаборатории Вьетнамского института геологии и минералов. Анализ изотопного возраста методом U-Pb по цирконам и Rb-Sr по серициту проведен в Пекинской академии наук.

Для анализа распределения редких, редкоземельных, рассеянных и радиоактивных элементов (Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Tm, Y, Yb, Ba, Rb, Co, Cr, Ga, Li, Nb, Ni, Sr, Ta, V, Hf, Zr, U, Th, Ti) использовалось программное обеспечение набора инструментов Geochemical Data (GCDkit 4.1).

Научная новизна исследований определяется следующим.

В результате исследований получены новые данные о геологическом строении потенциального рудного района Кон Ра в центральном Вьетнаме и условиях локализации в его пределах одноименного рудопроявления Cu, Au и U, которое по выявленным признакам представляется потенциальным месторождением.

1. В перспективном рудном районе Кон Ра центрального Вьетнама выделено два тектонических блока, сложенных комплексами метаморфических пород протерозоя-кембрия и интрузиями триасовых гранитов, которые отличаются составом и строением вулканогенно-осадочно-метаморфических пород.

2. В истории геологического развития района выделено три этапа развития: протерозой-кембрийский регионального метаморфизма вулканогенно-осадочных пород; силурийский локального термометаморфизма с частичным переплавлением пород; триас-юрской тектоно-магматической активизации. Предполагается, что в каждом этапе преобладали различные региональные деформации: в протерозое-кембрии – сжатие с образованием складок; в силуре анатексис и формирование гранито-гнейсовых куполов и валов; в триасе и юре – внедрение гранитов и даек разного состава, формирование скарнов и хрупких деформаций в зонах взбросов и сдвигов (трещины, жилы, брекчии, катаклазиты) и, вероятно, сформировалась рудная минерализация.

3. На участке рудопроявления Кон Ра золото-медная сульфидная минерализация представлена тремя крутопадающими линзовидными рудоносными зонами, протяженными в северо-восточном направлении и залегающими субпараллельно и кулисообразно. Оруденение локализовано в тектонических брекчиях и катаклазитах, нарушающих скарнированные осадочно-метаморфические породы докембрийско-кембрийского возраста. Дорудные скарны сформировались на активном контакте мраморов, чередующихся с кристаллическими сланцами комплекса Хамдык, и второй фазы триасовых гранитов комплекса Хайван. Золото-медная минерализация находится в экзоскарнах, осложненных плитообразными апофизами гранитов, и преимущественно локализована в наиболее хрупких диопсидовых и тремолитовых мраморах.

4. По результатам геологического картирования, наблюдениям в обнажениях и керне оценочных скважин и стереографическому анализу тектонических трещин обоснована рудовмещающая структура золото-медного потенциального месторождения в виде крутопадающей pull-apart зоны правого взбросо-сдвига.

5. Урановая минерализация представлена линзами и гнездами. Ее ореол частично перекрывается с ореолом золото-медных концентраций. Она сопровождается кварц-серицитовыми метасоматитами и пространственно связана с дайками кислого состава юрского возраста, имеющими радиогеохимическую специализацию.

6. Диагностирован минеральный состав руд, включающих пирротин, пирит,

халькопирит, молибденит, магнетит, мартит, гематит, кубанит, марказит, золото, ксенотим, сфалерит, уранинит, графит, халькозин, ковеллин, гетит, малахит и лимонит. Намечена схема последовательности минералообразования. Результаты ICP MS первичных руд показали, что помимо меди имеются концентрации Au, U, Ag, Co, Mo, Zn, Ni, V, Y, La и As. Установлена положительная корреляция между Cu, U и Au.

Защищаемые положения:

1. По геолого-геофизическим данным в перспективном рудном районе Кон Ра центрального Вьетнама выделено два тектонических блока, сложенных отличающимися по составу и строению комплексами осадочно-метаморфических пород протерозоя-кембрия и интрузиями силурийских и триасовых гранитов. Потенциальное месторождение с U-Au-Cu минерализацией расположено в блоке, включающем метакарбонатные породы, относительно большие интрузии триасовых коллизионных гранитов S-типа, связанные с ними скарны, и юрские дайки.

2. Потенциальное U-Au-Cu месторождение представлено серией субпараллельных линзовидных рудоносных залежей тектонических брекчий, которые локализованы в экзоскарнах и контролируются взбросо-сдвиговой структурой типа pull apart zone, которая обоснована результатами геологического картирования, наблюдениями в обнажениях, керне оценочных скважин, аншлифах и стереографического анализа тектонических трещин.

3. Минеральный состав руд рудопроявления Кон Ра включает гидротермальную минерализацию, наложенную на скарновые ассоциации и сформировавшуюся в три стадии (оксидную, сульфидную и карбонатную). Руды сложены сульфидами, образованными в среднетемпературных условиях при участии глубинных флюидов.

Практическая значимость.

– Новые данные диссертации о геологическом строении, возрасте и условиях образования U-Au-Cu минерализации являются новым и очень важным вкладом по геологии центрального Вьетнама и могут быть использованы при прогнозе месторождений.

– Выявление двух тектонических блоков, этапов деформации и структурных факторов, контролирующих минерализацию, и их роли в образовании U-Au-Cu минерализации являются геологической основой при планировании и проведении дальнейшей оценки и, возможной разведки в районе Кон Ра провинции Контум Центрального Вьетнама.

– На северо-востоке района выделена перспективная площадь для поисков золото-меднорудного оруденения.

Апробация работы и публикации.

Основные положения диссертации опубликованы в 12 работах, в том числе 7 статьях и 5 тезисов докладов на научных конференциях. Молодежная научно-образовательная конференция «Молодые - Научкам о Земле» МГРИ-РГГРУ, Москва 2020; «XV Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле», МГРИ-РГГРУ, 2021; «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче» ЦНИГРИ. 2020. Молодежная научно-образовательная конференция «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче», ЦНИГРИ. 2021.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы из 105 наименований. Объем работы составляет 130 страниц, в том числе 28 таблиц и 67 рисунков. Первое защищаемое положение раскрыто в главе 2, второе – в главе 3, третье – в главе 4.

– В первой главе, излагающей историю геологического изучения района, обобщены сведения о предшествующих работах, дается общая характеристика геолого-геоморфологических исследований изучаемого района.

– Во второй главе рассмотрено геологическое строение потенциального рудного узла Кон Ра. Выделено два разных тектонических блока. На основе анализа геолого-геофизических данных, этапов деформации, особенностей изменения вмещающих и околорудных пород, геохимических характеристик вмещающих пород построена трехмерная модель потенциального месторождения Кон Ра.

– В третьей главе раскрыто геологическое строение участка Cu-Au-U рудопроявления Кон Ра, показаны закономерности распределения медно-золотого и уранового оруденения и рудоконтролирующие факторы, обоснована рудоносная pull appart зона сдвига.

– В четвертой главе рассмотрен минеральный и элементный состав, текстуры и структуры руд потенциального месторождения Кон Ра, построена схема последовательности рудообразования. Приведены данные по термобарогеохимии включений в кварце из сульфидных руд Кон Ра. Проанализирован изотопный анализ серы

сульфидов руд рудопроявления Кон Ра в сравнении с изотопией серы сульфидов известных магматических и гидротермально-скарновых месторождений меди. Изучение минерального состава и строения руд рудопроявления Кон Ра указывают на то, что они представлены гидротермальной минерализацией, наложенной на скарновые ассоциации и сформировавшейся в три стадии (оксидную, сульфидную и карбонатную). Руды сложены сульфидами, образованными в среднетемпературных условиях при участии глубинных флюидов.

– В заключении сформулированы основные выводы по результатам исследования.

Благодарности. Особую благодарность хочу выразить проф. **Игнатову Петру Алексеевичу**, который научил меня знаниям, давал ценные советы, активно помогал в подготовке работы. Без ценных советов и всесторонней помощи профессора **П.А. Игнатова** было трудно написать эту работу.

Автор выражает глубокую благодарность профессорско-преподавательскому составу МГРИ-РГГРУ, всем, кто помогал и поддерживал в процессе исследования.

Автор выражает благодарность Главному управлению геологии и полезных ископаемых Вьетнама за поддержку источника данных и создание всех благоприятных условий для выполнения автором данной диссертации.

Кроме того, автор выражает благодарность профессору А.В. Петрову помогал с обработкой геофизических данных, доценту А.П. Алешину за ценные консультации при изучении аншлифов, а также профессору С.Г. Кряжеву за проведение изотопного анализа серы сульфидов.

1 ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА КОНТУМ

1.1 Краткая история исследования

Район исследования охватывает массив Контум и отличается сложным геологическим строением. В нем широко распространены древние метаморфические образования.

Историю геологического изучения района можно разделить на два этапа до и после 1975 года. До 1975 г. геологические изыскания вели французские геологи. В этот период созданы геологические карты Индокитая масштаба 1: 40 000 000 (Фуш Е. и Е. Саладин, 1882) [44]; Геологическая карта Вьетнам – Камбоджа – Лаос масштаба 1: 500 000, так называемая "НОЛЬ" (Дж. Фромадже, 1952; Сауринэ, 1956) [43]; Геологическая карта Индокитая масштаба 1: 2 500 000 (Дж. Фромадже, 1941) [43], стратиграфический словарь Индокитая (Саурин Е., 1956) [41]; Геология и тектоника Южного Вьетнама масштаба 1: 500 000 (Чан Ким Тхат, 1974). В них гнейсы, кристаллические сланцы, пироксениты, амфиболиты, гранитогнейсы были разделены на архейские и протерозойские (агонские), а другие интрузии объединены в граниты и гранодиориты. Выделены богатые оливином базальты плиоценового и четвертичного возраста и отложения неогена. За это время была проведена оценка минерализации меди и золота. До сих пор существует очень мало информации об этих работах.

Период после 1975 года начался после освобождения Южного Вьетнама и воссоединения страны. с 1975 года до настоящего времени геологическое картирование проводилось в разных масштабах, составлены: геологическая карта Южного Вьетнама масштаба 1: 500 000 (Хунь Чунг, Нгуен Суан Бао, 1982) [45], Вьетнам-Лаос-Камбоджа масштаба 1: 1 500 000 (Фан Кы Тиен, 1989) [42], территория Кон Тум – Буон Ма Туот масштаба 1: 200 000 (Чан Тинь, 1994) [53], Южная территория широты 15°20'00 " масштаба 1: 200.000 (Нгуен Суан Бао, 1995) [38], в Южном Вьетнаме масштаба 1: 200 000 (Нгуен Суан Бао, 1995) [40].

За последние годы в этой области был осуществлен ряд научно-исследовательских проектов. Прежде всего, это работа Нгуен Куанг Лок «Геология и разведка полезных ископаемых в масштабе 1: 50 000 группы листов Дак То, 1998» [31], Тхан Дык Зуен «Группа Контума, 2006», Чан Дуан, «Геология и разведка минералов в масштабе 1: 50 000 группы

листов Конплонг, 2021 г.» [49], эти исследования охватывают площади оценки минерализации меди, золота и урана на площади Кон Ра. В этих работах геологические образования были разделены авторами более подробно, чем в предыдущий период, некоторые метаморфические образования, такие как формация Такпо, Хамдык, Шонгре, Конкот, Саламко и Дакло, были отнесены к нестратифицированным метаморфическим комплексам (группа листов Бато, Контум и Конплонг).

Геофизические исследования на территории проводятся в разных масштабах, сфера исследований ограничена. Информация об аэрогамма-спектроскопии на территории Контума содержится в отчетах о результатах измерения гамма-спектра в масштабе 1: 50 000 в районе Дакто-Контум (Нгуен Суан Шон и др., 1986), о полевом исследовании аномалий из аэропорта Контум-Анкхе (Нгуен Динь Лонг, 1988), (Чан Ван Тхинь, 2000), о результатах полетов-измерений гамма-спектра в масштабе 1: 50 000 и измерения силы тяжести в масштабе 1: 100 000 района Контум (Нгуен Суан Шон и др; 2000), об оценке геофизических аномалий и месторождений эндогенных полезных ископаемых в Центральном Вьетнаме (Нгуен Тхе Хунг, 2000).

Наряду с построением геологических карт проводились геохимические работы в различных масштабах, их результаты отражены в работе «Геохимическая карта Вьетнама, 1: 1 000 000» (Нгуен Ван Хыонг, 1990) [35].

До сегодняшнего дня исследования, связанные с полезными ископаемыми, сосредоточены на месторождениях меди, урана, золота и редких элементов. Некоторые работы Чан Тхань Хай (2012), Фан Чыонг Тхи, 2001, Чан Чонг Хоа, 2010, Нгуен Чыонг Занг (2019), посвященные проблемам образования руд меди, золота и урана и добычи полезных ископаемых, опубликованы в журналах [49, 63, 78, 79, 80, 97, 99]. Результаты поисков и разведки отражены в ряде отчетов (Чан Тхань Хай, Чан Чонг Хоа, Нгуен Чыонг Занг) и др.

1.2 Геологическая характеристика Контумского района

1.2.1 Положение Контумского района в Индокитае

Теоретическую основу для оценки геодинамики и тектоники территории составляют современные представления об эволюции Земли и, в частности, планетарных зон континентальных рифтов, включающих территорию Индокитая и центральной части Вьетнама, в частности.

Контумский район часто упоминается в литературе [49, 63, 78, 79, 80, 97, 99] (Рисунок 1.1). Он расположен в центре Вьетнама и находится в зоне влияния глубинных

разломов, горообразующих поясов и региональных внутриконтинентальных структур (Рисунок 1.2).

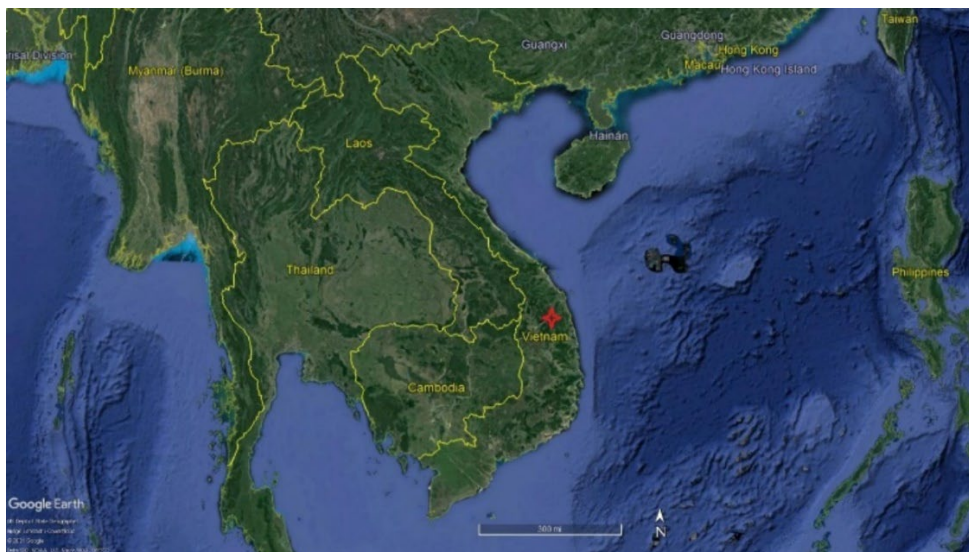


Рисунок 1.1 – Схема положения района проявления Cu-U-Au орудинение Кон Ра

Современная структурная карта Юго-Восточной Азия представляет собой комплекс микроконтинентов (micro continents), континентальных террейнов (continental terranes), блоков (blocks) или фрагментов (fragments), отделенных от плиты Индо-Западная Австралия, которая принадлежала восточной окраине суперконтинента Гондвана, и вулканических архипелагов, включая террейны/блоки: Западная Бирма, Южный Китай, Индокитай, Сибумасу, Западная Суматра, Юго-Западное Борнео и многие другие (Рисунок 1.2).

Эти континентальные блоки связаны вместе процессами закрытия 3-х Тетических океанов (Палео-Тетис, Мезо-Тетис и Кено-Тетис). При этих процессах зонами сшивания закрыты тыловые океанические бассейны, которые сейчас наблюдаются только по остаткам офиолитовых комплексов, осадочных клиньев и океанических островов [Меткалф, 2013] [78]. Террейн Индокитай ограничен зонами сшивания Нан-Уттарадит, Сра-Каео и восточной зоной сшивания восточного Малайского полуострова, сочетанием зон сшивания Шонгма, горным поясом Чыонгсон, зоной сшивания Тамки - Фыоксон [Чан Ван Чи, Чан Тхань Хай и др., 1976; Меткалф, 2013; Меткалф, 2017] [79] на территории Вьетнама и в зоне сшивания Луангпхабанга на северной территории Лаоса и восточной границей служат субмеридиональные разломы на 110 меридиане на Восточно-Вьетнамском море и юго-западная зона сшивания Борнео [Меткалф, 2017] [79]

Блок Контум во Вьетнаме является важной частью, расположенной в восточной части Индокитая, где наиболее метаморфизованные породы достигают гранулитных фаций [Осанай и др, 2001] [80, 82] и считается частью фундамента террейна.

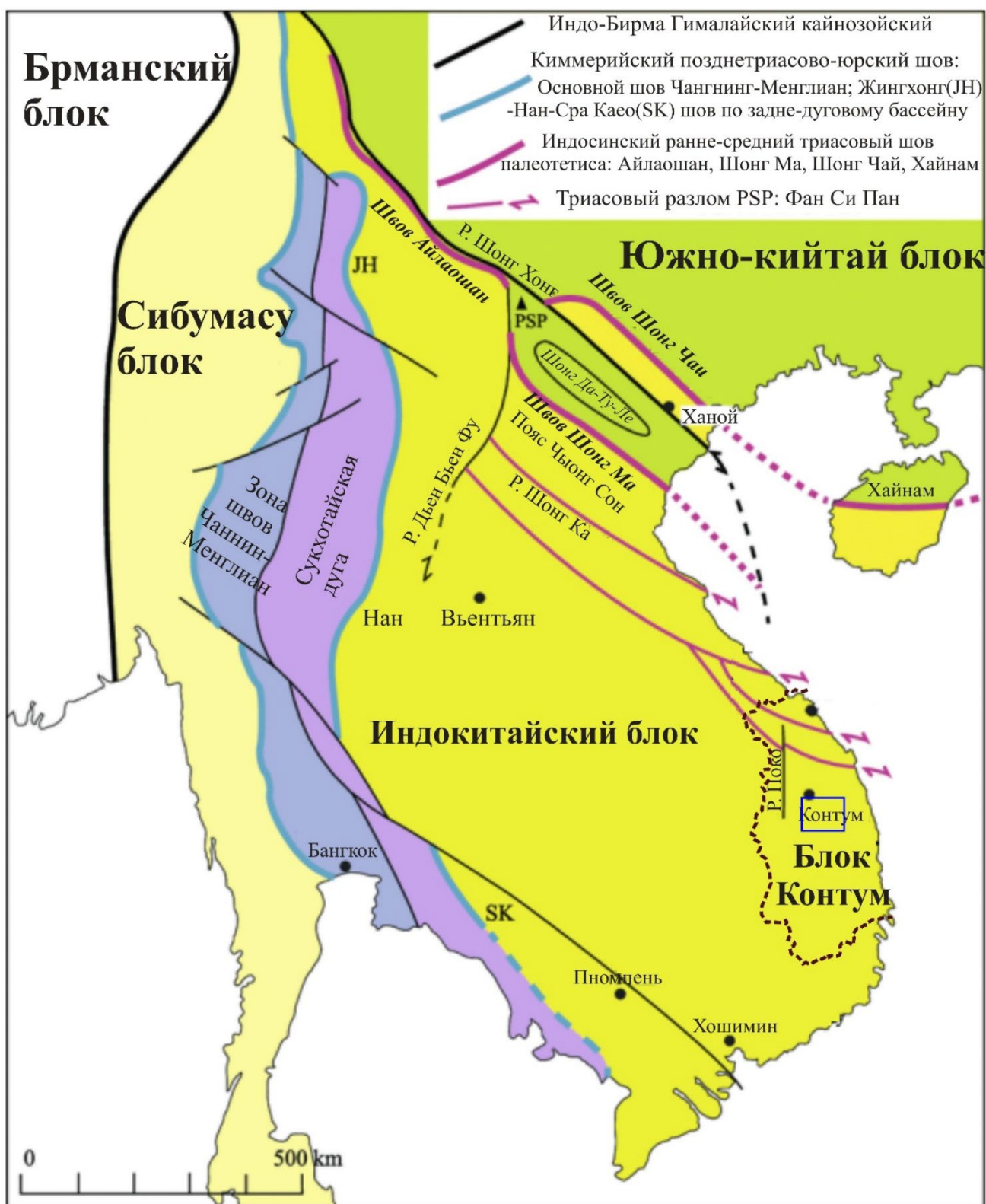


Рисунок 1.2 – Расположение блока Контум и Индокитая на современной структурной карте Юго-Восточной Азии [63]

1.2.2 Геологическое строение района Кон Ра

Район Кон Ра расположен в центре террейна Контум. В целом Контумский высокометаморфический терреин расположен в пределах докембрийских континентов и был

сильно преобразован в фанерозое. На севере террейн примыкает к горному поясу среднепалеозойского возраста Дананг - Секонг, на юго-западе примыкает к горному поясу Срепок – Тэй Нам Бо, на юго-востоке примыкает к активной позднемезозойской континентальной окраине Далат. На вершине консолидированного террейна Контум расположена внутриконтинентальная рифтовая система, образованная после мезозойского столкновения Шонгбунг-Анкхе. Есть небольшие кайнозойские впадины, перекрывающие разнородные фундаменты. Кроме того, их покрывают базальтовые ореолы Тэйнгун (Рисунок 1.3).

Геотектонические факторы сильно повлияли на развитие высокометаморфического террейна Контум, что привело к разрушению и повторному преобразованию докембрийских метаморфических толщ Контумского террейна.

Террейн Контум можно разделить на четыре структурные яруса. Нижний, в его строении участвуют протерозой-кембрийские метаморфические породы, которые существуют как ядра древнего Индозинского террейна. Вдали от этого древнего блока, в допалеозойских образованиях, степень метаморфизма снижается. В целом породы этого яруса считаются фундаментом палеозойского краевого моря.

В строении среднего яруса участвуют палеозойские породы, внизу – раннепалеозойские образования, вверху – более молодые, сформированные во впадинах. Наиболее характерными из них сформированы на окраинных морях. Положение впадин со временем меняется и их площадь становится все меньше и меньше.

Верхний ярус, в строении которого участвуют образования от поздней перми до конца мезозоя. Они образуются в условиях локальной кинетики растяжения и погружения, за чем следуют магматическая активность и извержения вулканов. Вулканы довольно распространены на юге исследуемой территории, в основном они происходят вдоль впадин растяжения соответственно вихревой активности в мантии.

Самый верхний ярус сложен кайнозойскими образованиями. Они состоят из внутриконтинентальных базальтов, образовавшихся в условиях подъема свода и растяжения континентальной коры. В дополнение существуют современные осадки, сформировавшиеся в континентальной окраине.

На основе возраста континентальной коры, а также особенностей покрова исследуемая территория может быть разделена на блоки, ограниченные зонами сшивания или сдвигами (Рисунок 1.3).

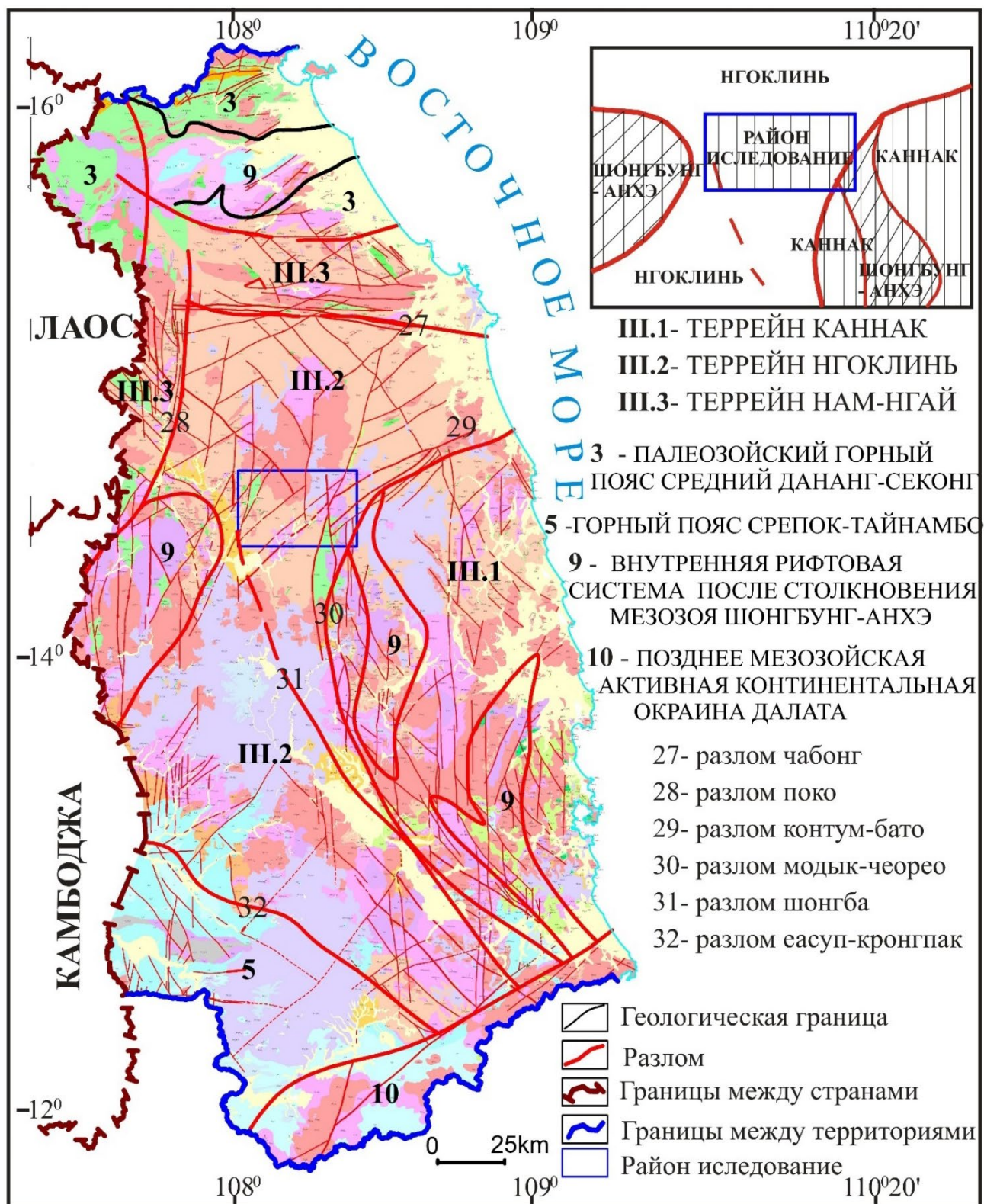


Рисунок 1.3 – Расположение района исследования на тектонической карте Вьетнама.

Масштаба 1:500000 (по Чан Дык Лыонг, Нгуен Суан Бао, 1981) [51]

III.1- террейн Каннак; **III.2** – террейн Нгоклинь; **III.3** – террейн Нам-Нгай; **3** - палеозойский горный пояс средний Дананг-Секонг; **5** – горный пояс Срепок-Тайнамбо; **9** – внутренняя рифтовая система после столкновения мезозоя Тонгбунг-Анхэ; **10** – позднее мезозойская активная континентальная окраина Далата; **27** – разлом Чабонг; **28** – разлом Поко; **29** – разлом Контум-Бато; **30** – разлом Модык-Чеорео; **31** – разлом Шонгба; **32** – разлом Еасуп-Кронгпак.

А – террейн Каннак (III.1) – это ядро Контумского террейна, где обнаружены метаморфические породы архейского возраста гранулитной фации мощностью более 5000 м. Породы комплекса Каннак включают толщи Конкот и Саламко. Петрографический состав комплекса включает двухпироксеновые плагиогнейсы, двухпироксеновые плагиоклазовые сланцы, амфиболиты, биотит-гранат-силлиманитовые сланцы, кварц-биотитовые сланцы с прослоями кварцита, силлиманита и мрамора. Вышеуказанные породы метаморфизованы до гранулитовой фации в условиях температур 850 - 860°C и давления 9 - 9,88 кбар [27, 33, 35, 37-39, 41-44, 46, 47, 51, 52]. Метаморфические породы этой зоны сложно складчатые.

Б – террейн Нгоклинь (III.2). Сложен высокометаморфическими образованиями амфиболит-пироксеновой фации комплекса Нгоклинь. Разрез зоны соответствует толще Такпо, которая включает: в нижней части биотитовые гнейсы, биотитовые плагиогнейсы, чередующиеся с биотитовыми кварцевыми сланцами, биотит-графит-силлиманитовыми кварцевыми сланцами, линзами или тонкими слоями амфиболита; в верхней части слои глинистых сланцев с высоким содержанием алюминия, таких как биотит-силлиманит-кордиеритовый кварцевый сланец с тонкими слоями оливинового мрамора и небольшим количеством биотитового гнейса. Образования толщи Такпо обычно слагают пологие складки.

Формирование гранито-гнейсовых сводов комплекса Туморонг в области распространения пород комплекса Нгоклинь считается последней стадией метаморфического и гранитизационного процессов. Эти процессы превращают весь мобильный пояс Нгоклинь в регион с древней континентальной корой палеопротерозойского возраста.

В – террейн Нам-Нгай (III.3) имеет широтную по северному краю и меридиональную по западному краю границы с террейном Нгоклинь, в том числе. глубинному разлому Поко. Состав террейна – континентальные, и континентальные-морские отложения, включающие вулканиты основного состава, которые позже метаморфизируются до эпидот-амфиболовой фации. Эти образования классифицируются в формации Хамдык и считаются комплексом пассивного континентального бассейна в атлантическом стиле. В более поздние периоды тектоно-магматической активизации структуры зоны разрушаются создаются термические своды, такие как Бонгмьеу, Чулай, Хамдык и др. Формирование в этой зоне.гранитных сводов Чулайского комплекса считается завершающей стадией развития пояса континентальной

коры.

Г – внутриконтинентальная рифтовая система образована после столкновения в мезозое Шонгбунг-Анкке. Эта зона сильно активирована магмой и разломами в фанерозое. В этой зоне докембрийские кристаллические породы и нижнепалеозойский осадочный покров лишь спорадически обнажаются как ксенолиты внутри интрузивных и эффузивных пород позднего палеозоя - раннего мезозоя. В пределах зоны распространены риолитовые куполы Мангянг, они всегда сопровождаются гипабисальными интрузивными породами комплекса Ванкань. Толща Мангянг представляет собой вулканогенную формацию, включающую дациты и липариты в вулканических впадинах, которые появляются вдоль крупных длительно действующих разломов, большинство из которых являются сбросами.

1.2.2.1 Стратиграфия района

Район включает фрагменты геологических карт Мангден - Бонгсон (D-49-XIII и D-49-XIV) [33]. Докембрийские метаморфические породы были подвержены тектономагматической активизации и сильно преобразованы в позднем палеозое, раннем мезозое и раннем кайнозое (Рисунок 1.4). Основные геологические образования – метаморфические и магматические породы. Гранулиты обнаружены в метаморфических породах. Интрузию мелового гранита связывают с палео-тихоокеанской субдукцией. Четвертичные базальты, покрывающие большинство террейна, образуют Центральное нагорье.

Метаморфические, магматические и осадочные образования от архея, протерозоя до неогена-четвертичного периода определяют геологическое строение района (Рисунок 1.4). Стратифицированные комплексы представлены метаморфическими, осадочными породами и вулканиками. По мнению вьетнамских авторов геологических карт они образованы в 5 геологических эпох и включают 12 толщ: архейская (AR_{kc} , AR_{xlc} , AR_{dl}); протерозойская (PR_{1tp} , PR_{2-3kd1} , PR_{2-3kd2}); палеозойская ($\epsilon-S_{dlg1}$, $\epsilon-S_{dlg2}$); мезозойская (T_{2my}); кайнозойская (βN_{2dn} , N_{2kt} , Q).

Архейская Эратема

Комплекс Каннак

В районе исследования комплекс Каннак разделяется на 3 толщи (по авторам Нгуен Суан Бао, Фам Ги Лонг, 1994) [39].

Толща Конкот (AR_{kc})

Литологический состав толщи включает двупироксеновый плагиогнейс,

амфиболит в виде слоев и пироксеновый амфиболит. В верхней части присутствуют немного биотитового кварцевого сланца с гранатом, амфиболит в виде слоев, амфиболит с остатками пироксена. Формация Конкот характеризуется темными породами, в основном мафитовыми гранулитами. В верхней части имеется немного метапелитов. Мощность толщи достигает 700 - 1000м.

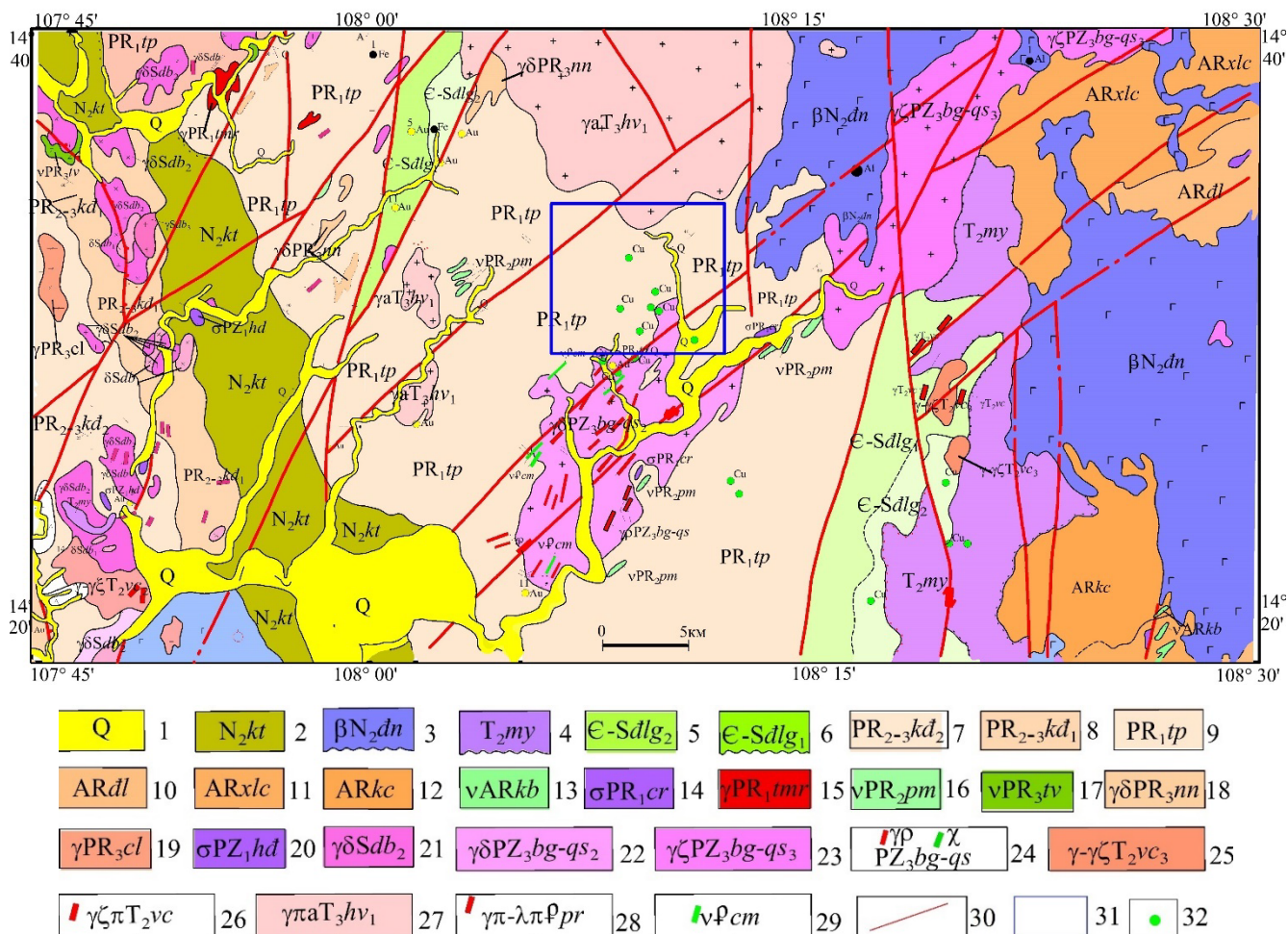


Рисунок 1.4 – Геологическая карта центральной части блока Контум. Масштаба 1: 200 000 (по Чан Тинь, 1994) [52]

1 – четвертичные отложение q; 2 – 12 – толщи: 2 – Контум (n₂kt); 3 – Дайнга (βn₂dn); 4 – Мангян (t₂my); 5-6 – Даклонг; 7-8 – Хамдык; 9 – Такпо; 10 – Дакло; 11 – Саламко; 12 – Конкот; 13 – 29 – комплексы: 12 – Конкбанг; 14 – Чеорео; 15 – Туморонг; 16 – Фумй; 17 – Тави; 18 – Намнин; 19 – Чулай; 20 – Хиендык; 21 – Зиенбинь; 22-24 – Бенжанг-Куэшон: 22 – вторая фаза, 23 – третья фаза, 24 – жильная фаза; 25-26 – ванкань: 25 – третья фаза, 26 – жильная фаза; 27 – хайван; 28 – Фанранг; 29 – Кумонг; 30 – разлом; 31 – площади Кон Ра; 32 – меди (Cu)

Толща Саламко (ARxlc)

В состав толщи входят: биотит-силлиманит-гранит-коррдиеритовый плагиоклазовый сланец, биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, биотитовый кварцевый сланец, биотит-силлиманитовый гнейс, тонкослойный или линзовый амфиболит. Толща Саламко характеризуется светлоцветными метапелитовыми

породами, смешанными с небольшим количеством амфиболита. Мощность толщи достигает 500 - 900м.

Толща Дакло ($ARdl$)

В состав толщи входят кварцевый биотит-силлиманит-кордиерит-гранатовый сланец, гранат-кордиеритовый кварцит, биотит-силлиманитовый кварцевый сланец, биотит-гранатный кварцевый сланец, двупироксеновый плагиогнейсовый сланец, тонкий слой оливинового мрамора и кальцифира. Породы толщи Дакло в основном характеризуются перекристаллизованным фельзитом, метапелитом с чередованием метакарбоната. Мощность толщи достигает 700м.

Протерозойская Система – Комплекс Нгоклинъ

По Нгуену Суан Бао, (1995) [38] она включает две толщи.

Толща Такпо (PR_{1tp})

Состав метаморфической толщи Такпо включает -биотитовый гнейс, биотитовый плагиогнейс с чередованием небольшого количества кварц-биотитового сланца, биотит-графит-силлиманитовый кварцевый сланец, линзы или тонкие слои амфиболита. Кроме того, толща также характеризуется сланцами с высоким содержанием алюминия, такими как биотит-силлиманит-кордиеритовый кварцевый сланец с тонкими слоями оливинового мрамора и небольшим количеством биотитового гнейса. Мощность толщи достигает 2500м.

Толща Хамдык (PR_{2-3kd})

По авторам Нгуен Суан Бао, Фан Чыонг Тхй, Чан Тат Тханг (1992) [37] метаморфические породы толщи широко распространены. В районе исследований толща Хамдык разделена на две подтолщи.

Нижняя подтолща (PR_{2-3kd_1}). Нижняя часть представлена преимущественно мусковитовыми сланцами светло-серого цвета, вверху – биотитовыми сланцами с чередованием роговообманкового плагиогнейса; в кровле – амфиболит, темный амфиболовый сланец. Мощность толщи достигает 1500 - 1600 м.

Верхняя подтолща (PR_{2-3kd_2}) представлена полевошпатово-биотитовым кварцевым сланцем с чередованием тонких слоев плагиоклазово-горнблендитового кварцевого сланца. Верхняя часть – это кварцевый биотитовый сланец, кварц-полевошпат-слюдяной сланец, тонкие слои мрамора, амфиболита, кварц-биотитового полевошпатового сланца с силлиманитом-дистеном и графитового сланца. Мощность толщи достигает 800м.

Палеозойская Эратема
Кембрийская-Силурийская
Толща Даклонг (Є-Sđlg₂)

По автору Нгуен Суан Бао (1995) [38] в районе исследования толща разделена на две подтолщи:

Нижняя подтолща (Є-Sđlg₁) включает серицитовый сланец, полевошпатовый кварцевый сланец с чередованием небольшого количества двуслюдисто-кварцевых сланцев, затем эпидот-цоизитовые актинолитовые сланцы, верхняя часть которых чередуется с тонкими слоями кварцита и заканчивается актинолитовым сланцем. Метаморфические породы в фации зеленых сланцев. Мощность толщи достигает 300 м.

Верхняя подтолща (Є-Sđlg₂) характеризуется чистым кварцитом, серицитовым кварцитом, четко чередующимся в нижней части с серицитовыми кварцевыми сланцами, глинистыми сланцами и оливковым мрамором в верхней части. Мощность толщи достигает 1200 м.

Мезозойская Эратема
Средний Триас
Толща Мангянг (T₂ту)

По автору Чан Тинь (1994) [52] стандартный разрез Мангянг состоит из четырех пачек: 1: конгломерат, песчаник и туф; 2: андезидацит, дацит, риолит, фельзит и их туфы; 3: полимиктовый песчаник, чередующийся с туфом, туффит, глинистые сланцы и известковая глина; 4: конгломерат, песчаник, риолит, порфировый риолит с грубой или неправильной флюидалностью.

Эффузивные породы толщи Мангянг обладают составом, колеблющемся от дацит-риодацита до риолит-фельзита, но большинство составляют фельзит и риолит-фельзитые породы. Что касается состава петрохимии, они насыщены кремнием, избыточны алюминием, относительно высокощелочные, бедны известью и имеют яркий розовый цвет. Мощность толщи достигает 600 - 850 м.

Кайнозойская Эратема
Неогеновая Система
Плиоценовый
Толща Дайнга (βN₂đn)

По авторам Хунь Чунг, Нгуен Суан Бао и др., (1979) [47] толща состоит из

базальтовых пачек, выветрившихся до красной почвы без чередующихся отложений и тонких слоев базальта. Базальтовые пачки состоят из двупироксеновых базальтов, оливин-авгит-плагиоклазовых базальтов и плагиобазальта. Кроме того, встречается мало оливин-авгитовых базальтов и оливиновых базальтов. Породы насыщены или перенасыщены кремнеземом, с высоким содержанием алюминия, с низким содержанием титана. Калия и магния средне или низкие количества.

Базальтовые покровы расположены на денудационных поверхностях палеогенового возраста. Основываясь на геологических связях толщи отнесли к плиоценовому возрасту. Мощность толщи достигает 30-180 м.

Толща Контум (N_{2kt})

По автору Чан Тинь (1994) [52] толща Контум включает три пачки. Мощность толщи достигает 70-120м:

Пачка 1: Темно-серый кварцевый песчаник, чередующийся с плотными базальтами или порообразными базальтами (пустот).

Пачка 2: Аргиллит, алевролит, слои бентонита, диатомита с многими слоями базальтового туфа.

Пачка 3: Песчаник, алевролит, алевролит чередуется с базальтовыми слоями.

Четвертичная Система

Голоцен- Плейстоцен (Q)

Четвертичные отложения обнажены в основном вдоль побережья и долин крупных рек. Четвертичные отложения в районе исследования представлены гравием, песком и породами различного происхождения. Мощность толщи достигает 40-60 м.

1.2.2.2 Интрузивный магматизм

Интрузивная активность в регионе проходила в 5 эпох с образованием 17 магматических комплексов: архейская (vAR_{kb}); протерозойская (σPR_{1cr} , γPR_{1tmr} , vPR_{2pt} , vPR_{3tv} , $\gamma \delta PR_{3nn}$, γPR_{3cl}); палеозойская (σPZ_{1hd} , vPZ_{1nng} , $\delta, \gamma \delta PZ_{1db}$, $\gamma \delta Sdb_2$); мезозойская ($\gamma \delta, \gamma$, $\gamma \xi T_{2vc2}$, $\gamma \xi \pi T_{2vc}$, γT_{3hvi}); кайнозойская ($\gamma \pi$ - $\lambda \pi rpr$, $vrcm$). Каждая эпоха начинается с зарождения ультрамафитовых или мафитовых комплексов и заканчивается образованием комплексов с преобладанием гранита S-типа, за исключением гранита комплекса Бэнжанг-Куэшон. Этот тип характеризуется щелочью натрия.

Комплекс Конкбанг (vAR_{kb})

По авторам Чан Дык Лыонг, Нгуен Суан Бао (1981) [51] комплекс Конкбанг

включает габбро, габбро-диабаз с гранулитизированными толеитово-базальтовыми образованиями комплекса Каннак, которые включают блоки гранулитовых габбро, гранатовых амфиболитов, амфиболовых пироксенитов, амфиболитов. Они образуют линзы мощностью от 1 - 2 м до 20 - 50 м, длиной в десятки метров, распределенные в комплексе Каннак. Основываясь на степени метаморфизма пород и связи комплекса с серией Каннак, комплекс отнесен к архею.

Комплекс Чеорео (σPR_{1cr})

По авторам Чан Тинь (1994) [52] состав комплекса включает роговообманковый амфиболит и пироксенит. Комплекс Чеорео отнесен к раннему протерозою.

Комплекс Ту Мо Ронг (γPR_{1tmr})

По авторам Хуинь Чунг, Нгуен Суан Бао (1979) [47] состав комплекса включает плагиогранитогнейс, мигматитовый гранит и биотитовый гранит. По связи с вмещающими метаморфическими породами гранитоиды комплекса Ту Мо Ронг имеют происхождение ультраметаморфической гранитизации из терригенных осадочных пород комплекса Нгоклинь. Комплекс Ту Мо Ронг был отнесен к раннему протерозойскому возрасту.

Комплекс Фуми (vPR_{2pt})

По авторам Хуинь Чунг, Нгуен Суан Бао (1979) [47] комплекс состоит из небольших глыб габбро-амфиболита и амфиболита, линейно, распределенных вдоль основных зон разломов. Это линзовидные небольшие тела шириной от нескольких до 150 метров и длиной в несколько сотен метров, выровненные согласно с амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами комплекса Нгоклинь. Согласно нормативный минеральный состав (CIPW), результаты попадают в поля кварцевого монцодиорита и монцогаббровое. Породы относятся к известково-щелочной серии, соответствующей нормальному габбро, кроме того, они относятся к Na-K серии с низким и средним содержанием алюминия. Породы комплекса относятся к среднему протерозойскому возрасту.

Комплекс Тави (vPR_{3tv})

По авторам Чан Дык Лыонг и Нгуен Суан Бао (1981) [51] комплекс состоит из небольших линзовидных блоков, обнаженных в районе Тави в обнажении толщи Хамдык. Основной состав представлен габбро, амфиболовым габбро. Породы неравномерно гранитизованы. Породы комплекса относятся к позднепротерозойскому возрасту.

Комплекс Намнин ($\gamma\delta PR_{3nn}$)

По авторам Чан Дык Лыонг и Нгуен Суан Бао (1981) [51] комплекс состоит из плагиогранита и гранитоида, каждый из которых имеет гнейсовую структуру, образуя небольшие блоки, залегающие согласно с вмещающими породами, но границы не ясные. Породы комплекса относятся к щелочно-известковой серии. Комплекс относится к позднему протерозою.

Комплекс Чулай (γPR_{3cl})

По авторам Хуинь Чунг, Нгуен Суан Бао (1979) [47] петрографический состав комплекса включает: гранитогнейс, плагиогранит, мигматитовый гранит, слюдяной гранит и пегматит. Они залегают согласно с метаморфическими породами толщи Хамдык, характерна очень неясная граница, отражающая переход между метаморфической породой и гранитоидом Чулай. Породы комплекса имеют высокое содержание алюминия, относятся к калиево-натриевой серии.

Комплекс Хиепдык (σPZ_{1hd})

По авторам Хуинь Чунг и Нгуен Суан Бао (1979) [47] интрузивные тела комплекса Хиемдык имеют форму линз, распределены цепочками вдоль разломов Тамки-Хиепдык. петрографический состав включает дунит, гарцбургит, пироксенит. Породы оталькованы, серпентинизированы и карбонизированы, тесно ассоциирует с габбродиабазом комплекса Нуйнгок и плагиогранитом комплекса Диенгбонг. Комплекс относится к раннему палеозою.

Комплекс Нуингок (vPZ_{1nng})

По авторам Хуинь Чунг и Нгуен Суан Бао (1979) [47] в состав комплекса входят габбро, габбродиабаз, диабаз и хлоритизированные породы. Возраст комплекса - раннепалеозойский.

Комплекс Диенгбонг ($\delta, \gamma\delta PZ_{1db}$)

По авторам Хуинь Чунг и Нгуен Суан Бао (1979) [47] комплекс состоит из плагиогранита, биотитового тоналита с роговой обманкой в виде гнейса. Комплекс Диенгбонг был отнесен к раннему палеозою.

Комплекс Зиенбинь ($\gamma\delta Sdb_2$)

По авторам Хуинь Чунг и Нгуен Суан Бао (1979) [47] в комплекс входят две фазы. На исследуемой территории присутствует только вторая фаза. петрографический состав включает: гранодиорит, тоналит. Породы относятся к известково-щелочной серии, нормальному петрохимическому ряду, нормальной щелочности, натриево-калиевому

щелочному типу. Породы I-гранитного типа, магнетит-гранитной серии. Возраст комплекса отнесен к кембрию-силуру.

Комплекс Бенжанг – Куэшон ($\gamma\delta PZ_3bg-qs$)

По авторам Хуинь Чунг (1979) [46] комплекс широко распространен и часто представляет собой штоки или батолиты, распространенных вдоль глубинных разломов на северной и южной окраинах массива Контум. На исследуемой территории комплекс состоит из двух фаз и жильной фазы.

Ранняя фаза: роговообманково-биотитовый гранодиорит, роговообманково-биотитовый тоналит.

Поздняя фаза: биотитовый гранит, роговообманково-биотитовый граносиенит.

Жильная фаза: аплит, порфировый диорит, спесартит.

Комплекс известковой щелочной серии, нормального петрохимического ряда, щелочного типа Na-K. Порода комплекса I-гранитного типа. Комплекс относится к позднему палеозою.

Комплекс Ванкань ($\gamma\delta, \gamma, \gamma\xi T_2vc$)

По авторам Хуинь Чунг и Нгуен Суан Бао (1979) [47] комплекс Ванкань включает биотитовый граносиенит, биотитовый гранит и породы *жильной фации*: гранит-аплит, пегматоид, порфировый граносиенит.

Породы комплекса известковой щелочной серии, нормального и субщелочного рядов, щелочного типа K-Na, магнетит-ильменитовой гранитной серии. Комплекс относится к среднему триасу.

Комплекс Хайван (γT_3hv)

По авторам Хуинь Чунг и Нгуен Суан Бао (1979) [47] в районе исследований присутствует первая фаза. петрографический состав пород включает: биотитовый меланократовый гранит, биотитовый гранит, порфировидный двухслюдной гранит.

Породы комплекса перенасыщены кремнием, с высоким содержанием алюминия, щелочной серии K-Na, породы S-гранитного типа и гранит-ильменитовой серии. Возраст комплекса поздне триасовый.

Комплекс Фанранг ($\gamma\pi-\lambda\pi prr$)

По авторам Чан Дык Лыонг и Нгуен Суан Бао (1981) [51] комплекс представлен жилами мощностью от нескольких до десятков метров, простирающихся до сотен метров по меридиану или с востока на юг. Они включают: порфировый гранит, порфировый

граносиенит, порфиновый фельзит, гранофировый гранит. Возраст комплекса палеогеновый.

Комплекс Кумонг (vrcst)

Образования комплекса на восточной и юго-восточной окраинах массива Контум. По автору Хуинь Чунг (1979) [46] комплекс имеет форму жил от десятков сантиметров до десятков метров, простирающихся до сотен метров по меридиану или с востока на юг. Состав включает диабаз, габбродиабаз, порфиновый габбродиорит. Комплекс отнесен к палеогену.

1.2.3 Краткая геологическая характеристика перспективной площади

Кон Ра

Площадь Кон Ра представляется потенциальным рудным узлом, входящим в террейн Контум. На востоке она граничит с террейном Каннак, на западе – террейном Нгоклинь, на севере – террейном Нам-Нгай (на севере – Нгоклинь) (Рисунок 1.3). Границы представляют собой разломы Контум-Конплонг. Согласно геофизическим данным исследуемый район имеет глубину поверхности Мохо 32,5 - 40 км, поверхности Конрада – 14 - 18 км с постепенным наклоном с востока на запад [49, 50]. Поверхность кристаллического фундамента, обнаженная в основном на востоке и западе исследуемой территории, имеет в составе докембрийские метаморфические породы комплекса Хамдык, они были деформированы и интродуцированы гранитоидами комплексов Чулай, Хайван, Фанранг, Кумонг.

1.2.3.1 Рельеф площади исследования

Выполнен анализ рельефа района на основе спутниковых данных о местности с помощью программы Sufer-13 [105]. Он преимущественно холмистый и гористый, с абсолютными высотами от 660 м до 1773 м (Рисунок 1.5). Эти формы состоят из горных хребтов, разделенных на блоки, идущих с севера на юг, сформированных на метаморфических породах комплекса Хамдык (PR-Єkd) и магматических интрузиях комплексов Чулай, Хайван, Фанранг, Кумонг. Это регион с сильно расчлененным рельефом, хорошо развитой сетью рек и ручьев, коренными обнажениями вдоль рек и ручьев.

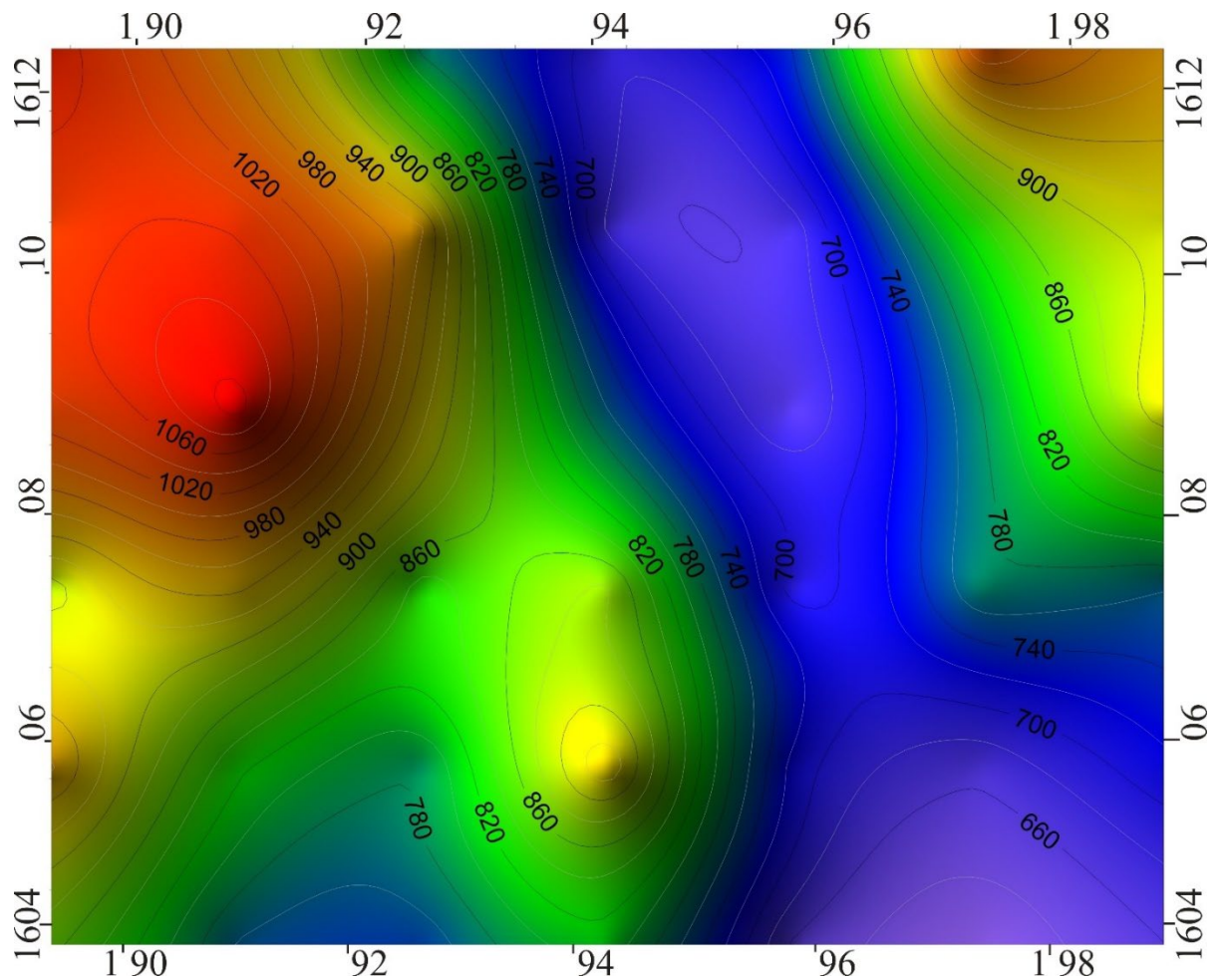


Рисунок 1.5 – Цифровой рельеф площади исследований в масштабе 1: 200 000

Растительный покров распространен довольно широко, представлен в основном девственными лесами. На основе анализа изображений дистанционного зондирования Landsat 8 с помощью программы SAGA-ГИС поверхностный покров исследуемой территории был разделен на 6 типов (степь, девственные леса, реки, озера и сельскохозяйственные угодья, нарушенные техногенными агентами леса, речные пески) (Рисунок 1.6). Лес серьезно поврежден из-за воздействия токсичных химикатов, распыляемых армией США, а также вырубки лесов для выращивания культурных растений этническими меньшинствами.

Изучение рудоконтролирующих структур играет важную роль при поиске и разведке месторождения Cu-Au-U. При их выделении важным является комплексный анализ топографии, спутниковых снимков и геологии изучаемого района в географической информационной среде QGIS.

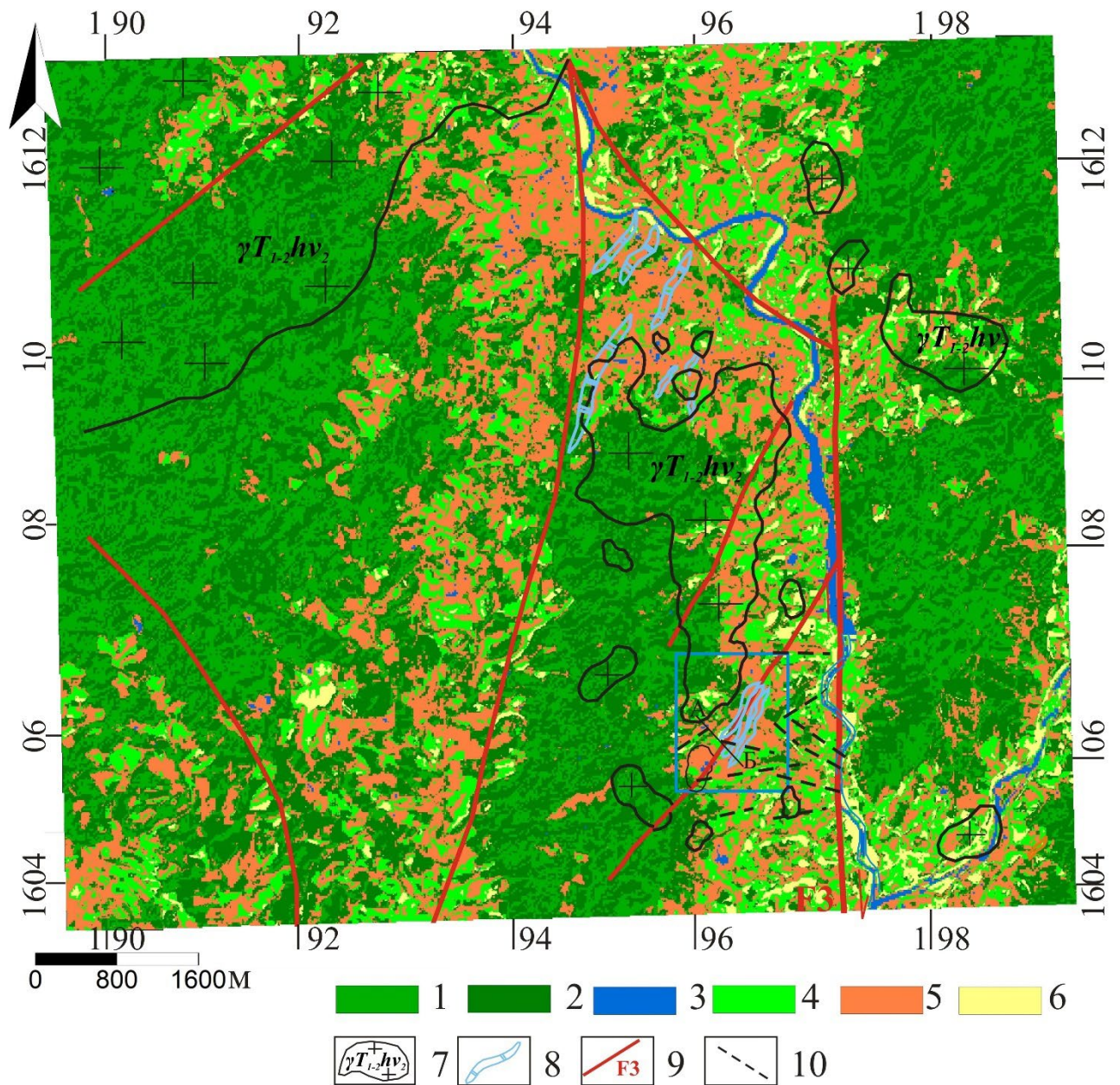


Рисунок 1.6 – Ландшафтное районирование исследуемой площади в масштабе 1: 50000
 1- саванна; 2- природный тропический лес; 3- река Дак А Кой и озера; 4- сельскохозяйственный; 5- тропический лес техногенно нарушенный; 6-речные пески; 7- комплекс хайван: вторая фаза: биотитовый гранит ($\gamma T_{1-2}hv_2$); 8- комплекс метакарбонат ($caPR-Єkd$); 9 – разлом; 10 – трещины скола (fault).

Карстовые депрессии напрямую связаны с комплексами метакарбонатно-метаморфических пород. Они показаны на разрезе АБ (Рисунок 1.7). В данном случае, очевиден тектоно-эрозионный вид карста, обусловленного зонами трещиноватости в разломах. Кроме того, важное значение, очевидно, было усиление карста в связи с образованием сернокислой среды при окислении большого количества сульфидов, выполняющих прожилки и цемент тектонических брекчий.

Тектоно-эрозионный карст обусловлен развитием тектонических трещин. Схема

тектонических трещин в массиве карбонатных пород приведена на рисунке 1.7 Б. Трещины ориентированы поперек меридионального разлома F3 в кристаллических сланцах и метакарбонатных породах комплекса Хамдык. Системы трещин могли быть каналами движения гидротермальных рудоносных растворов.

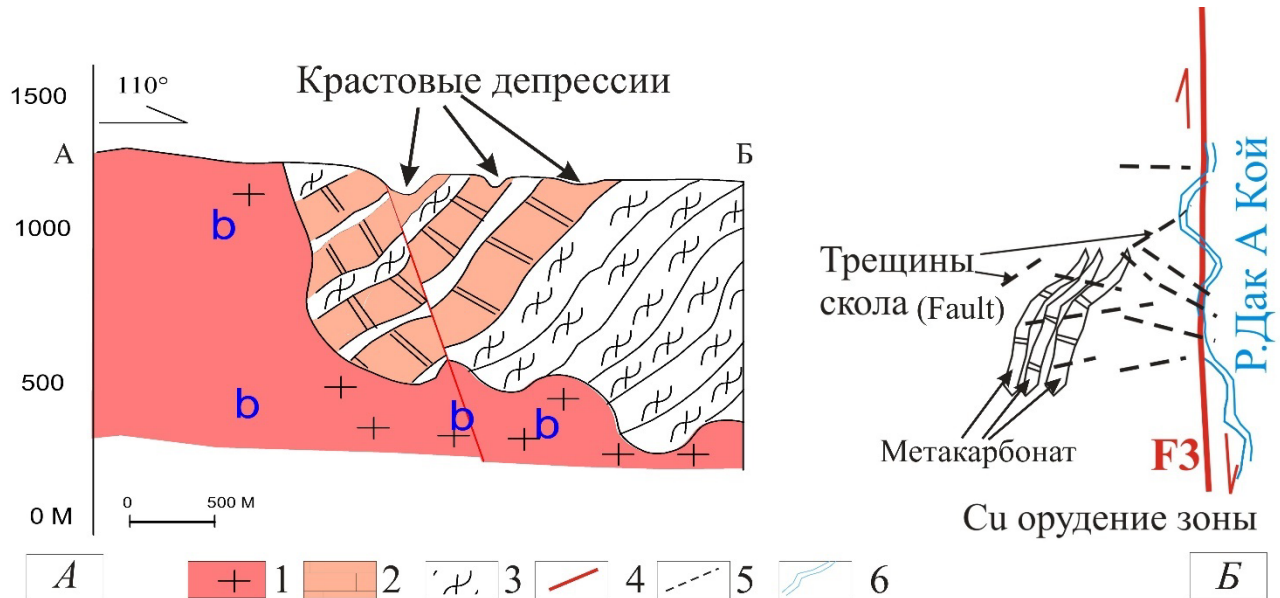


Рисунок 1.7 – Геологический разрез АБ карстовых депрессий в метакарбонатных породах (А) и схема трещин вдоль меридионального разлома F3 (Б)

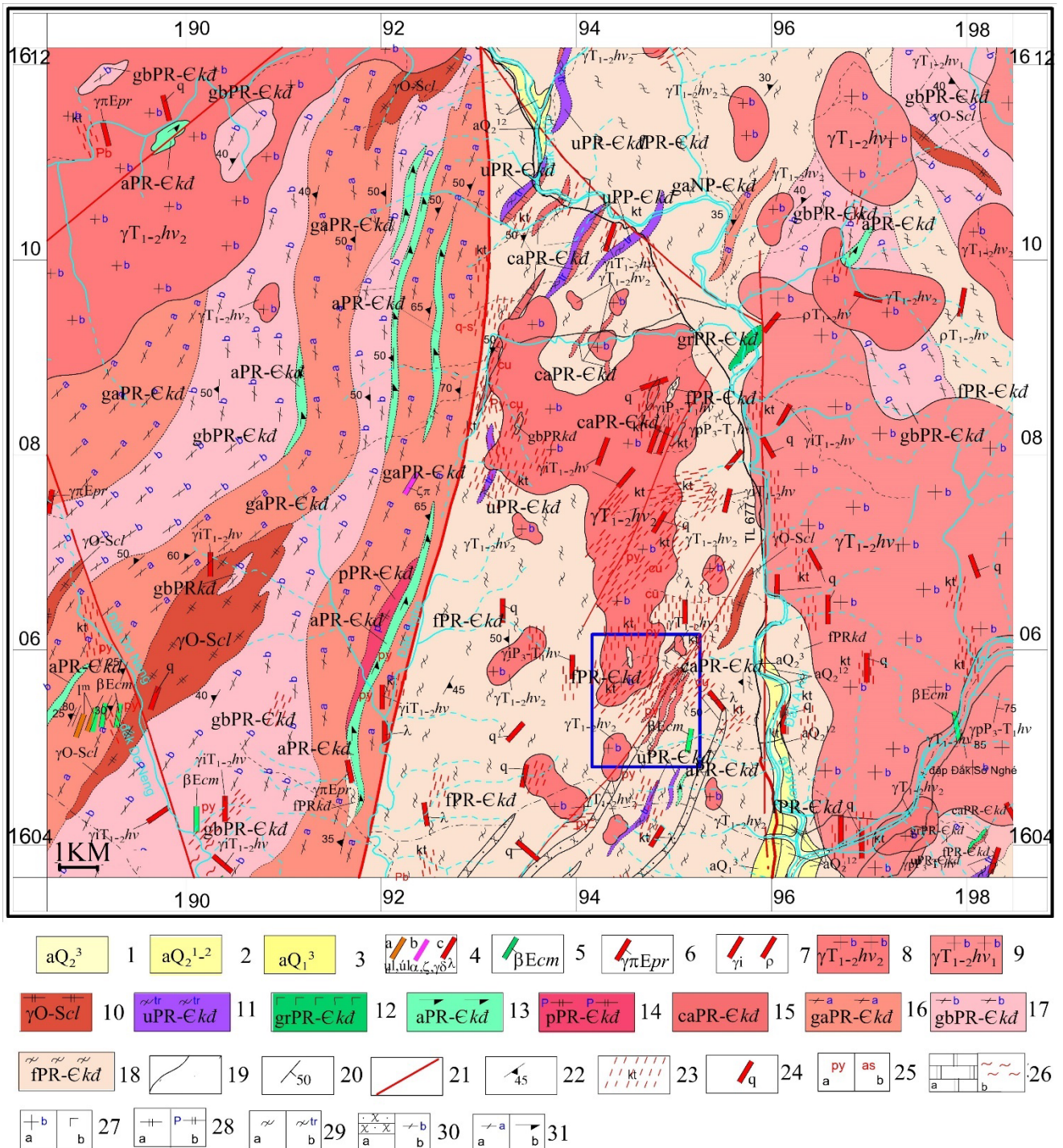
1 – гранитоиды второй фазы комплекса Хайван; 2 – комплекс метакарбонатных пород (caPR-Єkd); 3 – комплекс кристаллических сланцев (fPR-Єkd); 4 – разлом; 5 – трещины скола и отрыва; 6 – река Дак А Кой.

1.2.3.2 Комплексы потенциального рудного узла Кон Ра

Рассматриваемая геологическая структура включает метаморфические, осадочные и магматические образования возраста от протерозоя-кембрия до четвертичного периода (Рисунок 1.8).

Осадочные образования в площади исследования представлены четвертичными отложениями и разделены на три толщи.

Верхний плейстоцен - аллювиальные отложения (aQ_1^3): в состав входят галька, гравий, песок, желто-серый песок. Осадочные образования распространены по террасам реки Дак А Кой мощностью 2,2–14,5 м, шириной 50–250 м и длиной 300–1000 м. Осадки покрывают метаморфические образования комплекса Хамдык, интрузивные магмы комплекса Хайван и были разделены речными отложениями (aQ_2^{1-2}) аллювиальной фации.



метакарбонат ($caPR-Єkd$); 16 – комплекс амфиболитовый гнейс ($gaPR-Єkd$); 17 – биотит-гнейсовый комплекс ($gbPR-Єkd$); 18 – комплекс кристаллических сланцев ($fPR-kd$); 19 – геологическая граница; 20 – элементы залегания сланцев и амфиболитов; 21 – разлом; 22 – элементы залегания гнейсов; 23 – зоны катаклаза (kt); 24 – жильный кварц; 25 – а) пирит, б) арсенопирит; 26 – а) мрамор, б) мигматизация; 27 – а) биотитовый гранит, б) габбро; 28 – а) гранитогнейс, б) плагиогранитогнейс; 29 – а) кристаллический сланец, б) кварц-тремолитовый сланец; 30 – а) кварцит, б) биотитовый гнейс; 31 – а) амфиболитовый гнейс, б) амфиболит.

Нижний-средний голоцен-аллювиальные отложения (aQ_2^{1-2}). Распространены в виде русловых фаций вдоль долин рек, мощностью 4 м, шириной от десятков до 100 м, длиной около 500 м. В состав входят галька, гравий, песок, желто-серый песок, серо-бурая песчано-алевритовая глина. Осадки разделены русловой фацией (aQ_2^3).

Верхний голоцен - аллювиальные отложения (aQ_2^3). Распространена в виде русловых фаций вдоль долин реки мощностью 2-3 м. В состав входит песок, галька, гравий, глина.

1.2.3.3 Магматические образования

Интрузивные магматические образования в площади исследования включают 4 интрузивных комплекса: комплекс Чулай (γScl), Хайван ($\gamma T_{1-2}hv$), Фанранг (γEpr), Кумонг (βEcm) и жильную фазу.

Комплекс Чулай (γScl): Породы силурийского комплекса Чулай (γScl) обнажаются на поверхности в виде линз. В петрографический состав входят гранитогнейс, двуслюдяной гранитогнейс. Гранитоиды комплекса Чулай наиболее распространены на западе и меньше на востоке площади, они залегают согласно с метаморфическими породами комплекса Хамдык и, вероятно, представляют собой ядра гранитизации куполовидно-валообразных структур. Средний химический состав (%): $SiO_2=72,85$; $TiO_2=0,11$; $Al_2O_3=13,82$; $Fe_2O_3=0,99$; $FeO=1,22$; $MnO=0,03$; $MgO=1,12$; $CaO=1,44$; $Na_2O=3,30$; $K_2O=3,94$; $P_2O_5=0,07$; $SO_3=0,01$; $H_2O=0,10$. Результаты анализа изотопного возраста циркона КР.1273 из образца двуслюдяного гранитогнейса комплекса Чулай по U-Pb методу показали 432 млн лет, что, учитывая его геологическую позицию, позволило считать его силурийским [49, 50].

Комплекс Хайван ($\gamma T_{1-2}hv$): Породы триасового комплекса Хайван ($\gamma T_{1-2}hv$) интродуцируют и обрамляют метаморфические породы комплекса Хамдык ($PR-Єkd$). На площади, включающей рудопроявления Кон Ра, породы комплекса Хайван обнажаются небольшими блоками и вскрыты скважинами до глубины 300 м. Они пересекают зону дробления и катаклаза, которая находится в протерозойских метаморфических породах

комплекса Хамдык. Местами граниты комплекса также интенсивно подроблены, отмечается хлоритизация. Комплекс Хайван пересекается дайками диабазов комплекса Кумонг (β Есм); граниты второй фазы пересекают ранние граниты в блоке Дакне.

Химический состав первой фазы (γ T₁₋₂h ν ₁) (%): SiO₂=70,06; TiO₂=0,32; Al₂O₃=15,39; Fe₂O₃=0,77; FeO=1,79; MnO=0,02; MgO=0,64; CaO=2,73; Na₂O=3,35; K₂O=3,61; P₂O₅=0,08; SO₃=0,03; H₂O⁻=0,11.

Химический состав второй фазы (γ T₁₋₂h ν ₂) (%): SiO₂=70,50; TiO₂=0,28; Al₂O₃=14,67; Fe₂O₃=0,74; FeO=1,38; MnO=0,02; MgO=0,66; CaO=2,08; Na₂O=3,35; K₂O=4,96; P₂O₅=0,08; SO₃=0,08; H₂O⁻=0,10.

По U-Pb методу по циркону из двуслюдяных среднезернистых гранитов по образцам, отобраным с площади рудопроявлений Кон Ра КР.719 из обнажения и КР.ЛК4/59 керна, взятого с глубины 204—205 м, определен изотопный возраст соответственно $253,1 \pm 2,9$ и $235 \pm 3,1$ млн лет [13, 14]. Данные по составу пород, изотопному возрасту и геологической позиции комплекса Хайван позволяют отнести его к раннему-среднему триасу.

Комплекс Фанранг (γ пЕпр) неравномерно распределен по исследуемой территории. Он обнажен в виде даек мощностью от одного до нескольких десятков метров. Они пересекают все допалеогеновые образования. Они сложены порфировыми гранитами. Средний химический состав (%): SiO₂=72,87; TiO₂=0,18; Al₂O₃=13,64; Fe₂O₃=1,26; FeO=0,69; MnO=0,02; MgO=0,53; CaO=1,03; Na₂O=3,50; K₂O=5,13; P₂O₅=0,10; SO₃=0,03; H₂O⁻=0,05.

Комплекс Кумонг (β Есм) неравномерно распределен по исследуемой территории, встречен в виде даек мощностью от 0,5 м до нескольких метров. Они пересекают все допалеогеновые образования сложены диабазами. Средний химический состав (%): SiO₂=54,61; TiO₂=0,95; Al₂O₃=15,39; Fe₂O₃=2,45; FeO=4,97; MnO=0,10; MgO=4,87; CaO=6,27; Na₂O=2,80; K₂O=2,49; P₂O₅=0,25; SO₃=0,06; H₂O⁻=0,09.

Неразделенные жильные фазы рассредоточены по территории исследования, обнажаются в виде небольших даек мощностью от одного до нескольких десятков метров. Они пересекают метаморфические породы комплекса Хамдык и гранитоиды комплекса Хайван. Состав включает минетты, риолиты, пегматиты, порфировые фельзиты, порфировые дациты, порфировые гранодиориты. Средний химический состав порфирового риолита, пегматита, порфирового фельзита (%): SiO₂=74,83; TiO₂=1,10; Al₂O₃=12,10; Fe₂O₃=0,64;

FeO=1,76; MnO=0,02; MgO=0,31; CaO=1,44; Na₂O=3,15; K₂O=4,63; P₂O₅=0,07; SO₃=0,07; H₂O=0,15. В пробе KR.LK2/33 (фельзит-порфир), взятой из скважины на площади рудопроявления Кон Ра, проанализированной U-Pb методом по циркону определен возраст $163,98 \pm 1,9$ млн лет (средняя юра) [49, 50].

1.2.3.4 Метаморфические образования

Метаморфические породы комплекса Хамдык распространены на большей части исследуемой площади и слагают мелкие ксенолиты, расположенные внутри гранитоидных блоков комплекса Хайван. Они сильно мигматизированы и сложно смяты. В комплексе Хамдык выделяются 9 групп:

Метаультрамафический Комплекс (uPR-Єkd). Породы встречаются в виде линз мощностью от нескольких до десятков метров, находятся согласно с вмещающими метаморфическими породами по субмеридиональному или юго-восточному направлениям. Петрографический состав включает дунит, перидотит, пироксенит, роговую обманковый амфиболит и продукты преобразования (тремолит-пироксеновый сланец, тальковый сланец).

Средний химический состав дунита, перидотита (%): SiO₂=39,73; TiO₂=0,14; Al₂O₃=1,55; Fe₂O₃=6,94; FeO=1,96; MnO=0,4; MgO=35,71; CaO=0,41; Na₂O=0,09; K₂O=0,07; P₂O₅=0,03; SO₃=0,04; H₂O=0,29.

Средний химический состав пироксенита (%): SiO₂=51,30; TiO₂=0,55; Al₂O₃=6,60; Fe₂O₃=3,80; FeO=6,17; MnO=0,11; MgO=13,60; CaO=13,82; Na₂O=0,55; K₂O=0,73; P₂O₅=0,47; SO₃=0,63; H₂O=0,20.

Комплекс Метагаббро (grPR-Єkd). Породы обнаружены в виде линз, находятся согласно с вмещающими метаморфическими породами. Включает метагаббро, метагаббро-норит и габбро-амфиболит. Средний химический состав (%): SiO₂=47,83; TiO₂=1,17; Al₂O₃=14,44; Fe₂O₃=3,63; FeO=7,28; MnO=0,07; MgO=8,78; CaO=10,25; Na₂O=2,06; K₂O=1,74; P₂O₅=0,33; SO₃=0,31; H₂O=0,05.

Комплекс Амфиболитов (aPR-Єkd). Породы обнаружены в виде линз, залегающих согласно с вмещающими метаморфическими породами. Средний химический состав (%): SiO₂=48,38; TiO₂=1,88; Al₂O₃=13,02; Fe₂O₃=6,62; FeO=8,50; MnO=0,23; MgO=6,79; CaO=9,20; Na₂O=2,00; K₂O=1,15; P₂O₅=0,22; SO₃=0,13; H₂O=0,12.

Комплекс Метаплагиогранитов (pPR-Єkd). Породы обнаружены в виде линз, находятся согласно с вмещающими метаморфическими породами. Включает

диоритогнейс, гранодиоритогнейс, плагиогранит. Средний химический состав (%): $\text{SiO}_2=53,92$; $\text{TiO}_2=0,99$; $\text{Al}_2\text{O}_3=15,60$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=4,33$; $\text{FeO}=8,91$; $\text{MnO}=0,09$; $\text{MgO}=4,73$; $\text{CaO}=8,41$; $\text{Na}_2\text{O}=3,25$; $\text{K}_2\text{O}=1,09$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,15$; $\text{SO}_3=0,01$; $\text{H}_2\text{O}=0,17$.

Комплекс Метакарбонатных пород (caPR-Єkd). Обнаружен в виде тонких слоев, залегает согласно с вмещающими метаморфическими породами. Включает мраморы, оливиновые мраморы, доломитовые мраморы, кварц-диопсидовые сланцы, диопсидовые гнейсы. В потенциальном рудном узле медно-сульфидные оруденение в основном локализовано в комплексе метакрбонатных пород. Средний химический состав (%): $\text{SiO}_2=28,67$; $\text{TiO}_2=0,06$; $\text{Al}_2\text{O}_3=1,53$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,50$; $\text{FeO}=0,87$; $\text{MnO}=0,04$; $\text{MgO}=11,30$; $\text{CaO}=30,88$; $\text{Na}_2\text{O}=0,22$; $\text{K}_2\text{O}=0,23$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,08$; $\text{SO}_3=0,04$; $\text{H}_2\text{O}=0,55$.

Комплекс Амфиболитовых гнейсов (gaPR-Єkd). Породы встречаются в виде пачек и слоев, в согласном залегании с вмещающими метаморфическими породами. Включает амфиболовый гнейс, биотит-амфиболовый гнейс, пироксен-амфиболовый гнейс, пироксеновый гнейс. Средний химический состав (%): $\text{SiO}_2=58,50$; $\text{TiO}_2=0,84$; $\text{Al}_2\text{O}_3=14,43$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=3,36$; $\text{FeO}=4,37$; $\text{MnO}=0,11$; $\text{MgO}=4,64$; $\text{CaO}=6,54$; $\text{Na}_2\text{O}=2,75$; $\text{K}_2\text{O}=2,18$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,16$; $\text{SO}_3=0,02$; $\text{H}_2\text{O}=0,10$.

Антофиллит-кордиеритовый Комплекс (acPR-Єkd). Распространен на западе и юге площади исследований. Породы встречаются в виде линз и слоев, залегая согласно с вмещающими метаморфическими породами. Включает антофиллит-кордиеритовый гнейс, гедрит-кордиеритовый гнейс. Средний химический состав (%): $\text{SiO}_2=48,97$; $\text{TiO}_2=2,072$; $\text{Al}_2\text{O}_3=14,74$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=7,71$; $\text{FeO}=8,28$; $\text{MnO}=0,10$; $\text{MgO}=13,34$; $\text{CaO}=0,95$; $\text{Na}_2\text{O}=0,24$; $\text{K}_2\text{O}=0,63$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,33$; $\text{SO}_3=0,15$; $\text{H}_2\text{O}=0,08$.

Биотит-гнейсовый Комплекс (gbPR-Єkd). Породы обнаружены в виде пачек и слоев, согласно залегающих с вмещающими метаморфическими породами. Включают биотитовый гнейс, силлиманит-гранат-биотитовый гнейс, биотитовый плагиогнейс, биотит-гранат-силлиманитовый плагиогнейс. Средний химический состав (%): $\text{SiO}_2=66,69$; $\text{TiO}_2=0,66$; $\text{Al}_2\text{O}_3=14,10$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,93$; $\text{FeO}=3,35$; $\text{MnO}=0,07$; $\text{MgO}=2,34$; $\text{CaO}=2,66$; $\text{Na}_2\text{O}=2,24$; $\text{K}_2\text{O}=3,65$; $\text{P}_2\text{O}_5=0,12$; $\text{SO}_3=0,11$; $\text{H}_2\text{O}=0,14$.

Комплекс Кристаллических сланцев (fPR-Єkd). Распространен на большей части исследуемой площади в виде пачек и слоев, находятся согласно с вмещающими метаморфическими породами. Включает двуслюдяной кварцевый сланец, кварц-мусковитовый сланец, кварц биотитовый сланец, двуслюдяно ± гранат ± силлиманит ±

андалузит ± кордиеритовый кварцевый сланец, двуслюдяно ± ставролит ± кианитовый кварцевый сланец, двуслюдяной гнейс с кварцитом. Средний химический состав (%): $\text{SiO}_2 = 73,78$; $\text{TiO}_2 = 0,50$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,05$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,31$; $\text{FeO} = 3,33$; $\text{MnO} = 0,05$; $\text{MgO} = 2,18$; $\text{CaO} = 0,89$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,04$; $\text{K}_2\text{O} = 3,13$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,10$; $\text{SO}_3 = 0,03$; $\text{H}_2\text{O} = 0,04$.

1.2.3.5 Тектонические структуры

В районе исследования, установлены признаки тектонических процессов пластической и хрупкой деформации в виде складок и зон дробления, сформированных предположительно в три деформационных фазы.

На первой фазе в докембрии и раннем палеозое, вероятно, произошло образование сложных складок разного порядка.

Вторая фаза могла произойти в ордовике и связана с внедрением гранитоидов комплекса Чулай. Это интрузивное образование происходило в результате перекристаллизации и частичного плавления метаморфических пород.

Третья фаза включала хрупкие деформации, вероятно, происходившие с триаса до кайнозоя. В этот период геологическое строение района контролировалось как минимум 7 системами разломов. При этом разлом F1 становится естественной границей, разделяющей исследуемую площадь на два блока - восточный и западный (см. Рисунок 2.9 глава 2).

При изучении геологического строения рудопоявления Кон Ра мы обнаружили, что Cu-U-Au минерализация развивалась в зонах тектонических брекчий и катаклазитов взброс-сдвига, нарушающих метакarbonатные породы и кристаллические сланцы экзоскарновой зоны триасового комплекса Хайван и контролируемых разломами, что подробно рассмотрено в главе 2 этой работы.

По геологическому строению района исследований можно сделать следующие выводы

– В его строении выделено четыре структурных яруса. 1) докембрийские метаморфические породы, которые представляются ядрами древнего индонезийского террейна; 2) осадочные и вулканогенные образования раннего палеозоя, сформированные на окраинных морях; 3) терригенно-вулканогенные породы орогенного комплекса от поздней перми до конца мезозоя; 4) внутриконтинентальные базальты, образовавшихся в результате подъема свода в условиях растяжения континентальной коры.

– Территория находится в зоне влияния глубинных разломов внутриконтинентальных структур.

– Центральная часть района Контум разделена на четыре террейна с границами сшивания или сдвигами: Каннак, Нгоклинь, Нам-Нгай, внутриконтинентальная рифтовая система Шонгбунг-Анкхе, которые сформировались после столкновения в мезозое. Структуры района претерпели длительную эволюцию от архея до кайнозоя.

– Перспективная площадь оруденения Кон Ра в ранге потенциального рудного узла расположен в центре многоциклического высокометаморфического террейна Контум и включает 9 ассоциаций протероизой-кембрийских метаморфических пород Хамдык и 4 интрузивных магматических комплекса Чулай, Хайван, Фанранг, Кумонг.

2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ U-AU-CU МИНЕРАЛИЗАЦИИ КОН РА

В этой главе представлен материал, в котором приведены доказательства первого защищаемого положения **«По геолого-геофизическим данным в перспективном рудном районе Кон Ра центрального Вьетнама выделено два тектонических блока, сложенных отличающимися по составу и строению комплексами осадочно-метаморфических пород протерозоя-кембрия и интрузиями силурийских и триасовых гранитов, Потенциальное месторождение с U-Au-Cu минерализацией расположено в блоке, включающем метакарбонатные породы, относительно большие интрузии триасовых коллизионных гранитов S-типа, связанные с ними скарны, и юрские дайки».**

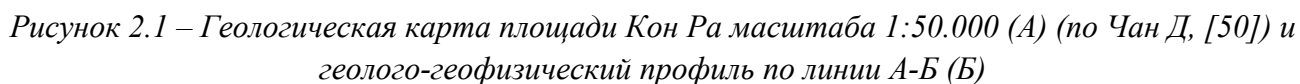
2.1 Геологическое строение перспективной площади

Рассматриваемая перспективная площадь составляет порядка 25 км² и включает рудопоявление меди, золота и урана Кон Ра. Она представляется потенциальным рудным полем и имеет сложное строение (Рисунок 2.1 А, Б).

В ее пределах наиболее распространены породы протерозой-кембрийского комплекса Хамдык (PR-Єkd), которые также слагают небольшие ксенолиты в гранитоидах раннетриасового комплекса Хайван. Они существенно дислоцированы с преобладающим простиранием осевых поверхностей складок на северо-восток и субмеридионального, в меньшей мере, на северо-запад. В комплексе Хамдык выделено 9 ассоциаций: метаультрамафиты (uPR-Єkd); метагаббро (grPR-Єkd); амфиболиты (aPR-Єkd); метаплагиограниты (pPR-Єkd); метакарбонатные породы (caPR-Єkd); амфиболовые гнейсы (gaPR-Єkd); биотитовые гнейсы (gbPR-Єkd); антофиллит-кордиеритовая (acPR-Єkd); кристаллических сланцев (fPR-Єkd).

В комплексе Хамдык встречены дайки ультрабазитов, которые считаются протерозойскими.

Изотопный возраст циркона из амфиболового гнейса комплекса Хамдык по U-Pb методу оказался 848 ± 16 млн лет (поздний протерозой) с ордовикским возрастом метаморфизма $458,5 \pm 8,8$ млн лет (образец КР.880) [13, 31, 50].



Условные обозначения к рисунку 2.1: 1-8 – протерозойский комплекс Хамдык (PR-Єkd): 1 – метаультрамафиты (uPR - Єkd): дуниты, перидотиты, пироксениты; 2 – метагаббро (grPR-Єkd); 3 – амфиболиты (aPR-Єkd); 4 – метаплагриограниты, плагриогранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы и диорито-гнейсы (pPR-Єkd); 5 – метакарбонатные и метаскарновые породы (saPR-Єkd): мраморы, оливковые и диопсидовые кальцифиры, диопсидиты, диопсидовые гнейсы, кварц-диопсидовые сланцы, пироксеновые скарны; 6 – амфибол-гнейсовая ассоциация (gaPR-Єkd): амфиболовые, амфибол-биотитовые, амфибол-пироксеновые и пироксеновые гнейсы; 7 – биотитовые гнейсы, биотит-плагриогнейсы, биотит-гранит-плагриогнейсы (gbPRkd); 8 – кварц-слюдяные, кварц-мусковитовые и биотитовые сланцы, слюдисто-гранат-силлиманит-андалузит-кордиеритовые породы (fPR-Єkd); 9 – силурийский комплекс Чулай (γScl): гранито-гнейсы, двуслюдяные гранито-гнейсы; 10 – биотитовые граниты первой фазы (γT₁₋₂hν₁); 11 – биотитовые и двуслюдяные граниты второй фазы (γT₁₋₂hν₂); 12 – гранит-аплиты и пегматиты ранней фазы (γi-pT₁₋₂hν); 13 – разломы; 14 – зоны катаклаза; 15 – эоценовые диабазы комплекса Кумонг (βЄst); 16 – гидротермальные жилы разного состава; 17 – голоцен-плейстоцен (Q): речные отложения; 18 – геологические границы; 19 – элементы залегания сланцев и амфиболитов; 20 – элементы залегания гнейсов; 21 – линия геолого-геофизического профиля АБ.

Породы силурийского комплекса гранитоидов Чулай (γScl) обнажаются на поверхности в виде линз, сложенных гранито-гнейсами. Гранитоиды комплекса Чулай наиболее распространены на западе и меньше на востоке площади, они залегают субсогласно с метаморфическими породами комплекса Хамдык. Что можно видеть и на небольших обнажениях (Рисунок 2.2).

Гранитоидные интрузивные массивы Чулай распространены в основном в западном блоке площади исследований. Здесь в приконтактной части относительно крупного массива распространены биотитовые, амфибол-пироксеновые, пироксеновые и биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы, плагриогнейсы, биотит-гранат-силлиманитовые амфиболиты. Имеют место и относительно низкотемпературные породы эпидот-амфиболовой фации [31, 36, 50]. Вдали от интрузивного массива распространены двуслюдяные кварцевые, мусковитовые и биотитовые кварцевые сланцы. Похожие гранито-гнейсы известны на крайнем северо-западе Восточного блока, но они занимают на порядок меньшую площадь.

Такие гранитоиды и гранито-гнейсы, вероятно, представляют собой ядра гранитизации куполовидно-валообразных структур.

Характерные физические параметры пород Чулайского комплекса представлены в таблице 2.1, в которой приведены крайние и средние значения плотности, магнитной восприимчивости, намагниченности и содержаний радиоактивных элементов.

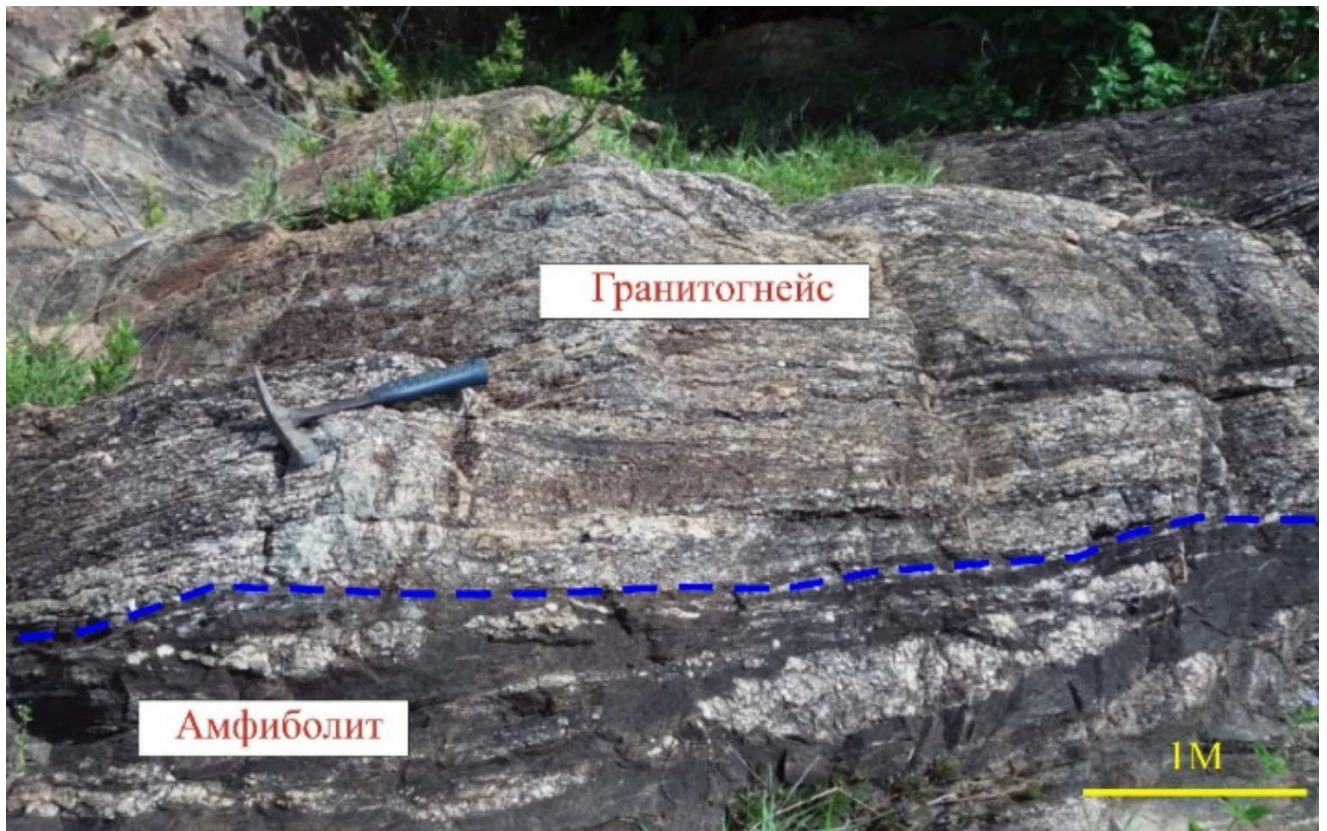


Рисунок 2.2 – Субсогласное залегание двуслюдяных гранито-гнейсов комплекса Чулай и амфиболитов комплекса Хамдык. Обнажение КР.1270/1

Таблица 2.1 – Физические параметры пород комплекса Чулай

Порода (количество проб)	Параметры	Магнитная восприимчивость (10^{-6} CGSM)	Намагниченность (10^{-6} CGSM)	Содержания радиоактивных элементов			Плотность (г/см ³)
				U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	
Гранито-гнейс (5)	Мин	0.00	0.00	0.2	1.2	1.29	2.52
	Макс	483.93	81.1	14.26	30.9	6.8	2.68
	Средний	126.39	27.39	5.8	12.82	3.92	2.61

Результаты анализа изотопного возраста циркона КР.1273 из образца двуслюдяного гранито-гнейса комплекса Чулай по U-Pb методу показали 432 млн лет, что, учитывая его геологическую позицию, позволили считать его силурийским [13, 36, 49, 50].

Породы триасового комплекса гранитов Хайван ($\gamma_{T1-2h\nu}$) обрамляют метаморфические породы комплекса Хамдык и встречаются внутри него в виде разных по площади массивов. Выделяются две фазы гранитов. В пределах Кон Ра породы комплекса Хайван обнажаются на поверхности небольшими блоками и вскрыты

скважинами до глубины 300 м, что указывает на относительно не глубокий эрозионный срез гранитных массивов [12-16, 31, 36, 50].

Физические параметры гранитоидов комплекса Хайван приведены в таблице 2.2, демонстрируя относительно не высокие магнитные параметры, фоновую плотность и повышенные содержания радиоактивных элементов.

Таблица 2.2 – Физические параметры пород комплекса Хайван

Пород (количество проб)	Параметры	Магнитная восприимчиво сть (10^{-6} CGSM)	Намагниченность (10^{-6} CGSM)	Содержания радиоактивных элементов			Плотность (г/см ³)
				U ppm	Th ppm	K %	
Первая фаза (11)	Мин	0.00	0.00	0.00	0.20	0.43	2.04
	Макс	8062.00	3465.00	33.44	91.96	8.40	2.73
	Средний	332.98	100.37	6.66	17.65	3.08	2.63
Вторая фаза (310)	Мин	0.00	0.00	0.00	0.30	0.50	2.53
	Макс	4499.00	4971.00	51.72	98.70	9.52	2.69
	Средний	373.80	105.67	9.53	20.42	3.84	2.62

Граниты второй фазы комплекса Хайван пересекают ранние граниты, что установлено на участке Дакне. Из этих двуслюдяных среднезернистых гранитов на площади рудопроявлений Кон Ра отобраны образцы из обнажения КР.719 и керна, взятого с глубины 204-205м из скважины КР.LK4/59. По U-Pb методу по циркону определены изотопные возраста $253,1 \pm 2,9$ и $235 \pm 3,1$ млн лет. Полученные данные по изотопному возрасту и геологической позиции комплекса Хайван позволяют считать его ранне-средне триасовым [13, 31, 36, 50].

На некоторых участках породы комплекса Хамдык прорваны юрскими дайками лампрофиров, гранит-порфиров, риолитов и пегматитов, датированными U-Pb методом ($163,981 \pm 1,9$ млн лет, образец КР.LK2/33).

За пределами рассматриваемой площади известны дайки эоценовых диабазов комплекса Кумонг (βEcm).

С учетом физических свойств пород комплексов и картирования признаков разломов в районе исследований, проведена интерпретация магнитного поля с использованием методов анализа градиентов, статистических методов спектральной корреляции и двумерной фильтрации [23, 24, 26, 29, 30].

Метод градиентных характеристик магнитного поля, позволяет детализировать особенности поля и подчеркнуть положение границ аномальных объектов. При анализе градиентных характеристик и площадных геолого-геофизических наблюдений вычисляются полный градиент $\Delta_{xy} = \sqrt{(\partial\Delta T / \partial x)^2 + (\partial\Delta T / \partial y)^2}$ и его направление [23, 24]. Границы аномальных объектов отмечаются максимумами в поле полного градиента. Выделяются границы аномалий различных амплитуд, что позволяет при визуализации увидеть одновременно контуры всех аномалий. Градиентные характеристики вдоль определенного направления позволяют подчеркнуть и границы аномалий, простирающиеся которых перпендикулярно этому направлению.

По линиям максимальных линейных градиентов подтверждены разломы, которые установлены по данным геологического картирования.

Решение прямой задачи 3D-моделирования основано на комбинации статистических методов, спектральной корреляции и двумерной фильтрации с использованием адаптивных процедур для оценки геометрии и относительного распределения в пространстве аномальных магнитных масс [23, 24].

По геолого-геофизическим данным в перспективной рудной площади Кон Ра центрального Вьетнама выделено два тектонических блока, сложенных главным образом комплексами метаморфических пород протерозоя-кембрия, гранито-гнейсами силура и интрузиями триасовых гранитов. Они отличаются составом и строением вулканогенно-осадочных метаморфических пород. Это хорошо видно на геологической карте и на карте градиентов аномального магнитного поля (Рисунок 2.3). В западном блоке (З) преобладают значения градиента от 0,15 до 0,55 нТл/м, в Восточном блоке (В) преобладают значения от 0,05 до 0,35 нТл/м.

Западный блок характеризуется протерозой-кембрийскими метаморфическими породами с присутствием биотитовых гнейсов, амфиболитов и метаплагиогранитов. В восточном блоке древние метаморфические породы включают биотитовые гнейсы ультраосновные породы, сланцы, метакарбонатные породы и метагаббро. Соотношение пород восточного и западного блоков приведено в таблицах 2.3 и 2.4, Рисунок 2.4.

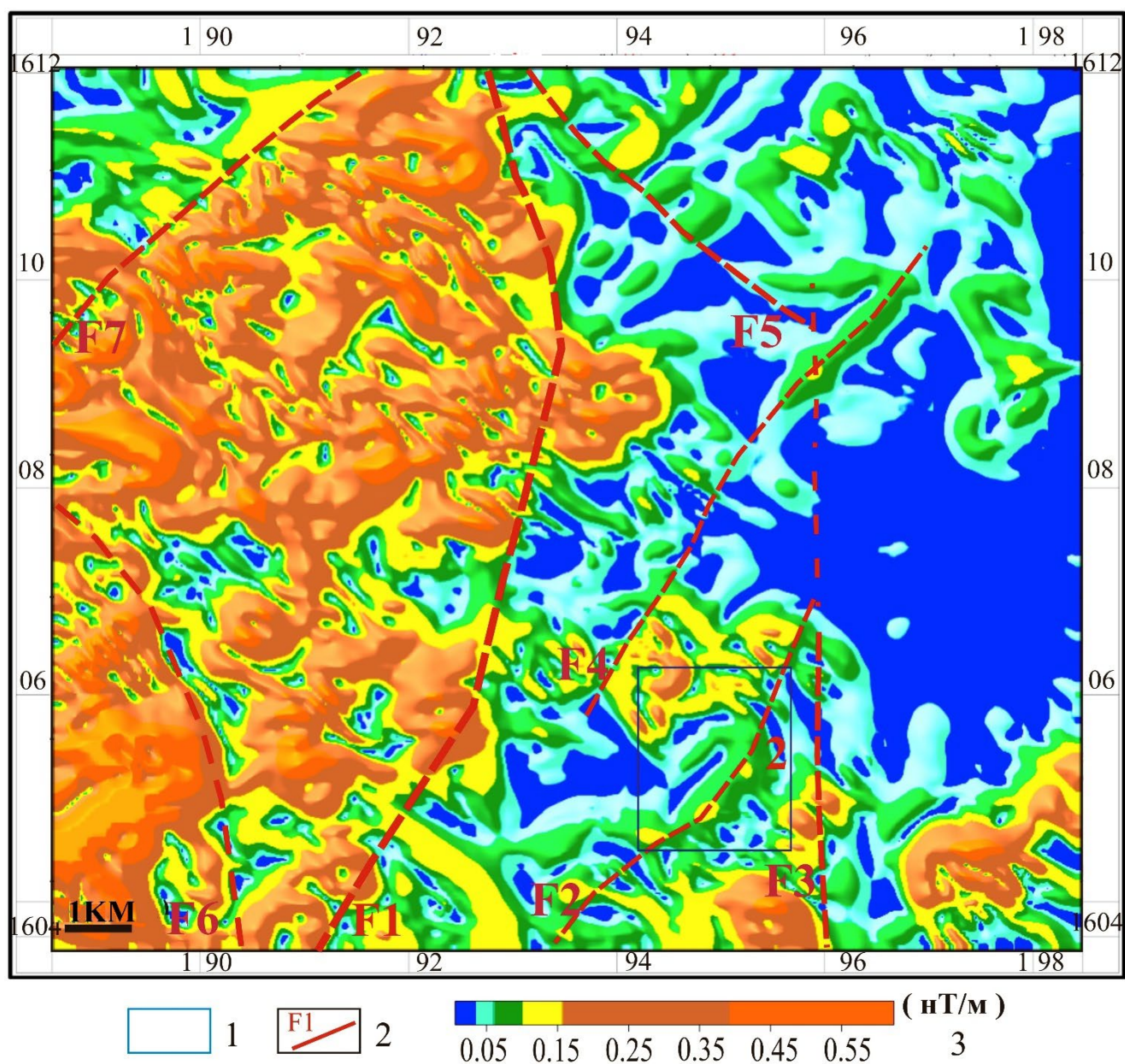


Рисунок 2.3 – Карта полного градиента аномального магнитного поля и положение основных разломов, построенная по результатам интерпретации магнитного поля в площади Кон Ра, провинции Кон Тум Центрального Вьетнама масштаба 1: 50000

1 – контур площади рудопоявления Кон Ра; 2 – разломы; 3 – значение плотности (г/см^3).

Таблица 2.3 – Соотношение протерозойских пород в западном (З) восточном (В) блоках в площади Кон Ра

№	Породы	З	В	Породы	З	В
1	Дуниты	-	+	Диопсидовые мраморы	-	+
2	Перидотиты	-	+	Диопсидовые гнейсы	-	+
3	Пироксениты	-	+	Кварц-диопсидовые сланцы	-	+
4	Горнблендиты	-	+	Пироксеновые скарны	-	+
5	Габбро	-	+	Амфиболовые гнейсы	+	+
6	Габбро-амфиболиты	-	+	Амфибол-биотитовые гнейсы	+	-

Продолжение таблицы 2.3

№	Породы	З	В	Породы	З	В
7	Амфиболиты	+	+	Диоритовые гнейсы	+	-
8	Плагиигранитогнейсы	+	+	Биотитовые гнейсы	+	+
9	Гранодиоритогнейсы	+	-	Биотит-плагииогнейсы	+	+
10	Диоритогнейсы	+	-	Кварц-слюдяные сланцы	-	+
11	Мраморы	-	+	Кварц- мусковитовые сланцы	-	+
12	Оливиновые мраморы	-	+	Кварциты	-	+

Таблица 2.4 – Средняя плотность и соотношение возраста метаморфических пород западного (З) и восточного (В) блока в районе Кон Ра.

№	Пород	З	В	Плотность (г.см ³)	Возраст (млн лет)
1	Метаультрамафиты	-	+	3.00	-
2	Метагаббро	-	+	3.02	1403±34 [49]
3	Амфиболиты	+	-	3.06	-
4	Метаплагииграниты	+	-	2.77	-
5	Метакарбонатные	-	+	2.91	-
6	Амфиболовые гнейсы	+	-	2.81	848±16
7	Биотитовые гнейсы	+	+	2.70	-
8	Кристаллических сланцев	-	+	2.70	-

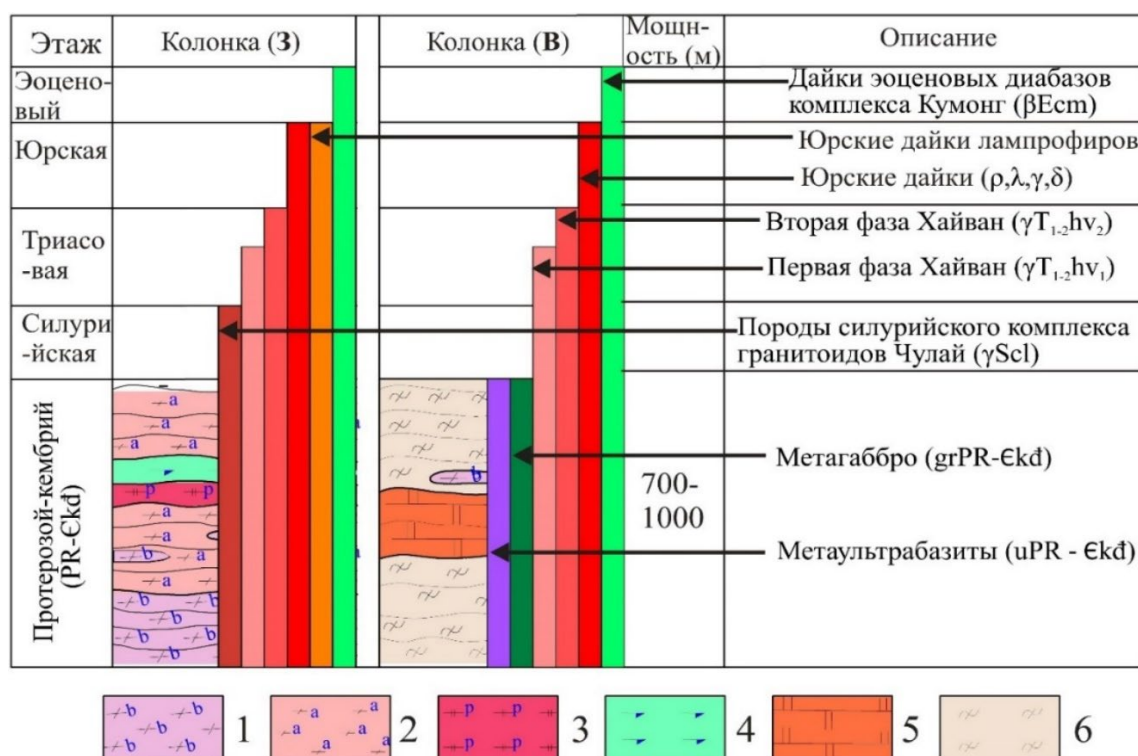


Рисунок 2.4 – Схематические колонки в западном (З) восточном (В) блоках в площади Кон Ра
 1 – Биотитовые гнейсы (gbPRkd); 2 – амфибол-гнейсовая ассоциация (gaPR-Єkd); 3 – метаплагииграниты, плагиигранитогнейсы, гранодиоритогнейсы и диоритогнейсы (pPR-Єkd); 4 – амфиболиты (aPR-Єkd); 5 – метакарбонатные породы (caPR-Єkd); 6 – кристаллические сланцы (fPR-Єkd).

Для анализа геологического строения площади полезную информацию дает геоплотностное моделирование, выполненное по пересчету магнитометрии. Имеющиеся петрофизические данные позволили преобразовать магнитное поле и построить трехмерную модель распределения масс различных массивов, разделенных разломами. Фрагмент этой модели в виде блок-диаграммы и профиля приведен на рисунке 2.5.

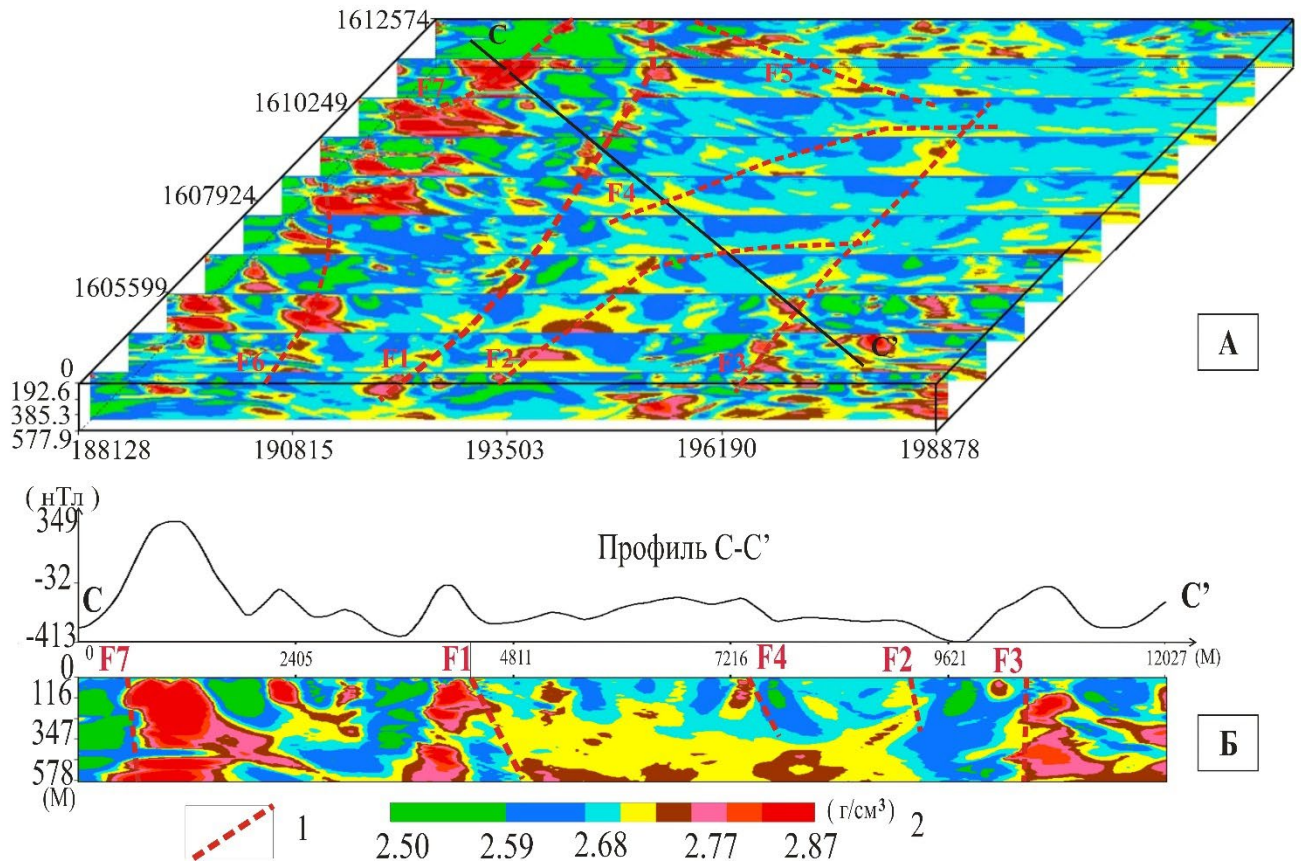


Рисунок 2.5 – Трёхмерная модель плотности пород (А), полученная пересчетом данных магнитометрии методом Б.А. Андреева [23, 24], профиль распределения расчетной плотности пород. по линии С-С' (Б).

1 – разломы; 2 – значения расчетной плотности (г/см^3).

В основу моделирования положены следующие характеристики. Метаморфические породы комплекса Хамдык имеют плотность от $2,65 \text{ г/см}^3$ до $2,77 \text{ г/см}^3$. Плотность гранитов комплекса Чулай колеблется в пределах $2,65\text{-}2,86 \text{ г/см}^3$. Плотность гранитов комплекса Хайван, включающих дайки диабазов, пегматитов и риолитов, колеблется в пределах $2,77 \text{ г/см}^3 - 2,87 \text{ г/см}^3$ и. Согласно данным каротажа и замерам плотность скарнов составляет $2,66 \text{ г/см}^3 - 2,70 \text{ г/см}^3$.

Важным следствием построения трехмерной плотностной модели надо считать визуализацию различных разломов, разделяющих разные по составу тектонические блоки.

Напомним, что имеющиеся данные по геологическому строению рассматриваемой территории, возрасту метаморфических и магматических пород, их соотношений с разломами позволяют выделить три этапа региональных тектонических движений: раннепалеозойский с преобладанием вязко-пластических деформаций, силурийский частичного анатектического плавления метаморфических пород комплекса Хамдык и поздне триасово-юрский, когда превалировали хрупкие нарушения.

В раннем этапе, вероятно, формировались линейные складки разного порядка с крутопадающими осевыми поверхностями меридионального, в меньшей мере, юго-восточного простирания. Они согласуются с простиранием маломощных даек протерозойских ультрабазитов. Состав пород комплекса Хамдык до и после метаморфизма представлен в таблице 2.5.

Таблица 2.5 – Состав породы комплекса Хамдык до и после метаморфизма

До метаморфизма	После метаморфизма
Дуниты, перидотиты	Метаультрамафиты
Габбро	Метагаббро
Базальты	Амфиболиты
Граувакки	Биотитовые гнейсы
Плагииграниты	Метаплагииграниты
Диориты, андезиты	Амфиболитовые гнейсы
Граувакки богатые Mg	Антофиллит-кордиеритовые гнейсы
Аргиллиты	Кристаллические сланцы
Известняки, доломиты	Мраморы

Во время второго этапа в силуре формировались гранито-гнейсовые купола и валы. Вероятно, в силуре произошло частичное переплавление метаморфических пород комплекса Хамдык, что иллюстрируется соотношением амфиболитов, мигматитов и гнейсов (Рисунок 2.6). Этот процесс соответствовал высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма [17-20, 36, 50].

На позднем этапе после внедрения гранитов и формирования скарнов преимущественно развивались взбросы и сдвиги. Эти нарушения представлены тектоническими брекчиями, зонами катаклаза, повышенной трещиноватости, в том числе и микросмещений, характерных для взбросо-сдвиговых дислокаций. Примеры проявлений ранних складчатых и поздних разрывных деформаций приведены на рисунке 2.7.

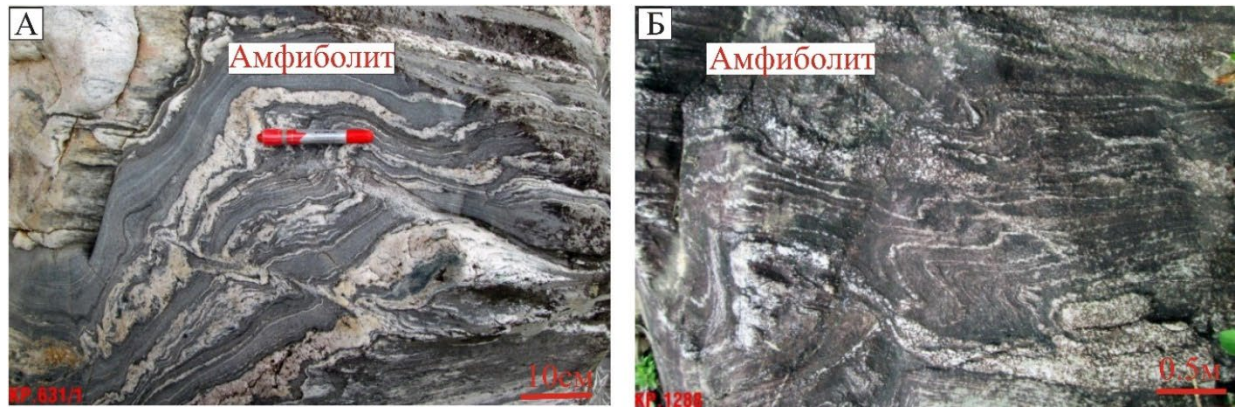


Рисунок 2.6 – Амфиболиты мигматизированы и смяты в сложные складки, обнажение КР.631/1 (А); амфиболитовый гнейс мигматизирован и имеет сложные складки, обнажение КР.1288 (Б)

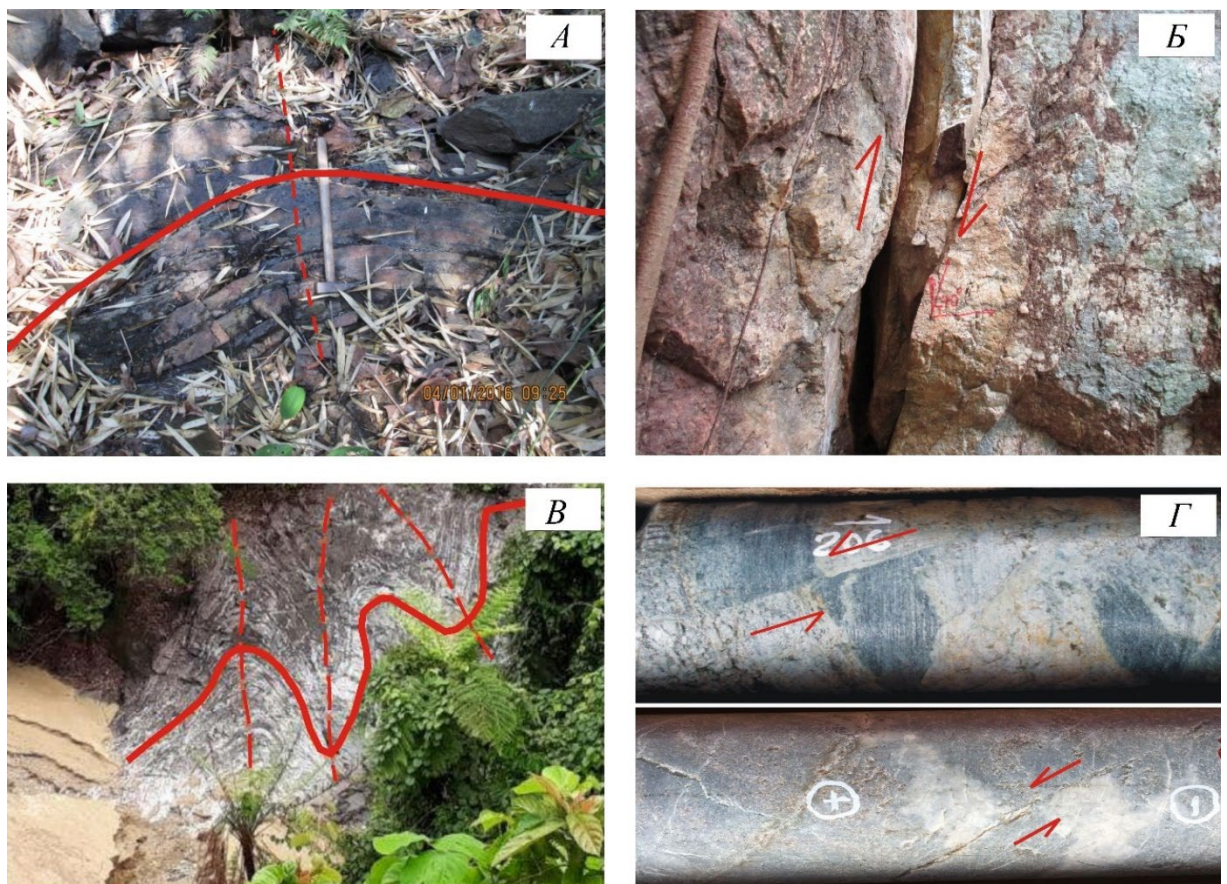


Рисунок 2.7 – Примеры складчатых и разрывных деформаций в площади Кон Ра
 А – мелкая антиклиналь кристаллических сланцев с крутопадающей осевой поверхностью, обнажение VL-12, отнесена к ранней фазе деформации; Б - микровзброс в зоне разлома F2 в гнейсах комплекса Хамдык, отражает хрупкие деформации поздней фазы; В - мелкая складка амфиболитов а с крутопадающей осевой поверхностью, обнажение VL-2; Г- микровзбросо-сброс в зоне разлома F2, керн скважины KR.LK3

Два последних этапа развития площади отражены на рисунке 2.8.

Данные геологического картирования, результаты выполненного градиентного анализа аэромагнитных данных и 3D геоплотностного моделирования позволили

выделить и проследить в пределах площади Кон Ра семь зон основных разломов F1, F2, F3, F4, F5, F6, F7 (Рисунок 2.2, Рисунок 2.3, Рисунок 2.9).

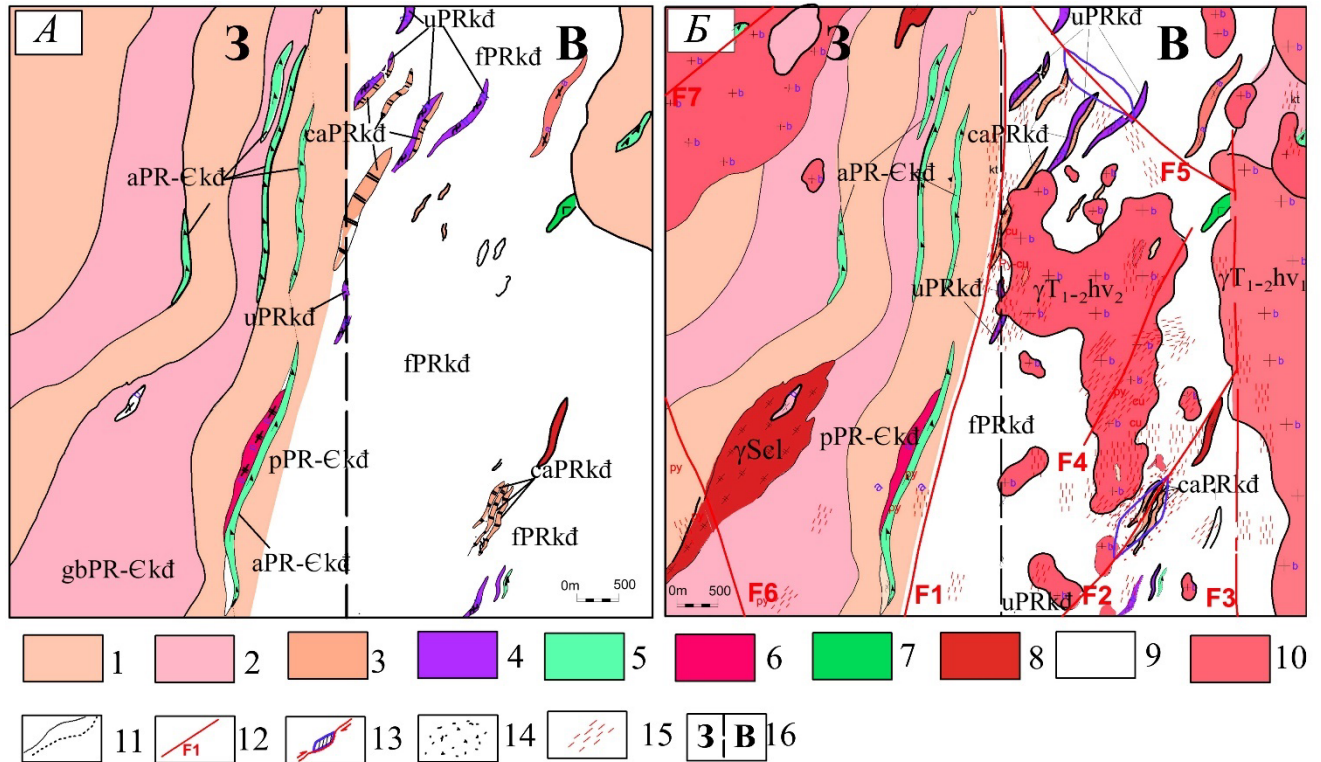


Рисунок 2.8 – Фрагменты схем площади Кон Ра, отражающие этапы региональных деформаций

A – раннепалеозойского пластических деформаций; *Б* – триас-юрского хрупких деформаций
 1 – амфиболовые гнейсы; 2 – биотитовые гнейсы; 3 – метакарбонатные породы; 4 – метавултрамафиты; 5 – амфиболиты; 6 – плагиогранито-гнейсы; 7 – метагаббро; 8 – гранито-гнейсы Чулай (γScl); 9 – кристаллические сланцы; 10 – граниты Хайван; 11 – геологические границы; 12 – разломы; 13 – предполагаемые зоны pull apart; 14 – скарны; 15 – зоны катаклаза; 16 – граница блоков.

Все они моложе триасовых гранитов и относятся к поздней фазе хрупких деформаций.

Разлом F1, вероятно, является правосторонним взбросо-сдвигом и прослежен в субмеридиональном направлении. Он разделяет территорию на отмеченные выше восточный (В) и западный (З) блоки. Согласно 3D модели аномального магнитного поля этот разлом падает на восток под углами 60° - 70° (см. Рисунок 2.5), он прослежен до глубины 600 м. В опущенном крыле этого разлома распространены триасовые граниты, в поднятом восточном блоке – осадочно-метаморфические породы протерозоя-кембрия. Разлом характеризуется максимальными значениями градиента от 0,15 нТл/м до 0,45 нТл/м. В его осевой части как граниты, так и метаморфические породы интенсивно катаклазированы.

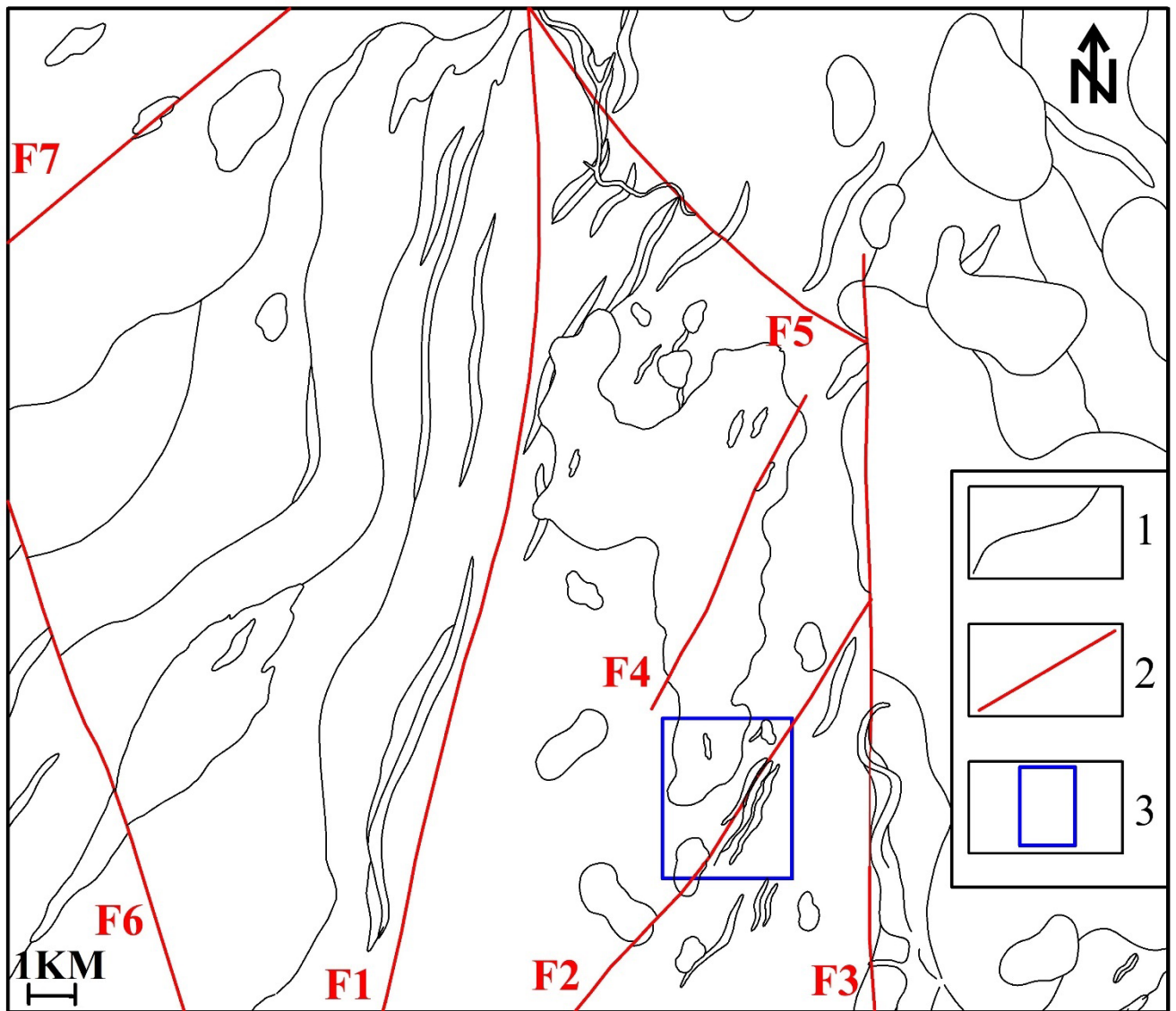


Рисунок 2.9 – Упрощенная схема разломов

Условные обозначения: 1 – геологическая граница; 2 – Разлом; 3 - контур площади рудопроявления Кон Ра.

Вдоль разлома F1 автором проведено 10 точек замеров микротрещин на обнажениях, которые распределены в гранитных породах и биотитовых гнейсах. Результаты определения направления движения и направления падения разлома F1 анализировали по методике В.Н. Даниловича [3-8, 11] (Таблица 2.6).

Метод поясов в исследовании трещиноватости предложен В.Н. Даниловичем в качестве одного из путей изучения трещинной тектоники в областях развития крупных разрывных нарушений. По диаграммам поясовой трещиноватости можно определить ориентировки осей эллипсоида деформаций. По оперяющим трещинам, загибам приразломных пластов, штрихам на зеркалах скольжения и пр. устанавливается относительное направление движения [3-8, 11].

Обработка замеров зеркал скольжения по методу Анжелиера в зоне этого разлома выполнена Чан Д [49, 50]. Им показано, что в нем действовало локальное поле напряжений с горизонтальными составляющими растяжения σ_1 $354\angle 18$, сжатия σ_2 $262\angle 04$ и вертикальной составляющей 160 $\angle 72$. Расчетное отношение напряжений невелико, R : 0,3133, показывает смещение при одновременном сжатии (Рисунок 2.10). Тектонический режим близок к переходу между взбросом и сдвигом.

Таблица 2.6 – Результаты определения направление движения и направления падения разлома F1 по методике анализа полос трещиноватости (В.Н. Данилович, 1961)

№	Точки замеров	Залегания разлома		Ориентировка штрихов скольжения		Породы и возраст
		Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	угол скольжения	
1	КР.4665	90	88	1	16	гранит Т ₁₋₂
2	КР.834/1	92	50	171	13	гранит Т ₁₋₂
3	КР.3190	100	89	11	55	гнейс PR-Є
4	КР.260	94	70	5	4	гранит Т ₁₋₂
5	КР.1339	75	85	345	1	гранит Т ₁₋₂
6	КР.2250	90	89	0	2	гранит Т ₁₋₂
7	КР.261	73	79	29	75	гранит Т ₁₋₂
8	КР.7216	80	50	142	29	гранит Т ₁₋₂
9	КР.7226	80	89	169	40	гранит Т ₁₋₂
10	КР.7218	93	89	3	8	гранит Т ₁₋₂

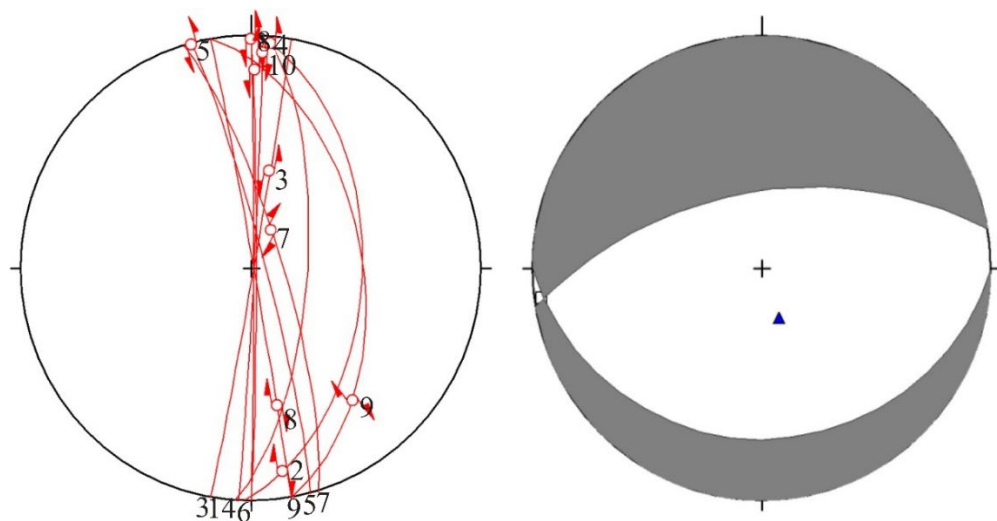


Рисунок 2.10 – Проекция зеркал скольжения в зоне F1 (согласно Angelier, 1990) (А); Проекция показывает основные оси напряжений (вычисленный тензор методом DIS, Angelier & Goguel, 1979) через разлом F1; σ_1 $354\angle 18$, σ_2 $262\angle 04$, σ_3 $160\angle 72$. R : 0,3133 (Б)

Метод Анджелиера определения состояний тектонических напряжений (Angelier, 1984, 1989, 1990, 1994) [3-8, 54-58] основан на принципе минимизации качества тензора напряжений от поверхности тектонического сдвига и рассчитывается с помощью коэффициента RUP, который является фактором, определяющим величину компонента касательного напряжения. Этот метод позволяет одновременно определять ориентацию 3-х главных осей напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3) в каждой точке съемки. Этот результат расчета позволяет определить направление локального сжатия или растяжения, а также механизм относительного смещения в каждой точке. Расчеты таких показателей позволяют восстановить напряженное состояние каждой активной фазы разлома в исследуемой области.

Используя метод Анджелиера, Чан Д. по замерам зеркал скольжения на обнажениях в зоне разлома F2, установил его правосторонний взбросо-сдвиговый тип [49,50]. Разлом F2 следует считать правым взбросо-сдвигом. Он находится в южной части площади и имеет северо-восточное простирание. Разлом прослежен более чем на 5 км с углами падения 70-80°. Он пересекает и смещает комплексы метаморфических пород Хамдык и породы второй фазы гранита Хайван (см. Рисунок 2.1 А, Рисунок 2.7 Б,Г). По интерпретации магнитного поля разлом характеризуется максимальным диапазоном значений градиента от 0,1 нТл/м до 0,2 нТл/м. Согласно 3D модели он постепенно выполаживается на юго-запад. В западном от него мелком блоке плотность метаморфических пород комплекса Хамдык оценивается в 2,7 г/см³ - 2,75 г/см³. Восточнее разлома F2 осадочные породы, очевидно, слабее метаморфизованы с плотностью от 2,5 г/см³ - 2,65 г/см³. Разлом прослежен до глубины 400 м.

В месте пересечения разломом F2 скарнов и метакарбонатных пород намечается плавный изгиб простирания разлома. Именно на этом участке локализованы рудоносные зоны с U-Au-Cu минерализацией.

Разлом F3 следует считать взбросом. Он пересекает и смещает комплексы метаморфических пород Хамдык и породы первой фазы гранита Хайван. Он имеет, меридиональное простирание с почти вертикальным падением, установленным по 3D моделированию. Он выделяется по линейному градиенту 0,1- 0,15 нТл/м (см. Рисунок 2.3). Относительно слабая контрастность его проявления в магнитном поле обусловлена тем, что эта зона перекрыта мощной толщей аллювиальных отложений р. Дак А Кой. В западном поднятом блоке плотность метаморфических пород комплекса Хамдык

оценивается от 2,59 г/см³ до 2,7 г/см³, в восточном - граниты комплекса Хайван - от 2,77 г/см³ до 2,87 г/см³ (Рисунок 2.5). Разлом прослежен на глубину до 600 м.

Вдоль разлома F3 автором проведено 7 точек замеров микротрещин на обнажениях, которые распределены в гранитных породах.

Результат распределения тектонических трещин, выполненный по методике В.Н. Даниловича, 1961 [3-8, 11] (Таблица 2.7) показывает, что разлом имеет падение на восток с крутыми углами 70-80°. (Рисунок 2.11). Обработка замеров зеркал скольжения на обнажениях в зоне разлома F3 по методике Анжелиера в зоне этого разлома выполнена Чан Д. [49, 50]. Показано, что в нем действовало локальное поле напряжений с горизонтальными составляющими растяжения σ_1 355°/22, сжатия σ_3 263°/04 и вертикальной составляющей 163°/68 (Рисунок 2.11). Расчетное отношение напряжений невелико, R: 0,3366, показывает смещение при одновременном сжатии. Тектонический режим близок к переходу между взбросом и сдвигом.

Таблица 2.7 – Результаты определения направление движения и направления падения разлома F3 по методике анализа полос трещиноватости (В.Н. Данилович, 1961)

№	Точки замеров	Залегания разлома		Оrientировка штрихов скольжения		Пород и возраст
		Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	угол скольжения	
1	KP.1057	90	88	1	16	гранит T ₁₋₂
2	KP.8358	92	50	171	13	гранит T ₁₋₂
3	KP.5247	100	89	11	55	гранит T ₁₋₂
4	KP.7154	94	70	5	4	гранит T ₁₋₂
5	KP.7153	75	85	345	1	гранит T ₁₋₂
6	KP.7152	90	89	0	2	гранит T ₁₋₂
7	KP.9664	73	79	29	75	гранит T ₁₋₂

Разлом F4 рассматривается как левосторонний сбросо-сдвиг. Он закартирован в юго-восточном направлении на 5 км с падением на северо-запад с углами 65-70°. Он смещает древние метаморфические породы и триасовые граниты и характеризуется значением градиента от 0,1 нТл/м до 0,17 нТл/м. Согласно 3D моделированию разлом разделяет опущенный северо-западный блок, сложенный метаморфическими породами с плотностью 2,63 г/см³ - 2,68 г/см³, и поднятый северо-восточный блок, представленный гранитами комплекса Хайван с плотностью 2,75 г/см³ - 2,8 г/см³. Разлом прослежен до глубины 400 м.

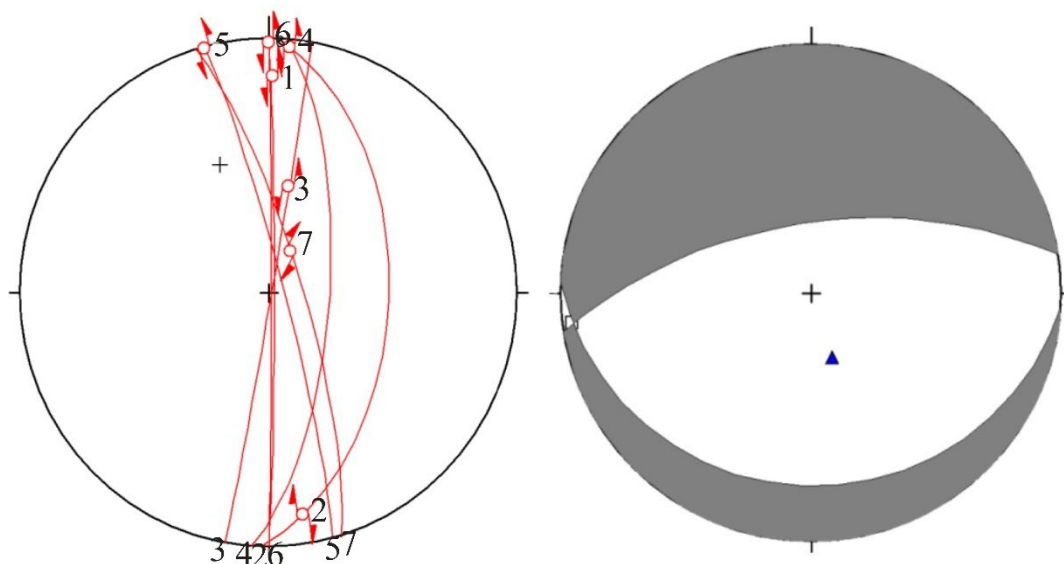


Рисунок 2.11 – Проекция показывает микротрещины через F3 (согласно Angelier, 1990) (А); Проекция показывает основные оси напряжений (вычисленный тензор методом DIS, Angelier & Goguel, 1979) через разлом F3 (Б) [54-58]

Разлом F5 рассматривается как правосторонний взбросо-сдвиг. Он прослежен на северо-запад более чем на 3 км с углами падения $65-70^{\circ}$. Разлом смещает сланцы, ультраосновные и метакарбонатные образования и характеризуется значением градиента от 0,05 до 0,17 нТл/м (Рисунок 2.3). В этом нарушении намечается зона локального растяжения типа pull apart, включающая метаультрабазиты и метакарбонатные породы. Она представляется перспективной на обнаружение медного и сопутствующего уранового и золотого оруденения (см. Рисунок 2.1А).

Разлом F6 также считается правосторонним взбросо-сдвигом, простирающимся на юго-запад на более 5 км с углами падения $60-70^{\circ}$. Разлом пересекает граниты комплекса Чулай и древние метаморфические породы комплекса Хымдык. Он смещает амфиболитовые и биотитовые гнейсы и гранитный блок Чулай с большой амплитудой смещения (см. Рисунок 2.1 А). Согласно данным интерпретации магнитного пол, разлом характеризуется значениями градиента от 0,15 до 0,35 нТл/м (см. Рисунок 2.1 Б, Рисунок 2.3). Глубина развития разлома достигает 400 м.

Вдоль разлома F6 автором проведено 8 точек замеров микротрещин на обнажениях, которые распределены в гранитных породах, биотитовых гнейсах и гранитов силурах (Таблица 2.8).

По данным Чан Д. согласно методике Анжелиера по замерам зеркал скольжения в зоне разлома F6 было локальное поле напряжений с горизонтальной σ_1 $142^{\circ}07'$; горизонтальной σ_2 $232^{\circ}01'$ и вертикальной σ_3 $327^{\circ}83'$ составляющими и малым

расчетным коэффициентом напряжений, $R: 0,0912$ [49,50]. Это указывает на существование перехода сжатия с одновременным возникновением взбросов и сдвигов. Тектонический режим близок к переходу взброса в сдвиг (Рисунок 2.12 Б). Вдоль разлома распространены тектонические брекчии и катаклазиты.

Таблица 2.8 – Результаты определения направление движения и направления падения разлома F6 по методике анализа полос трещиноватости (В.Н. Данилович, 1961)

№	Точки замеров	Залегания разлома		Ориентировка штрихов скольжения		Пород и возраст
		Азимут падения	Угол падения	Азимут погружения	угол скольжения	
1	КР.818	50	89	45	89	гранит Т ₁₋₂
2	КР.2258	40	88	129	24	гранит Т ₁₋₂
3	КР.8141	50	84	139	9	гнейс PR-Є
4	КР.8116	50	89	320	1	гранит Т ₁₋₂
5	КР.6274	230	60	163	34	гранит Т ₁₋₂
6	КР.8102	230	70	304	37	гнейс PR-Є
7	КР.8099	230	50	292	30	гнейс PR-Є
8	КР.3196	60	80	142	39	Гранит силура

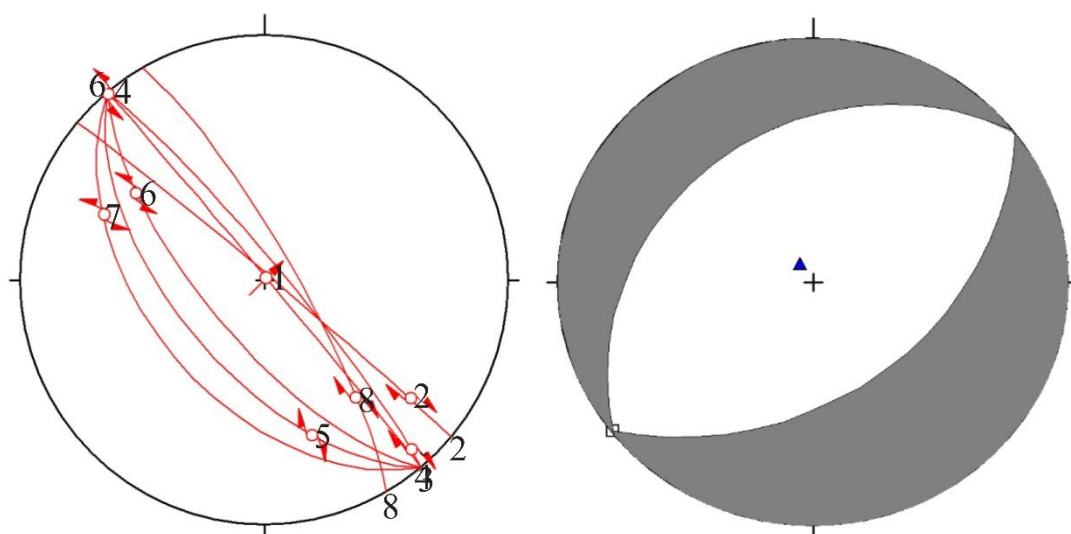


Рисунок 2.12 – Проекция показывает микротрещины через F6 (согласно Angelier, 1990) (А); Проекция показывает основные оси напряжений (вычисленный тензор методом DIS, Angelier & Goguel, 1979) через разлом F6(Б) [54-58]

Разлом F7 рассматривается как правосторонний взбросо-сдвиг, простирающийся на северо-западе площади на более 3 км с углами падения 70-80° к юго-западу. Разлом пересекает и смещает граниты второй фазы комплекса Хайван и тела амфиболитов комплекса Хамдык (см. Рисунок 2.1А). Согласно интерпретации магнитного поля

характерное значение градиента составляет от 0,15 до 0,45 нТл/м. Как видно на 3D модели (см. Рисунок 2.5), разлом разделяет два мелких блока. Опущенный западный блок имеет плотность от 2,50 до 2,59 г/см³, поднятый восточный блок имеет плотность от 2,68 до 2,86 г/см³. Разлом прослежен до глубины 400 м.

Из приведенных выше исследований можно сделать следующие выводы.

- В перспективной рудной площади ранга потенциального рудного узла Кон Ра центрального Вьетнама выделено два тектонических блока, сложенных комплексами метаморфических пород протерозоя-кембрия и интрузиями триасовых гранитов, которые отличаются составом, плотностью, возрастом и строением вулканогенно-осадочных метаморфических пород. Потенциальное месторождение с U-Au-Cu минерализацией расположено в блоке, включающем метакарбонатные скарнированные породы, нарушенном мезозойскими разломами.
- Рудовмещающие образования испытали региональные деформации трех этапов. В докембрии и раннем палеозое произошло интенсивное сжатие и сформировались сложные складки разных порядков. Во втором силурийском этапе происходило частичное переплавление (анатексис) метаморфических пород комплекса Хамдык. В третьем триас-юрском этапе произошли хрупкие деформации в зонах взбросов и сдвигов и, вероятно, сформировалась рудная минерализация.
- В пределах изученной площади по геолого-геофизическим данным и анализу тектонических трещин выделено 7 основных разломов взбросо-сдвигового типа, в одном из которых (F2) локализовано рудопроявление Кон Ра.

2.2 Вмещающие породы и околорудные изменения.

Поскольку минерализация рудопроявления Кон Ра локализована в осадочно-метаморфических породах в зоне скарнирования триасовых гранитов, то следует привести петрографические и петрологические данные по комплексу рудовмещающих пород.

Термометаморфические породы

В потенциальном месторождении Кон Ра термометаморфические образования представлены диопсидовыми мраморами. Мрамор комплекса Хамдык на рудопроявлении Кон Ра включает два минерала, образованные под воздействием высокой температуры и давления, кальцит и диопсид (Рисунок 2.13 А). Он наблюдается в обнажениях и обнаруживается в

разведочных скважинах на разных глубинах от 5 м (LK1) до 290 м (LK5). Также имеются роговики, сложенные мелкозернистым агрегатом тремолита, кварца и кальцита (Рисунок 2.13 Б). Они наблюдались в скважине LK1 на глубине 19 м. В экзокарнах встречается магнетит-гранат-актинолитовая ассоциация (Рисунок 2.13 В). К поздним образованиям отнесены кварц-серицитовые жилы и прожилки (Рисунок 2.13 Г).

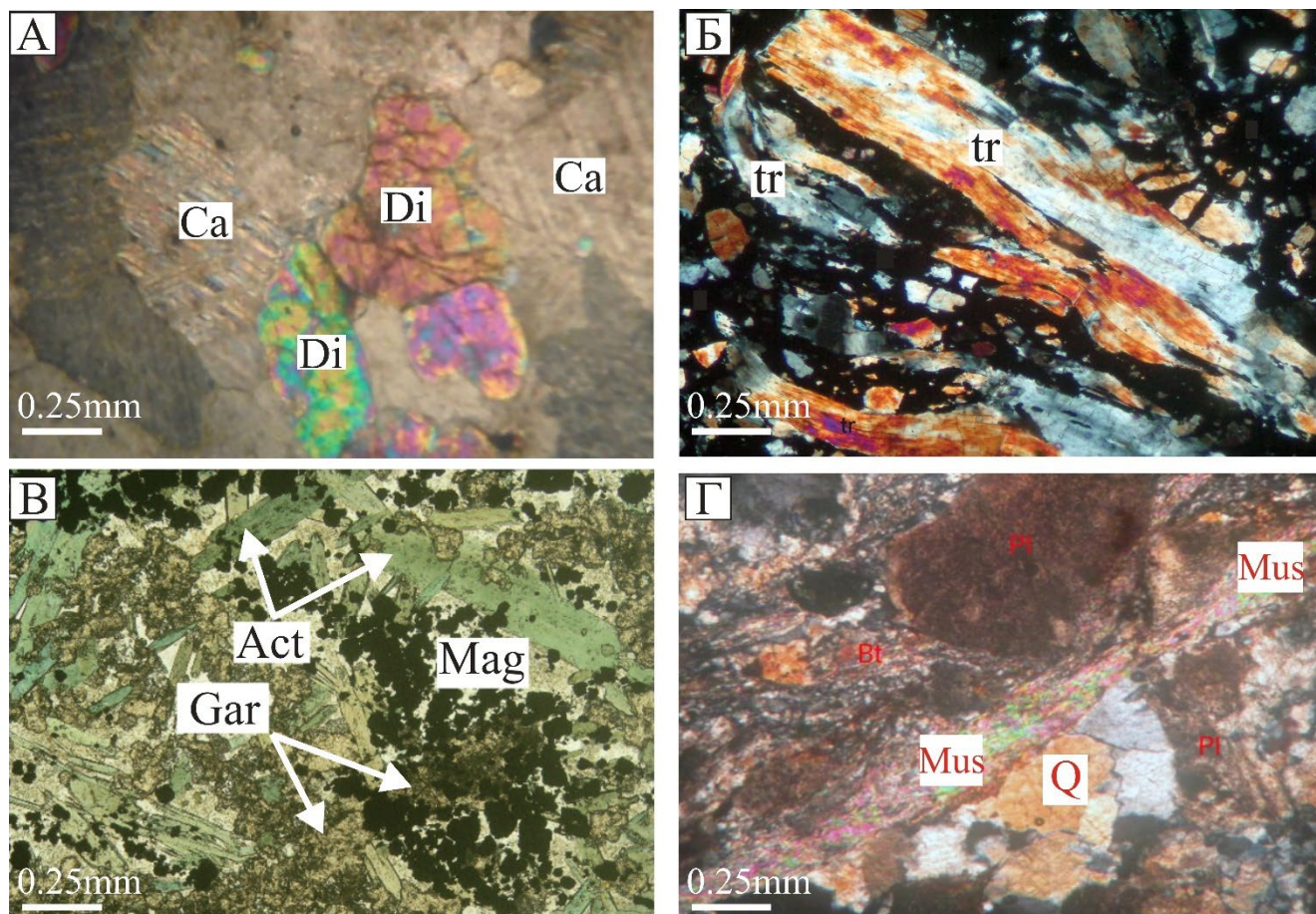


Рисунок 2.13 – Электронно-микроскопические изображения керна

А - Мрамор, электронно-микроскопическое изображение из керна LK5-КР.1786 с глубины 290 м. Ассоциации минералов кальцит (cal), диопсид (Di) в мраморе, (Николи +); Б – Роговики, сфотографированные под электронным микроскопом, ясно видны кристаллы тремолита, (Николи +); В - Магнетит с зернами граната и нитевидным призматическим актинолитом; Г – Кварц-серицитовый агрегат в краевой части жилы Преобразование края кварцевой жилы сочетанием кварцевых минералов серицита.

Act – актинолит, Gar – гранат, Mag – магнетит, Ca – кальцит, Di – диопсид, tr – тремолит, Mus – мусковит, Q – кварц.

2.3 Геохимические характеристики вмещающих пород

2.3.1 Геохимическая характеристика метаморфических пород комплекса Хамдык

2.3.1.1 Кристаллические сланцы Хамдык

Химический состав основных и микроэлементов кристаллических сланцев

представлен по анализам 11 образцов (Таблица 2.9, 2.10).

Таблица 2.9 – Результаты химических анализов макро- (%) и микроэлементов (ppm) 11 проб кристаллических сланцев комплекса Хамдык

№ образц а	KR.1336	KR.1345	KR.1348	KR.1395	KR.1400/1	KR.1689
Пород ы	Мусковитов ый кварцевый сланец	Мусковитов ый кварцевый сланец	Двуслюдян ой кварцевый сланец	Двуслюдян ой кварцевый сланец	Двуслюдян ой кварцевый сланец	Биотитов ый кварцевый сланец
	1	2	3	4	5	6
Химический состав (%)						
SiO ₂	60,90	61,54	76,14	64,04	67,90	71,64
TiO ₂	0,66	0,61	0,40	0,82	0,55	0,79
Al ₂ O ₃	17,47	18,02	13,29	16,93	15,61	13,18
Fe ₂ O ₃	10,21	6,28	1,26	4,06	0,96	2,24
FeO	1,01	1,49	0,96	3,74	1,81	2,83
MnO	0,00	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01
MgO	0,55	0,97	1,29	2,84	4,98	3,03
CaO	1,02	0,54	0,68	0,53	0,26	0,44
Na ₂ O	0,24	2,03	0,24	0,70	0,40	0,61
K ₂ O	4,65	5,82	3,59	3,87	3,47	2,82
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,03	0,08	0,14	0,06
LOI (ПП.)	2,94	3,05	1,95	2,11	3,43	1,73
SO ₃	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,02
H ₂ O ⁻	0,08	0,05	0,03	0,12	0,02	0,00
Сум	99,76	100,45	99,84	99,75	99,52	99,37
Микроэлементы (ppm)						
Ce	77,3		68,63		40,25	73,17
Dy	2,8		2,14		0,19	1,81
Er	2,00		2,83		1,06	2,17
Eu	0,8		0,35		0,1	0,12
Gd	2,8		1,36		0,1	0,36
Ho	0,5		0,29		0,1	0,25
La	39,9		41,13		44,90	33,94
Lu	0,2		0,08		0,1	0,1
Nd	37,4		25,03		2,65	18,15
Pr	9,8		14,88		6,00	15,38
Sm	5,1		2,58		0,1	1,04
Tb	0,5		0,42		0,06	0,24

Продолжение таблицы 2.9

№ образца	KR.1336	KR.1345	KR.1348	KR.1395	KR.1400/1	KR.1689
Породы	Мусковитовый кварцевый сланец	Мусковитовый кварцевый сланец	Двуслюдяной кварцевый сланец	Двуслюдяной кварцевый сланец	Двуслюдяной кварцевый сланец	Бiotитовый кварцевый сланец
	1	2	3	4	5	6
Микроэлементы (ppm)						
Tm	0,2		0,1		0,1	0,1
Y	15,9		10,01		0,60	7,43
Yb	1,6		0,76		0,05	0,32
Ba	247,00		892,27		416,72	1012,98
Rb	71,00		199,00		77,00	233,00
Co	38,20		6,66		12,29	24,88
Cr	80,50		77,74		98,46	171,23
Ga	12,20		10		10	10
Li	5		6,16		8,05	46,05
Nb	5		5,87		12,15	18,61
Ni	14,90		12,96		7,83	51,70
Sr	17,80		21,48		10,85	24,46
Ta	16,70		10		10	10
Ta	16,70		10		10	10
V	80,30		46,68		39,65	98,72
Hf	5		10		9,86	10
Zr	260,00		379,11		434,94	426,35
U	10		10		10	10
Th	11,40		15,60		14,10	14,90
Ti (%)	0,19		0,19		0,30	0,59

Продолжение таблицы 2.9

№ образца	KR.1840	KR.1848	KR.1853	KR.1863	KR.2133
Породы	Двуслюдяной кварцевый сланец	Двуслюдяно-силлиманитовый кордиеритовый кварцевый сланец	Кварцевый сланец – двуслюдяной кордиеритовый сланец	Гнейс двуслюдяной	Двуслюдяной кварцевый сланец
	7	8	9	10	11
Химический состав (%)					
SiO ₂	87,34	76,96	73,10	72,04	59,46

Продолжение таблицы 2.9

№ образца	KR.1840	KR.1848	KR.1853	KR.1863	KR.2133
Породы	Двуслюдной кварцевый сланец	Двуслюдно-силлиманитовый кордиеритовый кварцевый сланец	Кварцевый сланец – двуслюдной кордиеритовый сланец	Гнейс двуслюдной	Двуслюдной кварцевый сланец
	7	8	9	10	11
Химический состав (%)					
TiO ₂	0,29	0,46	0,67	0,58	0,53
Al ₂ O ₃	6,57	9,29	8,31	14,02	17,06
Fe ₂ O ₃	1,11	1,28	3,60	1,76	3,81
FeO	0,27	4,79	5,07	1,87	4,65
MnO	0,00	0,05	0,09	0,03	0,06
MgO	0,63	2,33	2,84	2,14	2,97
CaO	0,26	0,61	0,53	0,88	2,16
Na ₂ O	0,22	0,88	1,31	1,16	1,62
K ₂ O	1,84	2,43	3,52	3,53	4,31
P ₂ O ₅	0,03	0,11	0,14	0,08	0,14
LOI (ПП.)	1,04	0,76	0,80	1,67	2,91
SO ₃	0,00	0,01	0,01	0,07	0,01
H ₂ O ⁺	0,00	0,08	0,06	0,01	0,03
Сум	99,61	99,95	99,98	99,75	99,69

Видно, что содержание SiO₂ высокое и колеблется от 59,46% до 87,34% (в среднем 70,10%); относительно высокое содержание Al₂O₃ от 6,57% до 18,02%; содержание большинства других оксидов низкое: TiO₂ — 0,29÷0,82%; Fe₂O₃ — 0,96÷10,21%; MnO — 0,00÷0,09%; FeO — 0,27÷5,07%; MgO — 0,55÷4,98%; CaO — 0,26÷2,16%; Na₂O — 0,22÷2,03%; K₂O — 1,84÷5,82%.

Содержания литофильных элементов В, Ga, La, Sr, V в 1,5–9,0 раза выше кларковых значений. Халькофильные элементы Cu, Pb, Zn в 1,8–32,7 раза превышают кларки. Остальные элементы ниже или близки к кларковым значениям (Таблица 2.10, Рисунок 2.14).

Таблица 2.10 – Геохимические параметры по результатам ICP MS кристаллических сланцах комплекса Хамдык.

Элементы	Ед	Номер образца для расчета	Кол-во образцов	Частота (%)	Мин. содерж.	Макс. содерж.	Средн. (X)	Кларк (C)	Коэфф-нт концентриции (K=X/C)
B	ppm	28	27	96,4	10	136	29,0	350	0,1
Ce	ppm	28	28	100	5	236	92,8	92	1,0
Co	ppm	28	26	92,9	2	22	10,4	19	0,5
Cr	ppm	28	26	92,9	11	106	52,2	35	1,5
Cu	ppm	28	20	71,4	5	142	37,2	1	37,2
Ga	ppm	28	22	78,6	10	63	24,1	12	2,0
La	ppm	28	27	96,4	9	203	51,6	30	1,7
Li	ppm	28	22	78,6	5	33	11,3	15	0,8
Ni	ppm	28	24	85,7	5	50	18,0	2	9,0
Pb	ppm	28	19	67,9	5	225	25,5	7	3,6
Sr	ppm	28	24	85,7	11	93	30,9	20	1,5
V	ppm	28	28	100	2	237	54,7	20	2,7
Y	ppm	28	27	96,4	7	79	31,3	40	0,8
Zn	ppm	28	22	78,6	7	57	29,0	16	1,8

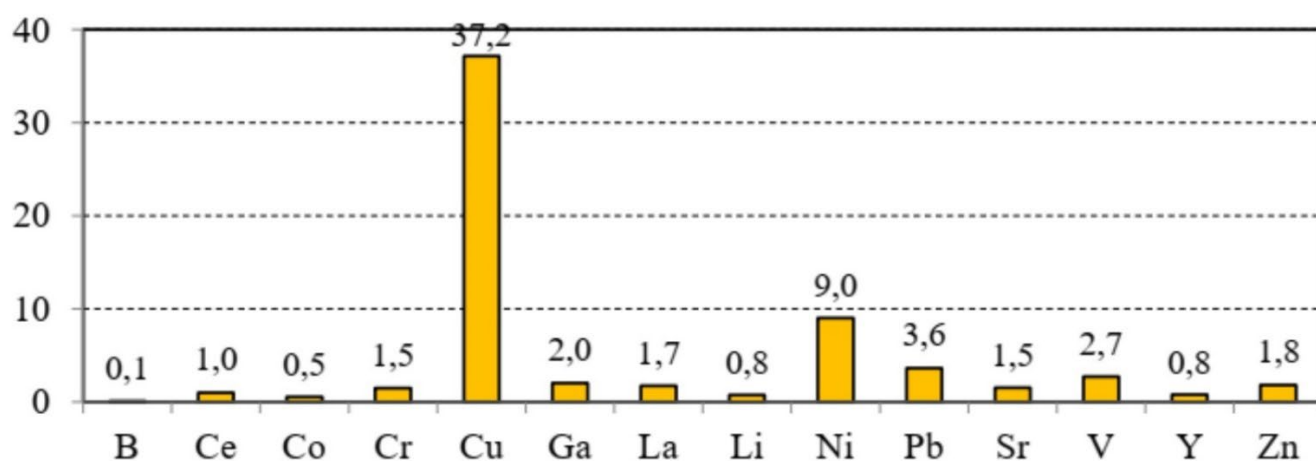


Рисунок 2.14 – График концентрации элементов в кристаллических сланцах комплекса Хамдык

Таким образом, приведенные геохимические материалы показывают, что кристаллические сланцы комплекса Хамдык имеют вышекларковые концентрации меди ($k_k = 37,3$) и могли быть источником рудообразования.

Массивы, сложенные сланцевыми и метакарбонатными породами, характерны для выделенного выше восточного тектонического блока. Имеющиеся геохимические данные подтверждают потенциальную рудоносность этого блока.

2.3.2 Геохимическая характеристика гранитоидов Хайванского комплекса

Гранитоиды комплекса Хайван играют важную роль в образовании скарнов и

гидротерманом метаморфизме вмещающих пород. Чтобы выяснить роль гранитов комплекса Хайван в процессе рудообразования, автор проанализировал геохимические характеристики комплекса следующим образом.

Содержание SiO_2 в граните комплекса Хайван варьирует от 65,60% до 73,66%, что отражает существование двух групп монцогранита и гранодиорита. Породы первой фазы в основном относятся к полю монцогранитов и гранодиоритов, породы второй фазы относятся к полю монцогранитов [по Le Maitre, 1989] [74] (Рисунок 2.15А).

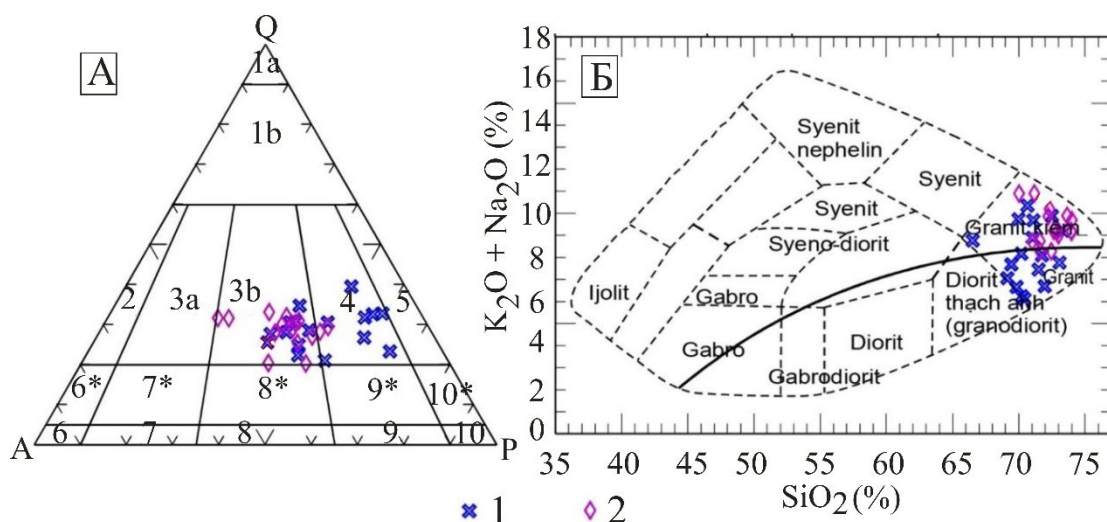


Рисунок 2.15 – Петрохимические диаграммы гранитоидов Хайван. А – диаграмма AQP по Le Maitre, 1989 г. [74]; Б – диаграмма SiO_2 - (K_2O + Na_2O) по Cox et al, 1979 и Wilson, 1989 [61,102]

Условные обозначения: 1 – первая фаза; 2 – вторая фаза; 1а-Кварцит; 1б – богатый кварцем гранит; 2 – калиево-полевошпатовый гранит; 3а – сиеногранит; 3б – монцогранит; 4 – гранодиорит; 5 – тоналит; 6 – сиенит калиево-полевошпатовый; 6* – кварцевый сиенит - калиевый полевоый шпат; 7 – сиенит; 7* – кварцевый сиенит; 8 – монцонит; 8* – кварцевый монцонит; 9 – монцодиорит/монцогаббро; 9* – монцодиорит кварц/кварц монцогаббро; 10 – диорит/габбро/анортозит; 10* – кварцевый диорит/кварцевый габбро/кварцевый анортозит.

На корреляционной диаграмме SiO_2 - (K_2O + Na_2O) по [Cox et al, 1979 и Wilson, 1989] [61,102] все породы комплекса попадают в высокремнистую группу преимущественно щелочного поля (Рисунок 2.15Б).

При рассмотрении диаграммы AFM (Irvine, Baragar, 1971) [69] видно, что породы комплекса относятся к щелочно-известковой серии (Рисунок 2.16 А). В породах, относящихся к комплексу со средней общей щелочностью (Na_2O + K_2O) 7,64%, калий преобладает над натрием (K_2O / Na_2O > 1). Порода имеет относительно высокое содержание Al_2O_3 от 12,82% до 17,25%, индекс насыщения алюминием ASI - Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) высокий и все они больше 1 (средний ASI 1,06). Согласно диаграмме

индекса Shand (Maniar и Piccoli, 1989) [77] (Рисунок 2.16 Б), породы комплекса относятся к полностью насыщенному алюминию и S-гранитному типу. Большинство образцов имели содержание CaO от 0,7 до 4,82%, в среднем 2,02%. Содержание других оксидов в целом низкое: MgO — $0,00 \div 1,49\%$; FeO — $0,47 \div 2,37\%$; P_2O_5 — $0,01 \div 0,19\%$ очень мало.

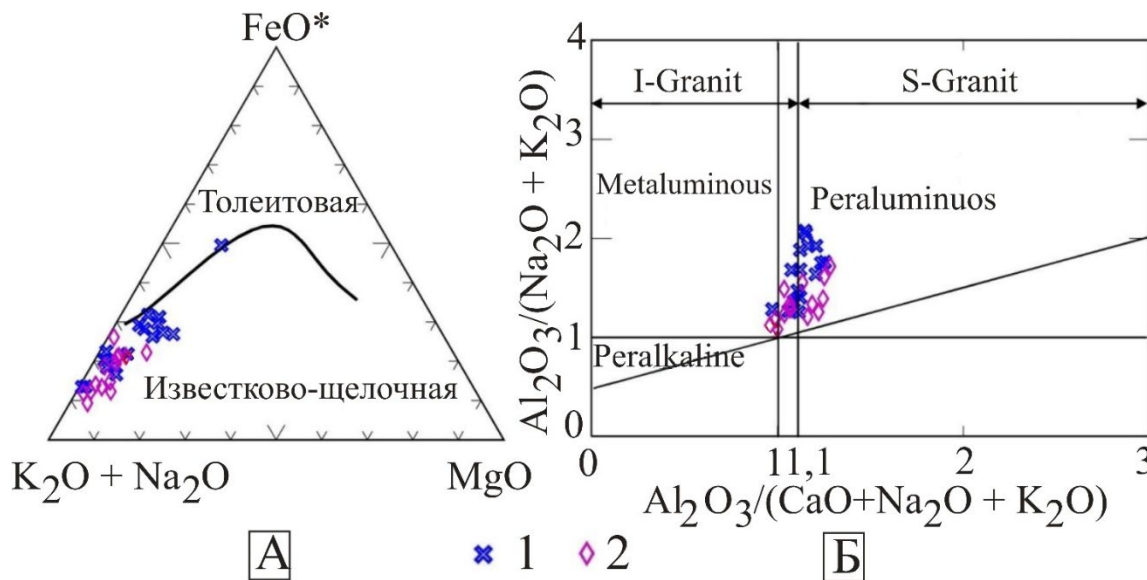


Рисунок 2.16 – Петрохимические диаграммы пород комплекса Зайцван. А – диаграмма AFM по Irvine, Baragar, 1971 г. [69]; Б - Диаграмма индекса Shand по Maniar и Piccoli, 1989 г. Породы [77]

Условные обозначения: 1 - первая фаза; 2 - вторая фаза.

На диаграмме SiO_2 и соотношении $FeO/(FeO + MgO)$ по Forst, 2001[64] породы комплекса попадают в поле S-гранитов (Рисунок 2.17 А).

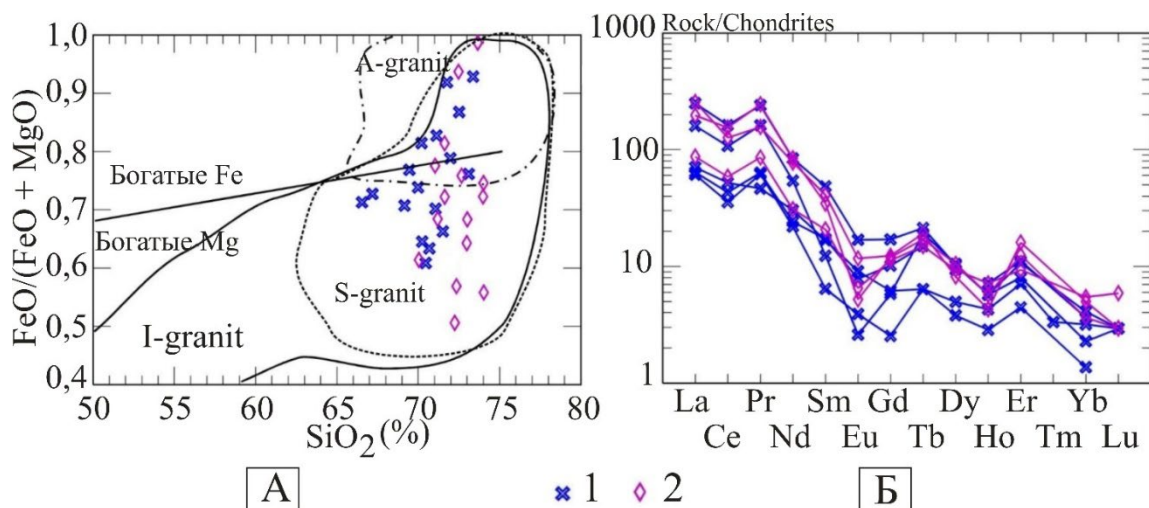


Рисунок 2.17 – Диаграмма корреляции SiO_2 и соотношения $FeO / (FeO + MgO)$ по Forst, 2001[64] гранитных образований комплекса Хайван (А); Стандартизированная по хондриту диаграмма редкоземельных элементов (Накамура, 1974) гранитных образований комплекса Хайван (Б)

Условные обозначения: 1 – первая фаза; 2 – вторая фаза

Для классификации палеотектонических реконструкций мы используем соотношения основных, редких элементов, переходных элементов (HFS, REE), и Th, которые считаются стабильными в посттектонических условиях (Накамуры, 1974) (Рисунок 2.17 Б), также классификационную схему Pearce, (1984) [83] $(Y + Nb) - Rb$, для классификации геодинамики гранитоидов (Рисунок 2.18).

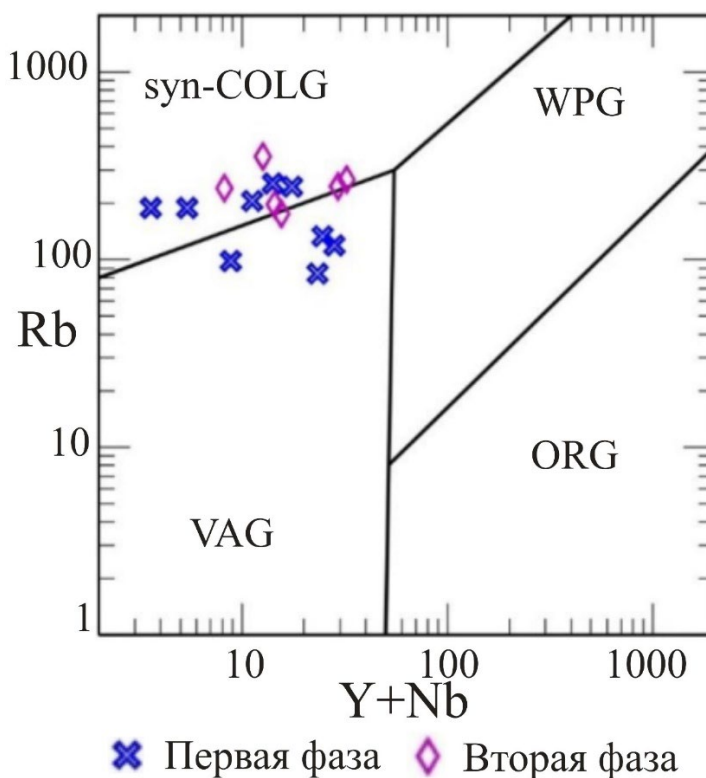


Рисунок 2.18 – Диаграмма корреляции между микроэлементами $(Y + Nb) - Rb$ по Pearce (1984) [83] гранитов комплекса Хайван

syn-COLG – коллизионные граниты (*Syn-Collision Granites*); *WPG* – внутриплитные граниты (*Within Plate Granites*); *ORG* – граниты океанических арок (*Ocean Ridge Granites*); *VAG* – граниты вулканических дуг (*volcanic Arc Granites*)

На стандартной диаграмме редкоземельных элементов хондрита (по Накамуры, 1974) (Рисунок 2.17 Б) породы комплекса Хайван содержат больше легких (LREE), чем тяжелых редкоземельных элементов. Редкоземельные элементы, нормализованные с хондритом, показывают отрицательные крутые наклоны для легких редкоземельных элементов (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) и группы средних редкоземельных элементов (MREE) (Gd, Tb, Dy, Ho) с наличием сильной отрицательной Eu аномалии. Это типично для гранитоидов, которые образуются в коллизионных условиях.

На диаграмме (Рисунок 2.17 Б) также видно, что эти образования богаты литофильными элементами (large ion lithophyls). Содержание Rb-266 ppm выше кларка.

В группе элементов с сильным полем (HFS - high field strength) появляются

отрицательные аномалии Nb, Ta, особенно сильные отрицательные аномалии Eu. Значения Nb/Ta и Th/U высокие. Эти особенности показывают, что они близки по составу к бимодальному граниту, стандартному граниту, редкометальному граниту и отражают условия континентальной земной коры.

Группа переходных элементов (transition elements), включающая Cr, Ni, V, Zn, имеет более низкое содержание, чем кларковые. Некоторые металлы такие как Cu, Zn, Pb, присутствуют в большинстве образцов. В котором содержание Cu, Pb в 1,2÷1,7 раза превышает кларк.

На диаграмме микроэлементов (Y + Nb) - Rb по Pearce, 1984 [83] (см. Рисунок 2.18) породы комплекса в основном сконцентрированы в гранитных и котектонических полях (syn-COLG), несколько пород первой фазы попадают в поле гранитов вулканической дуги (VAG). Это отражает сложность геотектонических условий формирования комплекса. Присутствие в породе мусковита доказывает, что порода богата Al, H₂O, что характерно для магмы S-типа.

Судя по диаграмме Ab-Q-Or по методу Tuttle и Bowen (1958) [100], гранитоиды комплекса образовывались в условиях относительно высокого давления пара в диапазоне от 0,5 кбар до более 4 кбар (Рисунок 2.19 А). График Ab-Q-Or по методу Winker (1979) указывает на то, что породы комплекса образовались при температуре 650⁰С ÷ 685⁰С (Рисунок 2.19 Б).

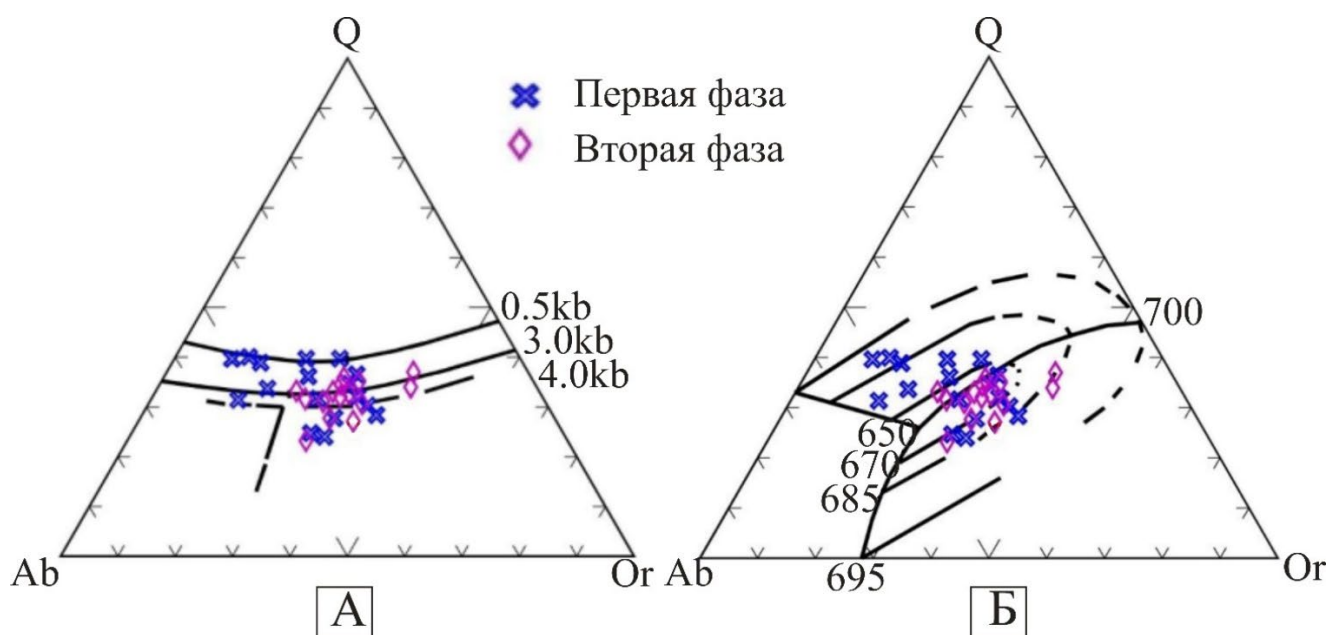


Рисунок 2.19 – Диаграмм Ab-Q-Or по Tuttle и Bowen, 1958 г. [100], для интрузивных образований комплекса Хайван (А); Диаграмм Ab-Q-Or по Winker, 1979 г. интрузивных образований комплекса Хайван (Б)

Изложенные петрохимические характеристики, и прежде всего обеднение некоторыми микроэлементами и наличие сильной отрицательной Eu аномалии, показывают, что гранитоиды Хайван образовались в условиях коллизии континентальных плит и относятся к S типу. Следовательно, вероятны дополнительные концентрации меди в гранитном расплаве, ассимилирующим кристаллические сланцы. В целом это способствовало перераспределению ряда литофильных и халькофильных рудных элементов, включая золото, медь и уран.

2.3.3 Геохимические характеристики скарнов

Скарновые породы содержат: SiO_2 от 1,88% до 72,86%; Al_2O_3 — 0,5÷3,7% относительно низкое; MgO колеблется от 3% до 20,6% (в среднем 12,30%); CaO высокое и колеблется от 12,5% до 46,76% (в среднем 30,09%). Содержание других оксидов относительно низкое: Fe_2O_3 — 0÷2,13%; FeO — 0,18÷2,68%; MnO — 0,0÷0,13%; Na_2O — 0,00÷0,51%; K_2O — 0,00÷0,53% (Таблица 2.11).

Таблица 2.11 – Химический состав 10 проб макроэлементов (%) и микроэлементов (ppm) скарновых пород

Номер образца	KR.1285	KR.1364	KR.739/3	KR.804/5	KR.858/4
Породы	Агрегат диопсида	Кварц- диопсидовый агрегат	Мрамор	Мрамор	Мрамор с оливином
№	1	2	3	4	5
Химический состав (%)					
SiO_2	54,06	72,86	16,94	18,90	1,88
TiO_2	0,10	0,04	0,07	0,03	0,02
Al_2O_3	2,55	1,64	2,41	0,93	1,02
Fe_2O_3	1,02	0,34	0,39	0,07	0,23
FeO	2,68	0,65	-	-	-
MnO	0,09	0,04	0,07	0,01	0,01
MgO	15,45	10,10	3,00	10,27	19,41
CaO	21,66	12,50	40,76	35,36	30,17
Na_2O	0,51	0,25	0,27	0,19	0,09
K_2O	0,31	0,17	0,53	0,12	0,06
P_2O_5	0,05	0,13	0,00	0,01	0,04
LOI (ПП.)	1,07	0,64	31,51	29,71	40,22
SO_3	0,00	0,06	0,07	0,16	0,07
H_2O^-	0,22	0,09	25,22	27,80	2,24
Сум	99,73	99,36	95,94	95,61	93,13

Продолжение таблицы 2.11

№ образца	KR.1365/1	KR.1384	KR.1384/2	KR.1659	KR.1678
Породы	Диорсидовый мрамор	Тремолитовый мрамор	Мрамор	Оливиновый мрамор	Диопсид
№	6	7	8	9	10
Химический состав (%)					
SiO ₂	30,72	8,40	3,64	23,98	55,28
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,07	0,25
Al ₂ O ₃	0,66	1,00	0,50	0,91	3,66
Fe ₂ O ₃	0,27	0,00	0,20	0,38	2,13
FeO	0,60	0,24	0,18	-	-
MnO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,13
MgO	8,79	4,26	20,60	18,99	11,62
CaO	36,07	46,76	29,01	27,36	21,24
Na ₂ O	0,18	0,18	0,18	0,00	0,33
K ₂ O	0,27	0,23	0,23	0,00	0,42
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,13	0,06	0,05
LOI (ПП.)	21,28	36,73	42,93	26,79	1,65
SO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	48,82	14,42	4,38	32,28	91,76
Сум	99,00	97,95	97,61	98,72	99,49

Результаты ICP MS и расчета геохимических параметров элементов представлены в таблице 2.12, из которой видно, что породы имеют концентрацию элементов литофильной группы (large ion lithophyls) с содержаниями В, Ва, Се, Сr, Li, V, Nb выше кларка.

Таблица 2.12 – Геохимические параметры по результатам плазменной спектроскопии скарнов (Кларк по Виноградову А.П., 1962)

Элементы	Ед.	№ образца для расчета	Кол-во образ-в	Частота (%)	Мин. содерж.	Макс. содерж.	Средн. (X)	Кларк (C)	Коэф-нт кон-ции (K=X/C)
B	ppm	11	11	100	20	303	92,8	20	4,6
Ba	ppm	11	11	100	15	143	55,6	10	5,6
Ce	ppm	11	10	90,9	5	36	14,9	12	1,2
Co	ppm	11	7	63,6	3	15	7,3	3	2,4
Cr	ppm	11	10	90,9	5	61	25,3	11	2,3
Cu	ppm	11	7	63,6	5	62	19,1	4	4,8
Li	ppm	11	9	81,8	5	18	8,8	5	1,8
Nb	ppm	11	7	63,6	5	17	12,6	0,3	41,9
Ni	ppm	11	8	72,7	5	29	17,8	2	8,9
Pb	ppm	11	6	54,6	5	31	15,7	9	1,7
Sr	ppm	11	11	100	31	1313	246,5	610	0,4
V	ppm	11	11	100	14	96	48,4	20	2,4
Y	ppm	11	9	81,8	6	31	16,0	30	0,5
Zn	ppm	11	8	72,7	7	142	71,1	20	3,6

Элементы халькофильной группы Cu, Zn и Pb выше кларковых, Другие элементы имеют содержания ниже или равное кларкам. Следует подчеркнуть, что содержания Nb = 41,9, Cu = 4,8 и некоторых других литофильных элементов существенно выше кларковых. (Рисунок 2.20).

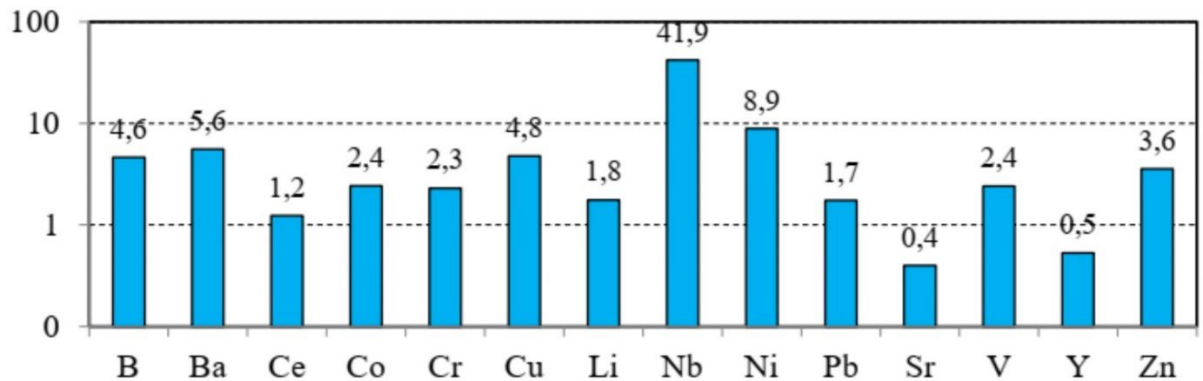


Рисунок 2.20 – График концентрации элементов в комплексе скарнов.

Таким образом, имеющиеся геохимические характеристики скарнов, показывают вышекларковые содержания ряда лито- и халькофильных элементов, включая мель. И могли быть потенциальным источником руд Cu, Au и U.

3 РУДОВМЕЩАЮЩЕ СТРУКТУРЫ AU-U-CU МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЧАСТКА КОН РА

В этой главе представлен материал, в котором приведены доказательства второго защищаемого положения **«Потенциальное U-Au-Cu месторождение представлено серией субпараллельных линзовидных рудоносных залежей тектонических брекчий, которые локализованы в экзоскарнах и контролируются взбросо-сдвиговой структурой типа pull apart zone, которая обоснована результатами геологического картированию, наблюдениями в обнажениях, керне оценочных скважин, аншлифах и стереографического анализа тектонических трещин.»**

3.1 Закономерности локализации золото-медной и урановой минерализации

В рудопроявлении Кон Ра в Центральном Вьетнаме определены промышленные концентрации меди, урана и золота. В этой связи интерес представляют известные в других регионах мира похожие медные и комплексные рудные объекты.

В 70-х годах 20-го века геологоразведочные работы подтвердили, что месторождение Олимпик Дэм, региона Стюарт-Шельф, Австралия, является объектом со сверхбольшими запасами железо-медь-золото-редкоземельно-урановой минерализации с запасами два миллиарда тонн руды со средними содержаниями Fe - 35%, Cu - 1,6%, U_3O_8 - 0,06%, Au - 0,6 г/т, Ag - 3,5 г/т [1, 2, 17-22, 68]. Помимо Fe, Cu, U, Au, REE, такие комплексные месторождения полезных ископаемых могут содержать значительные концентрации Co, Ag, Bi, Mo, Te, Se, Sn, W и Zn-Pb Hitzman (1992) [68]. Это важное открытие мотивировало углубленные исследования Олимпик Дэм и его окрестностей. Так, в работе Nauck (1990) [67] показано, что руды месторождения сложены магнетитом, гематитом, халькопиритом, борнитом, халькозином, пирротинном и пиритом. Включения в кварце высокой соленостью и обогащены CO_2 . Руды в основном распространены в брекчиях гранитов и в меньшей мере в нескольких кварцевых жилах. Основываясь на изучении аналогичных месторождений Hitzman M.W (1992) [68] предположил, что они формировались в докембрии, хотя недавние исследования показывают, что они имеют возраст образования от протерозоя до кайнозоя [68].

Другими примерами являются золото-медные и медные месторождения в скарнах.

Медные месторождения в скарнах образуются в контактовой зоне интрузий гранитоидов. Известковистые пироксен-гранатные скарны распространены во вмещающих породах, а также в гранитоидах. Как правило оруденение локализовано в экзоскарновой зоне недалеко от границы с интрузивом. Рудные залежи имеют сложную морфологию, мелкозернистые структуры и сложный минеральный состав. Часто встречается ассоциация халькопирит-борнитовой и магнетитовой руды. Руды имеют брекчиевую, прожилковую и вкрапленную текстуры. Содержание меди высокое, но неравномерное (1-10%), в среднем (1,5-3,0%). Медная минерализация формируется в многостадийном процессе. Сопутствующие элементы- Fe, Au, Co, Se, Te, Mo [68].

Есть много скарновых медных рудников, но масштабы месторождений невелики [91-93]. Доля таких объектов по Cu в мире составляет всего 0,6%. Промышленное значение в России имеют типичные месторождения: Турьинская группа на Урале, Юлия и Синюхинское медно-золотое скарновое месторождения в Сибири [93]; Шахты Саяк, Ирус в Казахстане; Клинтон и Брисби в США; Долоре в Мексике; Тинтик в Перу; Куру-Тегерек в Среднем Тянь-Шане, Кыргызстан [92]; месторождения Юго-Западной Японии [70]

В общем виде халькопирит образуется в две стадии: ранняя стадия связана с магнетитом, поздняя - с другими сульфидами, иногда конечная фаза, содержит сфалерит и галенит. Скарновые месторождения меди имеют разный возраст: PZ, MZ и KZ. Глубина образования предполагается в несколько километров. Температура образования медно-сульфидных руд от 500⁰C до 200⁰C.

Как будет показано ниже, рудопроявление Кон Ра ближе к промышленному типу золото-медных скарновых месторождений.

Районы Центрального Вьетнама рассматриваются в качестве перспективных на обнаружение стратегически важных месторождений золота, олова, меди, урана и др. [49, 50]. В одном из них Кон Ра, расположенном в провинции Контум, находится одноименное рудопроявление меди, золота и урана.

Сульфидная минерализация рудопроявления Кон Ра была обнаружена в 2019 году в процессе проведения геологических маршрутов и бурения мелких скважин глубиной до 20 м. Она связаны с тектоническими брекчиями и катаклазитами, которые нарушают зоны экзоскарнов, связанные с внедрением триасовых гранитов комплекса Хайван и продолжают в протерозой-кембрийских карбонатно-сланцевых породах.

Для изучения закономерностей локализации минерализации Cu, Au и U использованы: геологические карты масштабов 1: 100 000; 1:50 000 и 1:10 000; результаты оценочного бурения 9 наклонных скважин глубиной от 100 до 300 м, карты аэро-гамма и пешеходной гамма-съемки в масштабе 1:10 000; профильная электроразведка, выполненная методом ЭЭП четырехэлектродной установкой.

Вещественный состав руд и распределение полезных компонентов изучено по данным анализов ICPMS 214 проб, атомно-абсорбционных 300 проб и гамма-спектрометрических 42 проб. Изучены 20 прозрачных шлифов и 22 аншлифа. Для определения возраста руд использованы данные масс-спектрометрии Rb-Sr серицита из околорудных метасоматитов. Для определения источника серы выполнены 6 масс-спектральных анализов изотопного состава сульфидной серы.

Для анализа привлечены материалы производственных отчетов и имеющиеся публикации по району работ.

В районе Кон Ра наиболее распространены метаморфические породы протерозой-кембрийского комплекса Хамдык. В них располагаются линзы силурийских гранито-гнейсов комплекса Чулай и интрузии триасовых гранитов комплекса Хайван. В районе встречаются юрские дайки гранит-порфиров и лампрофиров. Известны диабазовые дайки неогенового комплекса Кумонг, на севере имеются покровы неогеновых базальтов. Район имеет блоковое строение и нарушен крутопадающими разломами [12-16, 29, 30, 49, 50]. Характеристики основных разломов приведены выше.

Рельеф района низкогорно-холмистый. Большая часть площади покрыта тропическими лесами и посадками (Рисунок 3.1). Почти повсеместно распространены латериты.

В комплексе Хамдык выделено 9 ассоциаций, включающих метаультрамафиты, метагаббро, амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, метаплагиограниты, мраморы, антофиллит-кордиеритовые, кварц-слюдистые и углеродистые кристаллические сланцы [12-14, 16, 29, 30, 49, 50]. Породы значительно деформированы и имеют сложную складчатость с общим направлением осей на северо-восток.

На площади рудопроявления Кон Ра, граниты комплекса Хайван обнажаются небольшими блоками и вскрыты скважинами до глубины 300 м. Они пересекаются зонами дробления и катаклаза, которые охватывают и протерозойские породы комплекса Хамдык. Местами граниты имеют тектонические ограничения. В зонах дробления

отмечается хлоритизация и серицитизация. По U-Pb методу по циркону из двуслюдяных среднезернистых гранитов по образцам, отобранным из обнажения с площади рудопроявления Кон Ра КР.719 и керна КР.LK4/59, взятого с глубины 205 м, определен изотопный возраст соответственно $253,1 \pm 2,9$ и $235 \pm 3,1$ млн лет. Это, состав пород и геологическая позиция массивов позволили отнести комплекс Хайван к раннему-среднему триасу [14, 49, 50].



Рисунок 3.1 – Исследуемая площадь Кон Ра. Фотография сделана на обнажение КР.2592 на северо-восток

В районе Кон Ра закартированы крутопадающие дайки лампрофиров, пегматитов, порфировых гранитов и фельзит-порфиров (Рисунок 3.2). Они пересекают метаморфические породы и содержат ксенолиты гранитов комплекса Хайван. По результатам масс-спектрометрии U-Pb методом по циркону из фельзит-порфира, отобранного из скважины LK2/33, определен изотопный возраст $163,98 \pm 1,9$ млн лет, что соответствует средней юре.

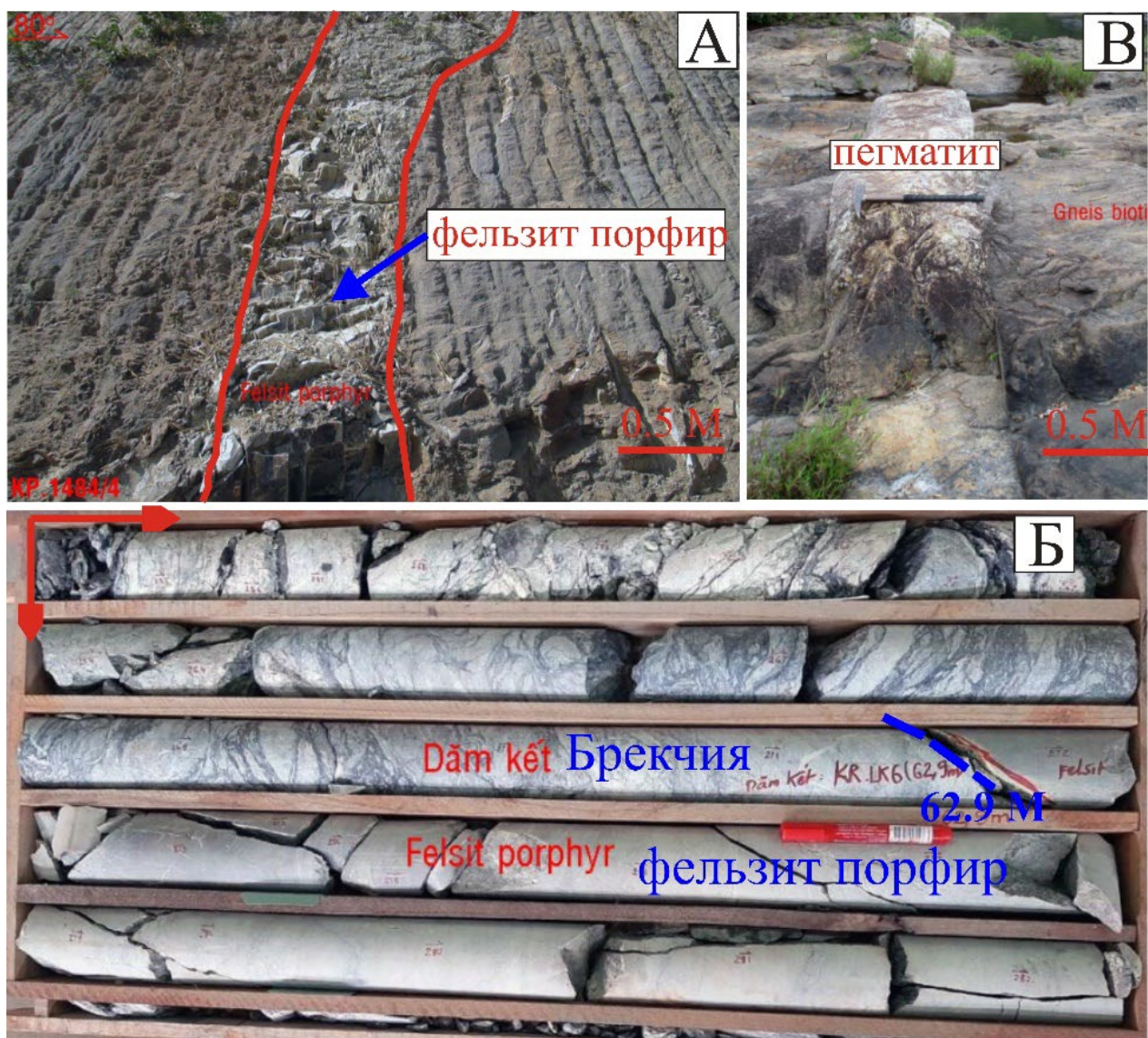


Рисунок 3.2 – Дайка фельсит-порфира, пересекающая гранит второй фазы комплекса Хайван (А). Обнажение КР.1484/4; Дайка фельзит-порфира, пересекающая тектонические брекчии (Б). керн скважины LK6 (от 60 до 65м); Жила пегматита, пересекающая биотитовый гнейс. Обнажение КР.8013/1н (В)

Рудопроявление Кон Ра локализовано в блоке, сложенном осадочно-метаморфическими породами преимущественно карбонатно-терригенного состава, интродуцированными гранитами Хайван [31, 32, 49, 50]. Рудоносные зоны Кон Ра приурочены к восточному контакту гранитов, осложненному дайковидными апофизами гранитов поздней фазы внедрения. Здесь же распространены скарны. Минерализация связана с эпискарновыми тектоническими брекчиями и катаклазитами (Рисунок 3.3).

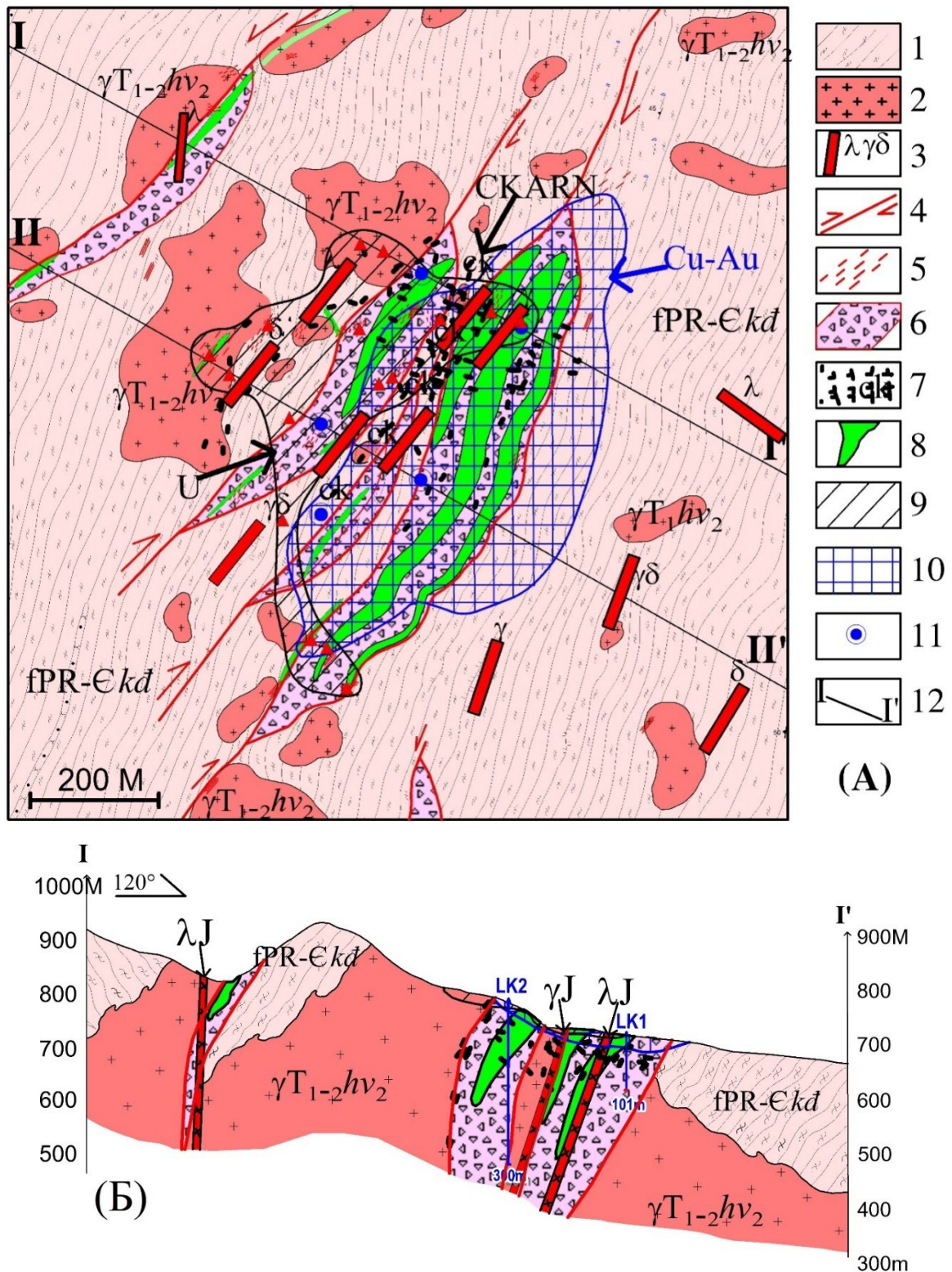


Рисунок 3.3 – Схематическая геологическая карта участка рудопоявления Кон Ра (А) и геологический профиль по линии I-I' (Б)

Условные обозначения: 1 – кристаллические сланцы ($fPR-\epsilon kd$); 2 – граниты второй фазы комплекса Хайван ($\gamma T_{1-2}hv_2$); 3 – юрские дайки лампрофиров (δ), пегматитов и фельзит-порфиров (γ), гранодиорит-порфиров (λ); 4 – разломы; 5 – зона тектонических брекчий и катаклаза; 6 – предполагаемая pull-apart зона; 7 – скарнированные породы; 8 – ореол урановой минерализации; 9 – золото-медная рудоносная зона в коренном залегании; 10 – золото-медная минерализация в зоне окисления; 11 – устья оценочных скважин; 12 – линии профилей I-I' и II-II'.

Тектонические брекчии встречаются как правило в диопсидовых и тремолитовых мраморах и контактирующих с ними кристаллических сланцах (Рисунок 3.4).

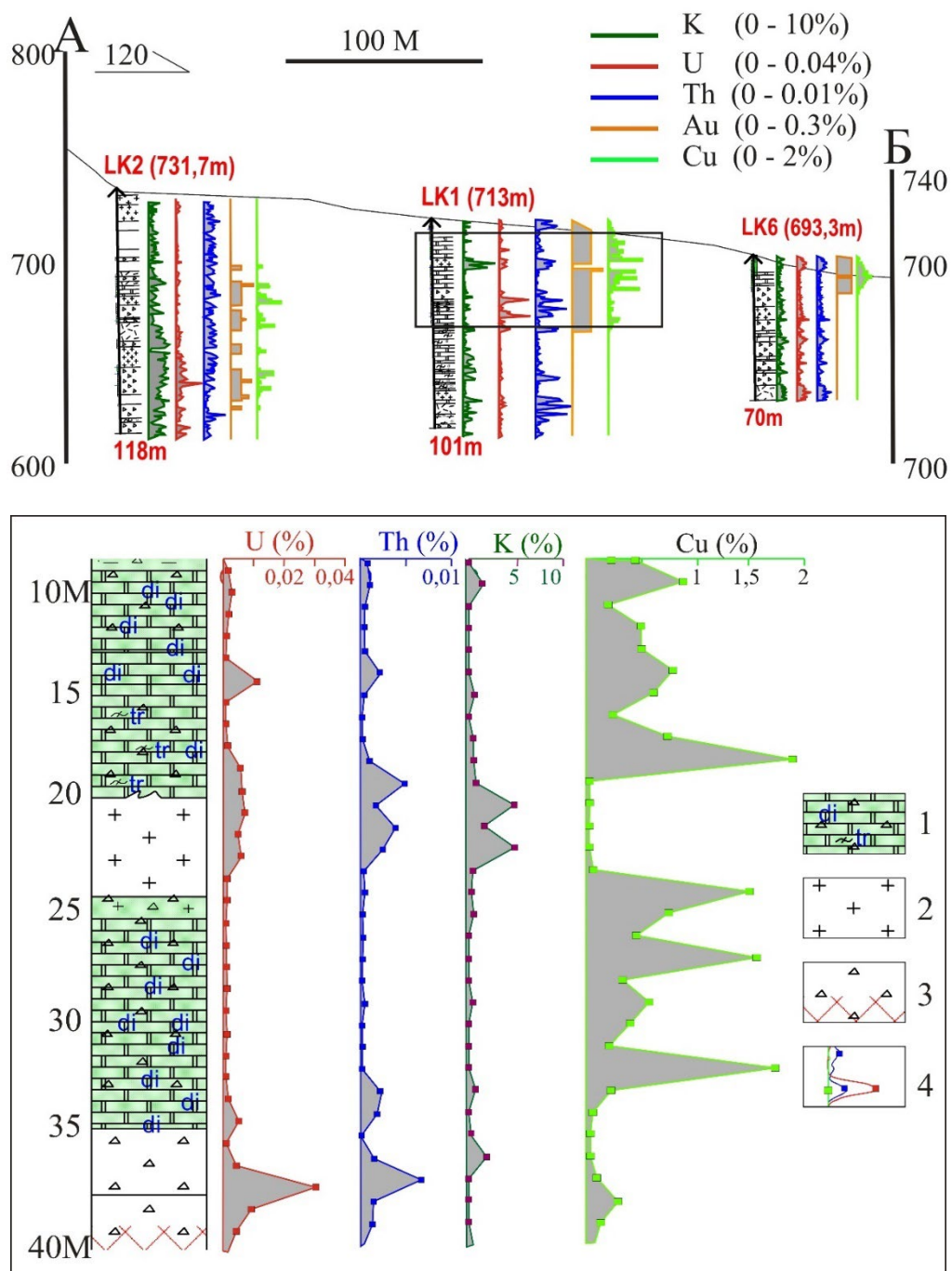
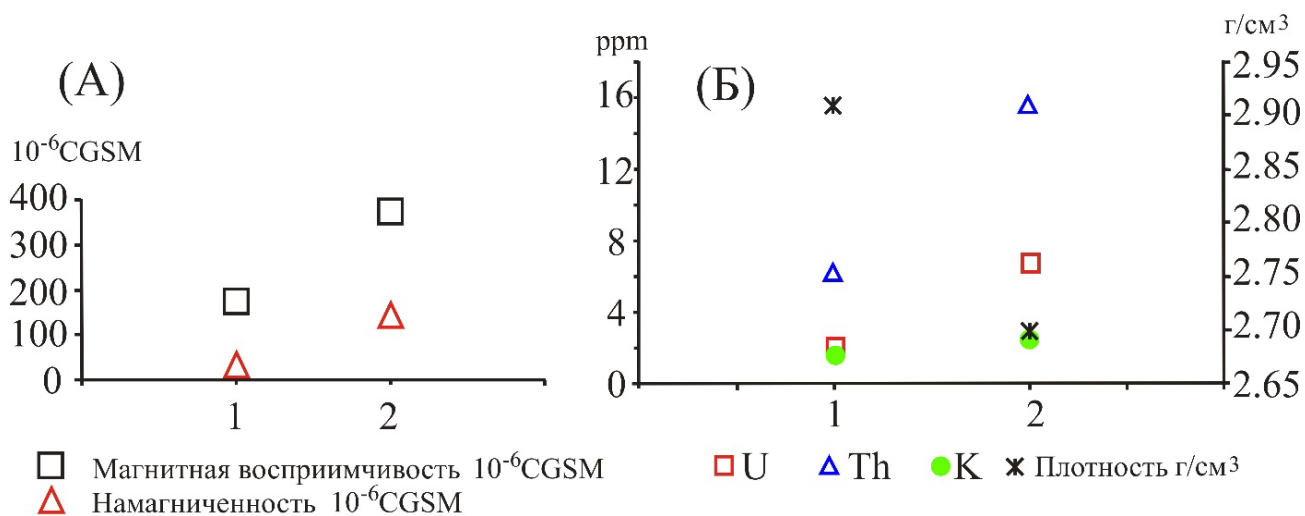


Рисунок 3.4 – Фрагменты схематических колонок по скважинам, в том числе по скв. LK1
1 – тектонические брекчии с обломками тремолитовых и диопсидовых мраморов и сульфидами (15-30%, пирит, пирротин, халькопирит и др.); 2 – граниты; 3 – катаклазиты и тектонические брекчии с обломками тремолитовых и диопсидовых сланцев, сульфидами того же состава (4-15%) и высокой радиоактивностью; 4 – кривые гамма-каротажа и содержания урана, тория, калия и меди.

Это, вероятно, обусловлено большей хрупкостью мраморов относительно сланцев. Эти породы заметно отличаются и по другим физическим параметрам и содержаниям радиоактивных элементов (Рисунок 3.5, Таблица 3.1).



1 - Мраморы 2 - Кристаллических сланцев

Рисунок 3.5 – График физических параметров мраморов и кристаллических сланцев.

Таблица 3.1 – Физические параметры мраморов и кристаллического сланцев

Порода (количество проб)	Параметры	Магнитная восприимчивость (10^{-6} CGSM)	Намагниченность (10^{-6} CGSM)	Содержания радиоактивных элементов			Плотность ($г/см^3$)
				U (ppm)	Th (ppm)	K (ppm)	
Мраморы (5)	Средний	174.75	33.64	1.86	6.27	1.5	2.91
Кристаллические сланцы (8)	Средний	374.35	142.96	6.82	15.62	2.5	2.7

Изучение керна, каротажа, результаты опробования и аналитики показали, что первичная золотоносная медная минерализация связана с сульфидами, слагающими цемент тектонических брекчий и катаклазитов, гнезда и прожилки в диопсид-кварцевых и тремолитовых мраморах и сланцах.

Рудные минералы включают пирит, халькопирит, пирротин, марказит, халькозин, кубанит, молибденит, магнетит, графит и находятся в сростании с кварцем, серицитом, хлоритом и эпидотом [13]. Руды имеют брекчиевую, прожилковую и вкрапленную текстуры. Скопления сульфидов размерами от менее 0,1 до 5 мм слагают цемент брекчий с обломками диопсидовых и тремолитовых мраморов и сланцев, пироксена и тремолита. Среднее содержание сульфидов 15-20% (Рисунок 3.6). Сульфидная минерализация сопровождается метасоматитами в ассоциации кварц-серицит-хлорит-эпидот. Распространены пострудные

прожилки кальцита. По результатам анализа включений в кварце установлено, что рудные минералы образуются в контрастном диапазоне температур от 300⁰С до 445⁰С и от 220⁰С до 280⁰С [49, 50].

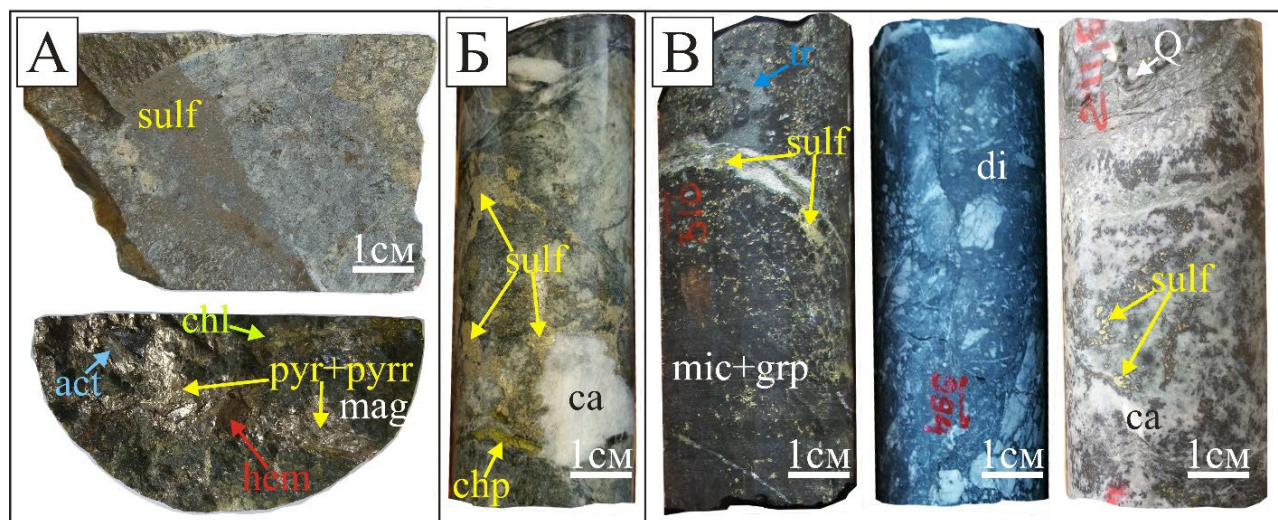


Рисунок 3.6 – Сульфиды, слагающие цемент тектонических брекчий и катаклазитов (А), гнезда (Б) и прожилки (В) в диопсид-кварцевых и тремолитовых мраморах и сланцах.

Sulf – сульфиды; *mag* – магнетит; *act* – актинолит; *pyr* – пирит; *pyrr* – пирротин; *chp* – халькопирит; *hem* – гематит; *di* – диопсид; *tr* – тремолит; *ca* – кальцит; *mic* – слюда; *grp* – графит; *chl* – хлорит; *Q* – кварц.

Согласно результатам атомно-абсорбционного анализа (Таблица 3.2), содержание меди варьирует от 88 до 60639 г/т, в среднем 7398,87 г/т с коэффициентом вариации 84,45%. Золото часто встречается в кварцевых жилах и распределяется с относительно стабильным содержанием (0,01 ÷ 1,16 г/т) со средним значением 0,16 г/т, коэффициент вариации 75,80%. Имеются концентрации халькофильных металлов.

Таблица 3.2 – Содержание элементов (г/т) в медной руде Кон Ра по данным атомной абсорбции

Элемент	Число проб	Содержания (г/т)			Коэффициент вариации V, %
		мин.	макс.	среднее	
Au	374	0,01	1,05	0,16	75,80
Ag	374	0,1	1,69	0,17	110,03
Cu	374	88	60639	7398,87	84,45
Pb	374	10	211	20,97	89,44
Zn	374	7	234	35,98	105,34
Mo	240	3	2005	42,54	351,77
Co	257	3	226	37,37	106,29
Ni	257	3	179	15,84	127,42

Анализ корреляционных связей показывает слабую положительную связь золота с серебром (коэффициент корреляции 0,33) и медью (0,15), серебра с медью (0,33), меди с цинком (0,28). (Таблица 3.3).

Таблица 3.3 – Коэффициенты корреляции между элементами по результатам атомно-абсорбционных анализов руд рудопроявления Кон Ра

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Mo	Co	Ni
Au	1							
Ag	0.33	1						
Cu	0.15	0.33	1					
Pb	-0.07	-0.02	-0.08	1				
Zn	0.08	0.15	0.28	0.22	1			
Mo	-0.07	0.00	0.03	0.1	-0.07	1		
Co	0.02	0,00	0.4	0.12	0.28	0.16	1	
Ni	0.07	0.00	0.35	0.14	0.33	0.09	0.46	1

Надо отметить невысокие коэффициенты корреляции Cu-Co (0,40), Cu-Ni (0,35) и . Co-Ni (0.46). Таким образом, при поисках золотых руд, помимо золота и серебра, признаками надо считать концентрации меди и цинка. Кроме того, могут быть использованы концентрации Ni, Co, Mo, Pb.

Возраст образования эпискарновой медной минерализации установлен по изотопии Rb-Sr в сериците. Пробы отобраны из медной руды из скважины KR.LK3 (Таблица 3.4), Модельный возраст составил 235 ± 15 млн лет, что соответствует среднетриасовой эпохе. (Рисунок 3.7).

Таблица 3.4 – Содержания Rb и Sr и их изотопов в сериците

Проб	Пород	Rb(ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$		$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})/i$	
KR.LK3	sericite	37.34	150.18	0.759	0.002	0.71323	0.0001
KR.LK3	sericite	105.16	128.92	1.9978	0.002	0.71751	0.0000
KR.LK3	sericite	286.32	116.81	6.338	0.002	0.73392	0.0001
KR.LK3	sericite	115.96	215.22	1.4913	0.002	0.71558	0.0001

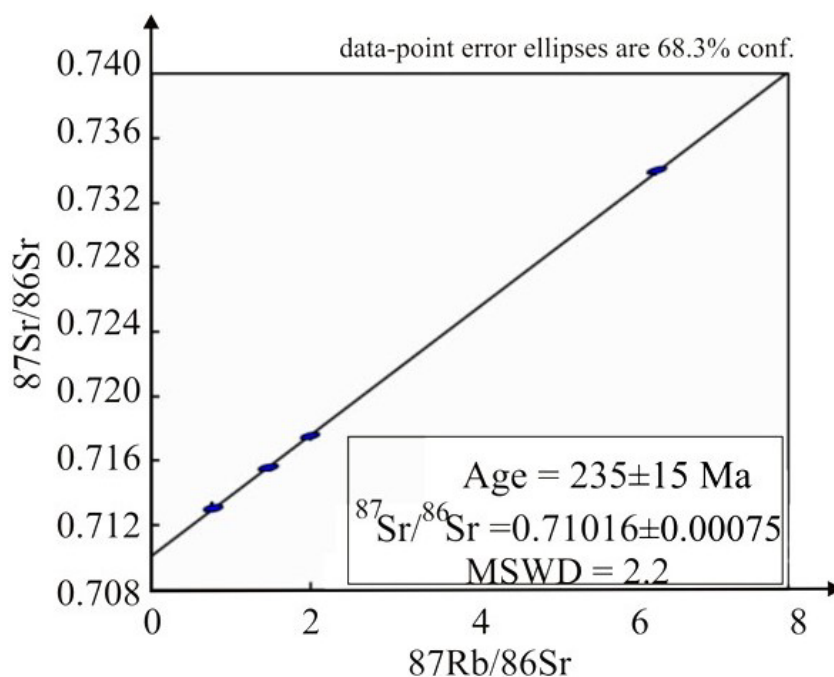


Рисунок 3.7 – Соотношения изотопов Rb-Sr в сериците образца KR.LK3. Анализы выполнены на термоионном мультиколлекторном масс-спектрометре TRITONTI в Пекинской академии наук, аналитик Ч. Дуан [49, 50]

В коре выветривания выявлена зона медных оксидных руд мощностью до 10 м. Она представлена двумя минеральными комплексами халькозин-ковелин-борнитовым и малахит-азуритовым (Рисунок 3.8).



Рисунок 3.8 – Азурит в зоне окисления в районе Кон Ра. Обнажение KR.LK1

Содержание меди колеблется от 85ppm до 23143 ppm, в среднем 6740,61 ppm, коэффициент вариации 93% (Таблица 3.5). Ореол концентрации меди в зоне окисления выделен по аномальным содержаниям выше 6750 ppm (см. Рисунок 3.3 А). Содержание золота в зоне окисления колеблется от 0,23 до 0,42 г/т, в среднем 0,30 г/т, с коэффициентом вариации 17%.

Таблица 3.5 – Содержание элементов (г/т) в рудах зоны окисления рудопроявления Кон Ра по данным атомной абсорбции

Элемент	Число проб	Содержания (г/т)			Коэффициент вариации V, %
		Мин	Макс	Среднее	
Au	418	0.23	0.42	0.3	17
Ag	418	0.1	0.7	0.15	91
Cu	418	85	23143	6740.61	93
Pb	418	10	22	10.96	29
Zn	418	12	115	46.52	60
Co	418	10	226	53.35	101
Ni	418	3	40	14.87	70
Cr	418	41	659	180.22	76

Установлено, что в зоне окисления существует положительная корреляция между Cu и Cr - 0,22, Cu и Co - 0,21, Ag и Zn - 0,33, Zn и Ni и 0,51, Co и Cr - 0,45. Корреляция между медью и золотом отсутствует с коэффициентом корреляции 0,08, похоже соотносятся медь и цинк (0,01) (Таблица 3.6).

Таблица 3.6 – Коэффициенты корреляции между элементами по результатам атомно-абсорбционного анализа медной руды в зоне окисления рудопроявления Кон Ра

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr
Au	1.00							
Ag	-0.22	1.00						
Cu	0.08	-0.27	1.00					
Pb	-0.01	0.13	-0.24	1.00				
Zn	0.03	0.33	0.01	-0.11	1.00			
Co	0.10	-0.19	0.21	-0.13	0.13	1.00		
Ni	0.05	0.30	-0.48	0.23	0.51	-0.36	1.00	
Cr	-0.13	0.06	0.22	-0.22	0.04	0.45	-0.35	1.00

Средняя мощность предполагаемых рудных тел первичных руд составила 9,5 м, длина достигает 917 м, азимут простирания 40^0 , падение на северо-запад с углами 35^0 - 60^0 (см. Рисунок 3.3 Б, Рисунок 3.9).

Выявлено три рудоносные зоны (залежи) с Cu и Au линзовидной формы. Они расположены субпараллельно и кулисообразно с преимущественно крутыми углами падения на северо-запад. Размер и распределение в них полезных компонентов в значительной степени определяются структурными элементами до- и синрудных разломов и осложнениями апофизами гранитов. Несмотря на весьма ограниченное число рудных пересечений в оценочных скважинах, намечается выклинивание на глубину медного оруденения. Предполагается значительный эрозионный срез рудных залежей.

Золото-медное оруденение изучено на основе анализов 300 проб руды, выполненных атомно-абсорбционным методом. Определено содержание меди и золота.

Результаты анализов привязаны к каждому образцу в соответствии с глубиной. Содержание меди выбрано при $>0,5\%$, а содержание золота выбрано $>0,1\%$. Построена соответствующая схема проекции содержаний на вертикальную плоскость (Рисунок 3.9), на которой видно сопряжение концентраций меди и золота

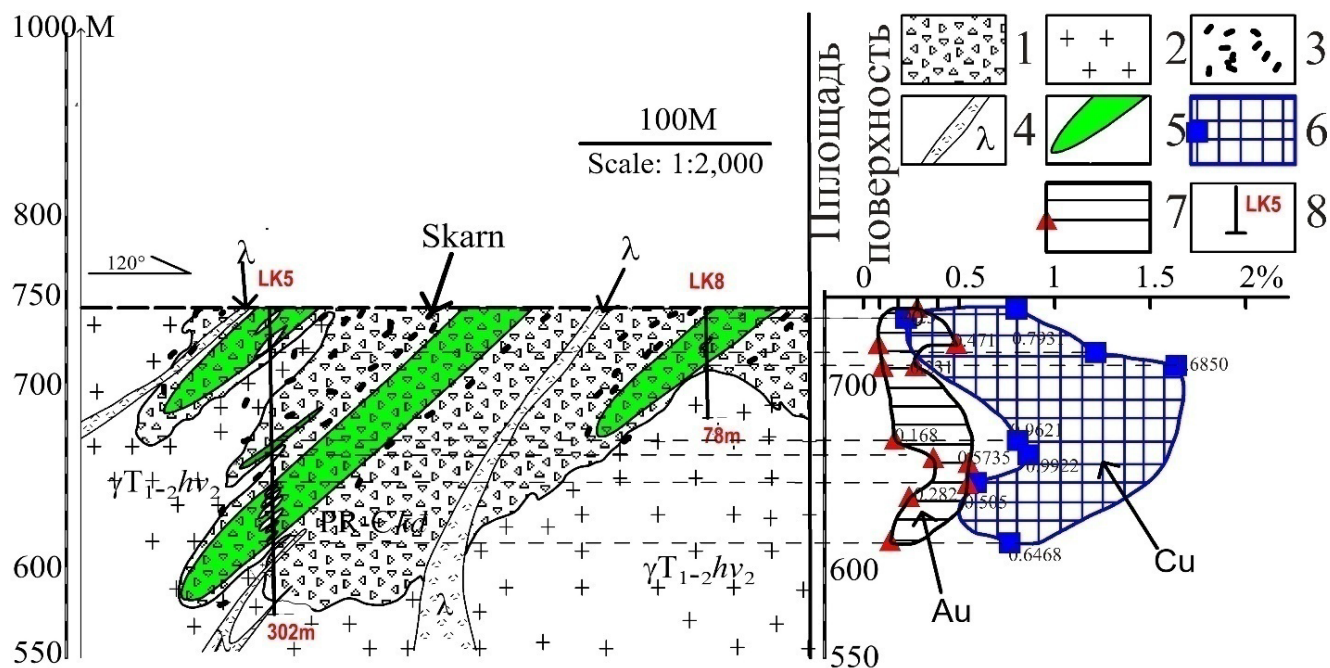


Рисунок 3.9 – Схема проекции Cu-Au-рудных залежей на вертикальную плоскость, верхняя граница соответствует уровню абсолютной отметки 750 м

1 – брекчи; 2 – граниты второй фазы Хайван; 3 – скарны; 4 – юрские дайки; 5 – золото-медные рудоносные зоны; 6 – площадь концентрации Au выше 0,1 г/т; 7 – площадь концентрации Cu выше 0,5 %; 8 – оценочные скважины.

По результатам атомно-абсорбционного анализа рудных проб построен схематический погоризонтный план по уровню абсолютной отметки 750 м, на котором вынесены условные контуры концентраций меди более 0,5% и золота более 0,1, 0,2 и 0,3 г/т (Рисунок 3.10).

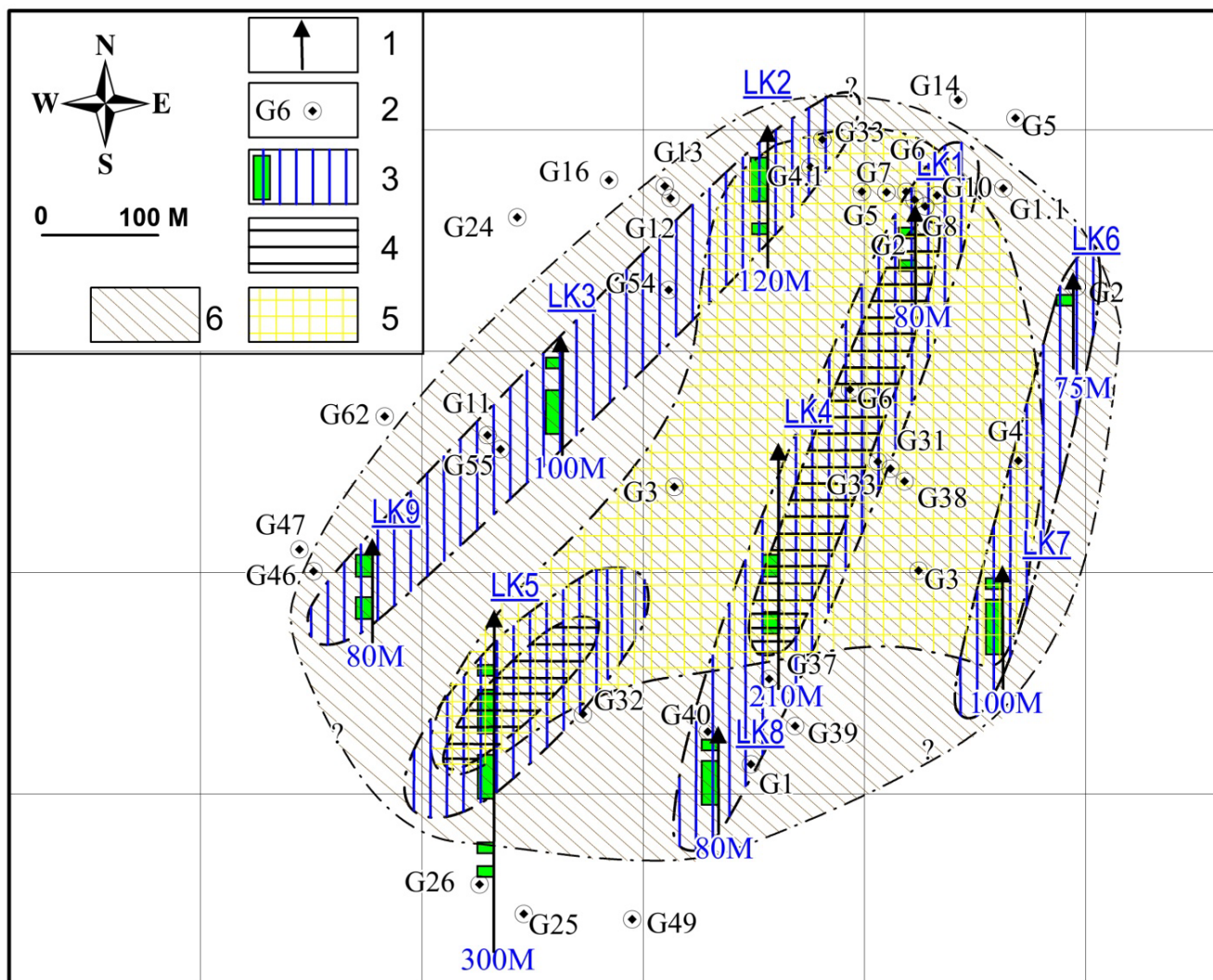


Рисунок 3.10 – Схематический погоризонтный план по уровню абсолютной отметки 750 м распределения концентраций меди и золота и расположение скважин

1 – оценочные скважины ; 2 – мелкие скважины; 3 – 6 – условные контуры концентраций меди и золота: 3 – $\text{Cu} > 0.5\%$; 4 – $\text{Au} > 0.3 \text{ g/t}$; 5 – $\text{Au} > 0.2 \text{ g/t}$; 6 – $\text{Au} > 0.1 \text{ g/t}$.

Данные, по которым главным образом построены схемы рисунков 3.9 и 3.10 по распределению золота, меди и урана, приведены ниже по разрезам скважин (Рисунки 3.11 - 3.19). На рисунках 3.11 - 3.19 показано распределение сульфидной серы. Учтены также результаты опробования и анализов по мелким поисковым скважинам.

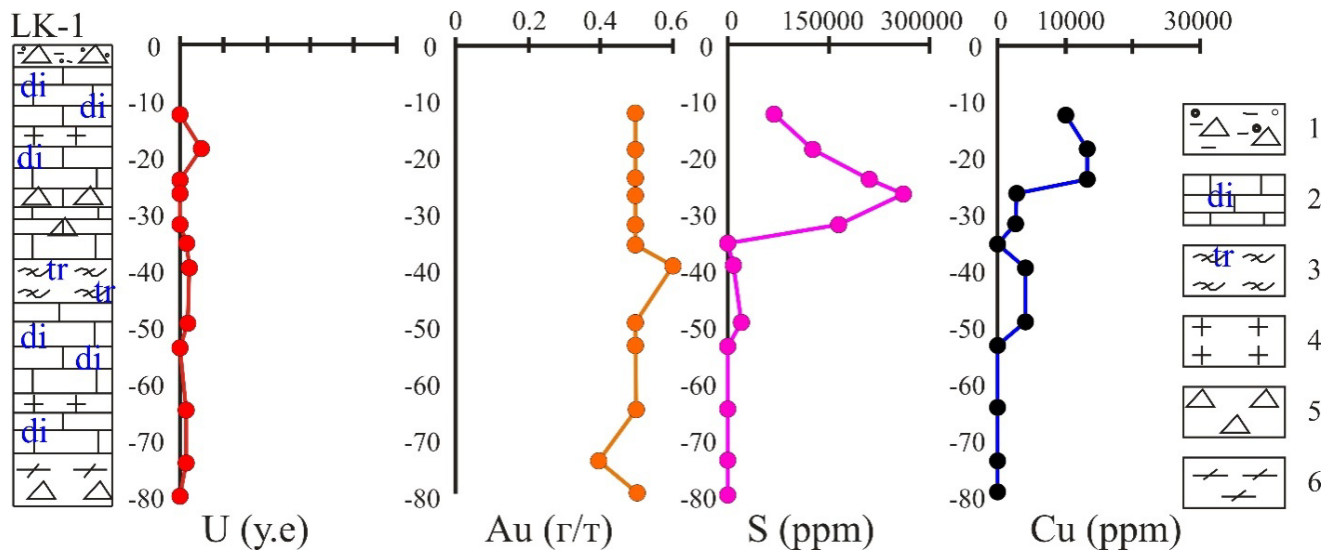


Рисунок 3.11 – Диаграмма распределения содержаний Cu, Au, U, сульфидной серы (S) по скважине LK-1 на участке рудопроявления Кон Ра

Условные обозначения (здесь и далее): 1 – зона окисления; 2 – брекчия диопсидовых мраморов; 3 – диопсид-тремолитовый сланец; 4 – гранит; 5 – брекчия мультиминерального состава; 6 – диопсидовый гнейс с графитом.

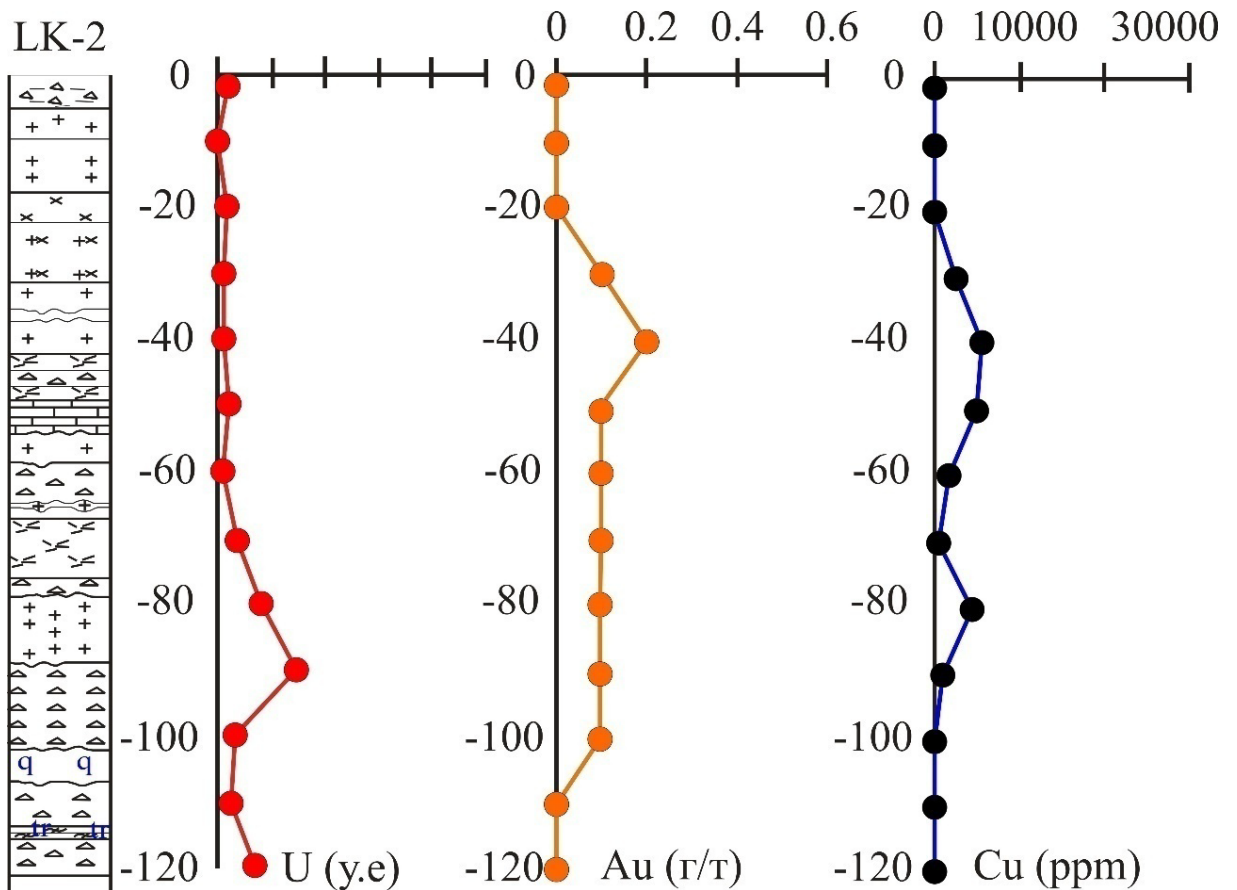


Рисунок 3.12 – Диаграмма распределения содержаний Cu, Au, U по скважине LK-2 на участке рудопроявления Кон Ра

LK-3

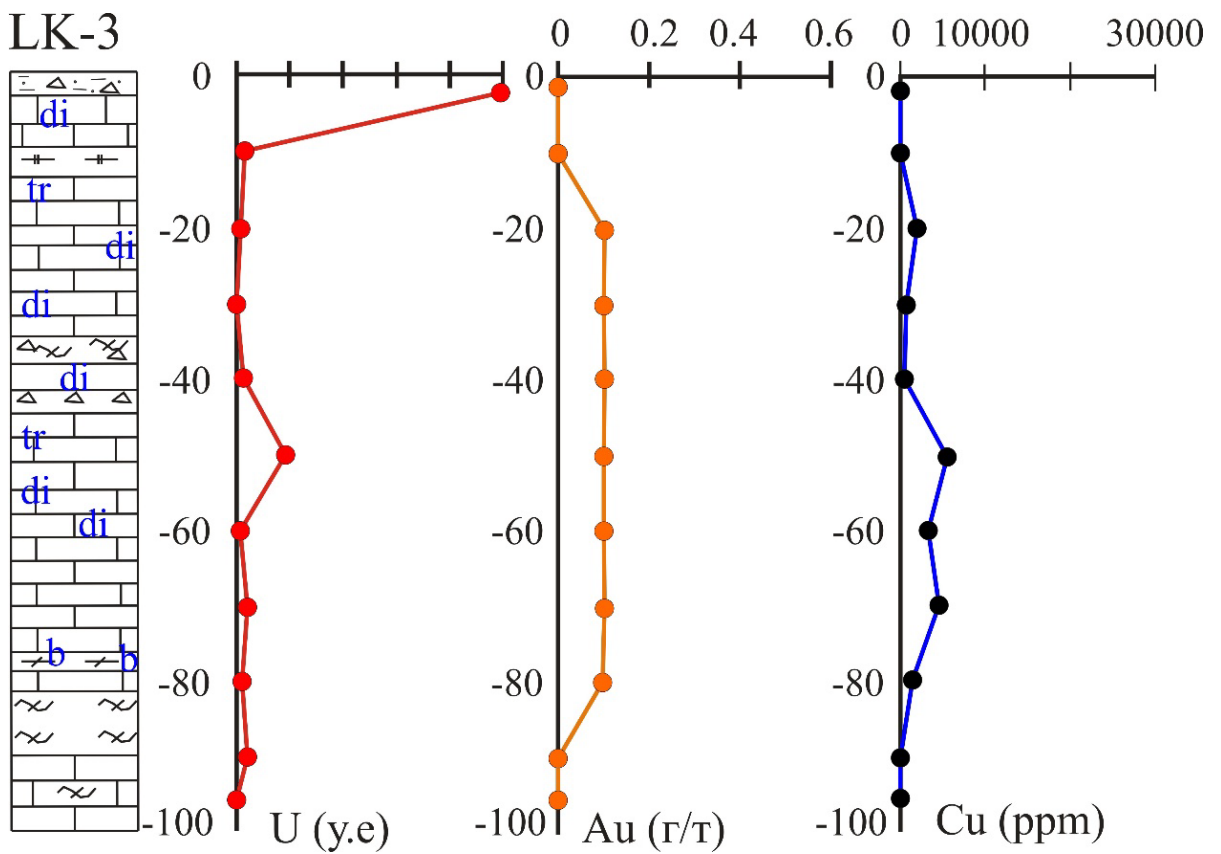


Рисунок 3.13 – Диаграмма распределения содержаний Cu , Au , U по скважине LK-3 на участке рудопроявления Кон Ра

LK-4

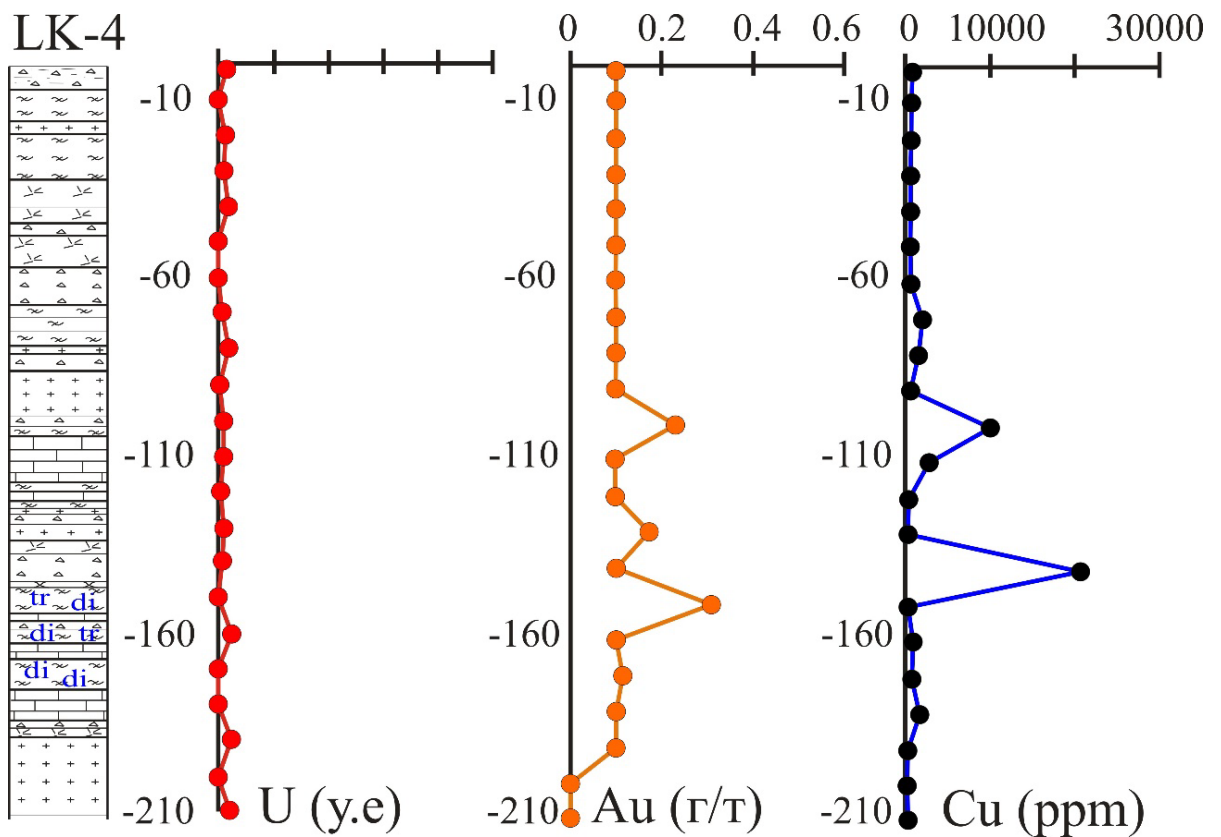


Рисунок 3.14 – Диаграмма распределения содержаний Cu , Au , U по скважине LK-4 на участке рудопроявления Кон Ра

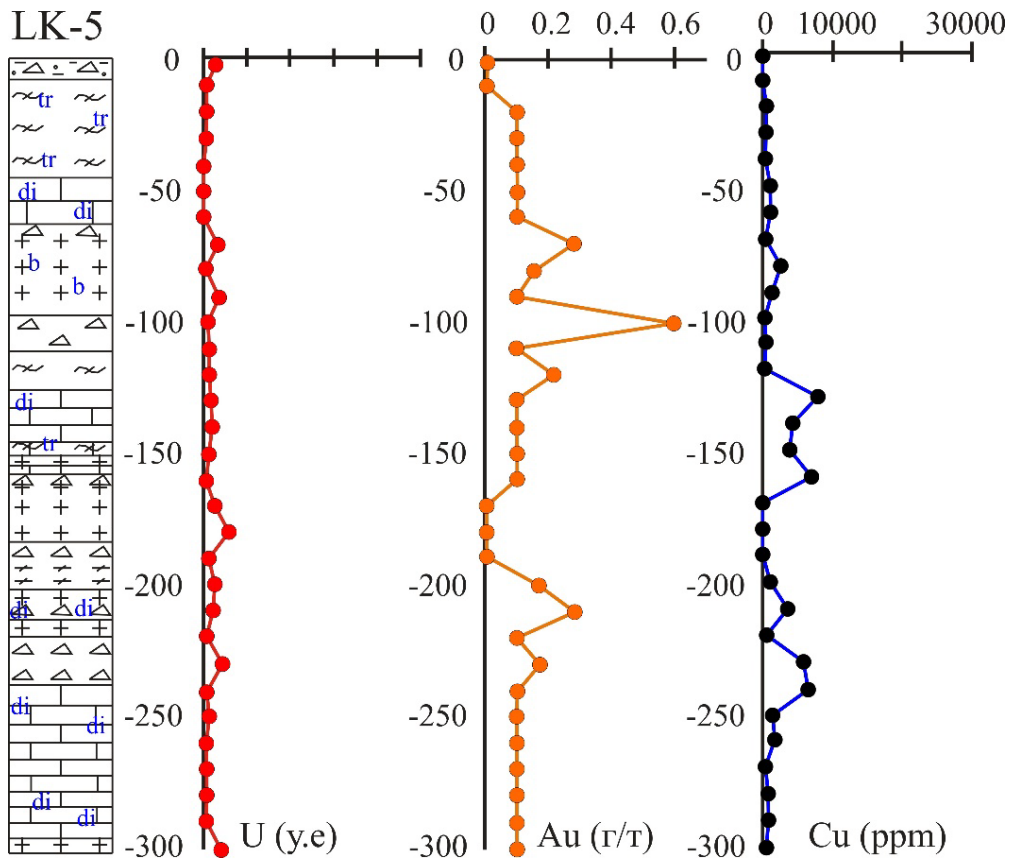


Рисунок 3.15 – Диаграмма распределения содержаний Cu , Au , U по скважине LK-5 на участке рудопроявления Кон Ра

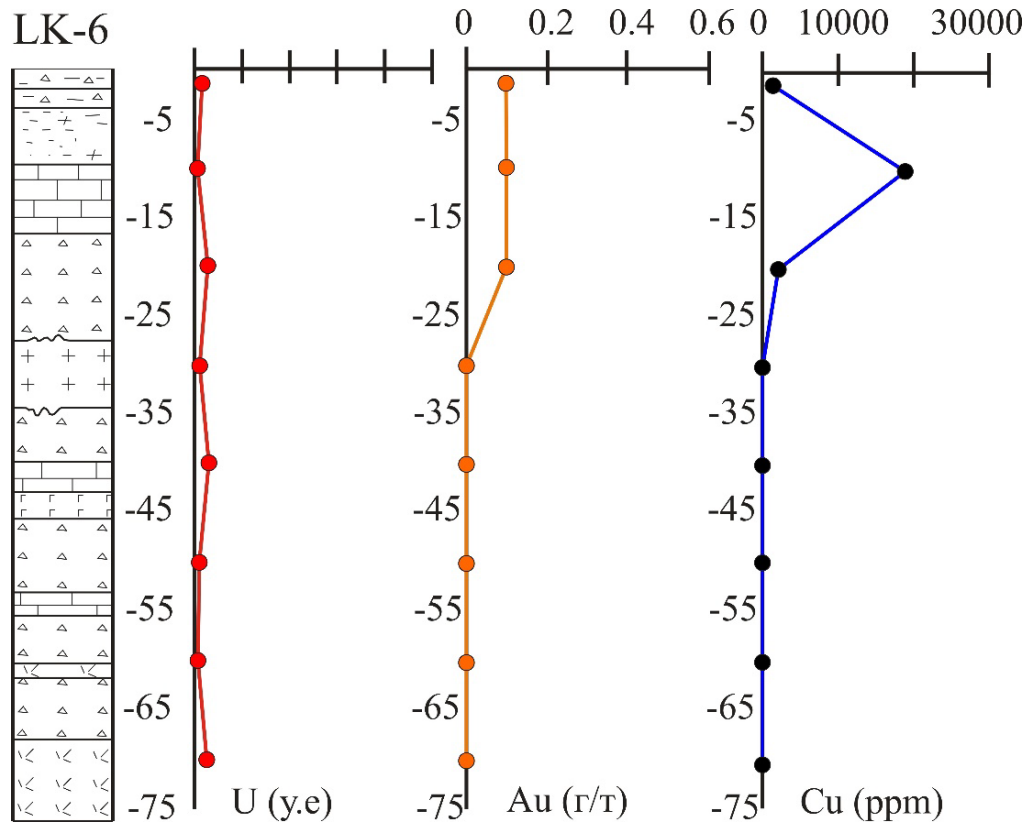


Рисунок 3.16 – Диаграмма распределения содержаний Cu , Au , U по скважине LK-6 на участке рудопроявления Кон Ра

LK-7

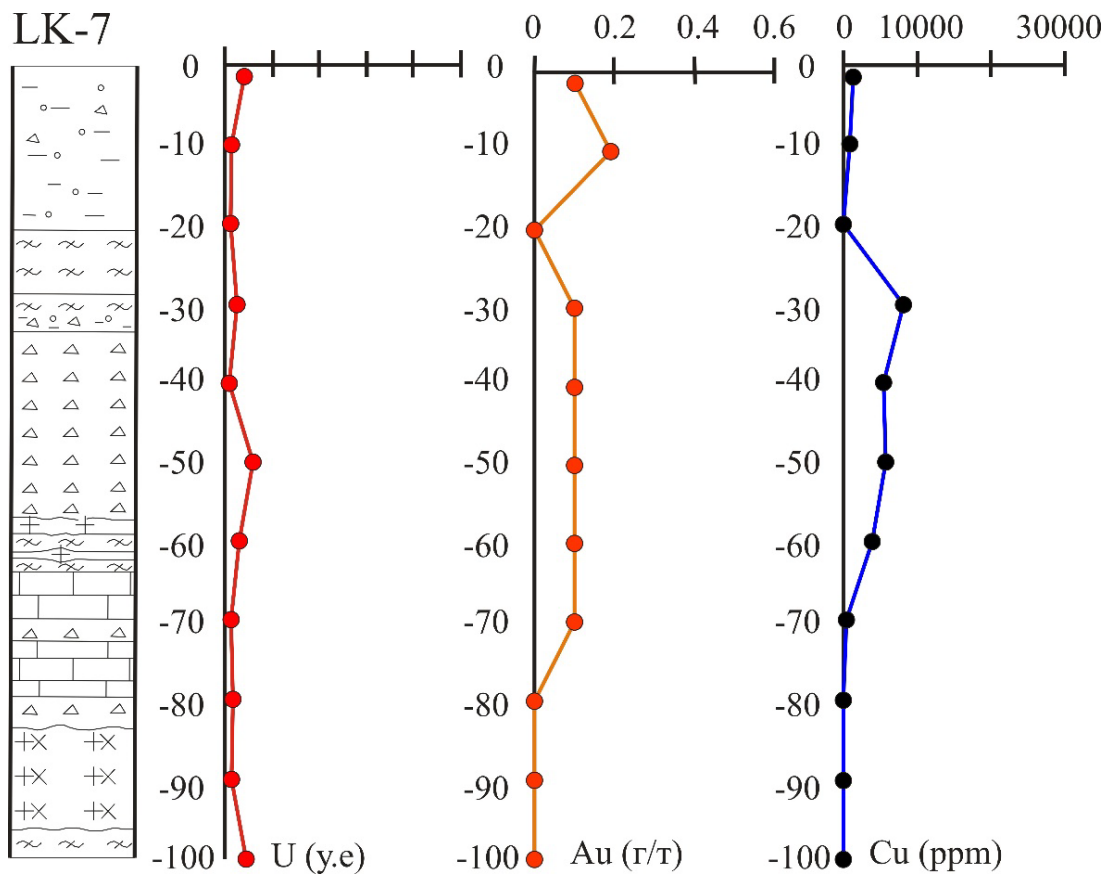


Рисунок 3.17 – Диаграмма распределения содержаний Cu , Au , U по скважине LK-7 на участке рудопроявления Кон Ра

LK-8

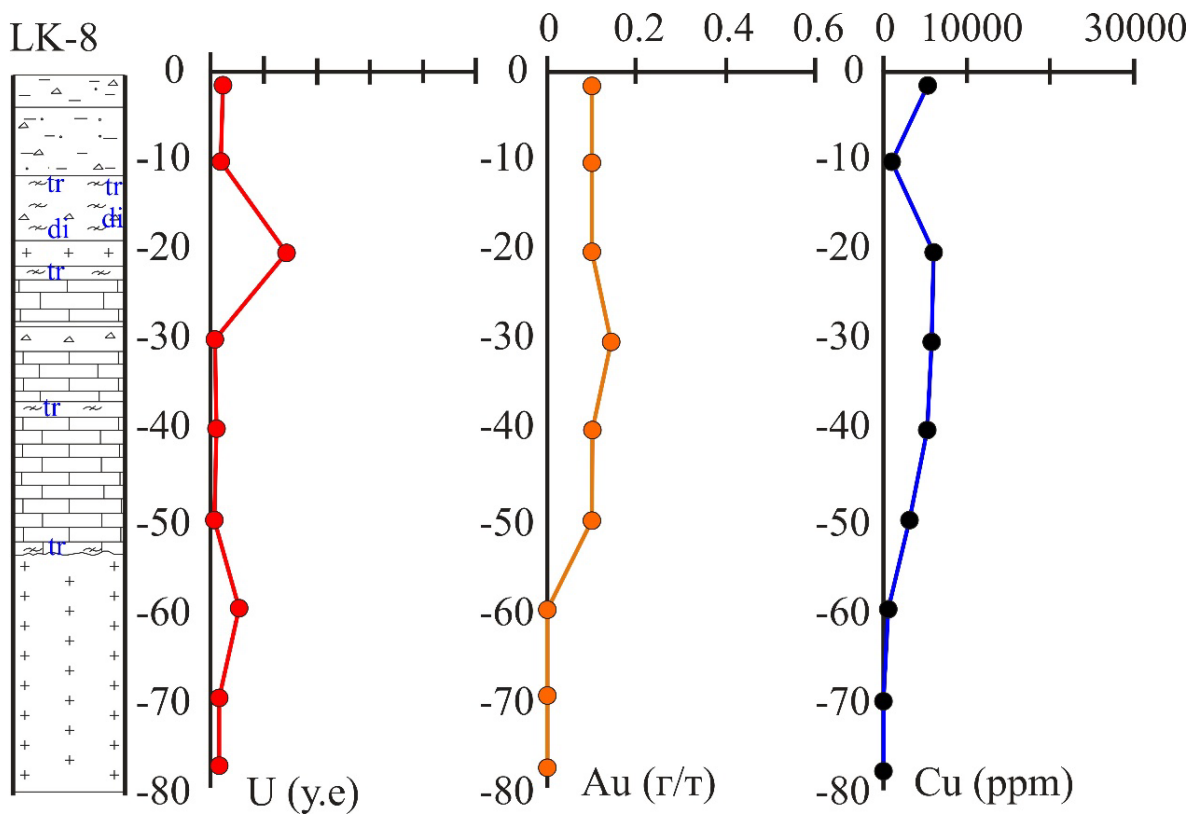


Рисунок 3.18 – Диаграмма распределения содержаний Cu , Au , U по скважине LK-8 на участке рудопроявления Кон Ра

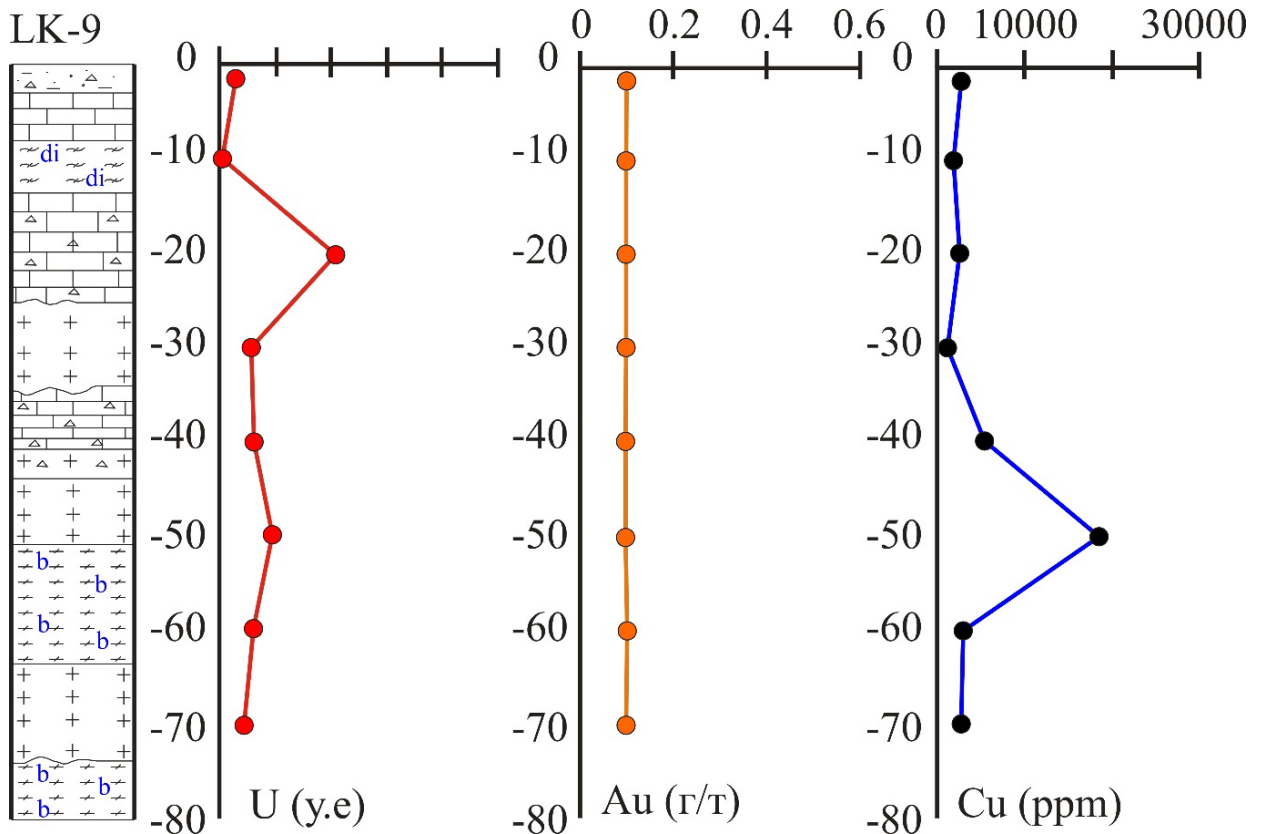


Рисунок 3.19 – Диаграмма распределения содержаний Cu, Au, U по скважине LK-9 на участке рудопроявления Кон Ра

Этот анализ показывает, что, во-первых, концентрации меди совпадают с концентрацией сульфидной серы (Рисунок 3.11 - 3.19). Во-вторых, концентрации золота выше 0,1 г/т занимают обширный ореол, а концентрации золота выше 0,2 г/т тяготеют к северо-восточному флангу рудопроявления, его концентрации выше 0,3 г/т грубо совмещаются с центральной наиболее протяженной меднорудной зоной (Рисунок 3.10). В-третьих, концентрации урана частично перекрываются с концентрациями меди и золота, что отмечено выше (см. Рисунок 3.3).

Для изучения распространения сульфидной минерализации проведена профильная электроразведка с использованием станции измерения глубины поляризации с приемником ElrecPr. В основу интерпретации электроразведки положены имеющиеся данные по значениям удельного сопротивления и поляризации в образцах гранитов, кристаллических сланцев и тектонических брекчиях с сульфидной минерализацией (Таблица 3.7). Видно, что в этом ряду практически на порядок снижается удельное сопротивление и в разы растет поляризация

Таблица 3.7 – Значения удельного сопротивления и поляризация пород в тектонических брекчиях, содержащих сульфиды, рудопоявления Кон Ра

Породы (количество образцов)	Удельное сопротивление ($\Omega\text{м}$)	Поляризация (мВ/В)
Граниты (310)	300-1200	1-10
Кристаллические сланцы (308)	20-300	5-15
Тектоническая брекчии (24)	1-30	15-30

На основе профильной электроразведки выделены блоки гранитов, кристаллических сланцев и тектонических брекчий, показанные на геолого-геофизическом профиле (Рисунок 3.20). По резким градиентам электрических параметров, совпадающим с проявлениями тектонитов, выделены разломы. По аномально высокой поляризуемости и минимальным сопротивлениям выделена зона с большим количеством сульфидов. Важно отметить, что условия локализации этой зоны подтверждают намеченный тренд выклинивания на глубину Au-Cu оруденения и наличие плащевидной залежи оксидных руд.

Урановая минерализация (уранинит, уранофан, карнотит) встречается в виде гнезд и небольших линз как на поверхности, так и в коренном залегании. Она пространственно связана с дайками кислого состава юрского возраста, также находящимися в восточном экзоконтакте гранитов Хайван (см. Рисунок 3.3 А). Дайки мощностью от 0,5 м до 15 м прослеживаются от нескольких десятков метров до 1000 м и простираются в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Они сопровождаются гидротермальными изменениями метаморфических пород Хамдык в виде кварц-серицитовых новообразований.

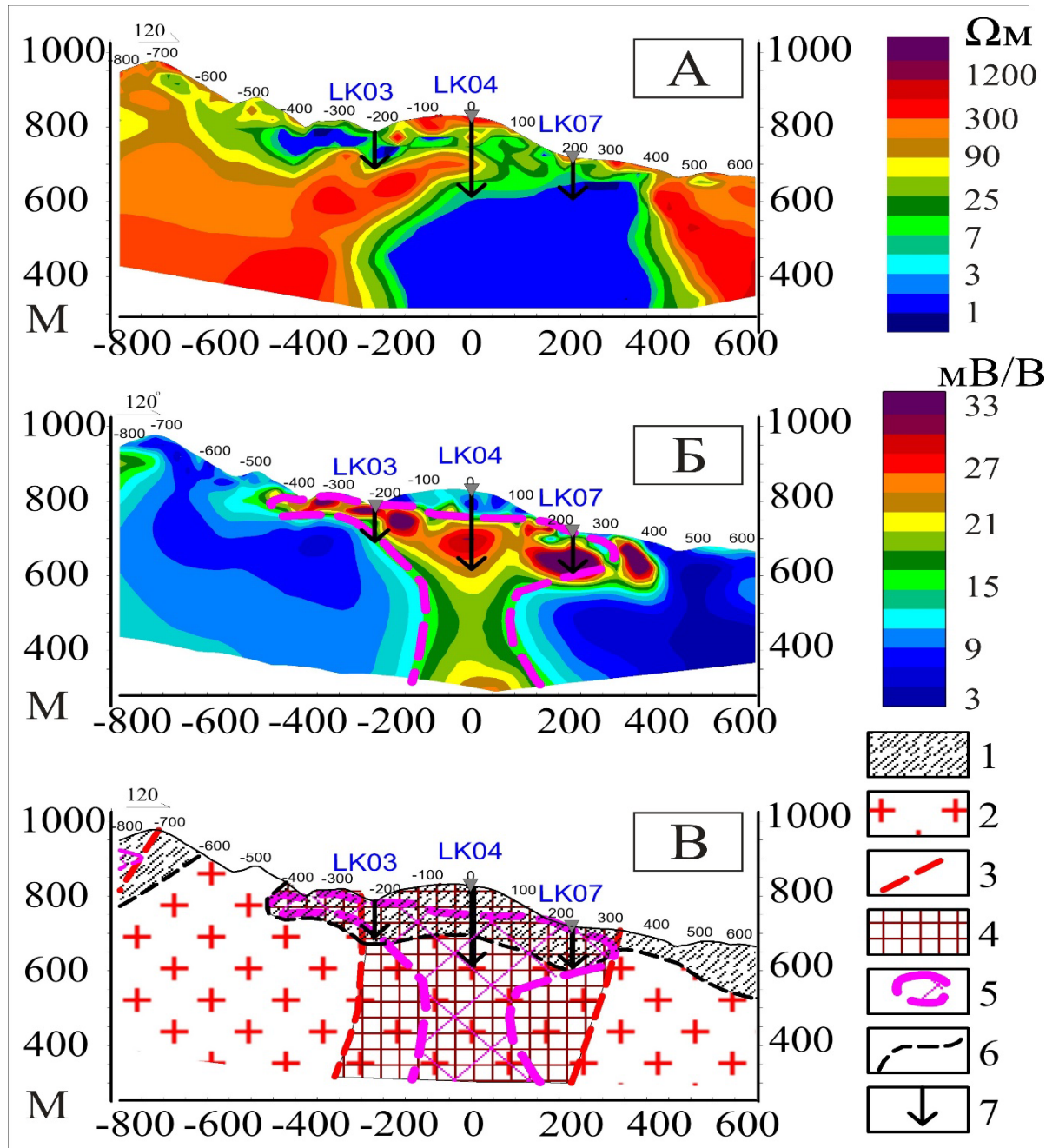


Рисунок 3.20 – Электроразведочные профили по линии II-II'

А – удельного электросопротивления, ΩM ; Б – поляризации, mV/V ; В – геолого-геофизический разрез

Условные обозначения: 1 – кристаллические сланцы; 2 – граниты; 3 – разлом; 4 – зона пониженного удельного сопротивления, связанная с тектоническим дроблением; 5 – аномальная зона с минимальным удельным сопротивлением и высокой поляризацией с сульфидной минерализацией; 6 – геологические границы; 7 – устья скважин.

Урановая минерализация обнаружена в дайках пегматитов, около дайковых метасоматитах и в тектонических брекчиях в гранитах Хайван (Рисунок 3.21).

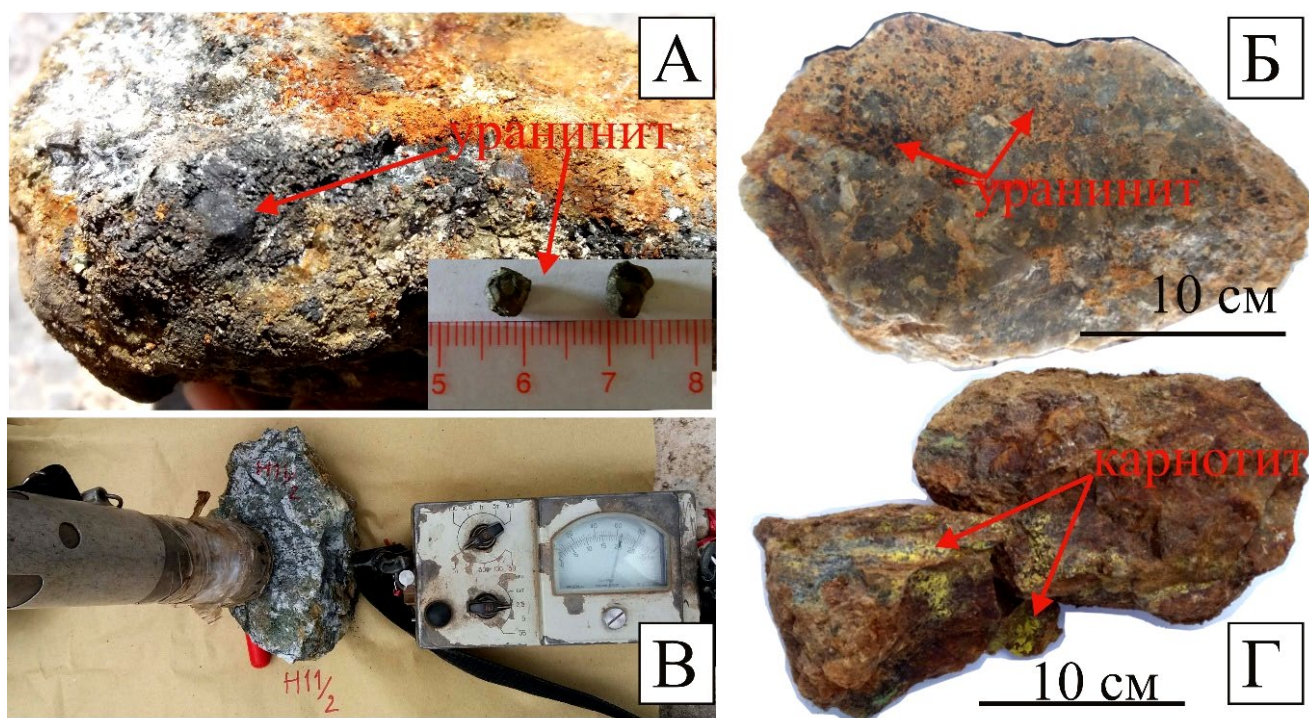


Рисунок 3.21 – Урановая минерализация

А – кристаллы уранинита размером от 1-5 мм в виде вкраплений в цементе брекчии; Б – вкрапления уранинита в пегматите с интенсивностью излучения > 3000 мкР/ч. Обнажение КР.VL8995; В – кристаллы уранинита в брекчии с интенсивностью радиоактивности от 2200 до > 3000 мкР/ч. Обнажение КР.H11; Г – карнотит в брекчии с радиоактивностью 900 мкР/ч. Обнажение КР.H51

Сами дайки отличаются повышенной мощностью дозы радиоактивности: пегматит - от 32 мкР/ч до 65 мкР/ч, в среднем 47,6 мкР/ч; порфировый гранит - от 34 мкР/ч до 62 мкР/ч, в среднем 43,5 мкР/ч. Результаты анализа 42 проб медной руды показали, что руды Кон Ра содержит концентрации урана и тория с содержанием U от 0,007 до 4,41%, в среднем 0,57% (коэффициент вариации 153,64%), достигая промышленных концентраций (Таблица 3.8).

Таблица 3.8 – Результаты гамма-спектрометрии 42 образцов руды

Параметры	U %	U ₃ O ₈ %	Th %	U/Th
Среднее	0,57	0,67	0,06	9,49
Минимальное	0,007	0,008	0,001	
Максимальное	4,41	5,20	0,32	
Количество проб	42	42	42	
Коэффициент вариации V%	153,64	153,64	131,46	

В процессе латеритизации, очевидно, было окисление первичных минералов урана и формировались концентрации радия. Площадной ореол урановой минерализации выделен по результатам пешеходной гамма-съемки и включает ряд точечных аномалий до 3000 мкР/ч и более. Внутри него на глубине имеются рудные концентрации урана,

вскрытые в оценочных скважинах. На восточном фланге ореол с высокой радиоактивностью частично перекрывается с ореолом золото-медных проявлений (см. Рисунок 3.3).

Таким образом, рудопроявление меди, золота и урана Кон Ра в провинции Контум Центрального Вьетнама по своим параметрам и геологическому положению представляется потенциальным месторождением. По геолого-геофизическим данным оруденение выклинивается на глубину от первых десятков до первых сотен метров, представлено первичными и оксидными рудами и прослежено по простирацию до километра при крутом падении предполагаемых рудных тел.

На участке рудопроявления золото-медная сульфидная минерализация представлена тремя крутопадающими линзовидными рудоносными зонами, протяженными в северо-восточном направлении и залегающими субпараллельно и кулисообразно. Оруденение локализовано в тектонических брекчиях и катаклазитах, нарушающих скарнированные осадочно-метаморфические породы докембрийско-кембрийского возраста. Дорудные скарны сформировались на активном контакте мраморов, чередующихся с кристаллическими сланцами комплекса Хамдык, и второй фазы триасовых гранитов комплекса Хайван. Золото-медная минерализация находится в экзоскарнах, осложненных плитообразными апофизами гранитов. Возраст ее триасовый.

Урановая минерализация представлена линзами и гнездами. Ее ореол частично перекрывается с ореолом золото-медных концентраций. Она пространственно связана с дайками кислого состава юрского возраста, имеющими радиогеохимическую специализацию, и сопровождается кварц-серицитовыми метасоматитами. На этом основании предполагается ее мезозойский возраст.

3.2 Рудоконтролирующие факторы

Золото-медная и урановая минерализации связаны с зонами разломов. Особенно это касается формирования сульфидных золото-медных руд. Для определения этой связи проведен анализ тектонических нарушений, образующих структуру района Кон Ра в целом, и участка рудопроявления в частности.

Как было показано выше, потенциальное месторождение Кон Ра расположено в Восточном блоке исследуемого района. В геологическом строении блока участвуют наиболее древние метакarbonатные породы и крупный массив гранитов триаса. Зона

контакта между ними скарнирована и характеризуется широким развитием разрывных нарушений со взбросовой и сдвиговой кинематикой.

На участке пересечения разломом F2 скарнов и метакарбонатных пород установлен плавный изгиб границ участка. Именно на этом участке «плавного изгиба» локализованы рудоносные залежи. По-видимому, можно предполагать, что образование данного участка было генетически связано с особенностями деформационного вскрытия скарнов в результате развития здесь процессов катаклаза и брекчирования. Не исключено, что эти процессы происходили в условиях локального растяжения (в результате формирования pull apart zone, Рисунок 3.22 А) во фронтальных и тыловых флангах крыльев разрывных нарушений сдвигового типа.

Установлено, что разлом F5 является правосторонним взбросо-сдвигом. На севере восточного, выделенного автором крупного тектонического блока, этот разлом смещает сланцы, ультраосновные и метакарбонатные образования. Здесь «намечается» зона локального растяжения также типа pull apart, распространенная в метаультрабазах и метакарбонатных породах. По аналогии с Кон Ра она представляется перспективной на обнаружение медного и сопутствующего уранового и золотого оруденения (Рисунок 3.22 Б).

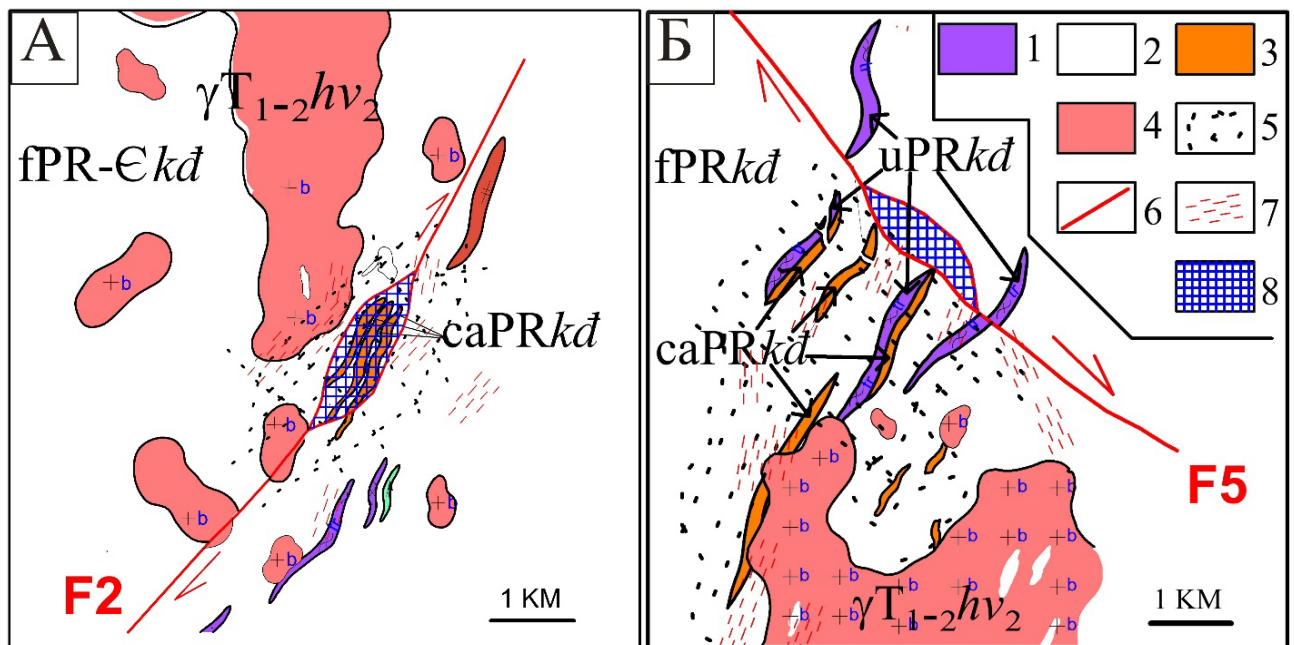


Рисунок 3.22 – Детальные схемы предполагаемых присдвиговых pull apart зон
А – площадь рудопроявления Кон Ра. Б -обнаружение медного и сопутствующего уранового и золотого оруденения

1 – ультрамафиты; 2 – кристаллические сланцы; 3 – метакарбонатные породы; 4 - граниты второй фазы комплекса Хайван; 5 - скарнированные породы; 6 – разлом; 7 - зона тектонических брекчий и катаклаза; 8 – предполагаемые pull-apart зоны.

Взбросово-сдвиговый тип нарушений выявлен по данным геологического картирования, наблюдениям в обнажениях и керне скважин и объемного анализа ориентированных тектонических трещин. В частности, правый взбросо-сдвиг северо-восточного простирания установлен на юго-западе участка рудопроявления Кон Ра (Рисунок 3.23 А). Амплитуда смещений частей триасовых гранитов составляет десятки метров. В пределах выделенной выше перспективной площади смещение крутопадающих даек метаультрабазитов комплекса Хамдык по правому сдвигу северо-западного простирания имеет тот же порядок (Рисунок 3.23 Б) первые десятки метров.

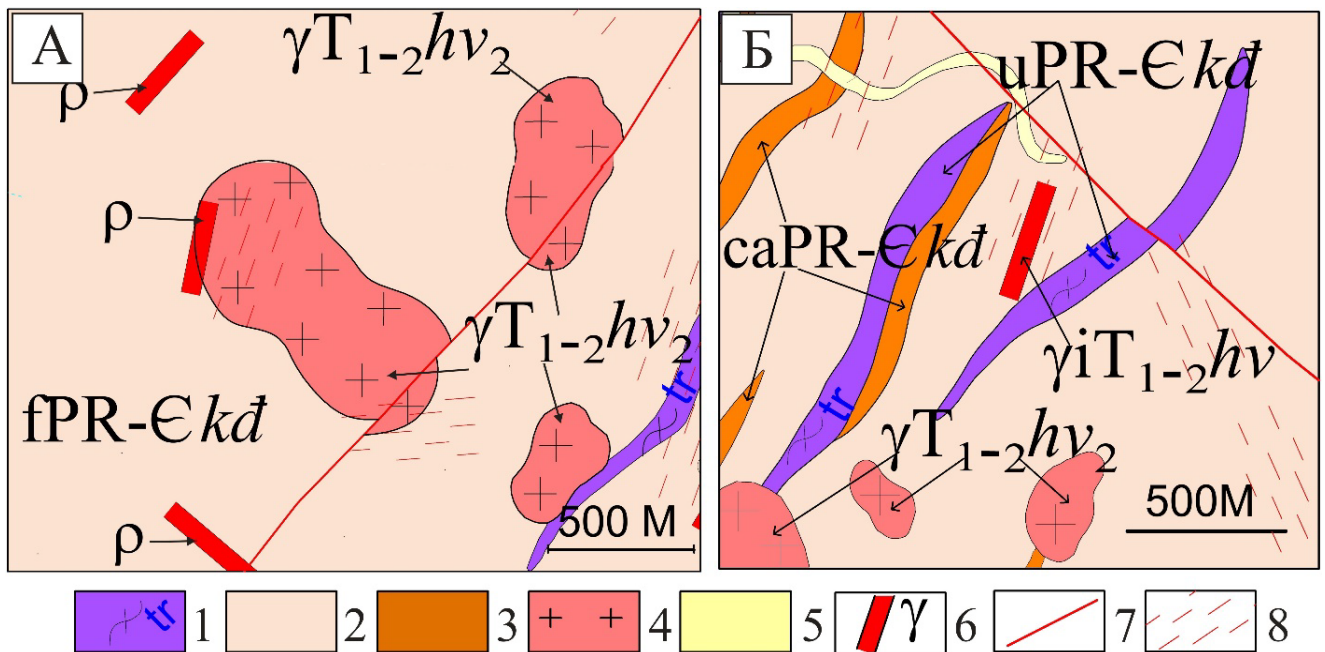


Рисунок 3.23 – Фрагменты геологической карты с проявлениями взбросо-сдвига (А) и правого сдвига (Б)

Условные обозначения: 1 – 3 – метаморфические породы докембрийско-кембрийского комплекса Хамдык: 1 - метаультрамафиты; 2 – кристаллические сланцы; 3 – метакarbonатные породы; 4 – граниты второй фазы триасового комплекса Хайван; 5 - четвертичные речные отложения; 6 – дайки пегматитов и фельзит-порфиров; 7 – разломы; 8 - зоны катаклазитов и тектонических брекчий.

На участке рудопроявления Кон Ра закартирована серия субпараллельных взбросо-сдвигов северо-восточного простирания. По данным бурения и профильной электроразведки разломы имеют крутое северо-западное падение.

Взбросовый и сдвиговый тип нарушений подтверждается наблюдениями в обнажениях и по керну скважин (Рисунок 3.24). Амплитуды смещений составляют первые сантиметры, однако форма дизъюнктивных нарушений явно указывает на их происхождение. Часто микросмещения сопровождаются тектоническими брекчиями и катаклазитами. В части из них находится сульфидная минерализация.

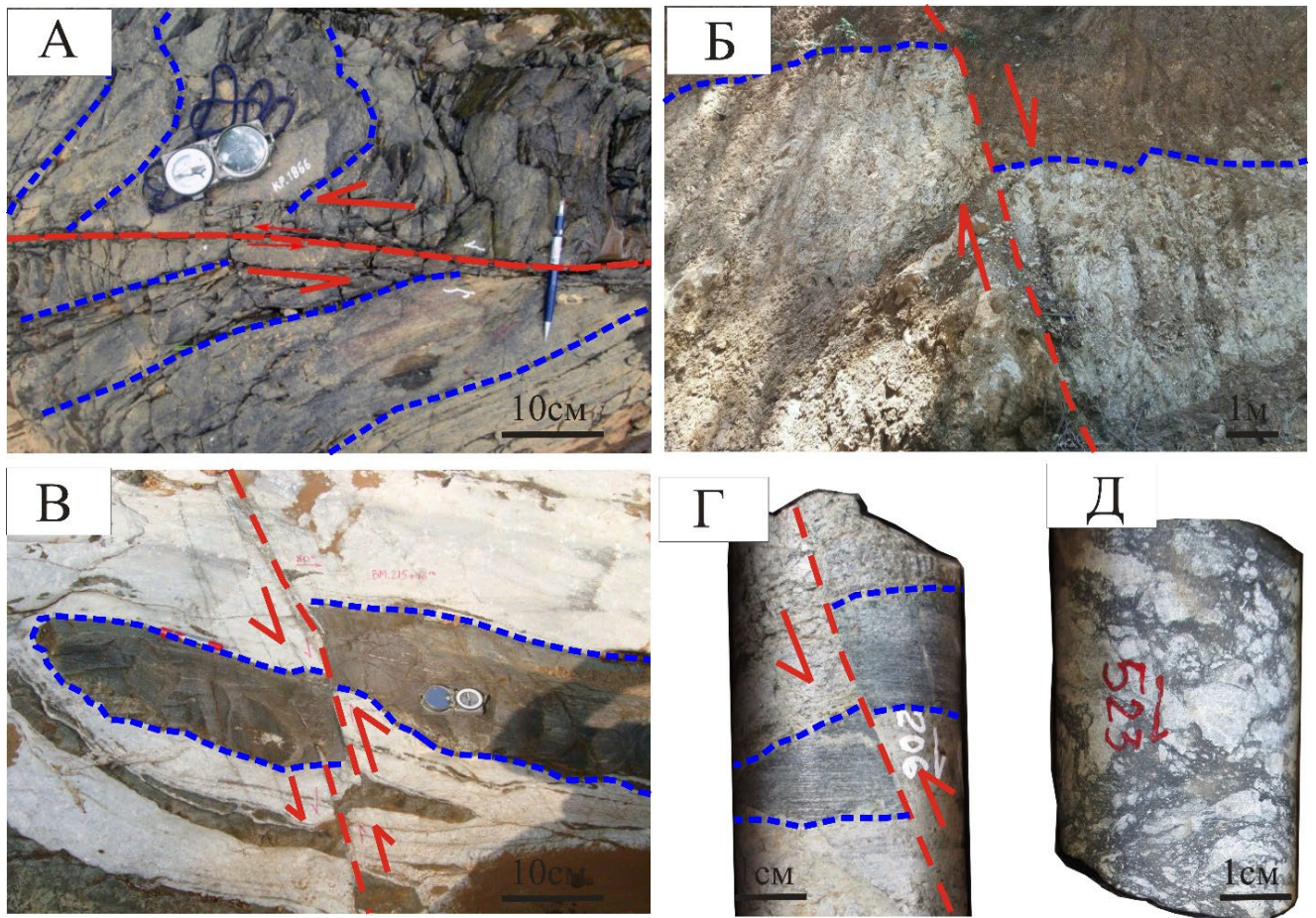


Рисунок 3.24 – Проявления взбросо-сдвиговых деформаций в обнажениях и керне скважин
 А – микровзбросо-сдвиг в двуслюдяных кварцевых сланцах комплекса Хамдык с тектонической брекчией, обнажение KR.1866; Б – микровзброс в биотитовых гнейсах комплекса Хамдык; В – микровзброс линзы амфиболита в мраморе комплекса Хамдык; Г – микровзбросо-сдвиг в мраморе, керн скважины LK1; Д – тектоническая брекчия с сульфидным цементом

Результаты микроскопических исследований шлифов указывают на синхронность сдвиговых деформаций и отложения сульфидов (Рисунок 3.25).

Взбросо-сдвиговый характер рассматриваемых нарушений также подтверждается анализом массовых замеров тектонических трещин. Замеры пространственных параметров трещин выполнены с помощью телевьюера в виде видеокамеры и приемника изображений высокого разрешения и ультразвукового сканера (Рисунок 3.28 А). Многочисленные замеры выполнены в породах комплекса Хамдык в 9 скважинах и в гранитах комплекса Хайван в 6 скважинах. Построение сферических проекций азимутов простирания и углов падения трещин выполнено с использованием программного обеспечения HiRAT фирмы ROBERTSON, Великобритания, 2014 г.

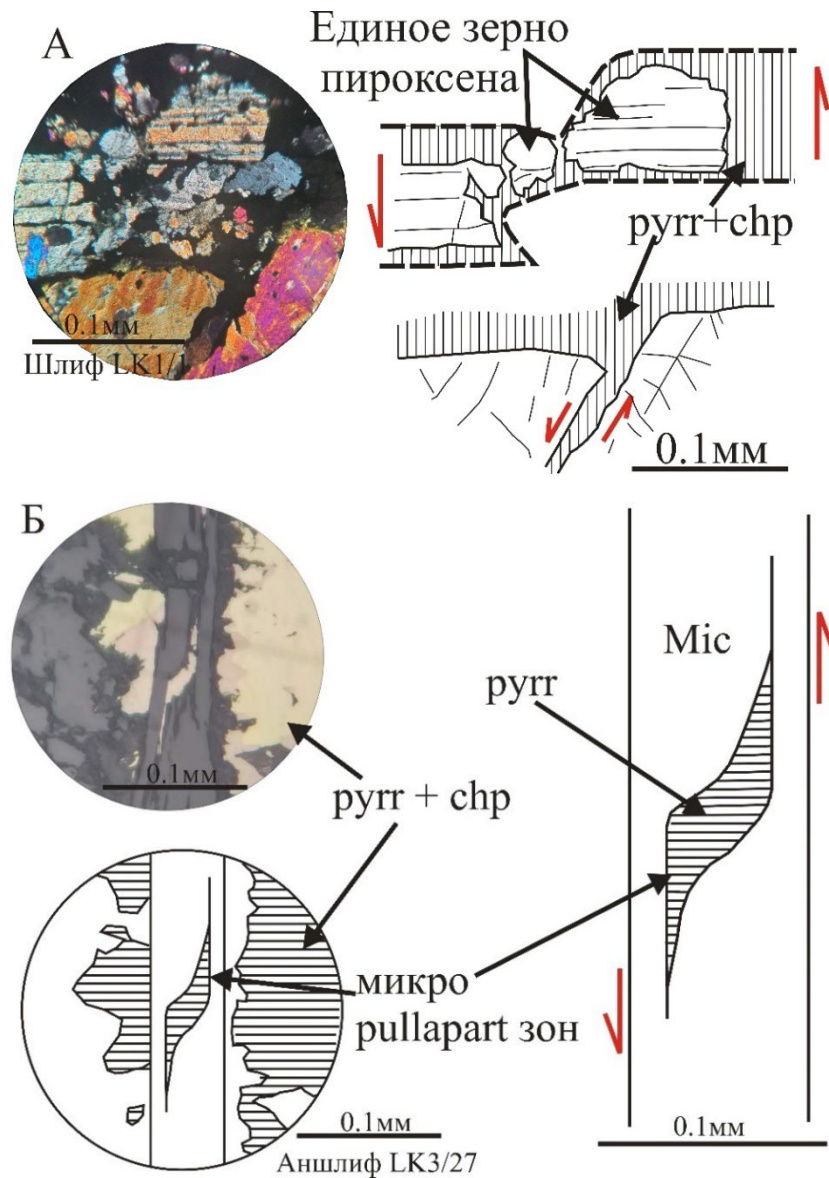


Рисунок 3.25 – Проявления микросдвиговых нарушений

А – Микробрекчия тремолит – диопсидового скарна с сульфидным цементом. Видно сдвиговое нарушение единого кристалла пироксена. Микрофото прозрачно-полированного шлифа LK1/1, N+; Б – S или Z структура и микро pull apart зона, сложенная пирротинном, находящимся в оси прожилка, выполненного агрегатом мусковита, указывающая на синхронное сдвигу отложение сульфидов. Микрофото того же анишлифа LK3/27, отраженный свет N//

В методе скважинного телевидения (televewers) используется система визуализации ATV (Acoustic televewers), использующей конфигурацию ультразвукового импульсного эхо-сигнала с частотой 0,5 - 1,5 МГц. Время распространения и амплитуда отраженного звукового сигнала фиксируются в виде снимка с высоким разрешением (рис. Рисунок 3.26 А).

Полученное изображение скважины проецируется на плоскость с севера на юг[66]. Обнаруженные трещины имеют волно-образную форму, отражая график синусоидальной функции между простиранием и падением открытых трещин (Рисунок 3.26 Б).

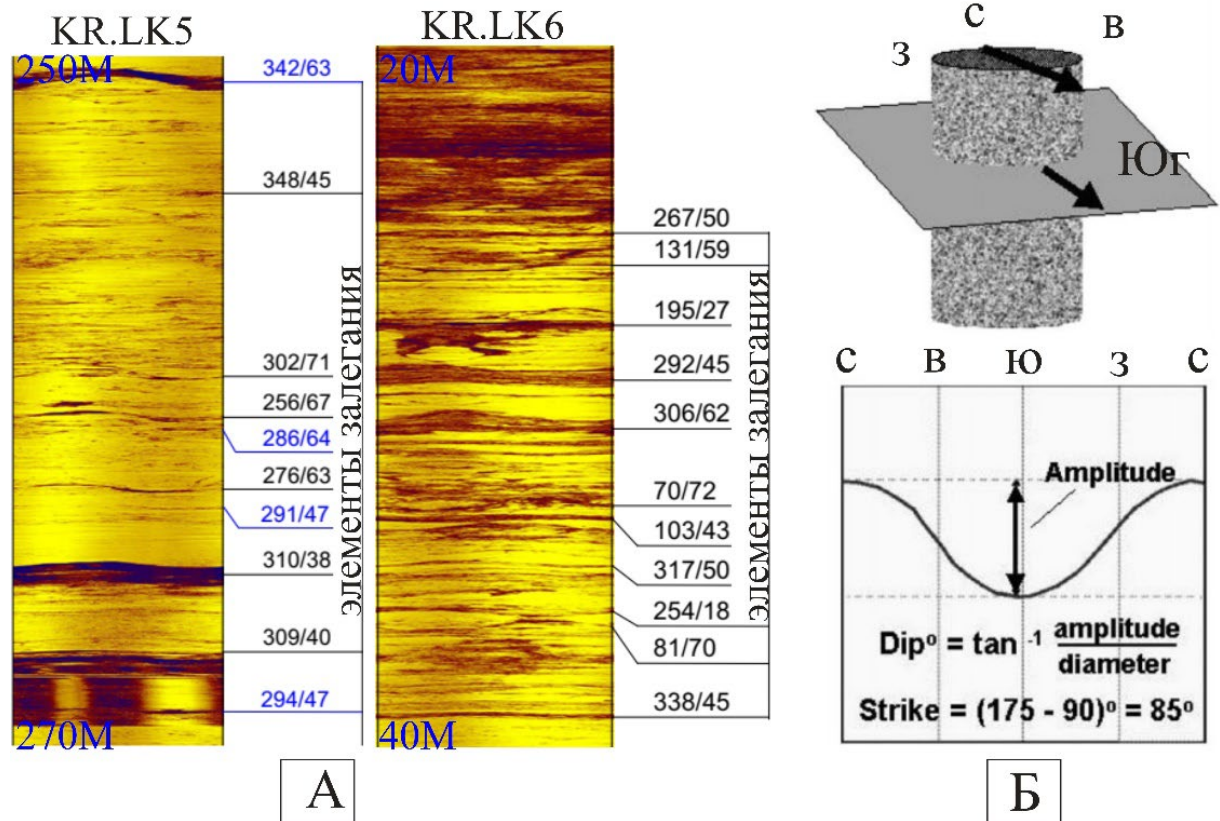


Рисунок 3.26 – Фрагменты ультразвукового изображения скважин KR.LK5 (от 250м – 270м) и KR.LK6 (от 20м – 40м) в площади Кон Ра

А – ультразвуковое изображение затрубного пространства; Б – ориентационное изображение стенки скважины на 360° и расчет отклонения и угла наклона плоского элемента

Телевизионные устройства для визуализации изображений с акустическими и оптическими волнами обеспечивают непрерывную и направленную визуализацию стенки скважины на 360°, по которой можно определить тип, ориентацию и взаимосвязь петрографических и тектонических особенностей поверхности (Рисунок 3.27). Структурные и петрографические особенности были классифицированы и расположены в соответствии с синусоидальными следами, а истинная ориентация была рассчитана с использованием программного обеспечения для анализа Hidrat.

Трещины и их ориентация отображаются на графиках их окончаний и сонарных графиках. График окончаний трещин (Г) обеспечивает отображение ориентации трещин в зависимости от глубины, которое можно легко сравнить с другими традиционными геофизическими записями. Диаграмма сферической проекции позволяет графически отображать распределение направлений трещин для одного ствола, выбранных диапазонов глубин или нескольких скважин (Рисунок 3.27 Д-К).

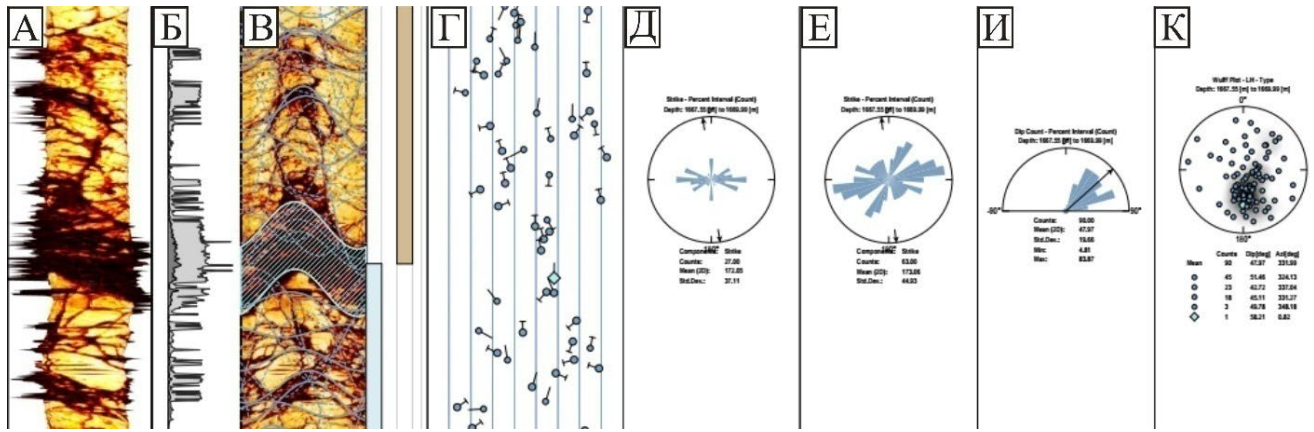


Рисунок 3.27– Классификация и ориентация структурных особенностей, показанных в скважине в гнейсе [<https://mountsopris.com/televiewers/>]

А – 3D скважина (3D borehole); Б – диаметр отверстия скважин (hole diameter); В – амплитуда отражения и угол падения (Reflection amplitude and Dip picking); Г – истинный угол падения (True Dips); Д – азимут простирания непрерывных трещин (Strike azimuth of continuous fractures); Е – азимут простирания прерывистых трещин (Strike azimuth of discontinuous fractures); И– частота падения углов падения трещин (Dip angle frequency of fractures); К– сферическая проекция трещин (Equal angle projection)

В метаморфических породах комплекса Хамдык установлено 12 систем трещин (Рисунок 3.28 Б). Четыре из них основные: субмеридиональные ($82-96 \angle 52-72$) и ($75 \angle 33$); широтные ($180-192 \angle 39-53$); северо-западные ($31 \angle 50$) или ($257 \angle 19$) и северо-восточные ($293 \angle 37$, $307 \angle 48$) или ($151 \angle 12$, $135 \angle 56$, $104 \angle 29$). В гранитах комплекса Хайван установлено 17 систем трещин (Рисунок 3.28 В). Четыре из них основные: меридиональные ($90-100 \angle 60-70$) или от ($260-270 \angle 60-70$) до ($280 \angle 89$); широтные ($0 \angle 4$) или от ($170 \angle 50$) до ($180 \angle 80$); северо-западные от ($040 \angle 60$) до ($170 \angle 80$) или ($220-240 \angle 60-70$)) и северо-восточные от ($130 \angle 60$) до ($120 \angle 89$) или ($320 \angle 50$), от ($210 \angle 60$) до ($300 \angle 89$).

Результаты стереографического анализа тектонических трещин, выполненного по методике Даниловича [3-8, 11], показали, что северо-восточные разломы с северо-западным падением с углами $70-80^\circ$ являются взбросо-сдвигами (Рисунок 3.28 Г). Они сформировались в результате напряжений сжатия: горизонтальных (σ_1 по азимуту 227° с $\angle 03^\circ$ и σ_2 по азимуту 137° с $\angle 15^\circ$) и вертикальных (σ_3 по азимуту 327° с $\angle 75^\circ$). Расчетный коэффициент напряжений не большой ($R = 0,0201$). Это показывает, что сжимающая сила возникает одновременно с праводвиговым смещением. Тектонический режим близок к переходу между сжатием и сдвигом (Рисунок 3.28 Д).

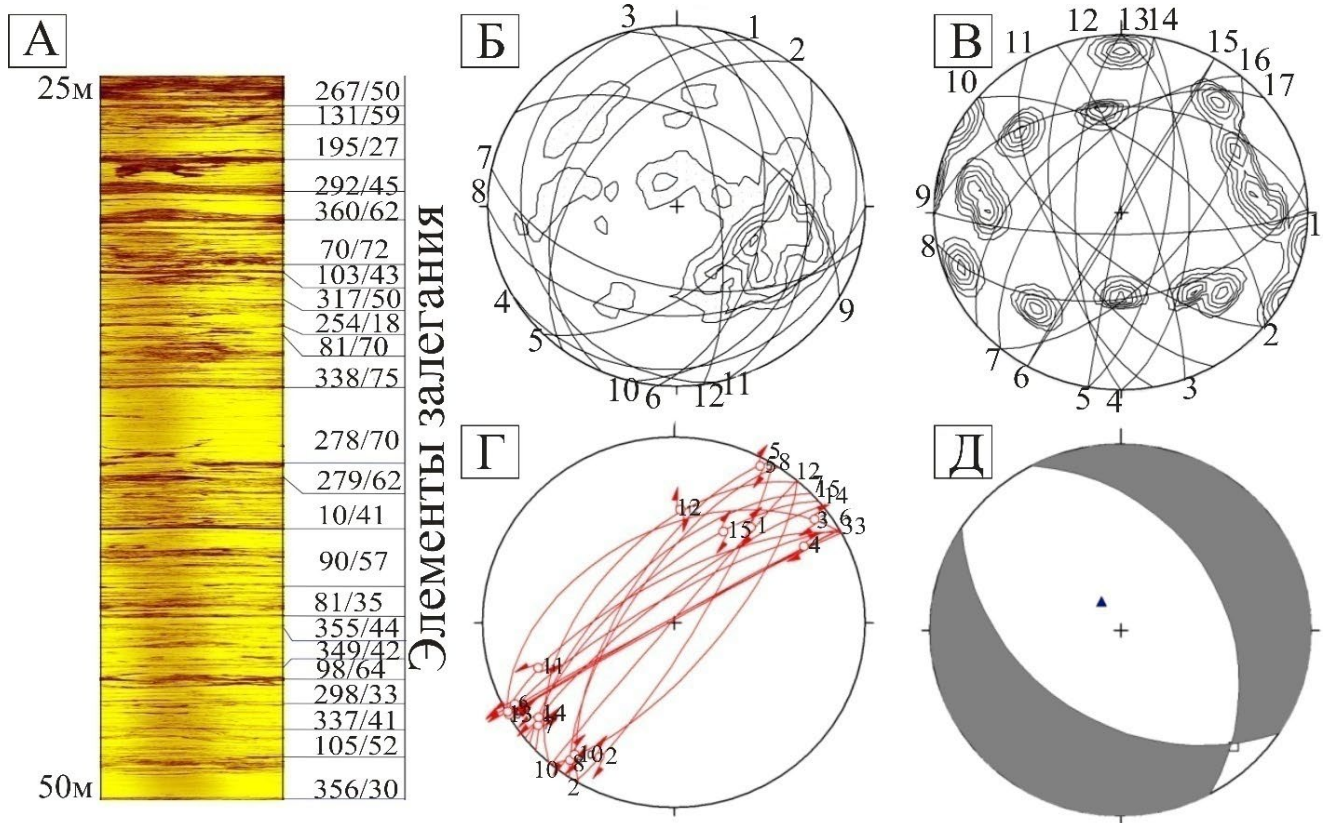


Рисунок 3.28 – Результаты анализа тектонических трещин в породах комплекса Хамдык на участке рудопроявления Кон Ра

А – срезы ультразвуковых изображений высокого разрешения, по которым определены элементы залегания трещин в скважинах; Б – сферические проекции плоскостей трещин в породах комплекса Хамдык; В – сферические проекции плоскостей трещин в гранитах комплекса Хайван; Г – проекции основных взбросо-сдвиговых трещин; Д – положение главных осей напряжений σ_1 - $227^\circ/03$; σ_2 - $137^\circ/15$; σ_3 - $327^\circ/75$; коэффициент напряжений $R = 0,0201$

Важно отметить, что золото-медная минерализация в виде рудоносных линзовидных зон локализована именно в отмеченных взбросо-сдвиговых нарушениях северо-восточного простирания и крутого северо-западного падения.

Морфология этих нарушений в виде плавных изгибов позволила представить рудовмещающую структуру потенциального золото-медного месторождения Кон Ра как крутопадающую pull-apart зону правого взбросо-сдвига, охватившую хрупкую среду экзоскарнов с мраморами (Рисунок 3.29).

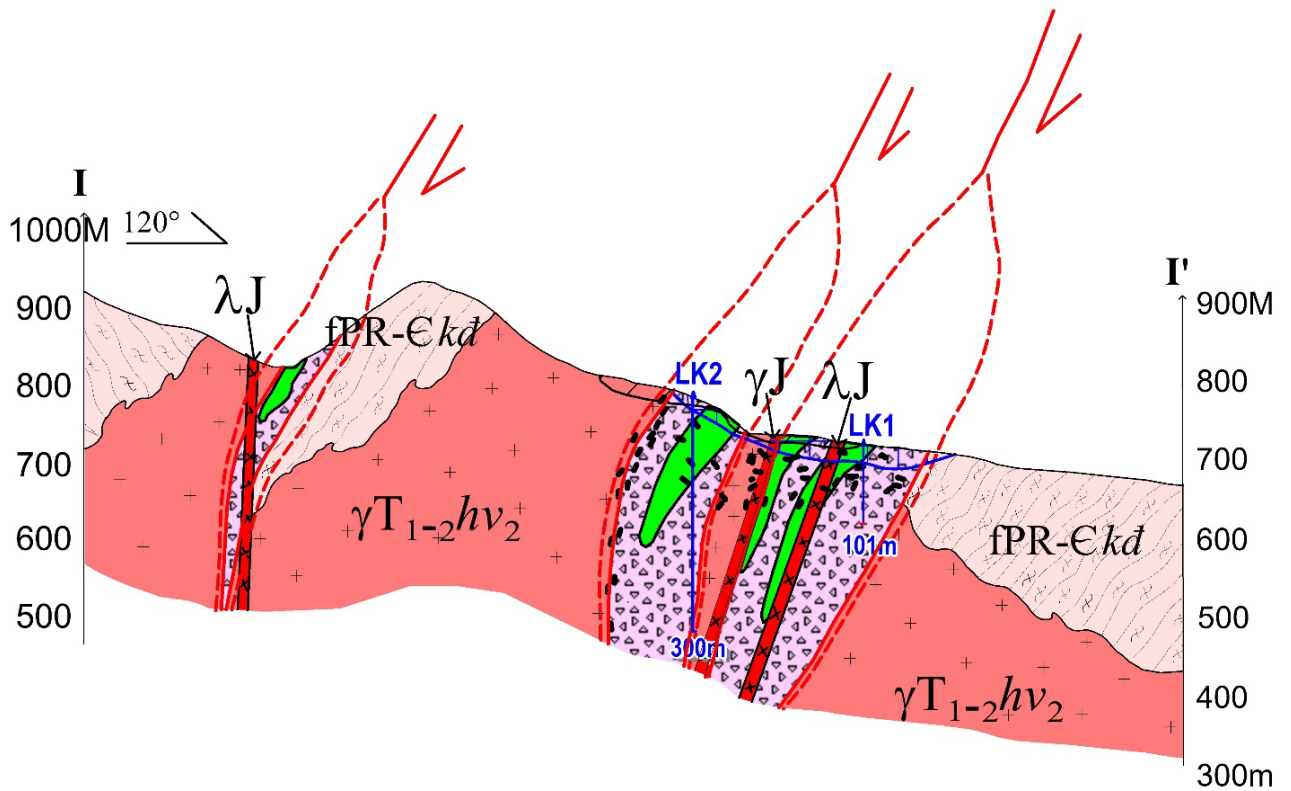


Рисунок 3.29 – Схема рудовмещающей зоны локального растяжения и тектонических брекчий в экзокарнах рудопроявления Кон Ра

Согласно этой модели, под действием регионального сжатия произошли взбросо-сдвиговые хрупкие деформации осложненных плитообразными апофизами гранитов Хайван экзокарнов, развитых по метатерригенным и метакарбонатными породам комплекса Хамдык. В участке флексурного изгиба этого правостороннего сдвига образовалась pull apart зона локального растяжения с тектоническими брекчиями и катаклазитами. Именно в эту зону должны были поступать рудоносные гидротермальные растворы с медью, золотом и другими компонентами. А также сероводород и, возможно, водород, что обусловило действие сульфидного и восстановительного барьеров и образование руд.

Таким образом, по результатам геологического картированию, наблюдениями в обнажениях, керне оценочных скважин, аншлифах и стереографическому анализу тектонических трещин обоснована рудовмещающая структура золото-медного рудопроявления в виде крутопадающей pull-apart зоны правого взбросо-сдвига.

Пространственное сопряжение золото-медной и урановой минерализации может быть обусловлено унаследованным развитием рудоконтролирующих тектонических нарушений.

4 ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ U, AU, CU РУД УЧАСТКА КОН РА И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ

В этой главе представлен материал, в котором приведены доказательства третьего защищаемого положения **«Минеральный состав руд рудопроявления Кон Ра включает гидротермальную минерализацию, наложенную на скарновые ассоциации и сформировавшуюся в три стадии (оксидную, сульфидную и карбонатную). Руды сложены сульфидами, образованными в среднетемпературных условиях при участии глубинных флюидов.»**

4.1 Минеральный состав руд

Диагностика минерального состава руд выполнена по 60 аншлифам. Химический состав руд определен по 214 пробам методами ICP MS и по 333 пробам атомной адсорбцией во Вьетнамском центре геологического и экспериментального анализа (г. Ханой). Геохимические связи компонентов руд установлены методом многомерных статистических корреляций.

В результате изучения 60 рудных аншлифов выявлены широко распространенные рудные минералы халькопирит, пирит и пирротин с частотой встречаемости 65—83% и содержаниями от долей процента до 82% (Таблица 4.1). Меньше распространены марказит, ковеллин, графит и молибденит, которые встречаются с частотой от 12 до 23% и с содержаниями от очень малых до 2—10%. Не часто встречаются магнетит, арсенопирит, халькозин, гематит, гетит и лимонит с частотой <7%, и содержаниями от малого до 1—60%; Редким рудным минералом является уранинит.

Как видно, в минеральном составе руд преобладают пирит, пирротин и халькопирит. В подчиненном количестве присутствуют молибденит, магнетит, мартит, гематит, кубанит, марказит, графит, встречаются борнит, сфалерит, ксенотим, золото, уранинит, а также экзогенные минералы халькозин, ковеллин, гетит, малахит и лимонит.

Все рудные минералы диагностированы по оптическим свойствам и подтверждены рентгеноструктурными анализами. Особенности некоторых рудных минералов приведены ниже и показаны на рисунке 4.1.

Таблица 4.1 – Содержания и частота встречаемости рудных минералов, диагностированных в 60 аншлифах рудопроявления Кон Ра

Минералы	Содержания (%)		Количество наблюдений	Частота встречи (%)
	Низкие	Большие		
Халькопирит	Очень мало	18	50	83
Пирит	Мало	28	41	68
Пирротин	Мало	82	39	65
Марказит	Мало	10	14	23
Ковеллин	Очень мало	8	7	12
Молибденит	Мало	6	7	12
Графит	Мало	2	4	7
Арсенопирит	Очень мало		1	2
Магнетит	12	60	2	3
Уранинит	Очень мало		2	3
Гематит	Мало	18	1	2
Гётит	Очень мало		1	2
Лимонит	Мало	2	4	7
Халькозин	-	1	1	2

Халькопирит широко распространен (в среднем 10—15%), размеры аллотриморфных зерен составляют в среднем от 0,5×1 мм. Встречается в виде вкраплений отдельных частиц, скоплений мелких частиц и коротких прерывистых прожилках, неравномерно распределенных в нерудных минералах (Рисунок 4.1 И, К). Образует парагенезис с пиритом и пирротином (Рисунок 4.1 Л). Халькопирит представлен двумя генерациями: халькопирит I в виде неправильных зерен или мелких скоплений неравномерно распределен в нерудных минералах или прожилках в них и магнетите (Рисунок 4.1 А); халькопирит II в виде колломорфных выделений выполняет прожилки в других минералах (Рисунок 4.1 Б). В каймах некоторых зерен халькопирит замещается халькозином и ковеллином (Рисунок 4.1 В).

Пирит в виде неправильных и гипидиоморфных выделений и преобладающими размерами 1,6 - 1,8 мм равномерно распределен, концентрируется в гнездах, окружающих нерудные минералы, или слагает в них прожилки в сростании с халькопиритом (Рисунок 4.1 Л, Д, Е).

Пирротин в зернах неправильной формы с преобладающими размерами 0,1×2,5 мм и наибольшим 2,4×4,4 мм встречается в виде вкраплений и пылевидных выделений в нерудных минералах. Он также слагает блоки в парагенезисе с пиритом и халькопиритом (Рисунок 4.1 Л, М).

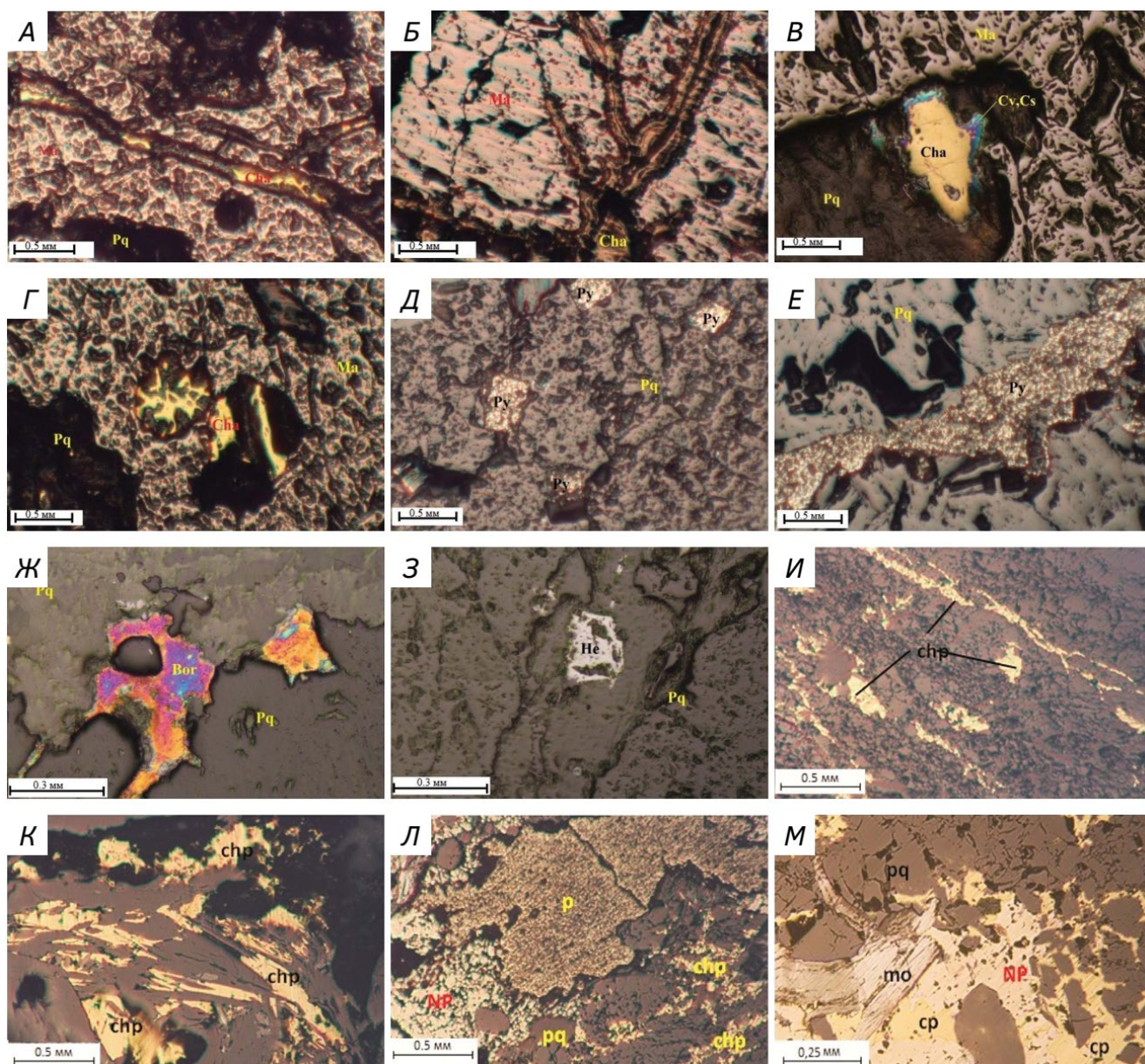


Рисунок 4.1 – Формы выделений рудных минералов

А – халькопирит (Cha) заполняет трещины в магнетите (Ma), образец KR.9/1; Б – коллоидальный халькопирит (Cha) распределяется по трещинам в магнетите (Ma), образец KR.VL3/1; В – ковеллин (Cv) и в халькозин (Cs). замещают по краям халькопирит (Cha) образец KR.9/1; Г – халькопирит (Cha) заполняет трещины в магнетите (Ma), образец KR.9/1; Д – вкрапленники автоморфного пирита (Py) в нерудном минерале (Pq), образец KR.2; Е – прожилки аллотриоморфного пирита (Py) в нерудном минерале (Pq), образец KR.VL1; Ж – аллотриоморфный борнит (Bor) в нерудном минерале (Pq), образец KR.VL4/1; З – вкрапленники аллотриоморфного гематита (He) в нерудном минерале (Pq), образец KR.2; И – параллельные прожилки аллотриоморфного халькопирита (chr), в нерудных минералах (pq) образец KR.LK1/35; К – прожилки и неправильно-вытянутые выделения халькопирита (chr) в нерудных минералах (pq) раздробленной зоны, образец KR.LK1/39; Л – агрегаты пирита (py) в срастании с пирротинном (NP) и халькопиритом (chr), в нерудных минералах раздробленной зоны (pq), образец KR.LK1/35; М – ассоциация молибденита (mo) в чешуйчатой форме в парагенезисе с халькопиритом (chr) и пирротинном (NP), вкрапляющийся в нерудных минералах (pq), образец KR.LK1/35 [13]

Магнетит наиболее распространен в рудах (до 83%). Часто слагает зерна средними размерами 1,8×3,2 мм. Формы выделений — гнезда, сгустки, окружающие нерудные минералы. Иногда замешается халькопиритом I (Рисунок 4.1 Г). В одном случае отмечена мартитизация по краям и в трещине магнетита.

Гематит мало распространен в виде неправильных зерен менее 0,1 мм и пылевидных выделений в нерудных минералах (Рисунок 4.1 З).

Молибденит — в мелких чешуйчатых зернах с максимумом в 1,5×3 мм; редко встречается в виде самостоятельных вкраплений в нерудных минералах и в катаклазитах (Рисунок 4.1 М). Предполагается его парагенезис с пиритом и халькопиритом.

Борнит очень редок и встречен в неправильных преимущественно мелких (0,4×0,3 мм) выделениях в нерудных минералах (Рисунок 4.1 Ж) и в тонких каймах вокруг магнетита и халькопирита.

Ковеллин и **халькозин** в очень низких содержаниях образуют тонкие каемки размером менее 0,1 мм вокруг халькопирита I (Рисунок 4.1 В).

4.2 Текстуры и структуры руд

Характерные текстуры и структуры руд рудопроявления Кон Ра приведены на рисунках 4.2 и 4.3.

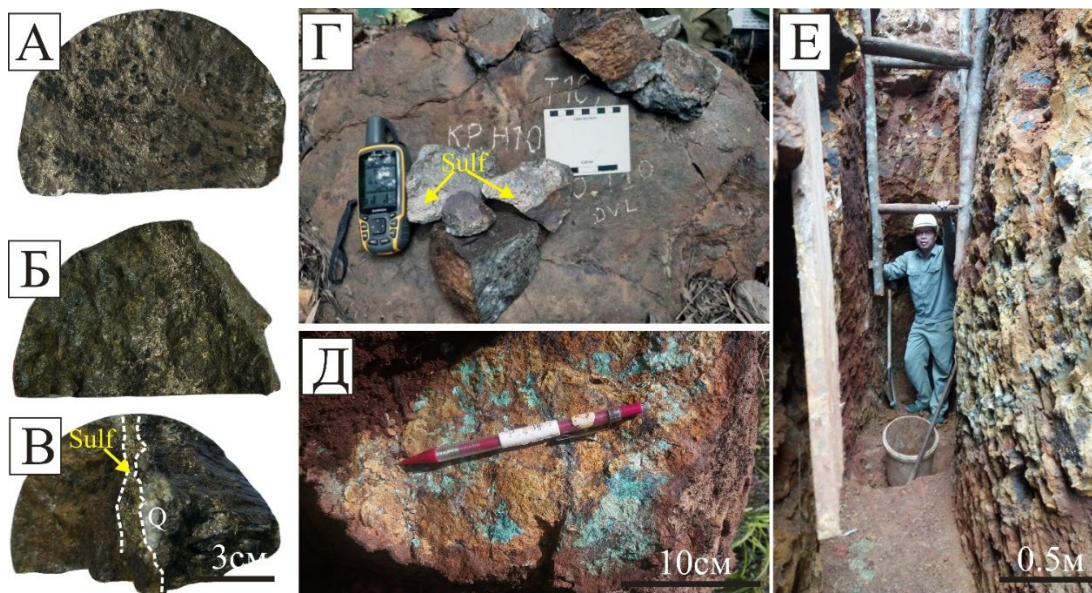


Рисунок 4.2 – Текстуры сульфидных руд рудопроявления Кон Ра

А – вкрапленные текстуры руд, керн LK3/2 на глубине 55.0 м; Б – вкрапленные и мелко гнездовые, керн LK1/2 на глубине 18.8 м; В – прожилки сульфидов с кварцем и графитом, керн LK5/70 на глубине 134.8 м; Г – минеральный парагенезис халькопирит, пирит и пирротин, обнажение KR. H10; Д – азурит в зоне окисления в, обнажение KR.VL3; Е – серия мелких сульфидных жил, канава KR.H11

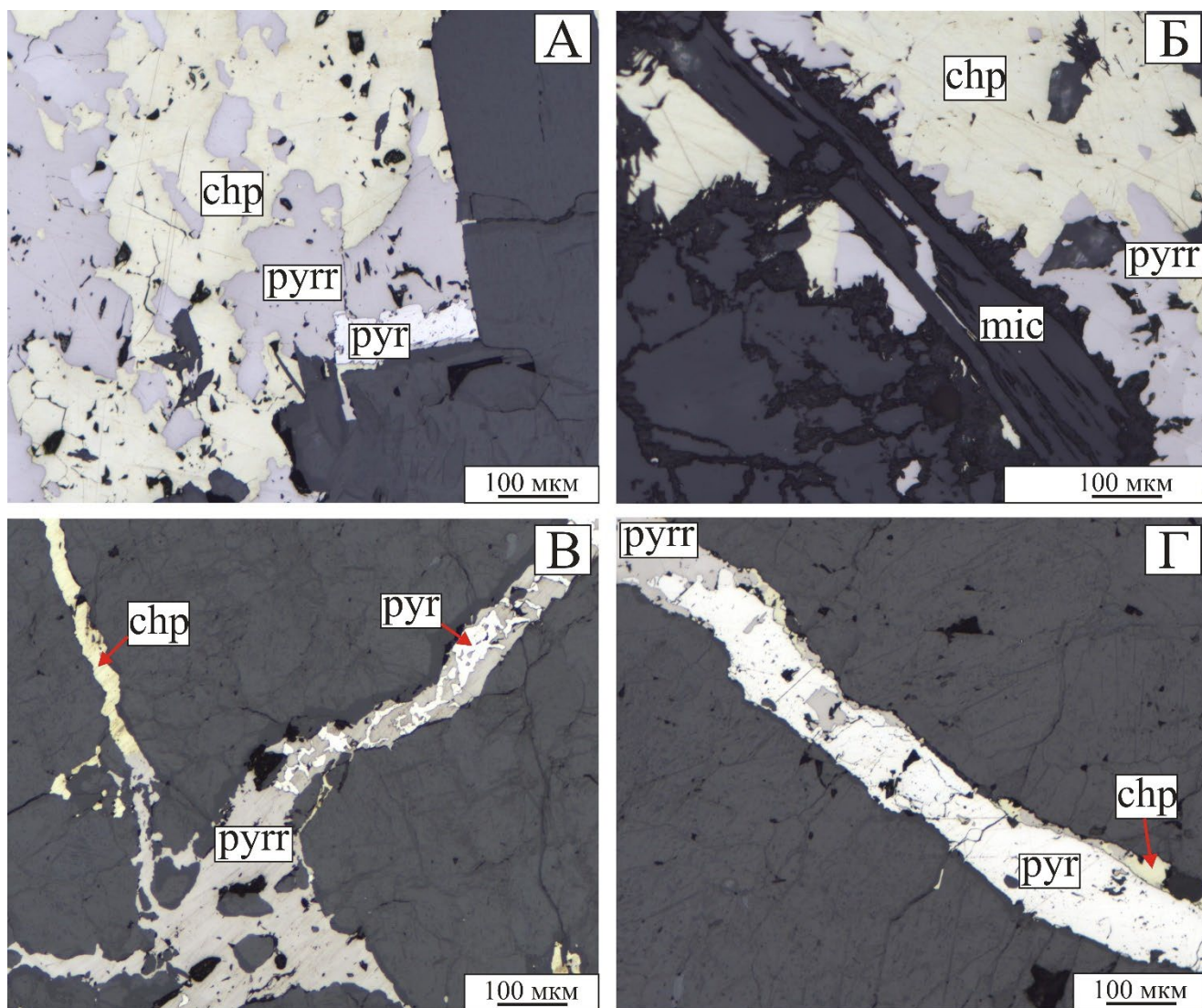


Рисунок 4.3 – Структуры сульфидных руд рудопроявления Кон Ра

А – цементная в обломках диопсидовый скарн, шлиф LK1/12-1 на глубине 18.5м, отраженный свет N//; Б – прожилковая и ксеноморфная структуры пирротина и халькопирита и микро Z структура, сложенная пирротинном, в оси прожилка, выполненного агрегатом мусковита, указывающая на синхронное сдвигу отложение сульфидов, шлиф LK3/27 на глубине 57 м, отраженный свет N//; В – прожилковая структура раннего пирротина и позднего пирита и халькопирита, шлиф LK1/12-2 на глубине 18.5 м, отраженный свет N//; Г – халькопирит, пирит корродирует пирротин, шлиф LK1/12-3, на глубине 18.5 м, отраженный свет N//

В рудах отмечены вкрапленные, гнездовые жильные текстуры.

Вкрапленные текстуры наиболее распространены, во вкраплениях и гнездах встречаются агрегаты пирита, халькопирита, пирротина и других сульфидов (см. Рисунок 4.2 А,Б,Г).

Жильная и прожилковая текстуры руда представлены параллельными и сетчатыми формами. Руды с такой текстурой типичны, а для более поздних стадий минерализации относительно вкрапленных руд. Сульфидные минералы заполняют

трещины в породообразующих минералах (Рисунок 4.2 В, Д, Е).

В исследуемом рудопроявлении выделены руды ранних стадий, сформированных в результате метасоматических процессов, и поздних стадий, связанных с тектоническими хрупкими нарушениями и гидротермальной деятельностью

Автоморфная, гипидиоморфная структура обычна для вкраплений пирита (см. Рисунок 4.1 Д).

Аллотриоморфная структура наиболее распространена. Форма минералов неправильная, часто ксеноморфная и подчиняется ранее образованным минералам. Для этого типа структуры характерны халькопирит и халькозин (см. Рисунок 4.1 В,К, Рисунок 4.3 А,Б).

Коррозионная структура достаточно распространена и характерна для: пирита и халькопирита, замещающего пирротин (см. Рисунок 4.1 И-М, Рисунок 4.3 А,Б, Г), а также ковеллина, замещающего халькопирит (см. Рисунок 4.1 В),

4.3 Последовательность формирования руд

На основе анализа обнажений, керна, аншлифов, шлифов на участке рудопроявления Кон Ра можно представить следующую схему минералообразования (Таблица 4.2)

Выделяется три этапа дорудный образования скарнов, рудный формирования сульфидных руд, включая пострудную стадию образования кварца, кальцита и хлорита и гипергенный этап образования зоны окисления.

Таблица 4.2 – Схема последовательности формирования руд

Этапы и стадии Минерал	I. Скарновый (дорудный)	II. Гидротермальный (рудный)			III. Экзогенный
		Стадия			
		Оксидная	Сульфидная	Пострудная	
Пироксен					
Клинопироксен					
Актинолит					
Тремолит					
Хлорит					
Мусковит					
Магнетит					
Кварц					
Графит					
Молибденит					
Халькопирит					
Пирит					
Пирротин					
Кальцит					
Гематит					
Борнит					
Марказит					
Халькозин					
Ковеллин					
Гетит					
Малахит					
Лимонит					
Азурит					
Главные второстепенные редкие					

4.3.1 Скарновый дорудный этап

Скарноиды и связанные с ними ороговение является результатом биметасоматоза. Они представлены диопсидитами, актинолит-тремолитовыми породами, диопсидовыми мраморами (Рисунок 4.4).

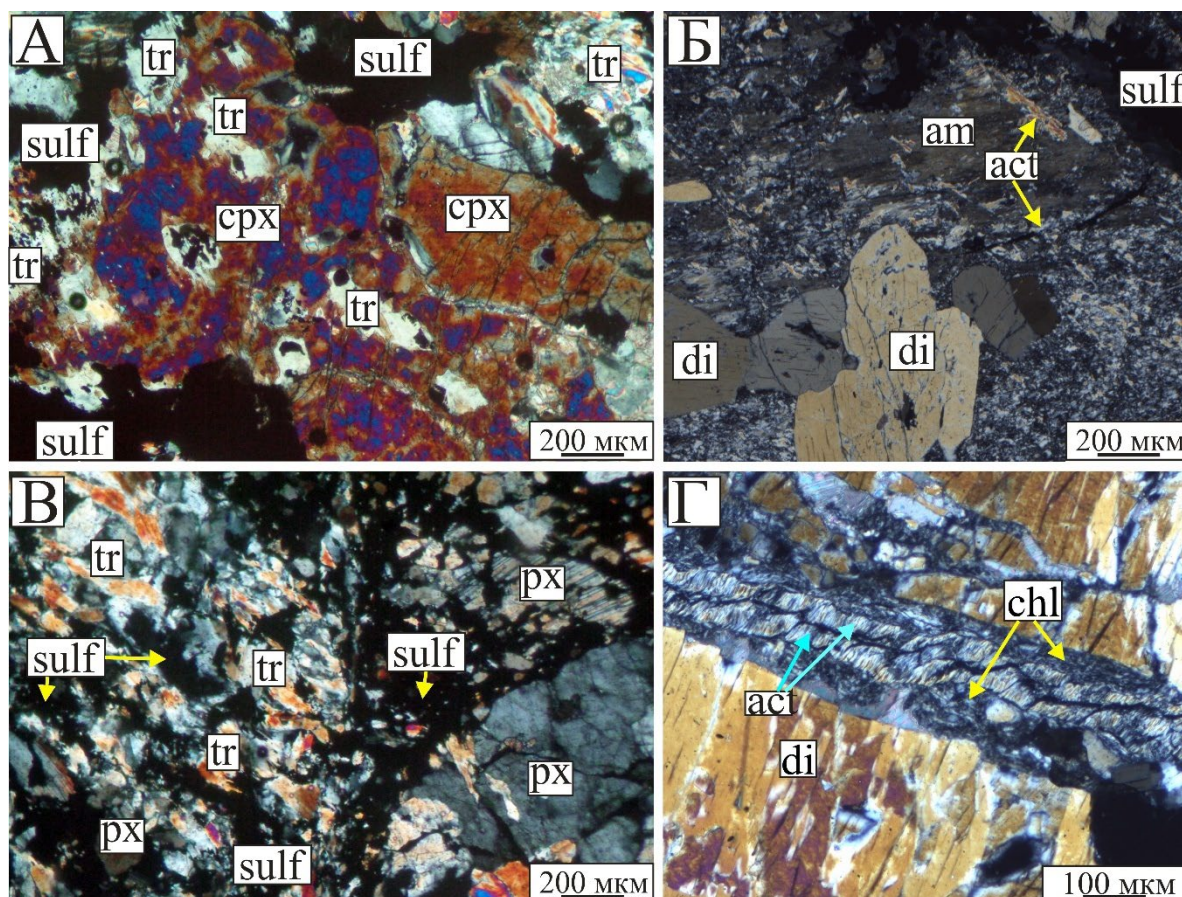


Рисунок 4.4 – Ассоциация скарнов

А – клинопироксен с тремолизацией, иллит KR.LK1 на глубине 37.3м, проходящий свет N+; Б – ассоциация диопсида и амфибола, актинолита в скарне, иллит LK1/3-26,5 м, проходящий свет N+; В – скарн с роговиком, иллит KR.LK1 на глубине 19.1м, проходящий свет N+; Г – актинолит и хлорит замещают диопсид, иллит LK1/5 на глубине 39,5 м, проходящий свет N+.

px – пироксен; cpx – клинопироксен; tr – тремолит; act – актинолит; am – амфибол; Sulf – сульфид

В процессе образования скарнов и роговиков образуются безводные богатые железом средне и крупнозернистые агрегаты диопсида и других пироксенов, и амфиболы (Рисунок 4.4).

4.3.2 Гидротермальный рудный этап

Этот этап можно разделить на три стадии: оксидную, сульфидно-рудную и пострудную.

Оксидная стадия характеризуется широким распространением магнетита, который ассоциирует с актинолитом, хлоритом, серицитом, эпидотом и кварцем (Рисунок 4.5). Процессы гидролиза, карбонизации и сульфуризации заменяют безводные известково-силикатные минералы гидратированной минеральной ассоциацией (актинолит, тремолит),

оксидом (магнетит), сульфидами (пирит, пирротин и халькопирит) и карбонатом (кальцит).

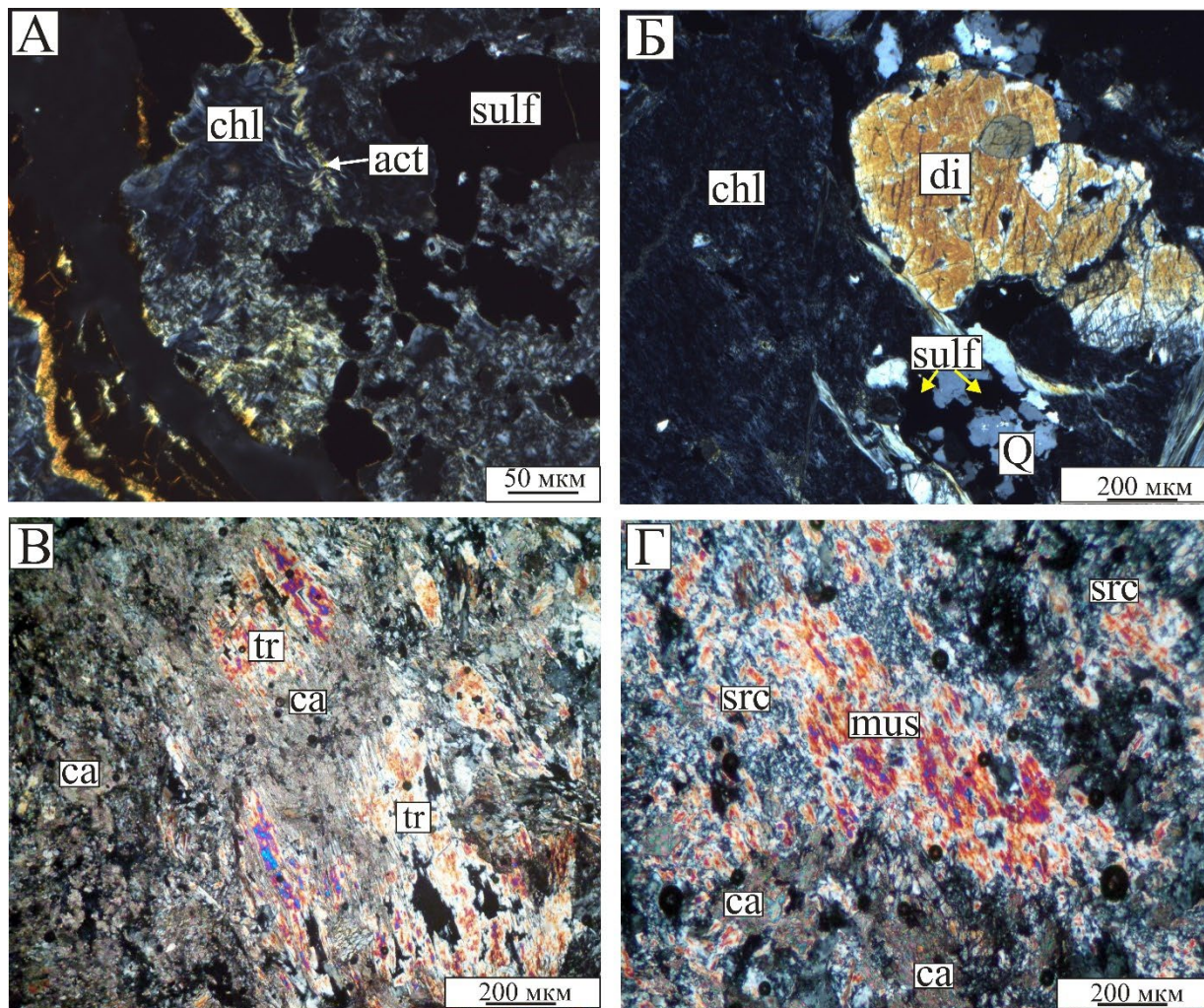
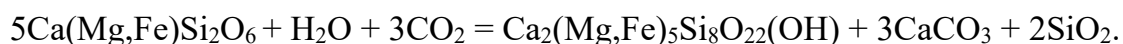


Рисунок 4.5 – Ассоциации оксидной стадии

А – в скарне преобладает актинолит наряду с хлоритом, шлиф LK1/1 на глубине 12,5м, проходящий свет N+; Б – хлоритизацию и окварцевание с малым количеством сульфидов, LK5/69 на глубине 133.8 м, проходящий свет N+; В – тремолитизация пироксенов, шлиф KR.LK3 на глубине 16.4м, проходящий свет N+; Г – серицитизация, шлиф KR.LK1 на глубине 42.2м, проходящий свет N+.

di – диопсид; tr – тремолит; act – актинолит; chl – хлорит; sulf – сульфиды; ca – кальцит; mus – мусковит; src – серицит

На участке рудопроявления очень распространена тремолитизация (см. Рисунок 4.4 А,В, Рисунок 4.5 В). Актинолит в этот период образован ретроградным преобразованием клинопироксена:



Присутствие магнетита (см. Рисунок 4.1 Б,Г) вместе с актинолитом, кальцитом и кварцем (см. Рисунок 4.5) в скарнах указывает на то, что магнетит образовался после клинопироксена на дорудной стадии. Магнетит сильно трещиноват, а мелкие прожилковые сульфиды (пирит и халькопирит) проникают в магнетит (см. Рисунок 4.1

Б,Г).

Стадия отложения сульфидов. Обычно рудные жилы в сульфидной стадии пересекают скарновые породы (Рисунок 4.6 В,Г), клинопироксен и другие пироксены (см. Рисунок 4.4 А,В), а также матрицу руды из оксидов с актинолитом и хлоритом (см. Рисунок 4.5).

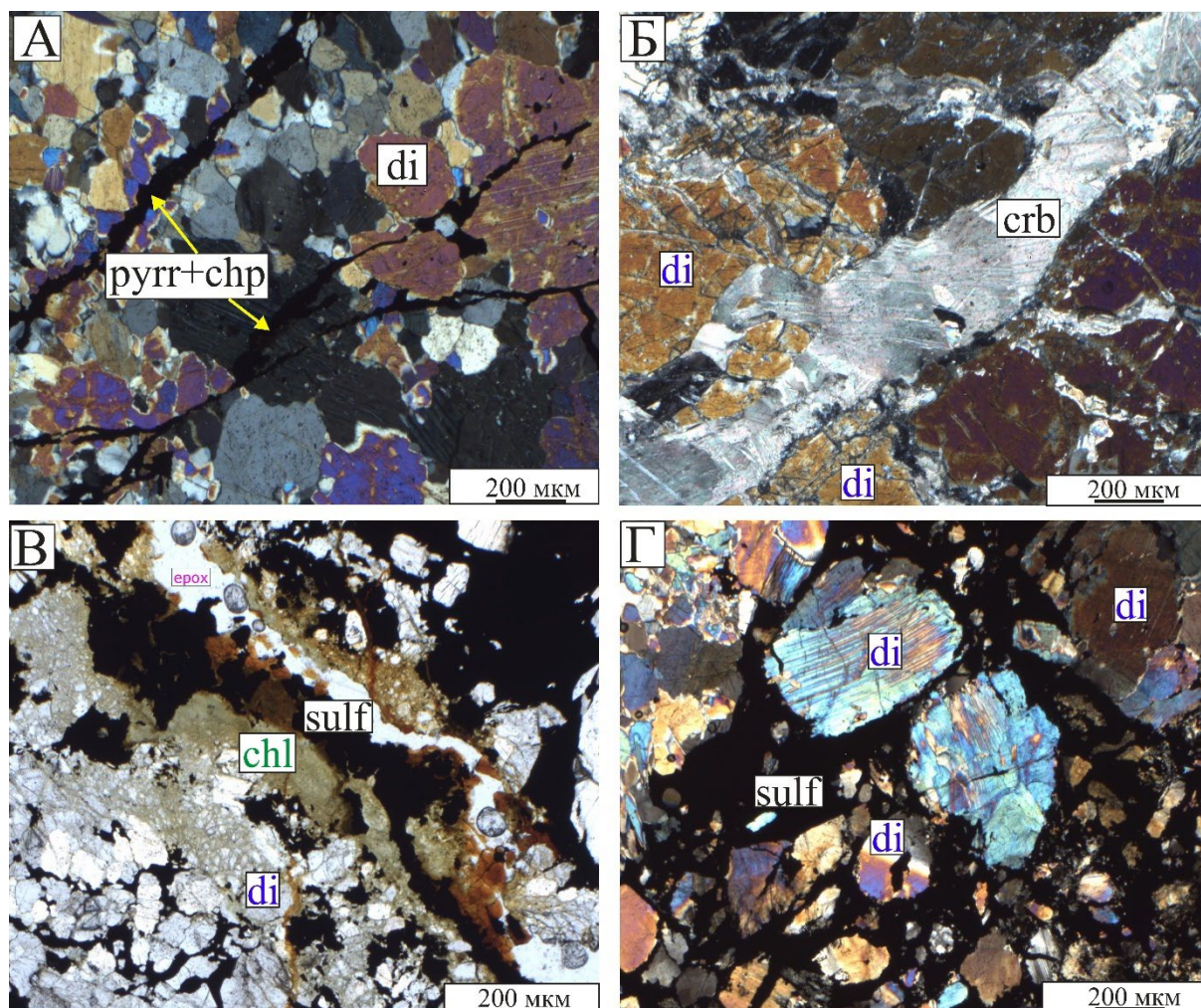


Рисунок 4.6 – Ассоциации рудной стадии

А – прожилки пирротин и халькопирит в скарне, шилиф LK1/12 на глубине 18.5 м, проходящий свет N+; Б – прожилки кальцита в скарне, шилиф LK1/4 глубина 35.5 м, проходящий свет N+; В – сульфидный цемент связывает фрагменты диопсида вместе с хлоритом, шилиф LK1/1 на глубин 12,5 м, проходящий свет N+; Г- сульфидный цемент связывает фрагменты диопсида, шилиф LK-1/12 на глубине 18,5 м, проходящий свет N+.

sulf – сульфиды; chl – хлорит; di – диопсид; ca – кальцит; pyrr – пирротин; chp – халькопирит

Рудная стадия характеризуется обширным развитием сульфидов, в основном состоящих из халькопирита, борнита, пирита и пирротина, связанных с кварцем, кальцитом, хлоритом и слюдой. Из всех сульфидов пирит является самым ранним, поскольку он часто включается или замещается другими сульфидами (см. Рисунок 4.3 А,Б,Г). Пирротин прорезан прожилками халькопирита (см. Рисунок 4.3 А-Г).

Пострудная стадия

В этот период отлагаются мелкозернистые агрегаты глинистых минералов, хлорита, кальцита, кварца и гематита. Кроме того, кальцит и кварц проявляются в виде жил и прожилков - (см. Рисунок 3.6 Б,Г). Здесь образуются метасоматические ореолы серпентина, талька, серицита и хлорита.

На экзогенном этапе халькопирит замещается ковеллином и халькозином, образуются азурит, малахит, гематит и лимонит.

4.4 Геохимические характеристики руд

Согласно результатам атомно-абсорбционного анализа (Таблица 4.3), содержание меди варьирует от 88 до 60639 г/т, в среднем 7398,87 г/т с коэффициентом вариации 84,45%. Золото часто встречается в кварцевых жилах и распределяется с относительно стабильным содержанием (0,01 ÷ 1,16 г/т) со средним значением 0,16 г/т, коэффициент вариации 75,80%. Имеются концентрации халькофильных металлов.

Таблица 4.3 – Содержание элементов (г/т) в медной руде Кон Ра по данным атомной абсорбции

Элемент	Число проб	Содержания (г/т)			Коэффициент вариации V, %
		мин.	макс.	среднее	
Au	374	0,01	1,05	0,16	75,80
Ag	374	0,1	1,69	0,17	110,03
Cu	374	88	60639	7398,87	84,45
Pb	374	10	211	20,97	89,44
Zn	374	7	234	35,98	105,34
Mo	240	3	2005	42,54	351,77
Co	257	3	226	37,37	106,29
Ni	257	3	179	15,84	127,42

Анализ корреляционных связей показывает слабую положительную связь золота с серебром (коэффициент корреляции 0,33) и медью (0,15), серебра с медью (0,33), меди и цинком (0,28). (Таблица 4.4).

Надо отметить не высокие коэффициенты корреляции Cu-Co (0,40), Cu-Ni (0,35) и . Co-Ni (0,46). Таким образом, при поисках золотых руд, помимо золота и серебра, признаками надо считать концентрации меди и цинка. Кроме того, могут быть использованы концентрации Ni, Co, Mo, Pb.

Таблица 4.4 – Коэффициенты корреляции между элементами по результатам атомно-абсорбционных анализов руд рудопроявления Кон Ра

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Mo	Co	Ni
Au	1							
Ag	0.33	1						
Cu	0.15	0.33	1					
Pb	-0.07	-0.02	-0.08	1				
Zn	0.08	0.15	0.28	0.22	1			
Mo	-0.07	0.00	0.03	0.1	-0.07	1		
Co	0.02	0,00	0.4	0.12	0.28	0.16	1	
Ni	0.07	0.00	0.35	0.14	0.33	0.09	0.46	1

Полученные геохимические характеристики подтверждают показанную выше пространственную совмещенность концентраций меди и золота при их относительной разобщенности.

В коре выветривания выявлена зона медных оксидных руд мощностью до 10 м. Очевидно, что эти руды будут составлять небольшой процент от общих ресурсов потенциального месторождения Кон Ра. Зона окисления представлена двумя минеральными комплексами халькозин-ковелин-борнитовым и малахит-азуритовым (Рисунок 4.7).

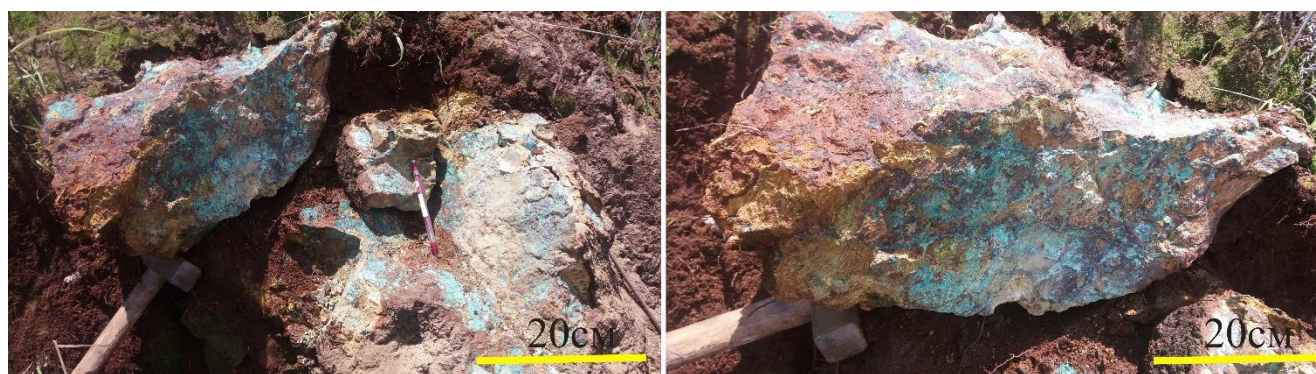


Рисунок 4.7 – Вторичная медная минерализация (азурит) в зоне окисления в районе Кон Ра. Обнажение KR.LK1

Содержание меди колеблется от 85 ppm до 23143 ppm, в среднем 6740,61 ppm, коэффициент вариации 93% (Таблица 4.5). Ореол концентрации меди в зоне окисления выделен по аномальным содержаниям выше 6750 ppm. Содержание золота в зоне окисления колеблется от 0,23 до 0,42 г/т, в среднем 0,30 г/т, с коэффициентом вариации 17%.

Таблица 4.5 – Содержание элементов (г/т) в рудах зоны окисления рудопроявления Кон Ра по данным атомной абсорбции

Элемент	Число проб	Содержания (г/т)			Коэффициент вариации V, %
		Мин	Макс	Среднее	
Au	418	0.23	0.42	0.3	17
Ag	418	0.1	0.7	0.15	91
Cu	418	85	23143	6740.61	93
Pb	418	10	22	10.96	29
Pb	418	10	22	10.96	29
Zn	418	12	115	46.52	60
Co	418	10	226	53.35	101
Ni	418	3	40	14.87	70
Cr	418	41	659	180.22	76

Установлено, что в зоне окисления существует положительная корреляция между Cu и Cr - 0,22, Cu и Co - 0,21, Ag и Zn - 0,33, Zn и Ni и 0,51, Co и Cr - 0,45. Корреляция между медью и золотом отсутствует с коэффициентом корреляции 0,08, похоже соотносятся медь и цинк (0,01) (табл. 4.6).

Таблица 4.6 – Коэффициенты корреляции элементов по результатам атомно-абсорбционного анализа окисленных медных руд рудопроявления Кон Ра

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr
Au	1.00							
Ag	-0.22	1.00						
Cu	0.08	-0.27	1.00					
Pb	-0.01	0.13	-0.24	1.00				
Zn	0.03	0.33	0.01	-0.11	1.00			
Co	0.10	-0.19	0.21	-0.13	0.13	1.00		
Ni	0.05	0.30	-0.48	0.23	0.51	-0.36	1.00	
Cr	-0.13	0.06	0.22	-0.22	0.04	0.45	-0.35	1.00

Геохимические данные по зоне окисления первичных руд следует учитывать в дальнейшем при подсчете запасов, выделяя оксидные руды в качестве самостоятельного технологического типа.

4.5 Вопросы генезиса оруденения

4.5.1 Температура рудообразования

Результаты анализа газово-жидких включений в кварце сульфидной ассоциации на исследуемой территории (Таблица 4.7) показывают, что минералообразующий раствор представлял собой гидротермальный раствор, образовавшийся на довольно большой глубине, с начальной температурой около 435°C [49,50].

Таблица 4.7 – Результаты анализа вещественного состава включений в кварце

N/число проб	Тип включения	Размер, мкм	Частота включений п/мм ²	Температура гомогенизации (°C)
KR.H9/4	Жидко-газовые	3-7	<50	168-345°C
KR.LK2/20	Жидко-газовые	3-4	50-100	210-305°C
KR.LK5/70	Газо-жидкие	3-5	<50	320-420°C
KR.LK3/24	Жидко-газовые	3-4	50-100	200-265°C
KR.H2/2	Жидко-газовые	3-5	<50	355-395°C
KR.LK4/20	Жидко-газовые	3-4	50-100	210-290°C
KR.H37/2	Жидко-газовые	3-5	<50	170-306°C
	Газо-жидкие	3-5	<50	378-445°C
KR.VL1/6	Жидко-газовые	3-5	<50	303-420°C
KR.LK1/23	Жидко-газовые	3-6	50-100	200-290°C
	Газо-жидкие	3-10	50-100	310-435°C
	Газовые	3-10	низкой	-
KR.LK7/27	Газо-жидкие	3-5	<50	320-420°C

Результаты анализа температуры гомогенизации включений в жильном кварце показали, что первичные жидко-газовые и газо-жидкие включения, встречались реже, чем газовые.

Жидко-газовые включения обычно бывают круглыми, овальными, удлиненными или многогранными. Размер включений от 3 - 7 мкм. Частота распределения включений составила от <50-100 включений/мм². Состав включений: жидкая фаза составляет 80 - 90%, газовая – 10 - 20%.

Газо-жидкие включения обычно существуют в виде округлых форм и овалов. Размер включений от 3 до 10 мкм, средняя плотность их распространения <50 включений/мм²). Количество газовой фазы составляет 70 - 80%, жидкой от 20 - 30%.

Газовые включения редкие, круглые и овальные, размером от 3 - 10 мкм, очень низкой плотности, встречаемость << 50 включений/мм².

4.5.2 Изотопный состав серы сульфидов рудоносных зон

Изотопы серы используются для исследования источника серы в рудных месторождениях. Сера имеет 4 стабильных изотопа: ³²S, ³³S, ³⁴S и ³⁶S с приблизительными содержаниями 95,02%, 0,75%, 4,21% и 0,017% соответственно [10], отношение двух наиболее распространенных изотопов ³⁴S / ³²S, измеренное в частях на тысячу или промилле для определения изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$) и рассчитанное с использованием уравнения $\delta^{34}\text{S} = [R (\text{Образец}) - R (\text{Стандартный образец})] \times 103$; здесь $R = {}^{34}\text{S} / {}^{32}\text{S}$ [10]. Эталонным образцом для анализа изотопов серы является метеорит из Canon Diablo Troilite (CDT), у которого соотношение изотопов ³⁴S / ³²S = 0,0450045 [10] и

значение измерения 0‰ (Ohmoto and Rye, 1979) [25]. Положительное отклонение в или обогащение ^{34}S от стандарта (CDT) указывает на абиогенное происхождение серы, тогда как отрицательное отклонение указывает на присутствие биогенной серы.

Многие авторы изучали скопления серы на основе $\delta^{34}\text{S}$. Rollinson (1993) [89] сообщил, что серные вещества, полученные из расплавов и метеоритов, имеют $\delta^{34}\text{S}$, близкое к 0 ‰. Ohmoto и Rye (1982) [25] определили, что сульфид из гидротермальных систем имеет концентрацию $\delta^{34}\text{S}$ около 0 ‰, но может варьировать в диапазоне до 10 ‰ в зависимости от условий pH и температуры отложения руды.

Месторождения сульфидных Ni-Cu-PGE руд, связанных с сульфидной магмой, являются главными источником металлического никеля и важными источниками металлов Cu, Co и PGE в мире. Месторождения возникают, когда существует магматическая диссоциация в основании или на окраинах основных или ультраосновных расплавов (интрузий) или эруптивного происхождения. Образование месторождений этого типа требует богатых серой пород, которые происходят из мантии или ассимилируются в богатых серой регионах [60].

Изучение $\delta^{34}\text{S}$ важно для мониторинга источников серы на месторождения этого типа. Ripley E.M. and Li C. (2003) [88] суммируют данные по изотопам серы для месторождений сульфидной магмы (Рисунок 4.8) и показывают, что многие месторождения имеют значения $\delta^{34}\text{S}$, которые выходят далеко за пределы диапазона обычных магматических пород ($0 \pm 2\text{‰}$). Во многих случаях, особенно в месторождениях Noril'sk, Duluth complex и Залив Voisey, данные о $\delta^{34}\text{S}$ демонстрируют, что локальная ассимиляция горных пород обеспечивает дополнительную серу для магматических пород. Например, Ripley E.M., et al. (2002) [87] проанализировали породы в заливе Voisey и обнаружили, что значение стабильного изотопа в минералах в Tasiuyak Gneiss ($\delta^{34}\text{S}$ сульфид = -17 ‰ до +18,3 ‰) согласуется с моделью ассимиляции. Ripley E.M., et al. (2003) [88] показали, что серная система в Норильске контролировалась ассимиляцией небольшого количества отложений с сульфатом $\delta^{34}\text{S} \sim 16 - 20 \text{‰}$. Аналогичным образом, Ripley E.M., et al. (2007) [85] сообщили, что коренная порода интрузии реки Patridge в горах Duluth петрологически неоднородна со значениями сульфида $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне от -1,4 ‰ до +10,5 ‰. Более высокие значения связаны с ассимиляцией серосодержащих жильных пород, в том числе (Virginia Formation) со значениями $\delta^{34}\text{S}$ от 0 до 30 ‰ [86].

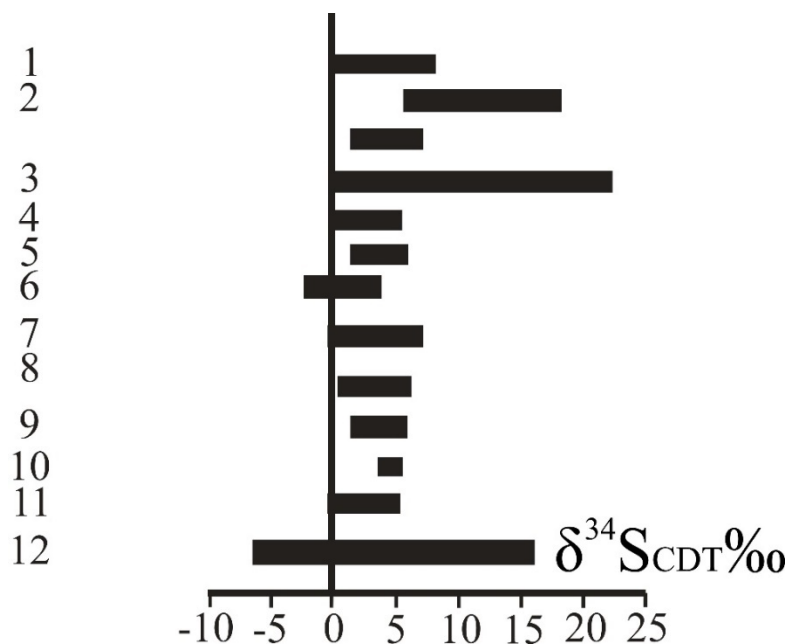


Рисунок 4.8 – Изменение значения $\delta^{34}\text{S}$ в магматической сере месторождениях Ni-Cu-PGE и кимберлита [88]

1-7 – богатые серой Ni-Cu- (PGE) месторождение: 1 – архейские и протерозойские коматииты; 2 – месторождение Норильское; 3 - 4 – комплекс Duluth: 3 – богатые сульфидами; 4 – бедные сульфидами; 5 – Sudbury; 6 – Залив Voisey; 7 – Jinchuan (первичное минеральное образование); 8 – 12 – бедные серой образования с рудами PGE комплекс J-K Stillwater; 9 – комплекс Bushveld. Риф Merensky; 10 – Munni; 11 – река Sonju; 12 – кимберлит.

Напротив, породы, окружающие месторождения Jinchuan, Китай, имеют очень низкое содержание серы, т.е. они не могут быть источником остаточной серы в магме [95]. Источником серы в Jinchuan является глубинная магма, введенная во вмещающую интрузивную массу.

Исследования изотопов серы в минералах серы из многих скарновых месторождений показывают, что большинство значений $\delta^{34}\text{S}$ попадает в узкий диапазон от 0 до 5 ‰, что убедительно подтверждает, что сера образуется из летучих веществ магмы [59, 90, 104]. В некоторых случаях, особенно в периферийных скарновых объектов и замещающих породах влияние серы, полученной из горных пород, довольно велико.

Соловьева, Кряжев (2019) [94] изучали изотопы серы в борните, халькопирите и пирите из скарнах, пропилитах и филлизитвах на Синюхинском медно-золотом месторождении Алтай, Россия. Данные демонстрируют однородный изотопный состав серы, ($\delta^{34}\text{S}$ варьирует от $-3,6$ до $+2,7\text{‰}$, при этом большинство значений $\delta^{34}\text{S}$ находится в диапазоне от $-1,5$ до $+0,5\text{‰}$). Однако, наблюдается увеличение значений $\delta^{34}\text{S}$ в сульфиде от раннего скарна ($\delta^{34}\text{S}$ = от $-3,6$ до $-1,0\text{‰}$) до значений из пропилитов ($\delta^{34}\text{S}$ = от $-2,7$ до $+0,6\text{‰}$) к значениям из филлизитов ($\delta^{34}\text{S}$ = $+2,7\text{‰}$).

Также, по данным этих авторов [92] изотопы серы были изучены и определили значение $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах из гидросиликатных и модифицированных филлизитов на месторождении Восток-2, Сихотэ-Алинь, Россия. Данные указывают на сильное обогащение всех этих сульфидов легкими изотопами серы. Следует отметить достаточно равномерное распределение значений $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидов гидросиликатной ассоциации ($\delta^{34}\text{S} = -6,9$ до $-6,2$ ‰) и менее равномерное распределение значений $\delta^{34}\text{S}$ ($\delta^{34}\text{S} = -9,3$ до $-4,1$ ‰) для сульфидов из филлизитов.

Анализ стабильных изотопов серы сульфидов скарновых месторождений помогает определить подвижность обменного метаморфического раствора и спрогнозировать накопления руды от источника магмы; и в то же время определить возможность существования глубинных руд путем анализа зональности комплексов метасоматитов.

Что касается потенциальной минерализации Cu-Au-U Кон Ра, автор проанализировал 6 образцов пирротина на изотопы серы, из керна оценочных скважин (Рисунок 4.9, Таблица 4.8).

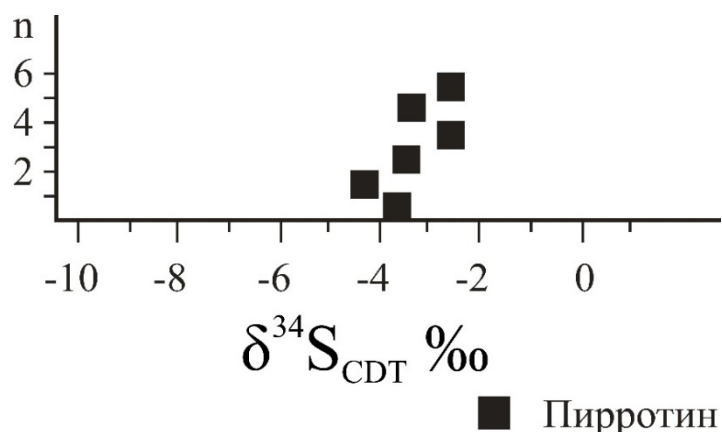


Рисунок 4.9 – График, показывающий значения изотопа серы из пирротина Кон Ра

Таблица 4.8 – Изотопный состав сульфидной серы пирротина Кон Ра

№ образца	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \text{‰}$
Ф4 (LK5/70)	-3,8
Ф6 (LK3/24)	-4,1
Ф8 (LK1/1)	-3,2
Ф9 (LK1/2)	-2,5
Ф18 (LK1/12)	-3,4
Ф19 (LK1/15)	-2,5

Пирротин выделяли магнитной сепарацией. Изотопные анализы выполнены в ЦНИГРИ доктором геол.-мин. наук С.Г.Кряжевым по методике [28]. Серу сульфидов переводили в SO_2 посредством реакции с CuO при 800°C в вакууме с последующей криогенной очисткой газа и анализом изотопного состава серы на масс-спектрометре МИ-

1201. Результаты пересчитаны по отношению к метеоритному стандарту CDT. В качестве эталона использовали лабораторный стандартный образец ЦНИГРИ «Пирит Гайского месторождения» с $\delta^{34}\text{S}=+0.7\text{‰}$. Точность измерений составляет $\pm 0.2\text{‰}$.

Из приведенных выше результатов исследований сера имеет однородный изотопный состав ($\delta^{34}\text{S} = -3,3 \pm 0,8\text{‰}$), что подтверждает представление о магматическом источнике рудного вещества.

Пирротин наследует изотопный состав серы флюида независимо от температуры минералообразования (Омото Х., Рай Р., 1982) [25]. Следовательно, измеренные значения $\delta^{34}\text{S}$ характеризуют изотопный состав серы рудогенерирующих магм.

Изотопы серы, изученные в пирротине (Таблица 4.4), показали, что изотопный состав серы в общем выражении минерализации Cu-Au-U Кон Ра был однородным ($\delta^{34}\text{S}$ варьировалось от -4,1 до -2,5 ‰), средним ($\delta^{34}\text{S} = -3,3 \pm 0,8\text{‰}$). Однако, существует некоторая дифференциация, характеризующаяся увеличением изотопа $\delta^{34}\text{S}$ с -3,4 до -2,5 ‰ в образцах Ф8, Ф9, Ф18 и, Ф19.

Результаты изотопного анализа $\delta^{34}\text{S}$ на Кон Ра сопоставлены с таблицей значений $\delta^{34}\text{S}$ серосодержащих минералов в скарновых месторождениях (Рисунок 4.10).

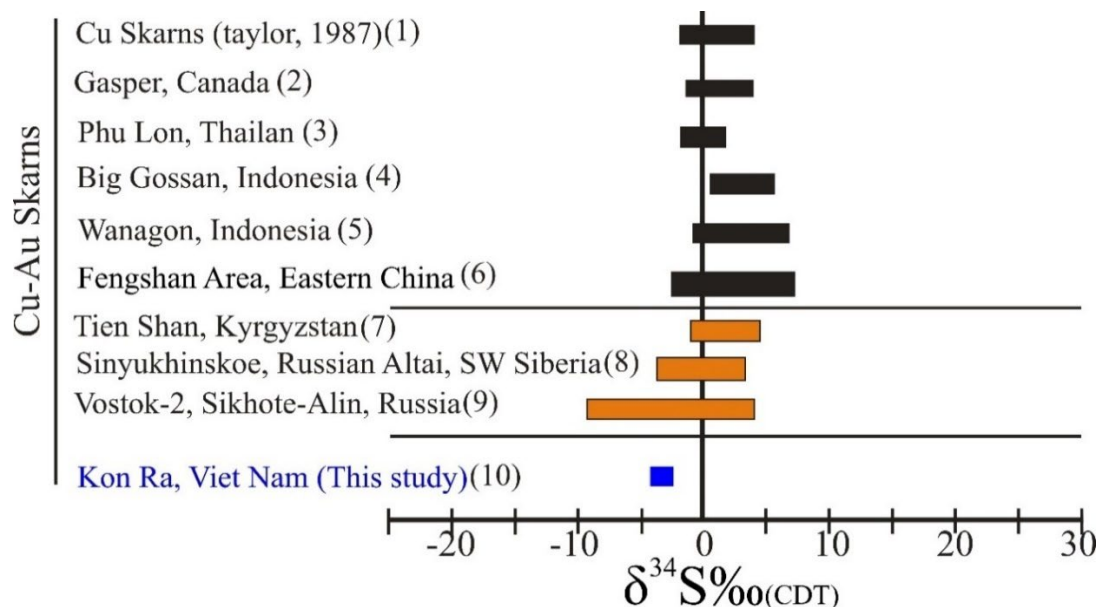


Рисунок 4.10 – Сравнение ^{34}S пирротина в потенциальном минерализации Кон Ра Cu-Au-U с другими типичными месторождениями Cu-Au скарновых месторождениями 1 – Taylor, B. E. (1987) [96]; 2 – Gerald E. Ray (2013) [65]; 3 – Kamvong, T. and Zaw, K. (2009) [72]; 4 – Prendergast, K., Clarke, G. W., Pearson, N. J. and Harris, K. (2005) [84]; 5 – Kylie Prendergast, Gavin W. Clarke (2005) [84]; 6 – Gui qing Xie; Jing wen Mao; Jeremy P. Richards; Ying xiao Han; Bin Fu (2019) [103]; 7 – Serguei G. Soloviev, Sergey Kryazhev, Svetlana Dvurechenskaya (2018) [92]; 8 – Serguei G. Soloviev, Sergey G. Kryazhev, Svetlana S. Dvurechenskaya, Victor I. Uyutov (2019) [93]; 9 – Serguei G. Soloviev, Sergey G. Kryazhev, Svetlana S. Dvurechenskaya (2017) [91]; 10 – потенциальное проявление Кон Ра (район исследования).

Сера существенно обогащена легким изотопом ^{32}S , что является характерным признаком «восстановленных» магм ильменитовой серии [70, 71]. Изотопные «пояса Японии», можно предполагать, есть и во Вьетнаме.

Из результатов изотопного анализа серы сульфидов Кон Ра в можно видеть, что золотоносные медные руды сформированы из исходного гидротермального раствора магматического происхождения.

С другой стороны, данные по геохимической специализации кристаллических сланцев Хамдык на медь, петрохимические материалы по S-гранитам Хайван и медной специализации скарнов указывают на ассимиляционный источник меди и, возможно, золота и урана.

Таким образом, минеральный состав руд рудопроявления Кон Ра включает гидротермальную минерализацию, наложенную на скарновые ассоциации и сформировавшуюся в три стадии (оксидную, сульфидную и карбонатную). Руды сложены сульфидами, образованными в среднетемпературных условиях при участии глубинных флюидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные выводы из представленной работы можно свести в ряд положений.

– В перспективной рудной площади ранга потенциального рудного узла Кон Ра центрального Вьетнама выделено два тектонических блока, сложенных комплексами метаморфических пород протерозоя-кембрия и интрузиями триасовых гранитов, которые отличаются составом, плотностью, возрастом и строением вулканогенно-осадочных метаморфических пород. Потенциальное месторождение с Cu-U-Au минерализацией расположено в блоке, включающем метакарбонатные скарнированные породы, нарушенном мезозойскими разломами.

– Рудовмещающие образования испытали региональные деформации трех этапов. В докембрии и раннем палеозое произошло интенсивное сжатие и сформировались сложные складки разных порядков. Во втором силурийском этапе происходило частичное переплавление (анатексис) метаморфических пород комплекса Хамдык. В третьем триас-юрском этапе произошли хрупкие деформации в зонах взбросов и сдвигов и, вероятно, сформировалась рудная минерализация.

– В пределах изученной площади по геолого-геофизическим данным и анализу тектонических трещин выделено 7 основных разломов взбросо-сдвигового типа, в одном из которых локализовано рудопроявление Кон Ра.

– Массивы, сложенные сланцевыми и метакарбонатными породами характерны для выделенного выше восточного тектонического блока. Имеющиеся геохимические данные подтверждают потенциальную рудоносность этого блока.

– Имеющиеся геохимические характеристики скарнов, показывают вышекларковые содержания ряда лито- и халькофидных элементов, включая мель и могли быть потенциальным источником руд Cu, Au и U.

– По результатам геологического картированию, наблюдениями в обнажениях, керне оценочных скважин, аншлифах и стереографическому анализу тектонических трещин обоснована рудовмещающая структура золото-медного рудопроявления в виде крутопадающей pull-apart зоны правого взбросо-сдвига.

– Пространственное сопряжение золото-медной и урановой минерализации может быть обусловлено унаследованным развитием рудоконтролирующих

тектонических нарушений.

– Минеральный состав руд рудопроявления Кон Ра включает гидротермальную минерализацию, наложенную на скарновые ассоциации и сформировавшуюся в три стадии (оксидную, сульфидную и карбонатную). Руды сложены сульфидами, образованными в среднетемпературных условиях при участии глубинных флюидов.

– Установленные закономерности рудоконтроля должны быть положены в обоснование прогнозных построений и проведения поисково-оценочных и, возможно, разведочных работ в районе Кон Ра и одноименном рудопроявлении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Литература в России

1. Бойцов В.Е. Геология месторождений урана / В.Е. Бойцов. – Москва: Недра, 1989. – 302 с.
2. Бойцов В.Е. Месторождения благородных, радиоактивных металлов / В.Е. Бойцов, Г.Н. Пилипенко, Н.А. Солодов. – Москва: НИИ-Природа, 1999. – 220 с.
3. Васильев Н.Ю. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза / Н.Ю. Васильев, А.О. Мострюков // Материалы XXXIV Тектонического совещания «Тектоника неогена: общие и региональные аспекты», в 2 т. – Москва: ГЕОС, 2001. – Т.1. – С. 90-93.
4. Васильев Н.Ю. Особенности рудолокализирующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений / Н.Ю. Васильев, А.О. Мострюков // Материалы XL Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники». – Москва: ГЕОС, 2007. – Т.1. – С. 126-130.
5. Васильев Н.Ю. Параметры тектонических деформаций в развитии геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования (результаты реконструкций по методике О.И. Гущенко) / Н.Ю. Васильев, А.О. Мострюков, В.А. Петров // В сб. материалов Всероссийской конференции, посвященной 120-летию со дня рождения акад.А.Г. Бетехтина «Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты», Москва, 20-22 ноября 2017 г. Материалы конференции. – Москва: ИГЕМ РАН, 2017. – С. 133-137.
6. Васильев Н.Ю. Синрудные фазы деформации горных пород в циклах изменения условий тектонического нагружения геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования / Н.Ю. Васильев, А.О. Мострюков, В.А. Петров // В материалах докладов Четвертой всероссийской тектонофизической конференции в ИФЗ РАН. – 2016. – Т 2. – С. 8-16.
7. Васильев Н.Ю. Условия тектонического нагружения и прогноз перспективных участков месторождения Таловейс / Н. Ю. Васильев, А. О. Мострюков, В. А. Сунцов // В сб. Геология и полезные ископаемые Карелии, Вып.15. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. – 2012. – С. 77-93.
8. Васильев Н.Ю. Этапы и стадии тектонического нагружения в эволюционном

развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ватыно-Вывенская сутура, Коряжское нагорье) / Н.Ю. Васильев, В.А. Корчемагин, Н.П. Костенко, А.О. Мострюков, Н.Е. Никольская, Л.А. Сим // Материалы XXXII Тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма» в 2 т. – Москва: ГЕОС, 1999. – Т.1. – С. 121-123.

9. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры / А.П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555-571.

10. Гриненко В.А. Геохимия изотопов серы / В.А. Гриненко, Л.Н. Гриненко. – Москва: Наука, 1974 г. – 273 с.

11. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными нарушениями (Методическое руководство) / В.Н. Данилович. – Иркутск: Иркутский политехнический институт, 1961. – 48 с.

12. **До М.Ф.** Закономерности локализации золото-медной и урановой минерализации в районе Кон Ра, центральный Вьетам / **М.Ф. До**, П. А. Игнатов, Т. Х. Фан // Разведка и охрана недр. – 2022. – № 1. – С. 3-10.

13. **До М.Ф.** Минералого-геохимические характеристики Cu-U-Au-проявлений в районе Кон Ра провинции Контум, Вьетнам / **М.Ф. До**, П.А. Игнатов, Т.Х. Фан, З.Х. Нгуен Д. Чан. // Известия высших учебных заведений Геология и разведка. – 2020. – 63(2) . – С. 73-85.

14. **До М.Ф.** Структуры, Контролирующие Cu-U-Au минерализацию в районе Кон Ра проповинцииКонтум центрального Вьетнама / **М.Ф. До**, П. А. Игнатов, Т. Х. Фан, З. Х. Нгуен, В.Т. Тиен // Разведка и охрана недр. – 2021 . – № 6 . – С. 28-34.

15. **До М.Ф.** Тектоническое положение Cu-U-Au минерализации района Кон Ра, центральный Вьетнам / **М.Ф. До**, З.Х. Нгуен. – Сборник тезисов докладов I Молодежной научно-образовательной конференции «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче», 19-21 февраля 2020 г. – Москва: ФГБУ ЦНИГРИ, 2020. – С. 82-85.

16. **До М.Ф.** Эпискарновая Cu-U-Ауминерализация района Кон Ра в центральном Вьетнаме / **М.Ф. До**, П.А. Игнатов, Т.Х. Фан. // Сборник тезисов докладов II Молодежной научно-образовательной конференции «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче». – Москва: ФГБУ ЦНИГРИ,

2021. – С. 37-42.

17. Игнатов П.А. Геологические и минерально-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимберлиты Накынского поля Якутии / П.А. Игнатов, К.Ю. Бушков, Я.И. Штейн, А.В. Толстов, Ю.Т. Яныгин // Руды и металлы. – 2006 г. – № 4. – С. 59-67.

18. Игнатов П.А. Методы обнаружения скрытых рудоконтролирующих структур в осадочных толщах на примерах месторождений урана и алмазов / П.А. Игнатов // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении: XXI Междунар. научн. конф., посвящ. 100-летию академика В.И. Смирнова. Москва, МГУ. Сборник трудов в 2-х томах. Том 1. – Москва: МАКС Пресс, 2010. – с. 169-186.

19. Игнатов П.А. Палеогидрогеология рудообразования / П.А. Игнатов. – Москва: РГГРУ, 2012. – 123 с.

20. Игнатов П.А. Полевая диагностика тектонических нарушений и флюидов разрывных образований в кимберлитовмещающих отложениях нижнего палеозоя / П.А. Игнатов, К.В. Новиков. – АК«АЛРОСА» (ПАО), 2009. – 80 с.

21. Игнатов П.А. Радиогеоэкология и проблемы радиационной безопасности. Высшее профессиональное образование / Игнатов П.А., Верчеба А.А. – Москва: Издательский дом «ИН-ФОЛИО», 2010. – 256 с.

22. Игнатов П.А. Рудообразование в позднепалеозойских впадинах северного Казахстана и Минусинского региона / Игнатов П.А. – Москва: ВИМС, 2005. – 348 с.

23. Никитин А.А. Комплексный анализ и комплексная интерпретация геофизических полей. Учебное пособие / А.А. Никитин, А.А. Булычев. – Москва: ВНИИгеосистем, 2015. – 88 с.

24. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. Учебное пособие / А.А. Никитин, А.В. Петров. – Москва: РГГРУ, 2017. – 118 с.

25. Омото Х. Изотопы серы и углерода / Омото Х., Рай Р. // в кн. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – Москва: Мир, 1982. – С. 405-450.

26. Петров А. В. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D» / А. В. Петров, Д. Б. Юдин, Хоу Сюели // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2010. – № 2. – С. 126-132.

27. Постельников. Е. С. Тектоническое развитие и структура Индокитая / Е. С. Постельников, Л. К. Затонский, Р. А. Афремова. – Москва: Наука, 1964. – 99 с.
28. Устинов В.И. Прецизионный масс-спектральный метод определения изотопного состава серы / В.И. Устинов, В.А. Гриненко. – Москва: Недра, 1965. – 96 с.
29. Фан Т. Х. Обработка и интерпретация аномалий гравитационных данных в центральной области Вьетнама с использованием компьютерной технологии «Коскад 3D» / Т.Х. Фан, А.В. Петров, **М.Ф. До** // В сборнике: Молодые – Научкам о Земле. Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах. Редколлегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. – 2020. – С. 295-298.
30. Фан Т. Х. Районирование перспектив скрытых блоков магмы в центральной области Вьетнама по анализу данных магнитных аномалий / Т. Х. Фан, А. В. Петров, **М.Ф. До** / Сборник тезисов докладов II Молодежной научно-образовательной конференции «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче». – Москва: ФГБУ ЦНИГРИ, 2021. – т 4. – С. 123-127.

Литература на вьетнамском языке

31. Главное управление геологии и минералов Вьетнама. Геология и минеральные ресурсы листа Дакто (D-49-XII), Карта геологии и минеральных ресурсов Вьетнама (1:200 000), Ханой, 1998. – 115 с.
32. Главное управление геологии и минералов Вьетнама. Геология и минеральные ресурсы листа Контум (D-48-XVIII). В: Карта геологии и минеральных ресурсов Вьетнама (1:200 000). Ханой, 1998. – 73 с.
33. Главное управление геологии и минералов Вьетнама. Геология и минеральные ресурсы листа Манг Ден-Бонг Сон (D-49-XIII, D49-XIV). В: Карта геологии и минеральных ресурсов Вьетнама (1:200 000). Ханой, 1998. – 92 с.
34. Клод Л. Индозинская тектоника во Вьетнаме / Л. Клод, В.В. Нгуен, А. Малуски, Ч.Т. Фан, В.В. Тич // Геонауки. – 2008. – № 340. – С. 94-111.
35. Нгуен В.Х. Геохимическая карта Вьетнама масштаба 1:1000000 / Нгуен В.Х. и др. – Ханой. – 1990.
36. Нгуен В.Х. Отчет об исследовании «Тектоника и минералогия Южного Вьетнама» / Нгуен В.Х. и др. – Архив Геопространственно-информационного центра. Ханой, 2000. – 110 с.
37. Нгуен С. Б. Петрология метаморфических пород района Хамдык (Северной

части Контумского массива) / С.Б. Нгуен, Ч.Т. Фан, Т.Т. Чан. – Наука о Земле. Ханой, 1992. – 110 с.

38. Нгуен С.Б. Геология и минеральные ресурсы Вьетнама (южная широта 15°20') / С.Б. Нгуен. – Архив геологического отдела. Ханой, 1995 г. – 125 стр.

39. Нгуен С.Б. Исправление и дополнение к геологической карте Южного Вьетнама масштаба 1:200000 / С.Б. Нгуен, Фам Г.Л. – Отчет. Фонд ГУ Вьетнама, Ханой, 1994. – 120 с.

40. Нгуен С.Б. Отчет о корректировке геолого-минеральных карт Южного Вьетнама масштаба 1: 200 000 / С.Б. Нгуен. – Архив Геопространственно-информационного центра. Ханой, 1995. – 120 с.

41. Саурин Е. Стратиграфия Юго-восточной Азии / Е. Саурин. – Ханой: Изд. «Наука и Техника», 1956.

42. Фан К.Т. Геологическая карта Вьетнама-Лаоса-Камбоджи масштаба 1:500000 / К.Т. Фан. – Ханой, 1989.

43. Формаджэ. Дж. Геологическая карта Индокитая масштаба 1:2500000 / Дж. Формаджэ. – Париж, 1952.

44. Фуш Е. Геологическая карта Индокитая масштаба 1:4000000 / Е. Фуш, Е. Саладин. – Ханой, 1882.

45. Хунь Ч. Геологическая карта Южного Вьетнама 1: 500 000. Департамент геологии и полезных ископаемых Вьетнама / Ч. Хунь, С. Б. Нгуен. – Ханой, 1982.

46. Хунь Ч. Гранитоидные комплексы Дайлок, Шахуинь и Чулай / Ч. Хунь и др. – Геология и полезные ископаемые Вьетнама. Ханой, 1979. – Т. 1.

47. Хунь Ч. Закономерность размещения магматических образований южной части Вьетнама / Ч. Хунь, С. Б. Нгуен и др. – Геология и полезные ископаемые. Ханой, 1979. – Т.1.

48. Хунь Ч. Основные периоды магмато-тектонической активности на юге Вьетнама / Ч. Хунь и др. – Геологическая карта № 47. Ханой, 1980.

49. Чан Д. Геология и разведка минералов в масштабе 1: 50 000 группы листов Конплонг / Д. Чан. – Ханой, 2021. – 265 с.

50. Чан Д. Отчет об оценке минеральных ресурсов меди в районе Кон Ра. Фонды Вьетнамского Министерства природных ресурсов и экологии / Д. Чан. Ханой, 2019 г. – 109 с.

51. Чан Д.Л. Геологическая карта Вьетнама масштаба 1:500000 / Д.Л. Чан, С.Б. Нгуен. – Ханой, 1981.

52. Чан Т. Геология Контумского выступа / Т. Чан. – Отчет. Фонд Гу Вьетнама, Ханой, 1994.

53. Чан Т. Отчет о результатах геологического картирования и разведки полезных ископаемых в группе Кон Тум-Буон Мэ Туат в масштабе 1:200 000 / Т. Чан. – Фонды Вьетнамского Министерства природных ресурсов и экологии. Ханой, 1994. – 110 с.

Литература на английском языке

54. Angelier J. Fault Slip Analysis and Paleostress Reconstruction / J. Angelier // In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford. – 1994. – pp. 53-100.

55. Angelier J. From Orientation to Magnitudes in Paleostress using Fault Slip Data / J. Angelier // *J. Struct. Geol.* – 1989. – Vol. 11. – pp. 37-50.

56. Angelier J. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor / J. Angelier, A. Tarantola, B. Valette and S. Manoussis // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* – 1982. – Vol. 69. – pp. 607–621.

57. Angelier J. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means / J. Angelier // *Geophysical Journal International*. – 1990. – Vol. 103. – pp. 363-376.

58. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets / J. Angelier // *Journal of Geophysical Research*. – 1984. Vol. 89. – pp. 5835-5848.

59. Ault K.M. Sulfur and lead isotope study of the El Mochito Zn–Pb–Ag deposit / K.M. Ault, A.E. Williams-Jones // *Economic Geology*. – 2004. – Vol. 99. - pp. 1223-1231.

60. Barnes S.J. Formation of magmatic nickel sulfide deposits and processes affecting their copper and platinum group element content, in Hedenquist, JW, Thompson, JFH, Goldfarb, RJ, and Richards, JP, eds, *Economic Geology-One hundredth anniversary volume 1905–2005* / S.J. Barnes, and P.C. Lightfoot // Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists. – 2005. – Vol. 1905. – pp. 179-213.

61. Cox K. G. The interpretation of igneous rocks / K. G. Cox, J. D. Bell and R. J. Pankhurst // George, Allen and Unwin, London. – 1979. – 401 p.

62. Dinh Quang Sang. Petrographic characteristics and zircon U-Pb geochronology of

granitogneiss rocks in the Chu Lai - Kham Duc area (Quang Nam province) / Dinh Quang Sang // Science & technology Development Journal: Natural Science. – 2017. – Vol. 1. – pp. 258-272.

63. Faure M. Early Paleozoic or Early-Middle Triassic collision between the South China and Indochina Blocks: The controversy resolved? Structural insights from the Kon Tum massif (Central Vietnam) / M. Faure, V.V. Nguyen, L.T.T. Hoai, C. Lepvrier // Journal of Asian Earth Sciences. – 2018. – Vol. 166. – pp. 162 – 180.

64. Frost B.R. A Geochemical Classification for Granitic Rocks / B.R. Frost, C.G. Barnes, W.J. Collins, R.J. Arculus, D.J. Ellis and C.D. Frost // J. Petrol. – 2001. – Vol. 42. – pp. 2033–2048.

65. Gerald E.R. A review of skarns in the Canadian Cordillera. British Columbia Ministry of Energy and Mines / E. R. Gerald. – British Columbia Geological Survey Open File. – 2013. – 50p.

66. Hasnulhadi A.C.K. Accoustic and optical televiwer borehole logging / A.C.K. Hasnulhadi, N.N. I. Marzukee, I. Zaidi, A.K.N. Wahida, I. Azmi and A/J. Saiful. – Seminar R&D Nuklear Malaysia 2016, Agensi Nuklear Malaysia, 8-10 November 2016. – pp. 7.

67. Hauck S.A. Petrogenesis and tectonic setting of middle Proterozoic iron-oxide-rich deposit: an ore deposit model for Olympic Dam-type mineralization, / S.A Hauck. // US Geological Survey Bulletin 1932. – 1990. – pp. 4-39.

68. Hitzman M.W. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits / M.W. Hitzman, N. Oreskes, and M.T. Einaudi // Precambrian Research. – 1992. – Vol. 58 (1-4). – pp. 241-287.

69. Irvine, T.N. A guide chemical classification of the common volcanic rock / T.N. Irvine and W.R.A. Baragar // Canada, J. Earth Sci. – 1971. – Vol. 8. – pp. 523–548.

70. Ishihara, S. Paired sulfur isotopic belts: Late Cretaceous-Paleogene ore deposits of Southwest Japan / S. Ishihara and A. Sasaki // Bull. Geol. Surv. Japan. – 2002. – Vol. 53(5/6). – pp. 461-477.

71. Ishihara, S. Sulfur isotopic ratios of the magnetite series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith – a reconnaissance study / S. Ishihara and A. Sasaki // Geology. – 1989. – Vol. 17. – pp. 788-791.

72. Kamvong, T. The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies. J. / T. Kamvong and K. Zaw // Asian Earth Sci. – 2009. – Vol. 34. – pp. 624–633.

73. Lan C.-Y. Mertzman, Jason Jiun-San Shen. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints from the Kontum massif, central Vietnam on the crustal evolution of the Indochina block / C.-Y. Lan, S.-L. Chung, T.V. Long, C.-H. Lo, T.-Y. Lee, S.A. Mertzman, J. J.-S. Shen // *Precambrian Research*. – 2003. – Vol. 1227. – pp. 27.

74. Le M.R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, subcommission on the systematic of igneous rock / M.R.W. Le. – Oxford: Blackwell. – 1989. – 193 p.

75. Maher K.C. Experimental evaluation of the fluid-mineral fractionation of Cu isotopes at 250°C and 300°C / Maher K.C, Jackson S., and Mountain B. // *Chemical Geology*. – 2011. – Vol. 286. - pp. 229-239.

76. Maher K.C. Variation in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Corocohuayco and Tintaya, Peru / K.C. Maher and P.B. Larson // *Economic Geology*. – 2007. – Vol. 102. – pp. 225-237.

77. Maniar P.D. Tectonic discrimination of granitoids / P.D. Maniar, P.M. Piccoli // *Geological Society of America Bulletin*. – 1989. – Vol. 101 (5). – pp. 635–643.

78. Metcalfe I. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys / I. Metcalfe // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2013. – Vol. 66. – pp. 1-33.

79. Metcalfe I. Tectonic evolution of Sundaland / I. Metcalfe // *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*. – 2017. – Vol. 63. – pp. 27-60.

80. Nakano N. Geologic and metamorphic evolution of the 130 basement complexes in the Kontum Massif, central Vietnam / N. Nakano, Y. Osanai, M. Owada, N.T. Ngoc, T. Toyoshima, P. Binh, T. Tsunogae, H. Kagami // *Gondwana Research*. – 2007. – Vol. 12. – pp. 438-453.

81. Niem V. N. Geochemical - geology characteristics implicating original sources and copper - deposit type in Kon Ra ore – field / V.N. Niem, T.N. Dung, T. Duan, T.M. Tu, D.D. Nguyen, C.D. Hieu, H.B. Viet, H.P. Thanh // *Journal of Mining and Earth Sciences*. – 2021. – Vol. 62. – pp. 12 – 28.

82. Osanai Y. Ultrahigh-Temperature Pelitic Granulites from Kontum Massif, Central Vietnam: Evidence for East Asian Juxtaposition at ca. 250 Ma / Y. Osanai, M. Owada, T. Tsunogae, T. Toyoshima, T. Hokada, T.V. Long, K. Sajeev, N. Nakano // *Gondwana Research*. – 2001. – Vol. 4. – pp. 720-723.

83. Pearce J.A. Trace element discrimination diagrams of for the tectonic interpretation of granitic rocks / J. A. Pearce, N.B.W. Harris, A.G. Tindle // *Journal of Petrology*. – 1984. – Vol. 25. – pp. 956-983.
84. Prendergast K. Genesis of pyrite-Au-As-Zn-Bi-Te zones associated with Cu-Au skarns: evidence from the Big Gossan and Wanagon gold deposits, Ertzberg District, Papua, Indonesia / K. Prendergast, G. W. Clarke, N. J. Pearson and K. Harris // *Econ. Geol.* – 2005. – Vol. 100. – pp. 1021–1050.
85. Ripley E.M. Chemical and mineralogical heterogeneity in the basal zone of the Partridge River Intrusion: Implications for the origin of Cu–Ni sulfit mineralization in the Duluth Complex, midcontinent rift system / E.M. Ripley, N.I. Taib, C. Li and C.H. Moore // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2007. – Vol. 154. – pp. 35-54.
86. Ripley E.M. Oxygen isotope studies of the Voisey’s Bay Ni–Cu–Co deposit, Labrador, Canada / E.M. Ripley, Y.R. Park, C. Li and A.J. Naldrett // *Economic Geology*. – 2000. – Vol. 95. – pp. 831-844.
87. Ripley E.M. Paragneiss assimilation in the genesis of magmatic Ni–Cu–Co sulfit mineralization at Voisey’s Bay, Labrador: $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, and Se/S evidence / E.M. Ripley, C. Li and D. Shin // *Economic Geology*. – 2002. – Vol. 97. – pp. 1307-1318.
88. Ripley E.M. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu–Ni-(PGE) deposits / E.M. Ripley and C. Li // *Economic Geology*. – 2003. – Vol. 98. – pp. 635-641.
89. Rollinson H.R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, London / H.R. Rollinson // Longman Scientific & Technical. – 1993. – 261 p.
90. Shimazaki H. Sulfur isotope ratios of some Japanese skarn deposit / H. Shimazaki, and M. Yamamoto // *Geochemical Journal*. – 1979. – Vol. 13. – pp. 261-268.
91. Soloviev S.G. Geology, mineralization, stable isotope, and fluid inclusion characteristics of the Vostok-2 reduced W-Cu skarn and Au-W-Bi-Asstockwork deposit, Sikhote-Alin, Russia / S.G. Soloviev, S.G. Kryazhev, S. S. Dvurechenskaya // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – Vol. 86. – pp. 338–365.
92. Soloviev S.G. Geology mineralization, and fluid inclusion study of the Kuru-TegerekAuCu-Mo skarn deposit in the Middle Tien Shan, Kyrgyzstan / S.G. Soloviev, S. Kryazhev, S. S. Dvurechenskaya // *Miner Deposita*. – 2018. – Vol. 53. – pp. 195–223.
93. Soloviev S.G. Geology, mineralization, fluid inclusion, and stable isotope

characteristics of the Sinyukhinskoe Cu-Au skarn deposit, Russian Altai, SW Siberia / S.G. Soloviev, S.G. Kryazhev, S.S. Dvurechenskaya, V.I. Uyutov // *Ore Geology Reviews*. – 2019. – Vol. 112. – 28 p.

94. Soloviev S.G. Iron oxide ($\pm$ copper, gold) and associated deposits of the Altai Sayan orogenic system, South-western Siberia, Russia. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective - Advances in the Understanding of IOCG Deposits* / S.G. Soloviev // Adelaide PGC Publishing. – 2010. – pp. 515–534.

95. Song X.Y. Structural, lithological, and geochemical constraints on the dynamic magma plumbing system of the Jinchuan Ni–Cu sulfite deposit, NW China / X.Y. Song, L.V. Danyushevsky, R.R. Keays, et al. // *Mineralium Deposita*, 2011. – Vol. 46. – pp. 1-21.

96. Taylor B. E. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In Kyser, T. K. (ed.) *Stable isotope geochemistry of low temperature fluids* / B.E. Taylor // *Mineral. Assoc. Can. Short Course*. – 1987. – Vol. 13. – pp. 337–445.

97. Thanh H.T. The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications / H.T. Thanh, K. Zaw, J.A. Halpin, T. Manaka, S. Meffre, C.-K. Lai, Y. Lee, H.V. Le, S. Dinh // *Gondwana Research*. – 2014. – Vol. 26. – pp. 144-164.

98. Tran N.N. First SHRIMP U–Pb zircon dating of granulites from the Kontum massif (Vietnam) and tectonothermal implications / Tran N.N., Yuji S., Kentaro T., Mitsuhiro T., Phan V.Q., Le T.D. // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2001. – Vol. 19. – pp. 77–84.

99. Trong H.T. Permo-Triassic intermediate–felsic magmatism of the Truong Son belt, eastern margin of Indochina / H.T. Trong, T.T. Anh, N.T. Phuong, P.T. Dung, T.V. Anh, A.E. Izokh, A.S. Borisenko, C. Y. Lan, S. L. Chung, C. H. Lo // *Comptes Rendus Geoscience*. – 2008. – Vol. 340. – pp. 112-126.

100. Tuttle O. F. Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ / O.F. Tuttle & N.L. Bowen // *Geological Society of America*. – 1958. – Vol. 74.

101. Usuki, T. Identification of Ordovician medium pressure metamorphism in central Vietnam: evidence from SHRIMP U-Pb zircon age / T. Usuki, C.Y. Lan, T.F. Yui, Y. Iizuka, V.T. Vu, T.A. Tran, K. Okamoto, J.L. Wooden, J.G. Liou, // . – 2009. – Vol.13. – pp. 245-256.

102. Wilson M. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. xx + 466 p. London:

Unwin Hyman / M. Wilson // Geological Magazine. – 1989. – Vol. 126. – 445 p.

103. Xie G. Distal Au Deposits Associated with Cu-Au Skarn Mineralization in the Fengshan Area, Eastern China / G. Xie; J. Mao; J.P. Richards; Y. Han; B. Fu // Economic Geology. – 2019. Vol. 114(1). – pp. 127-142.

104. Zhao Y. Geology, mineralogy, geochemistry, and zonation of the Bajiazi dolostone-hosted Zn–Pb–Ag skarn deposit, Liaoning Province, China / Y. Zhao, Y. Dong, D. Lia, and C. Bi // Ore Geology Reviews. – 2003. – Vol. 23. – pp.153-182.

Сетевая литература

105. Данные о спутниковой местности: https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi