



ФГБУ «ВИМС»

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИНТЕРНЕТ-МАТЕРИАЛЫ

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ДР. ТЕХНОЛОГИИ,
МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ И ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**
(преимущественно «скрытого» типа)

№ 17

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:

	стр.
I. ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ АНАЛИЗА ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТ, МУЛЬТИФРАКТАЛЬНОЙ МОДЕЛИ И МОДЕЛИ СИНГУЛЯРНОСТИ <i>(район Хунъяхо, провинция Цинхай, Китай)</i>	6
1. Введение.....	6
2. Геологическая характеристика исследуемой территории.....	7
3. Материалы и методы анализа.....	9
3.1. Анализ главных компонент (РСА) композиционных данных.....	9
3.2. Мультифрактальный анализ.....	11
3.3. Локальные особенности.....	11
4. Результаты и обсуждение.....	13
4.1. Статистические характеристики геохимических данных.....	13
4.2. Метод главных компонент.....	16
4.3. Многофрактальная экстракция геохимических аномалий.....	18
4.4. Определение и проверка целевых зон разведки.....	20
4.4.1. Определение целевых зон поиска.....	20
4.4.2. Проверка аномалий.....	22
5. Выводы.....	23
II. ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ М-НИЙ МЕДИ, ЗОЛОТА И ПОЛИМЕТАЛЛОВ <i>(район Дуобаошань, провинция Хэйлуцзян, Китай)</i>	25
1. Введение.....	25
2. Металлогенический фон исследуемой территории.....	26
3. Методы прогнозирования.....	27
3.1. Кластерный анализ R-типа.....	28
3.2. Анализ фазовой поляризации.....	29
3.3. Высокоточный магнитный метод.....	30
3.4. Типичная модель месторождений.....	32
3.5. Поисковая Модель.....	33
3.6. Прогноз перспективных участков минерализации.....	34
4. Обсуждение.....	38
5. Выводы.....	39
III. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ СУРЬМЫ МЕТОДОМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БЛОКОВ <i>(провинции Южного Китая)</i>	41
1. Введение.....	41
2. Обзор месторождений сурьмы на Юге Китая.....	42
3. Методы и материалы.....	43
3.1. Сбор проб и лабораторный анализ.....	43
3.2. Геохимическая карта и геохимические блоки Sb.....	44
3.3. Потенциальный ресурс Sb, рассчитанный по теории геохимических блоков.....	45
4. Геохимические блоки и потенциальные ресурсы сурьмы на Юге Китая.....	46
4.1. Общее статистическое распределение сурьмы в Южном Китае...	46

4.2. Пространственная связь между геохимическими блоками Sb и м-ниями Sb.....	46
4.3. Геохимические блоки и потенциальные ресурсы сурьмы на Юге Китая.....	48
5. Обсуждение.....	54
5.1. Прогнозируемые ресурсы сурьмы при различных пороговых значениях.....	54
5.2. Ограничения и перспективы.....	55
6. Выводы.....	56
IV. СОВМЕСТНОЕ ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ АУДИОМАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ДВУХЧАСТОТНОЙ ИНДУЦИРОВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ПОИСКАХ Pb-Zn РУД И ЗОН ИЗМЕНЕНИЙ	
<i>(Внутренняя Монголия, Китай)</i>	57
1. Введение.....	57
2. Региональная геология.....	58
3. Геология рудного месторождения.....	59
4. Методология, сбор и анализ данных.....	60
4.1. Аудиомагнитотеллурический (АМТ) метод.....	61
4.2. Метод двухчастотной индуцированной поляризации.....	62
4.3. Сбор данных.....	63
4.4. Анализ данных.....	64
5. Инверсия.....	66
5.1. Данные АМТ.....	66
5.2. Данные DFIP.....	67
5.3. Данные совместной инверсии.....	67
5.4. Результаты инверсии.....	68
6. Обсуждение.....	71
7. Выводы.....	74
V. СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПРИ ГРП НА ПОРФИРОВЫЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ <i>(медно-золотое м-ние Шадан, блок Лут, Иран)</i>	
1. Введение.....	76
2. Геологические условия.....	77
2.1. Региональная геология.....	77
2.2. Геология месторождения.....	78
3. Гидротермально-метасоматические изменения и минерализация.....	80
4. Методы.....	81
5. Результаты.....	82
5.1. Морфология кварцевых жил.....	82
5.2. Ориентация и распределение разломов.....	82
5.3. Ориентация кварцевых жил, плотность и объем.....	83
5.4. Литогеохимия.....	84
6. Обсуждение.....	85
7. Выводы.....	87
VI. КАРТИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С МЕДНО-ПОРФИРОВЫМ	

ОРУДЕНЕНИЕМ С ПОМОЩЬЮ ДДЗ LANDSAT-8 И ASTER (Актогайское м-ние, Восточный Казахстан).....	88
1. Введение.....	88
2. Геологические условия исследуемого района.....	88
3. Материалы и методы.....	89
3.1. Характеристики ДДЗ.....	89
3.2. Метод композитного материала ложного цвета (FCC).....	91
3.3. Метод математического анализа соотношения полос (BR).....	92
3.4. Анализ главных компонент (PCA).....	94
3.5. Метод Кроста.....	94
3.6. Автоматическое извлечение линеаментов.....	95
4. Результаты.....	96
4.1. Картирование зон гидротермально-метасоматических изменений.....	96
4.2. Проверка результатов.....	103
5. Обсуждение.....	107
6. Выводы.....	108
VII. ПЛАТФОРМА TRANSFORMER–GCN FUSION ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	110
1. Введение.....	110
2. Геологические предпосылки и набор геохимических данных.....	111
3. Методы.....	113
3.1. Предварительная обработка данных.....	113
3.2. Трансформаторный модуль.....	117
3.3. Модуль GCN.....	122
3.4. Глобальное объединение.....	123
3.5. Целевая функция.....	124
4. Результаты и обсуждение.....	124
4.1. Подготовка к эксперименту.....	124
4.2. Сравнение методов увеличения объема данных.....	126
4.3. Влияние гиперпараметра α на эффективность классификации.....	127
4.4. Сравнительный эксперимент с использованием GCN и трансформера.....	128
4.5. Сравнительные эксперименты с использованием разных моделей.....	130
4.6. Эксперимент по визуализации.....	131
5. Выводы.....	133
VIII. ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ УРАН–ВАНАДИЕВЫХ М-НИЙ В ПЕСЧАНИКАХ (м-ние Бигрлий бассейн Нгалия, Австралия).....	135
1. Введение.....	135
2. Геологические условия.....	136
2.1. Бассейн Нгалия.....	136
2.2. Месторождение Бигрли.....	137
3. Материалы и методы.....	139
4. Результаты.....	140
4.1. Особенности вмещающего песчаника.....	140
4.2. Распределение U-V.....	141
4.3. Распределение U-V в керне и его связь с седиментологией.....	144

4.4. Минералогия и петрология.....	145
4.5. Геохимические характеристики.....	150
5. Обсуждение.....	154
5.1. Ограничения изотопов Rb на подвижность U и поведение открытой системы.....	154
5.2. Природа и сроки U-V минерализации.....	157
5.3. Последствия для моделей минерализации.....	159
5.4. Сравнение с U-V м-ниями плато Колорадо.....	162
6. Вывод.....	164
<i>ИСТОЧНИКИ</i>	165

I. ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ АНАЛИЗА ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТ, МУЛЬТИФРАКТАЛЬНОЙ МОДЕЛИ И МОДЕЛИ СИНГУЛЯРНОСТИ (*район Хунъяхо, провинция Цинхай, Китай*) [7].

1. Введение

Геохимические методы стали ключевым инструментом в разведке полезных ископаемых и широко используются для выявления различных рудных месторождений и оценки минеральных ресурсов, а их методология отличается высокой степенью зрелости. В сложных геологических условиях точное определение геохимических аномалий, характеризующихся как концентрацией, так и композиционной зональностью, наряду с предоставлением более научно обоснованных интерпретаций и оценок таких аномалий для поддержки ГРП, стало фундаментальным направлением в геохимических поисках. Проблема обработки данных и извлечения значимой информации стала основным направлением исследований.

Геохимические наборы данных представляют собой сложные, многомерные и композиционные структуры. Эффект замыкания, определяющий особенность таких данных, обычно возникает из-за внутренней зависимости между компонентами, при которой сумма переменных в рамках данного измерения должна приблизительно соответствовать фиксированной сумме по всему набору данных. Это ограничение постоянной суммы часто приводит к эффектам масштаба и ограничениям в процессах статистической интерпретации и визуализации. Смягчение этих аналитических ограничений, представляют методы преобразования логарифмических отношений — в частности, аддитивное преобразование логарифмических отношений (alr) и центрированное преобразование логарифмических отношений (clr) — направленные на сохранение присущей данным структуры и корреляционных характеристик. Также было разработано изометрическое логарифмическое преобразование (ilr), которое объединило три подхода к логарифмическому преобразованию в рамках евклидовой геометрии, тем самым расширив возможности описания взаимосвязей между переменными. Более того, метод преобразования ilr , основанный на теории функции распределения, позволил преобразовывать композиционные данные в многомерное нормальное распределение и тем самым сделать последующий статистический анализ и визуализацию более надёжными и последовательными.

Геохимические данные часто демонстрируют такие свойства, как самоподобие, дисперсия и присущая им неопределённость. Анализ крупномасштабных геохимических данных подтвердил, что большинство геохимических аномалий обычно демонстрируют фрактальные характеристики. Поскольку традиционные статистические методы предполагают, что геохимические переменные подчиняются нормальному или логарифмическому

распределению, были разработаны различные методы количественной оценки анизотропного поведения данных. Заметным достижением в этой области стало внедрение фрактальной модели "концентрация-площадь" (С-А), которая с тех пор использовалась в подходах для моделирования геохимических аномалий. Основываясь на этом, была предложена фрактальная модель области спектра (S-A), предлагая основу для применения нескольких пороговых значений для отличия аномальных сигналов от фоновых изменений в частотной области. Кроме того, анализ локальных сингулярностей стал широко используемым методом в распознавании геохимических закономерностей. Эта аналитическая стратегия учитывает как пространственную конфигурацию элементов, так и их направленную изменчивость, а также модели распределения частот и пространственное самоподобие, тем самым повышая эффективность обнаружения слабых аномалий, скрытых за сложным геохимическим фоном. Эмпирические данные свидетельствуют о том, что эта модель служит эффективным инструментом для декомпозиции сложных геохимических аномалий, а выделенные зоны привели к значительным результатам в области поисков и разведки ПИ.

Провинция Цинхай расположена в северо-восточной части Цинхай-Тибетского нагорья, имеет сложную геологическую структуру и богата ПИ. Рудный район Хуньяхо расположен в Цинбэй-Цилианьском орогенном поясе в районе гор Толай, где наблюдается высокая тектономагматическая активность и много рудных м-ний. Геологические исследования в этом районе проводились на ряде м-ний меди, железа, цинка, сурьмы, феррохрома, россыпного золота и других ПИ.

В данной работе используются результаты пробоотбора почвы в системе канав, преобразованные в логарифмическом соотношении ($\lg r$) с выделением комбинаций элементов в полиметаллических рудах меди с помощью метода объединения главных компонент и мультифрактальной модели (S-A).

2. Геологическая характеристика исследуемой территории.

Исследуемая территория расположена вдоль северо-восточной границы Цинхай-Тибетского нагорья. Она находится в пределах позднекаледонского орогенного пояса Цинь-Ци-Кунь, который структурно разделён на три отдельные тектонические зоны, простирающиеся с севера на юг: Северный Цилян, Центральный Цилян и Южный Цилян. Регион характеризуется широким распространением магматических пород, с которыми связаны эндогенные м-ния металлов. Считается, что внедрение магматических пород обеспечило тепловую энергию, флюиды и частично металлоносные материалы для

минерализации. Рудные м-ния контролируются зонам разломов, ориентированных на северо-запад (рис. 1).

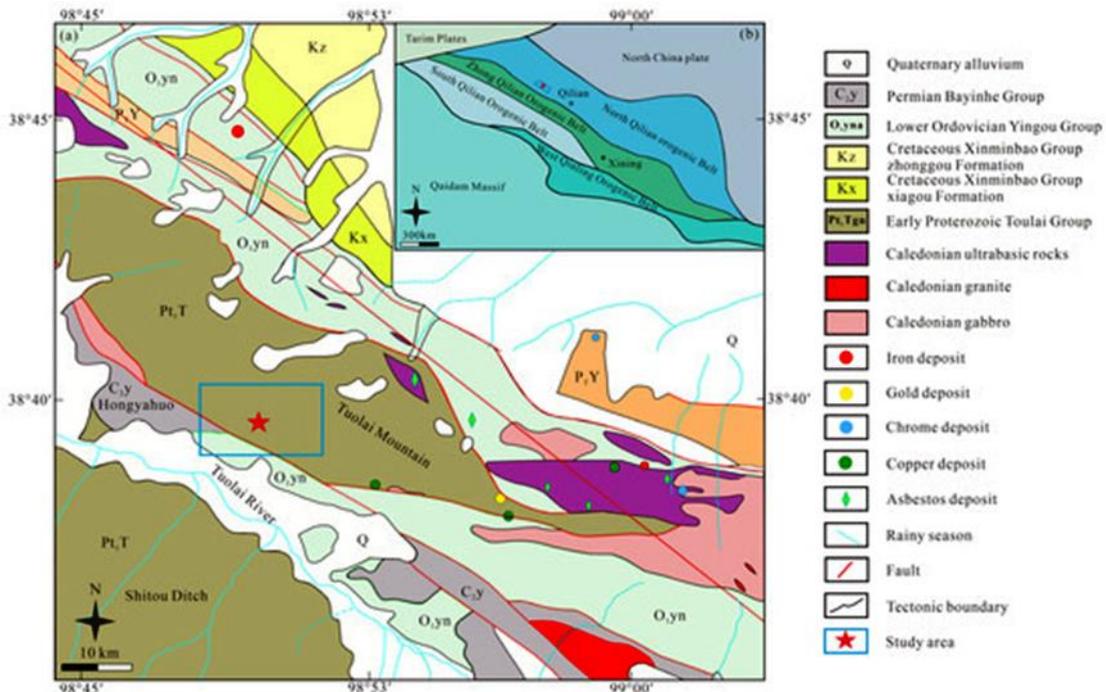


Рис. 1. Тектоническая схема (b) и геологическая карта (a) исследуемой территории.

В районе Хунъяхо обнажаются породы раннего протерозоя Туолайской группы (Pt_1T), нижнего ордовика Инской группы (O_{1yn}), среднего карбона (C_2) и четвертичного периода (Q) (рис. 2).

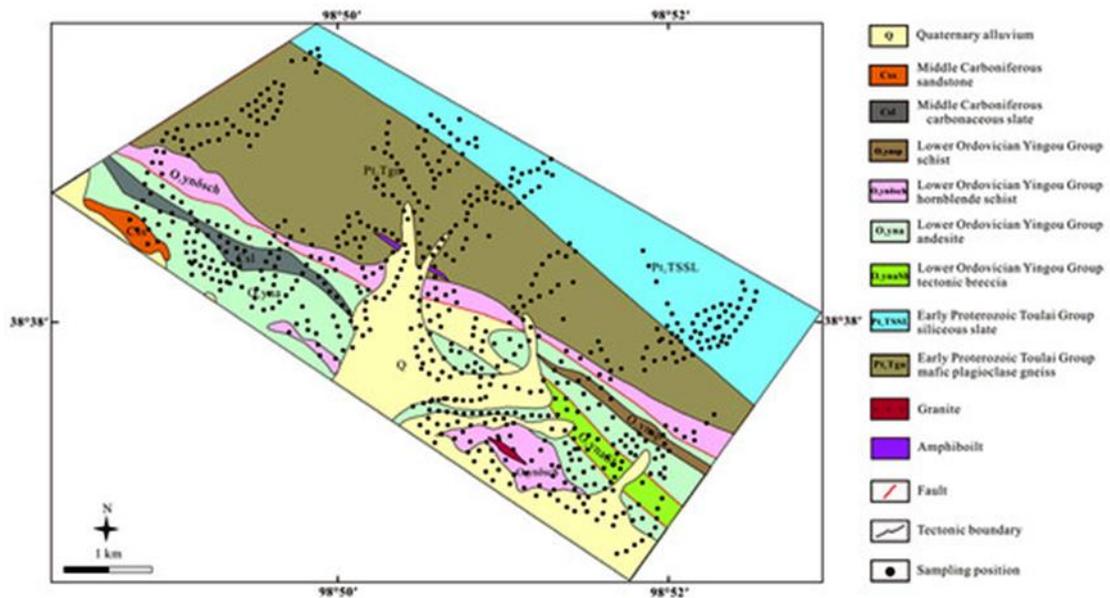


Рис. 2. Геологическая карта района исследования и точки отбора почвенных геохимических проб.

В этом районе были обнаружены геохимические аномалии, связанные с медью, железом, цинком, сурьмой и золотом, что подтверждает большой рудный потенциал района.

3. Материалы и методы анализа.

В ходе геохимического исследования почвы было собрано в общей сложности 641 почвенных образца. В качестве среды для отбора образцов использовались почвенные отложения на остаточных склонах, а материал отбирался непосредственно из горизонта С. Глубина отбора образцов обычно не превышала 30 см. В каждом выбранном месте отбора образцов в радиусе 3–5 м было собрано по три отдельных образца почвы, которые впоследствии были объединены в единый образец для анализа. Каждый объединённый образец весил не менее 1 кг. Для химического анализа почвы подготовили пробы весом 150–200 г., размером менее 60 меш. Был проведен количественный анализ девяти элементов: Au, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Zn, As и Sb. Концентрацию Au измеряли с помощью атомно-абсорбционной спектроскопии в графитовой печи, а As и Sb — с помощью атомно-флуоресцентной спектрометрии. Элементы Cu, Pb и Ni анализировали с помощью атомно-эмиссионной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, а Fe, Mn и Zn — с помощью атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. Показатели обнаружения всех анализируемых элементов варьировались от 98% до 100%, что соответствует установленным нормативным стандартам.

3.1. Анализ главных компонент (PCA) композиционных данных.

Композиционные данные, часто ассоциируемые с понятиями «ограничение постоянной суммы» или «эффект замыкания», относятся к количеству или пропорциям различных компонентов в едином целом или смеси. Эта категория данных включает в себя несколько частей, сумма которых равна фиксированному значению. Такие данные характеризуются высокой размерностью и дискретной структурой, передающей информацию, заключённую в комбинациях многомерных переменных. Это форма многомерных данных, в которой сумма всех положительных значений равна константе, обычно нормализованной до 1. Математическая формулировка композиционных данных представлена следующим образом:

$$SD = \left\{ x = (x_1, x_2, \dots, x_D)'; x_i > 0, \sum_{i=1}^D x_i = 1 \right\} \quad (1)$$

где x — композиционные векторные данные, а симплексное пространство выборки — это D-1-мерный набор RD.

Метод главных компонент объединяет несколько коррелирующих переменных в одну главную компоненту, тем самым уменьшая размерность путём преобразования исходных переменных на основе их ковариационной или корреляционной структуры. Эти компоненты отражают основные взаимосвязи между многомерными переменными. Геохимические наборы данных представляют собой композиционные данные, демонстрирующие эффект замыкания. Проблема замыкания может приводить к возникновению искусственных корреляций между

элементными переменными, что усложняет интерпретацию сложных ассоциаций, включающих одну и ту же переменную в разных компонентах. Прямой статистический анализ необработанных данных может приводить к ошибочным результатам. Учитывая, что композиционные данные имеют ограничение в виде постоянной суммы, при статистических вычислениях и графическом представлении часто возникают эффекты масштаба и ограничений. Композиционные переменные, как правило, создают ложные корреляции и их структура значительно сложнее, чем простое ограничение единицами измерения или переменными. Чтобы смягчить эффект замыкания, перед проведением многомерного статистического анализа необходимо применить соответствующее преобразование данных. В настоящее время используются три основных подхода к преобразованию: alr , clr и ilr . Все они в совокупности классифицируются как преобразования логарифмического отношения, поскольку каждый метод использует логарифмическое отношение переменных. При преобразовании alr в качестве знаменателя используется выбранная переменная, что позволяет получить относительно объективные результаты, хотя и не решает проблему замыкания полностью. В отличие от этого, преобразование clr использует среднее геометрическое в качестве общего знаменателя, тем самым сохраняя согласованность между переменными до и после преобразования. Однако из-за присущего ему ограничения ($y_1 + y_2 + y_3 + \dots + y_D = 0$) переменные, преобразованные с помощью clr , являются коллинеарными, и композиционная структура остаётся частично замкнутой.

$$\text{clr}(x) = \left\{ \ln \frac{x_1}{g(x)}, \ln \frac{x_2}{g(x)}, \dots, \ln \frac{x_D}{g(x)} \right\} \quad (2)$$

$g(x)$ определяется как среднее геометрическое выборок, где

$$g(x) = \sqrt[D]{\prod_{k=1}^D x_k} \quad (3)$$

Преобразование ilr эффективно решает проблему коллинеарности, присущую преобразованию clr , и точно представляет композиционные данные в евклидовом пространстве. Однако количество переменных после преобразования сокращается на одну по сравнению с исходным набором данных, что усложняет интерпретацию преобразованных переменных, в то время как преобразование clr сохраняет согласованность между переменными до и после преобразования. В ответ на это ограничение был предложен метод, использующий стандартный ортогональный базис для преобразования нагрузок и факторов, полученных в результате преобразования ilr , обратно в пространство clr с помощью соответствующего уравнения преобразования между двумя представлениями, что повышает интерпретируемость

результатов композиционных факторов. Когда преобразование clr применяется к геохимическим данным, оно предполагает преобразование из одномерного пространства в D -мерное пространство, где композиционный случайный вектор $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_D)^T$ определяется следующим образом:

$$\mathbf{y} = (y_1, \dots, y_D)^T = \left(\log \frac{x_1}{\sqrt[D]{\prod_{i=1}^D x_i}}, \dots, \log \frac{x_D}{\sqrt[D]{\prod_{i=1}^D x_i}} \right) \quad (4)$$

$$\mathbf{z} = \text{ilr}(\mathbf{x}) = (z_1, \dots, z_{D-1})^T, z_i = \sqrt{\frac{i}{i+1}} \ln \frac{\sqrt[i]{\prod_{j=1}^i x_j}}{x_{i+1}} \quad (5)$$

где $i = 1, 2, \dots, D-1$.

3.2. Мультифрактальный анализ.

Мультифрактальная модель S-A характеризует степенное распределение, определяющее частоту спектральной плотности. Эта модель построена на основе интеграции традиционных методов статистического распределения частот с пространственным корреляционным анализом для выделения аномальных фоновых сигналов. Она работает как система фрактальной фильтрации, позволяющая разделять многокомпонентные смеси на отдельные паттерны в соответствии с различными показателями анизотропной пропорции. Подход основан на степенных функциональных соотношениях, а общая форма модели представлена следующим образом:

$$A(\geq S) \propto S^{-\beta} \quad (6)$$

В уравнении (6) S обозначает спектральную плотность энергии в зависимости от вектора волнового числа, $A(\geq S)$ обозначает единичную площадь, превышающую заданный порог (S), а β представляет собой анизотропный мультифрактальный индекс. Показана фрактальная размерность, которую можно получить из двойно-логарифмического графика, а символ \propto обозначает пропорциональность. По мере увеличения значения S соответствующая площадь A уменьшается, и эта обратная зависимость преимущественно определяется фрактальной размерностью β .

3.3. Локальные особенности.

В качестве важного достижения в области анализа геохимических данных методы, основанные на сингулярностях, были применены как в рамках фрактального, так и в рамках мультифрактального моделирования и использовались для интерпретации аномальных физических механизмов в геохимических системах. Эти процессы обычно проявляются в виде аномальных паттернов выделения энергии или концентрации вещества в узких

пространственных и временных масштабах. Сингулярность считается неотъемлемым свойством таких сложных явлений и часто моделируется с помощью мультифрактальных распределений. Индексы локальных аномалий рассчитываются на основе геохимических карт разного масштаба для количественной оценки степени обогащения или истощения элементами на разных уровнях пространственного разрешения. В мультифрактальном контексте геохимические особенности могут быть количественно описаны с помощью следующего степенного выражения:

$$\mu_i(\varepsilon) \propto \varepsilon^i \quad (7)$$

где \propto означает «пропорциональный», $\mu_i(\varepsilon)$ представляет собой общее количество материала размером ε в i -й единице, а α_i называется индексом сингулярности i -й единицы. $\mu_i(\varepsilon)$ также можно выразить через плотность следующим образом:

$$\mu_i(\varepsilon) \propto \rho_i \varepsilon^d \quad (8)$$

где ρ_i обозначает плотность материала в i -й малой области размером ε , а d обозначает евклидово измерение. Согласно уравнениям (7) и (8), $\rho_i(\varepsilon)$ это можно выразить следующим образом:

$$\rho_i(\varepsilon) \propto \varepsilon^{\alpha_i - d} \quad (9)$$

Как следует из уравнения (9), когда $\alpha_i = d$ и ρ при сохранении постоянства минеральные элементы равномерно распределяются в пространстве. В случаях, когда $\alpha < d$, происходит локальное обогащение элементами с меньшими значениями α , соответствующими более выраженным эффектам локального обогащения. И наоборот, когда $\alpha > d$, подразумевается наличие локализованного элементного истощения. Соответственно, на основе степенной зависимости уравнение (7) формулируется как модель общего количества, тогда как уравнение (8) представляет модель плотности.

$$X = c \cdot \varepsilon^{a-E} \quad (10)$$

X обозначает концентрацию элемента, c — постоянное значение, a — точку сингулярности, ε — нормализованное расстояние, а E — евклидову размерность.

Для оценки индекса сингулярности a могут быть использованы оконные методы, использующие либо необработанные точечные геохимические данные, либо геохимические карты на основе сетки. Процедура обычно включает следующие этапы: (1) определяется серия раздвижных окон (или других геометрических фигур) различных размеров, обозначаемых как окно $A(r)$, где $r_{\min} = r_1 < r_2 < \dots < r_n = r_{\max}$. В каждом заданном месте на карте вычисляется средняя концентрация $C[A(r_i)]$ для каждого размера окна, где $C[A(r_i)]$ — это общая сумма значений концентрации в окне, делённая на количество значений в этом окне. (2) Построив график

$C[A(r_i)]$ ($i = 1, \dots, n$) в зависимости от r_i в логарифмическом масштабе, можно получить линейную зависимость следующим образом:

$$\log C[A(r_i)] = c + (2 - \alpha) \log(r) \quad (11)$$

Значение α оценивается на основе наклона установленной линии, и впоследствии та же процедура применяется ко всем другим позициям на геохимической карте с использованием уравнения (9). На геохимической карте большинство регионов характеризуются значениями сингулярности, приближающимися к 2, что предполагает нормальную картину распределения. Напротив, зоны, где $\alpha > 2$ или $\alpha < 2$ соответствуют элементному истощению и обогащению соответственно.

4. Результаты и обсуждение.

4.1. Статистические характеристики геохимических данных.

Для более полного понимания взаимосвязей между девятью элементами в пределах исследуемой территории был проведён статистический анализ характерных параметров концентраций элементов, полученных из исходного набора данных, логарифмически преобразованных данных и данных с преобразованием Илри (табл 1).

Табл. 1.

Статистика элементных параметров геохимических данных.

	Parameter	Au	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	Zn	As	Sb
Raw data	Maximum	52.9	603.1	9.42	1922	123.8	103.6	387.3	378.2	46.39
	Minimum	0.5	19.3	2.87	447	9.5	2.5	43.1	5.8	0.4
	Average value	2.3	43.4	4.6	876	39	19.9	89.3	31.4	2.01
	Lower quartile	1.2	33.8	4.175	786	34.6	17.6	78.4	16	1.01
	Median	1.8	38.8	4.467	855	37.4	19.3	85.4	21.8	1.29
	Upper quartile	2.5	46.7	4.932	936	41.2	21	94.8	32.9	1.92
	Coefficient	1.22	0.61	0.15	0.17	0.23	0.29	0.28	1.13	1.54
	Standard deviation	2.8	26.34	0.7	152.89	9.01	5.71	25.14	35.45	3.1
	Enrichment	1.64	1.81	1.35	1.46	1.5	0.87	1.31	3.14	2.51
	Kurtosis	181.21	319.68	4.42	6.71	27.64	93.88	52.22	35.93	87.15
Skewness	11.36	15.39	1.28	1.56	4.02	7.61	5.89	5.23	8.08	
Log-data	Standard deviation	0.26	0.13	0.06	0.07	0.08	0.09	0.09	0.27	0.27
	Kurtosis	2.33	10.41	1.35	2.42	10.92	24.07	11.93	2.3	4.83
	Skewness	0.66	1.78	0.5	0.4	1.02	0.13	2.2	1.17	1.76
ilr-data	Standard deviation	0.56	0.3	0.19	0.21	0.21	0.23	0.23	0.55	0.53
	Kurtosis	1.22	6.3	3.83	6.06	7.96	14.69	8.81	1.97	3.51
	Skewness	0.37	0.93	0.94	1.07	0.09	0.89	0.39	1	1.47

Также был проведён сравнительный анализ особенностей пространственного распределения этих элементов. Как показано в таблице 1, коэффициент вариации для сурьмы превышает 1.5, что указывает на высокую степень дисперсии и сильную способность к дифференциации. Коэффициенты вариации для Au и As превышают 1,0, что свидетельствует о значительной миграции и дисперсии. Формирование и локализация рудных м-ний определяются взаимодействием между распределением геохимических элементов и эволюцией

геологической среды. Аналитические результаты показывают, что коэффициенты обогащения As, Sb, Cu, Au, Ni, Fe, Mn и Zn превышают 1, при этом коэффициенты обогащения As, Sb, Cu и Au превышают 1,5, что указывает на крайне неравномерное пространственное распределение и выраженные закономерности обогащения.

Для дальнейшего исследования были выбраны элементы Cu, Au, As и Sb с неравномерным распределением, высоким коэффициентом вариации и высоким коэффициентом обогащения. Гистограммы, представленные на рисунке 3а и рисунке 4а, показывают, что исходные значения этих элементов характеризуются повышенной асимметрией и эксцессом, что указывает на явные отклонения от нормального распределения. Соответственно, графики квантиль-квантиль (Q-Q) демонстрируют существенные отклонения от линейности из-за экстремальных значений (рис. 5а и рис. 6а). После логарифмического преобразования (рис. 3б и рис. 4б) и преобразования *ilr* (рис. 3с и рис. 4с) распределения Cu, Au, As и Sb демонстрируют улучшенную симметрию и меньшую вариативность пространственного распределения, что уменьшает влияние выбросов и способствует более точному приближению к симметричной структуре. Следовательно, преобразование *ilr* эффективно снижает структурную неоднородность и минимизирует эффект замыкания в композиционных данных, тем самым повышая статистическую нормальность. Графики Q-Q для логарифмически и *ilr*-преобразованных наборов данных для Cu, Au, As и Sb (рис. 5б,с и рис. 6б,с) указывают на наличие нескольких популяций в отдельных наборах данных, что отражает влияние различных геологических процессов или событий, а также перекрытие ассоциаций из нескольких элементов.

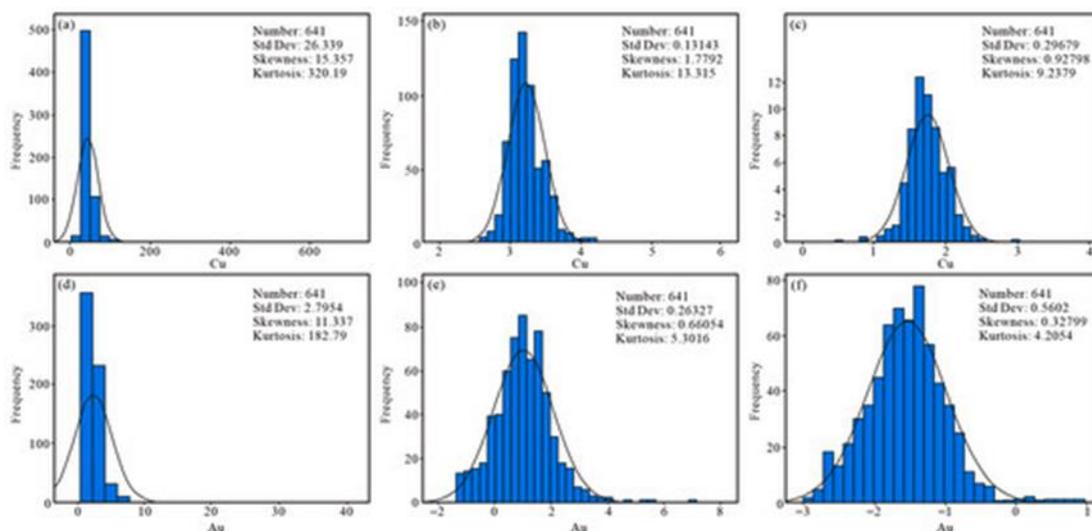


Рис. 3. Гистограммы необработанных данных по Cu (а–с) и Au (d–f), логарифм и преобразование данных *ilr*.

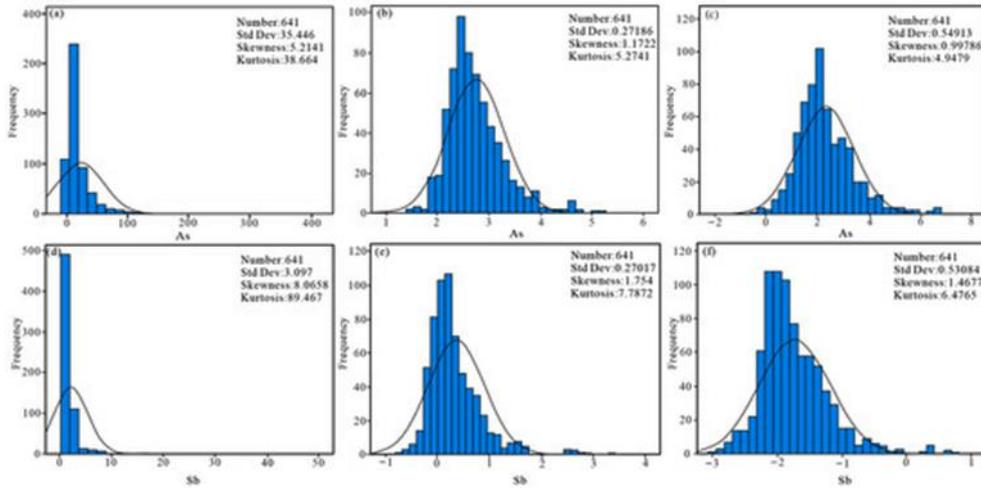


Рис. 4. Гистограммы исходных данных по As и Sb (а-с), логарифм (d-f) и преобразование данных (с).

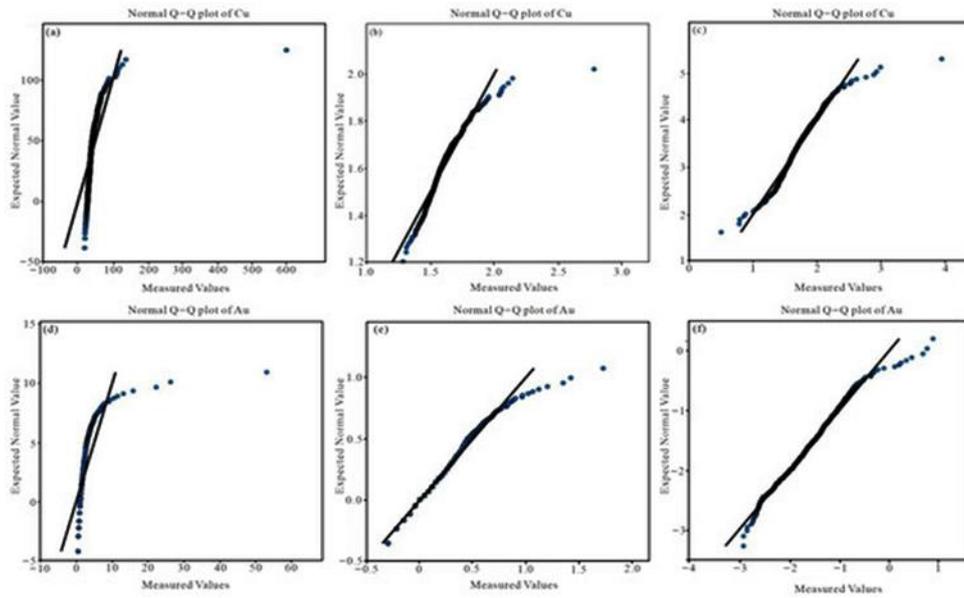


Рис. 5. Q-Q-диаграммы Cu (а-с) и Au (d-f) с исходными данными, логарифмическими данными и данными \ln .

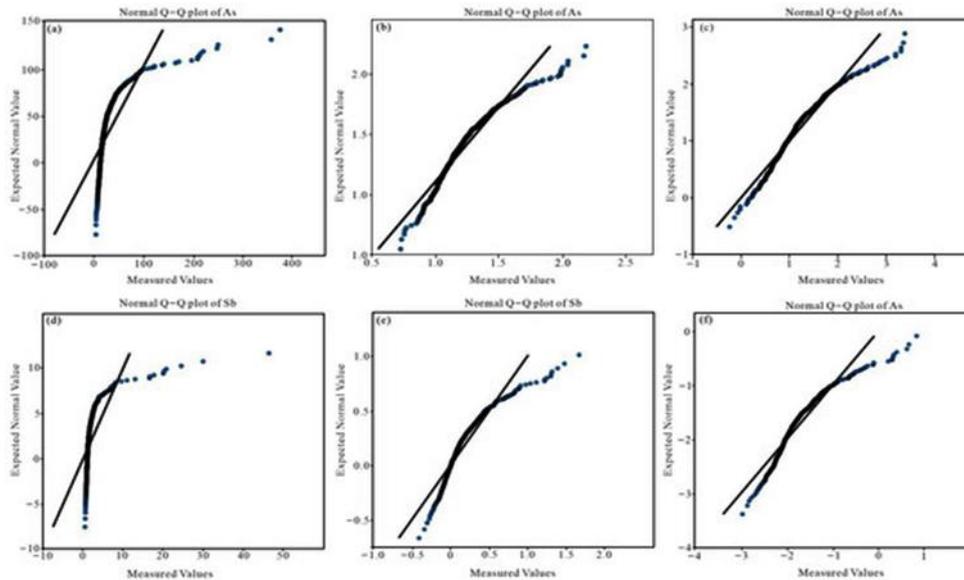


Рис. 6. Гистограммы необработанных данных As (а-с) и Sb (d-f), логарифм и преобразование данных \ln .

4.2. Метод главных компонент.

Чтобы повысить ясность того, как закрытие данных влияет на многомерный анализ, PCA был применен к трем типам данных, чтобы выделить наиболее репрезентативные компоненты из геохимических элементов, тем самым помогая охарактеризовать геохимическое поведение в различных геологических условиях на исследуемой территории. Графики вклада основного компонента в дисперсию (рис. 7) и графики PCA (рис. 8) были сгенерированы для исходных, логарифмических и ilr-преобразованных наборов данных.

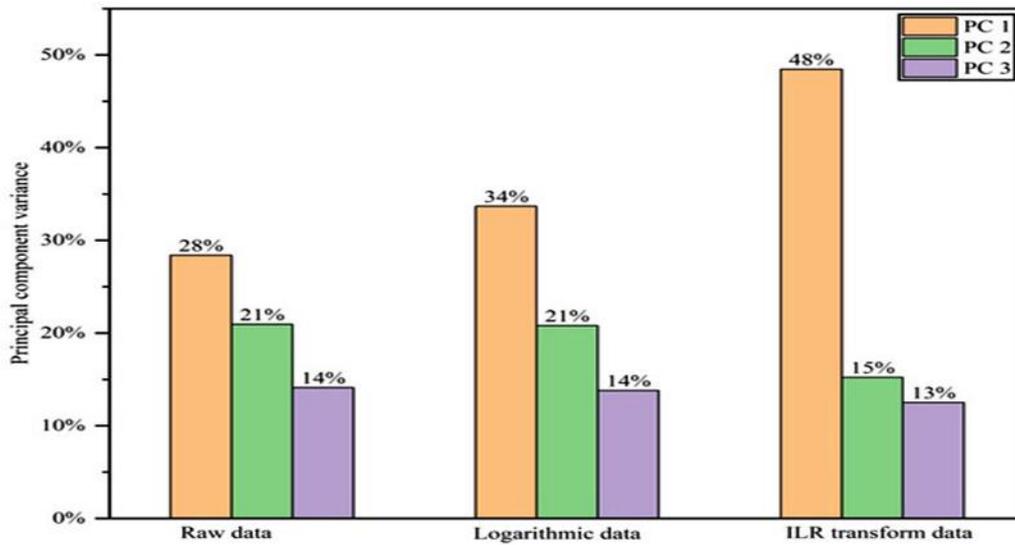


Рис. 7. Совокупный вклад дисперсии PCA в три типа данных.

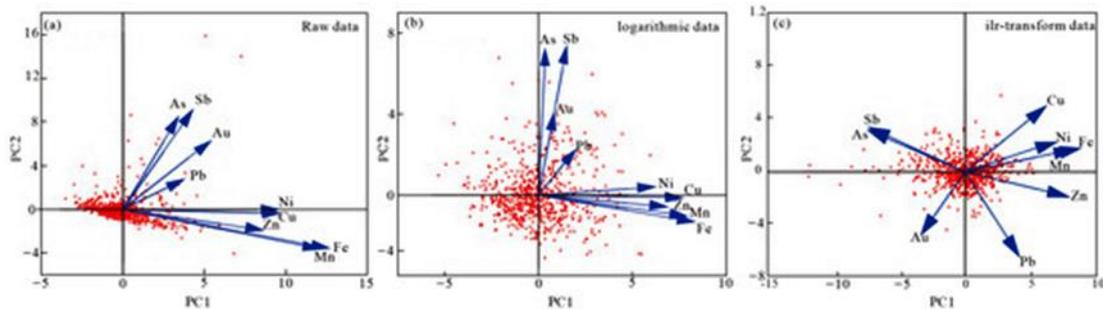


Рис. 8. Графики PCA для необработанных данных (а), логарифмических данных (б) и данных ilr (с).

Как показано на рисунке 7, совокупный вклад PC1, PC2 и PC3 в общую дисперсию составил 63%, 69% и 76% в исходных наборах данных, логарифмических наборах данных и наборах данных ilr. Примечательно, что только PC1 объяснял 28%, 34% и 48% общей дисперсии в исходных, логарифмических и преобразованных по методу Илрича данных соответственно. Нетрудно заметить, что после преобразования данных по методу Илрича значение дисперсии намного больше, чем значения дисперсии в первых двух типах данных, а PC1 больше, чем PC2 и PC3. Это указывает на то, что данные были преобразованы, что позволило устранить влияние выбросов и лучше интерпретировать пространственно-временную неоднородность элементов.

Таким образом, основной компонент PC1 содержит наиболее полную информацию и является более репрезентативным. Более того, картина PC1 > PC2 > PC3 была сохранена, причем вклад PC1 был намного выше, чем вклад PC3, что позволяет предположить, что преобразование *ilr* эффективно минимизировало влияние выбросов и более точно отражало пространственную и временную неоднородность распределения элементов.

Точечные диаграммы, представленные на рисунке 8, показывают, что результаты PC1, полученные на основе исходного набора данных (рис. 8a) и набора данных с логарифмическим преобразованием (рис. 8b), демонстрируют значительное сходство: все девять элементов имеют положительную нагрузку на PC1 и распределены по первому и четвёртому квадрантам.

Большинство точек выборки расположены вблизи начала координат, что можно объяснить эффектом замыкания, присущим композиционным данным. В обоих наборах данных наблюдаются слабые межэлементные корреляции, что затрудняет выявление чётких взаимосвязей между группами элементов. По сравнению с исходными данными, точки выборки в логарифмическом наборе данных выглядят более разбросанными, и наблюдается положительная корреляция между Au и Sb. Однако общие различия в корреляции между элементами остаются минимальными, что ограничивает видимость отдельных ассоциаций элементов. Аналогичным образом, результаты PC2 в обоих наборах данных практически идентичны. В отличие от этого, конфигурация PC1, полученная из данных с преобразованием *ilr* (рис. 8c) заметно расходится с предыдущими двумя рисунками, где элементы распределены по всем четырём квадрантам, что указывает на более эффективное разрешение эффекта замыкания. Это преобразование более точно отражает пространственную структуру и геохимические характеристики рудообразующих элементов. Примечательно, что выделяются две отдельные ассоциации элементов: PC1 определяется положительными значениями Cu, Fe, Mn, Ni, Pb и Zn, представляющими собой средне- и высокотемпературную гидротермальную ассоциацию, которая может отражать полиметаллическую минерализацию Cu-Pb-Zn, связанную с магматическим вторжением и структурными разломами. Эта ассоциация элементов тесно связана с той, что наблюдается в соседней зоне добычи в отрицательной впадине, где известное м-ние содержит элементы Cu-Pb-Zn. И наоборот, отрицательные значения относятся к Au, As и Sb, что указывает на низкотемпературные гидротермальные процессы, связанные с золото-сурьмяной минерализацией, которая обычно ассоциируется со структурно контролируемые трещинами и магматическими гидротермальными системами.

Основываясь на вкладе дисперсии, собственных значениях и характеристиках точечной диаграммы, полученных для трёх типов наборов данных, можно сделать вывод, что PC1, полученный с помощью *ilr*-преобразования, даёт более точное представление о благоприятных

ассоциациях рудообразующих элементов в пределах исследуемой территории. С помощью PC1, полученного из данных, преобразованных с помощью *ilr*-преобразования, была построена карта распределения баллов по главным компонентам (рис. 9).

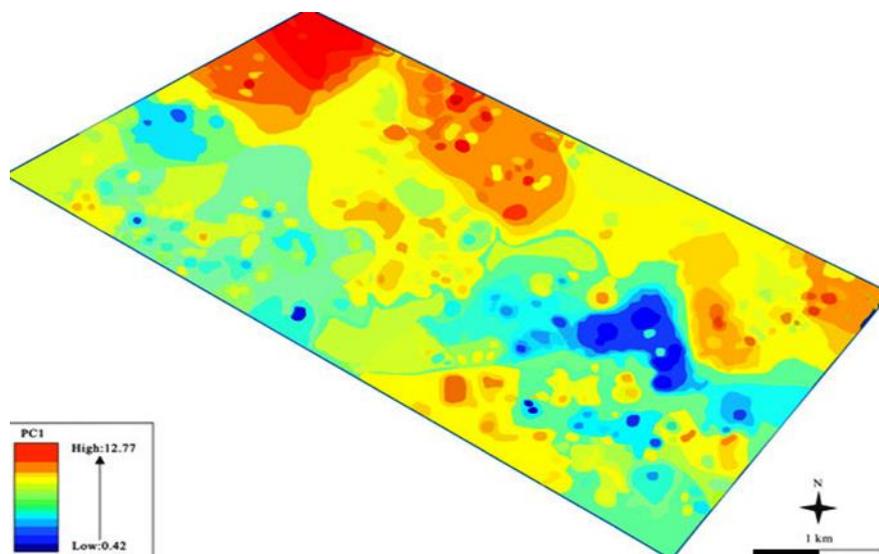


Рис. 9. График оценки PC1 для данных преобразования *ilr*.

На этой карте видно, что высокие баллы по PC1 преимущественно сосредоточены в северной и восточной частях исследуемой территории, и пространственная структура этих аномалий заметно отличается от той, что наблюдается в двух других типах данных. Низкие значения PC1 в первую очередь связаны со стратами нижнеордовикской группы Ингоу, которые указывают на зоны структурных разломов и среднекислые интрузивные породы, что подразумевает возможное наличие вулканической эксгалационной осадочной системы минерализации. Следовательно, PC1 отражает совокупный результат множества геологических процессов. Под влиянием региональной металлогенической структуры в районе Хуньяхо PC1 отражает характеристики пространственного распределения рудообразующих элементов.

4.3. Многофрактальная экстракция геохимических аномалий.

Тектонико-магматическая активность в исследуемом районе проявляется часто, и на региональные геохимические характеристики в разное время влияют геологические тектонические движения, что затрудняет различение аномальных и фоновых характеристик поля. В то же время из-за влияния поверхностной геологии многие аномалии, вызванные минералами, проявляются очень медленно или даже незаметны. Многофрактальная экстракция геохимических аномалий с помощью S-A позволяет эффективно отделять слабые аномалии от сложных геохимических полей. После преобразования *ilr* к данным о главных компонентах PC1 была применена интерполяция с обратным взвешиванием по расстоянию, которая впоследствии была преобразована в частотную область при создании набора данных в виде

сетки. Затем с помощью преобразования Фурье данные из частотной области были преобразованы обратно в пространственную область, что позволило получить двойной логарифмический (по основанию 10) график значений спектральной плотности S , превышающих заданный порог (рис. 10).

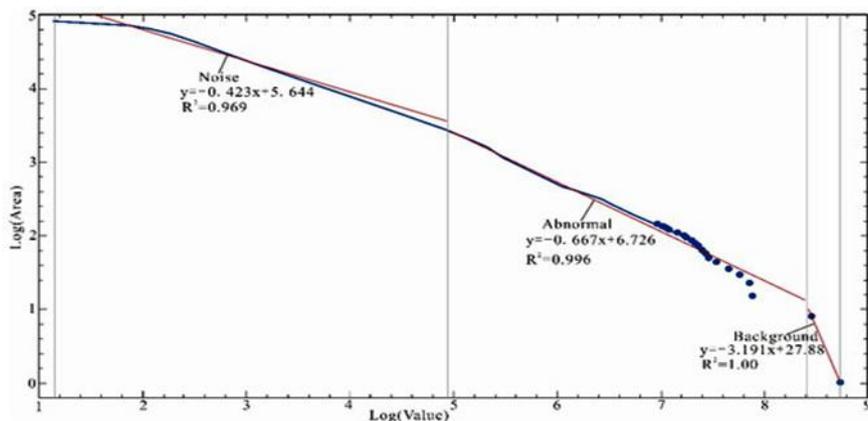


Рис. 10. Двойной логарифмический график спектральной плотности S-A для PC1, с помощью данных ilr .

С помощью метода наименьших квадратов были определены три линейных сегмента, разделённых двумя точками перегиба. Эти сегменты характеризуют пространственное самоподобие и фрактальное поведение элементных распределений. Как показано на рисунке 11, первое уравнение регрессии $y = -0,423x + 5,644$ ($R^2 = 0,969$) соответствует шуму; второе, $y = -0,667x + 6,726$ ($R^2 = 0,996$), представляет собой геохимические аномалии; а третье, $y = -3,191x + 27,88$ ($R^2 = 1,000$), отражает геохимический фон.

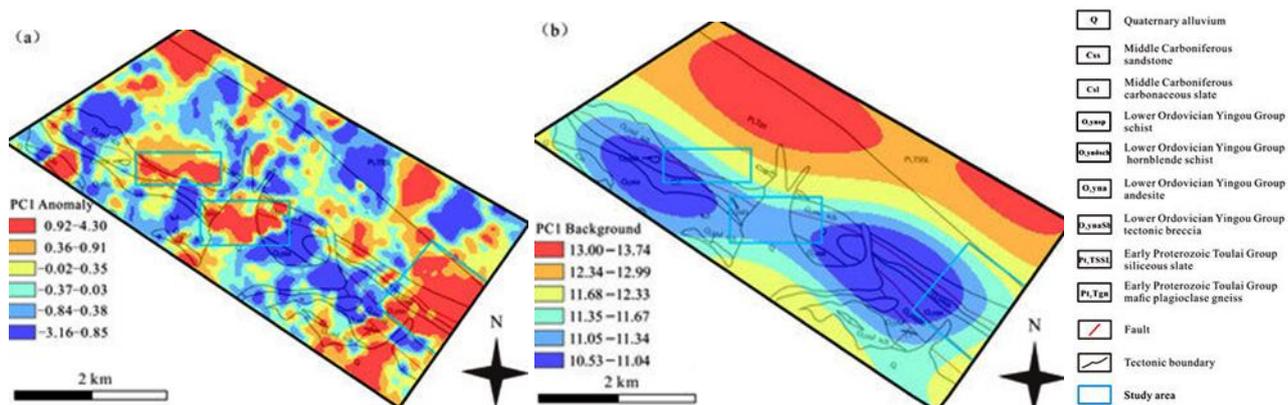


Рис. 11. Разложение S-A аномалии PC1 (a) и фона PC1 (b).

Пересечение этих линий даёт пороговые значения, определяющие три спектральных фильтра. В частности, значения пороговых значений между правым и средним сегментами и между средним и левым сегментами PC1 составляют 4,949 и 8,413 (\log_{10}) соответственно. Для PC1 значения $\log S \leq 4,949$ классифицируются как шум; значения в пределах $4,949 < \log S \leq 8,413$ соответствуют аномальным областям; а $\log S > 8,413$ указывают на фоновые сигналы. На основе

этих установленных пороговых значений сложная геохимическая структура была разделена на фон РС1 и аномалии путем применения обратного преобразования Фурье.

Как видно на диаграмме декомпозиции, распределение химических аномалий РС1 (рис. 11а) преимущественно сосредоточено в северном, центральном и юго-восточном секторах исследуемой территории. Эти регионы характеризуются системами метаморфических пород средней и высокой степени метаморфизма, которые пережили несколько орогенных эпизодов и демонстрируют признаки многофазной тектонической активности. Выделенные аномальные зоны пространственно совпадают с рудоносными пластами и структурно изменёнными поясами, что подтверждает эффективность модели при выявлении аномалий. В связи с прилегающими районами и ранее выявленным наличием медно-свинцово-цинковых руд в области отрицательной впадины рудоносный пласт связан с нижнеордовикской группой Ингоу, которая, как известно, содержит полиметаллическую минерализацию меди, свинца и цинка. Следовательно, ассоциация элементов РС1 интерпретируется как отражение полиметаллической минерализации меди, свинца и цинка, связанной с интрузивными процессами и структурами разломов в морских вулканогенно-осадочных средах.

На карте высокого фона РС1 (рис. 11б) области с повышенными и пониженными фоновыми значениями распределены вдоль двух зон, простирающихся с севера на юг. Повышенные фоновые значения в северной части преимущественно связаны с обнажениями палеопротерозойских пород группы Туолай. И наоборот, в южной части исследуемой территории более низкие фоновые значения простираются как на восток, так и на запад. Литологические единицы, соответствующие низким фоновым значениям, в основном состоят из андезита и среднекислых интрузивных пород, перемежающихся со сланцем и песчаником, в которых присутствуют хорошо развитые зоны разломов. Основываясь на этих пространственных и литологических закономерностях, можно сделать вывод, что палеопротерозойская группа Туолай характеризуется выраженным обогащением железом и никелем, что потенциально может служить источником металлов, способствующих образованию средне- и низкотемпературных рудообразующих элементов.

4.4. Определение и проверка целевых зон разведки.

4.4.1. Определение целевых зон поиска.

Исследуемая территория имеет топографическую конфигурацию, характеризующуюся более крутыми склонами на севере и более пологими склонами на юге. Известные в регионе месторождения демонстрируют сильную пространственную корреляцию с конкретными стратиграфическими единицами, среднекислыми интрузивными породами и структурными системами, простирающимися в северо-западном и юго-восточном направлениях. Карта

химических аномалий PC1 показывает выраженные аномалии, сосредоточенные в северном, центрально-западном и юго-восточном секторах исследуемой территории, с особенно интенсивными аномалиями в зонах пересечения разломов, простирающихся в северо-западном и северо-восточном направлениях. Эта пространственная закономерность подчёркивает важнейшую роль стратиграфических последовательностей и структурных пересечений в формировании полиметаллической минерализации. Благодаря комплексному анализу ассоциаций геохимических элементов, выявленных с помощью моделей PC1 и S-A, в сочетании с металлогеническими ограничениями, связанными с известными м-ниями, характеристиками рудоносных пластов и особенностями структурных зон разломов, в секторе Хуньяхо были выделены три перспективные целевые области для разведки (рис. 12).

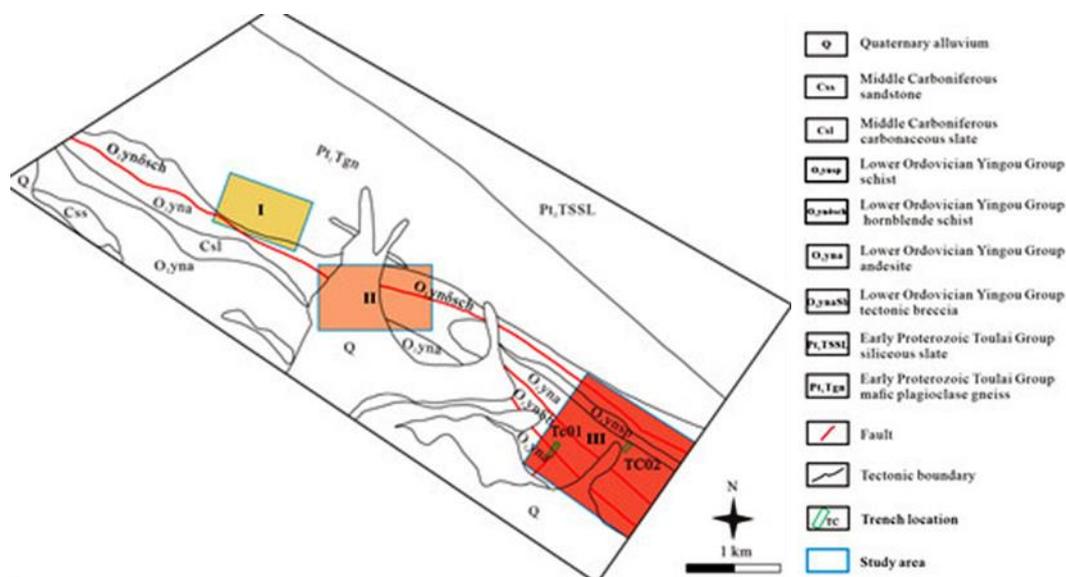


Рис. 12. Прогнозная поисковая цель, схема проверки аномалий в исследуемой области.

Эти объекты представляют собой высокопотенциальные зоны, где благоприятные литологические комплексы пересекаются с многоэтапными структурными наложениями, создавая оптимальные условия для обогащения металлами.

Целевая зона I: расположена в западной части исследуемой территории, занимает площадь 0,44 км². В этой целевой зоне обнажаются пласты раннепротерозойской группы Туолай. Аномалии имеют ленточную, эллиптическую и рассеянную форму, их длинные оси ориентированы по стратиграфическому простиранию и примерно параллельны зонам разломов. Литология включает в себя метаморфические породы средней и высокой степени метаморфизма, обогащённые высокотемпературными элементами, такими как железо и никель, в результате многостадийного орогенного наложения, отражающего полициклическую тектоническую активность.

Целевая зона II: расположена в центральной части исследуемой территории, занимает площадь 0,73 км². Выявленные пласты включают раннепротерозойскую группу Туолай, нижнеордовикскую формацию Ингоу и четвертичные отложения на остаточных склонах. Регион подвергся нескольким фазам орогенного наложения, в результате чего образовались крупномасштабные аномалии неправильной формы, длинные оси которых в целом совпадают с направлением падения пластов. Топография характеризуется более высокими отметками высот на севере и более низкими — на юге, что, вероятно, связано с речными отложениями и переносом в условиях супергенеза, которые способствуют миграции и осаждению металлоносных элементов в дренажных системах.

Целевая зона III: расположена в восточной части исследуемой территории, занимает площадь 0,792 км². Выявленные пласты относятся к нижнеордовикской формации Ингоу. Аномалии имеют неправильную или субэллиптическую форму с выраженной композиционной и концентрационной зональностью. Длинные оси аномалий совпадают с направлением стратиграфической залежи и приблизительно соответствуют ориентации зон разломов. В этом районе хорошо развиты интрузивные породы средней кислотности, а на пересечении разломов, простирающихся на северо-запад и северо-восток, наблюдается выраженная химическая аномалия PC1, указывающая на благоприятное металлогеническое пространство и пути минерализации.

4.4.2. Проверка аномалий.

На основании преобладающих условий минерализации и выявленных сочетаний геохимических элементов была проведена проверка аномалии в пределах прогнозируемой целевой зоны № III (рис. 12). Во время полевой разведки была обнаружена зона структурных изменений шириной около 10 см, простирающаяся в северо-западном направлении. Была пройдена траншея перпендикулярно ориентации этой зоны изменений, вдоль простириания горных пород (рис. 13).

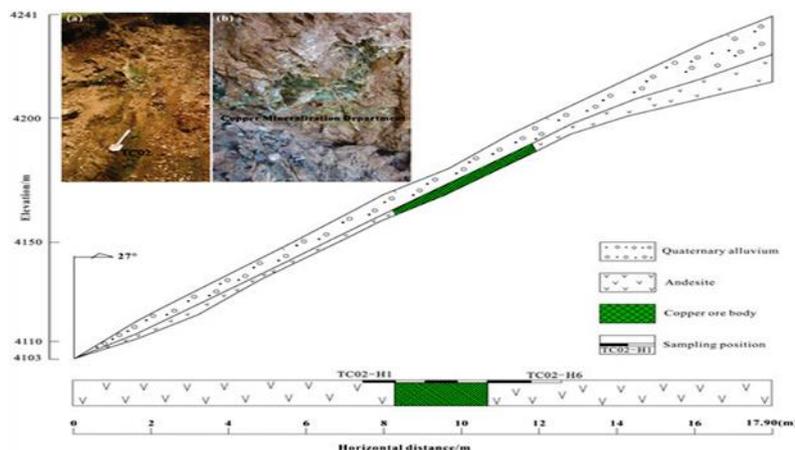


Рис. 13. Схема траншеи: а. фото траншеи; б. Фото медного проявления

В результате проведения вскрышных работ было обнаружено промышленное проявление медной руды со средним содержанием меди 1,74%. Аналитические результаты по собранным образцам приведены в таблице 2.

Табл. 2.

Результаты анализа образцов грунта в районе исследования.

Project Number	Sample Number	Sample Length/m	Analyze the Results
			Cu/%
TC1	TC1-H9	1	1.26
TC2	TC2-H2	1	1.63
	TC2-H3	1	2.30
	TC2-H4	1	1.30

М-ние расположено в андезитах и характеризуется заметной малахитовой минерализацией на поверхности, сопровождающейся рассеянным халькопиритом и локально встречающейся азуритовой минерализацией.

5. Выводы

1. Сравнительный анализ с использованием гистограмм и Q-Q-диаграмм был проведён для трёх типов данных (исходных, логарифмических и преобразованных методом *ilr*). Из них только набор данных, преобразованный методом *ilr*, успешно решил проблему замыкания, присущую исходным данным, и продемонстрировал симметричное распределение значений элементов. Этот результат позволяет предположить, что преобразование методом *ilr* обеспечивает более точное отображение пространственных структурных особенностей геохимических элементов.

2. К набору данных о составе были применены метод главных компонент для извлечения собственных значений и метод коэффициентов кумулятивной дисперсии для всех трёх типов данных. Двухплоскостное представление показало, что после преобразования методом главных компонент положительные нагрузки PC1 выявили ассоциацию Cu-Fe-Mn-Ni-Pb-Zn, указывающую на процессы гидротермальной минерализации при средней и высокой температуре. Этот компонент имел наибольшую дисперсию и собственное значение среди всех компонент, что свидетельствует о наложении нескольких геохимических процессов в системе полиметаллической минерализации. Эта ассоциация отражает комплексное проявление ключевых рудообразующих элементов в исследуемом районе.

3. Модель S-A была использована для дифференциации геохимических аномалий и фоновых значений в исследуемой области, что позволило создать карты аномалий PC1 и фоновых распределений. Пространственные закономерности выявленных аномалий хорошо

соответствовали региональным геологическим особенностям. Кроме того, модель сингулярности была использована для выявления незначительных аномалий, возникающих в результате сложных геологических процессов. Полученная карта распределения индекса сингулярности показала, что области, в которых совокупность элементов РС1 имеет индекс сингулярности $\alpha < 2$, связаны с относительно ограниченными зонами аномалий, что даёт ценную информацию для ГРР.

4. Опираясь на геологический контекст региона в сочетании с ассоциациями элементов РС1, полученными с помощью моделей S-A и сингулярности, были определены три целевые зоны для поисков. ГРР, проведённые в этих зонах, привели к обнаружению двух медных рудных тел в целевой зоне № III, содержание меди в которых достигает промышленных уровней. Таким образом, комплексное использование модели S-A и сингулярного анализа продемонстрировало свою эффективность в качестве методологической основы для выявления геохимических аномалий.

II. ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ М-НИЙ МЕДИ, ЗОЛОТА И ПОЛИМЕТАЛЛОВ (*район Дуобаошань, провинция Хэйлуцзян, Китай*) [4].

1. Введение.

Район Дуобаошань в провинции Хэйлуцзян является ключевой зоной медно-молибденово-золотого оруденения в Китае, где было обнаружено более 5,6 млн т меди, 160 000 т молибдена и 130 т золота. Недавние глубинные геофизические исследования выявили проводящую зону в верхней части земной коры на пересечении меднорудного пояса, простирающегося на северо-запад, и золотого пояса, простирающегося на северо-восток, что указывает на глубокую дифференциацию материалов и возможность обнаружения крупных или сверхкрупных месторождений. В настоящее время модель формирования золотого м-ния Байчели до сих пор неясна. В отличие от него, медное м-ние Фудигенцзы считается типичным VMS м-нием, относящимся к типу морских полиметаллических м-ний. Углубленное изучение характеристик минерализации и геологического строения золотого объекта Байчели и медного Фудигенцзы поможет сделать новые открытия в этом районе.

При прогнозировании обычно используются три метода: геологический (основанный на распределении рудоносных пород), метод единичных данных (с использованием точек минерализации, зон изменений и геофизических/геохимических аномалий) и комплексный (объединяющий различные аномалии, признаки минерализации и распределение пород). По сравнению с первыми двумя методами комплексный метод позволяет избежать ошибок, связанных с использованием одного метода, и даёт больше преимуществ при прогнозировании скрытых месторождений.

В этом исследовании объединены данные геохимии почвы в масштабе 1:50 000, фазово-индуцированной поляризации и высокоточных магнитных данных для создания совместной модели «геология — геофизика — геохимия — ГИС».

На основе анализа рудообразующих элементов типичных м-ний создана комплексная поисковая модель. Выделены аномалии Cu, Au и сопутствующих элементов, а также структуры, ориентированные на СВ, СЗ и ЮЗ, с использованием технологии усиления магнитных границ, что позволяет устранить недостатки в выявлении разломов на исследуемых территориях. В сочетании с фазово-индуцированным моделированием поляризации и удельного сопротивления этот подход позволяет эффективно извлекать информацию о глубинной минерализации и прогнозировать перспективные участки в Дуобаошанской минерализованной зоне.

2. Металлогенический фон исследуемой территории.

Исследуемая территория расположена вблизи зоны разлома между блоками Синьянь и Суннен в восточной части Центральноазиатского орогенного пояса, с островной дугой Дубаошань на севере (рис. 1).

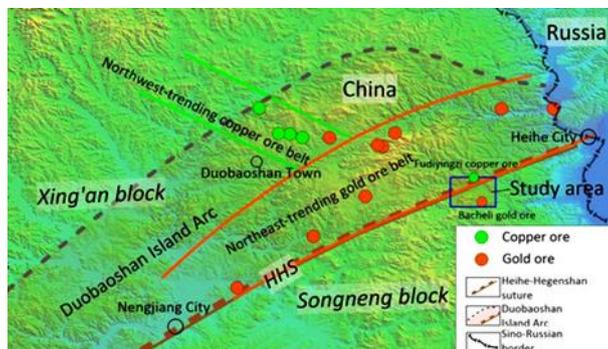


Рис. 1. Региональная тектоническая схема исследуемой территории.

Активная магма-тектоническая деятельность обеспечила движущую силу и источники минерализации, сформировав две основные системы: (1) северо-западный порфирово-скарновый медно-молибденовый (золотой) пояс, включающий железо-медные м-ния типа Санменгоу, медно-молибденовые м-ния Дубаошань и Тонгшань порфирового типа, связанные с раннеордовикским, средне-позднетриасовым и ранне-среднеюрским (частично позднеюрским) магматизмом; и (2) северо-западный золотой пояс с юрско-меловой минерализацией (около 120-90 млн. лет), включающий м-ния золота скарнового типа и эпитермальные месторождения золота, такие как Санменгоу, Сандаованзи и Сяониуохэшуй, находящиеся под влиянием субдукции палеоокеанской плиты. Исследуемая территория расположена к юго-востоку от пересечения этих поясов, где были обнаружены эксгальвативные осадочные м-ния меди, цинка и золота Фудиинцзы и м-ния золота и молибдена Бачели, характеризующиеся многостадийной минерализацией.

Интрузивные породы представлены герцинскими сиеногранитами ($\eta\gamma$) и яньшаньскими гранодиоритами ($\gamma\delta$), которые прорывают палеозойские пласты.

Три доминирующие структуры контролируют минерализацию: рудоконтролирующая структура, простирающаяся в северо-восточном направлении и контролирующая пространственное распределение золотой зоны Бачели; рудоконтролирующая структура, простирающаяся в северо-западном направлении и совпадающая с медным рудным поясом, формирующая зоны трещиноватых изменений шириной 50–200 м; и скрытые разломы, простирающиеся почти в юго-западном направлении, для которых геофизическая инверсия указывает на наличие глубоких крутых зон разломов, потенциально служащих глубокими каналами для флюидов.

3. Методы прогнозирования.

Данные были собраны в ходе геохимических исследований почвы в масштабе 1:50 000, фазово-индуцированных поляризационных и высокоточных магнитных исследований. Площадь обследованной территории составляет примерно 340 км².

На основе 2132 образцов почвы, собранных с плотностью 5 образцов на 1 км², было проведено водное просеивание для удаления мелких частиц и снижения влияния карбонатов и адсорбированных глиной элементов на геохимическое поле. Образцы были проанализированы на наличие 18 элементов (Cu, Au и Mo) с пределами обнаружения от ppb (Au и Hg) до ppm (Cu и Zn). Порог аномалии был определён с помощью метода среднего стандартного отклонения в сочетании с геохимическими характеристиками исследуемой территории:

(1) Удаление точек данных, которые находятся более чем в трёх стандартных отклонениях от среднего значения.

(2) Вычисление среднего значения (\bar{X}) и стандартного отклонения (S_0) для оставшихся данных.

(3) Определение нижнего предела аномалии для каждого элемента - $T = \bar{X} \pm 2S_0$

Рассчитанные нижние пределы использовались для составления карты геохимических аномалий различных элементов. Основные рудообразующие элементы — медь, золото и молибден — демонстрируют следующие аномальные характеристики (рис. 2).

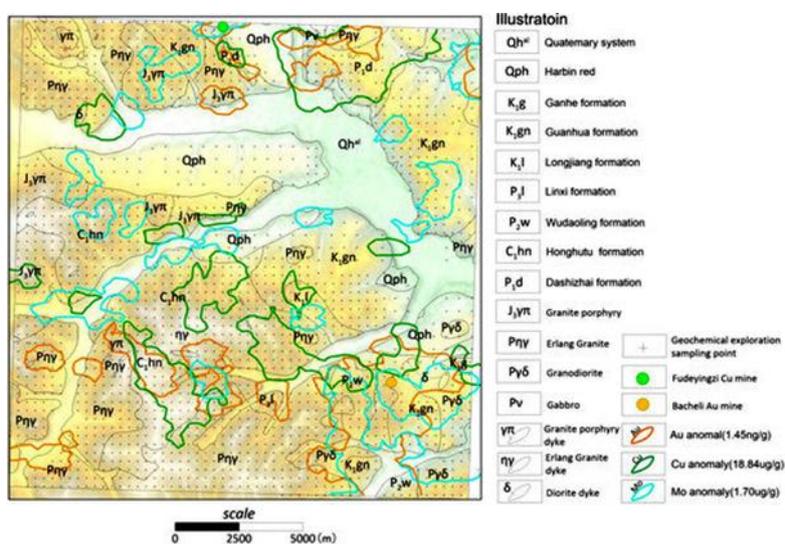


Рис. 2. Карта геохимических аномалий основных Cu, Au и Mo в исследуемом районе.

Медные аномалии преимущественно сосредоточены в изменённом базальте (P_{1d}) в северо-восточном районе и в кристаллическом обломочном туфе формации Хунху Тухэ (C_{1hn}) в центрально-южных районах, демонстрируя пространственную связь с медной формацией Дашичжай;

Аномалии Au распределены в трех ключевых областях: (1) сосредоточены в Дашичжайской формации (P_{1d}) и ее окрестностях на северо-востоке, где они коррелируют с медьсодержащей формацией; (2) распределены вдоль зоны контакта между формацией Хунху Тухэ и сиеногранитом на юго-западе; и (3) широко рассеяны по формации Удаолинг (P_{2w}), формации Гуанхуа (K_{1gn}) и гранодиориту (γd) на юго-востоке, образуя множественные центры концентрации с м-нием золота Бачели, расположенным в центре аномалии;

Молибденовые аномалии спорадически распределены по всей территории, но пересекаются с золотыми аномалиями только в юго-восточном районе. Примечательно, что известное ме-ние молибденовой руды имеет позднепалеозойский возраст, что указывает на несколько этапов гидротермальной минерализации.

3.1. Кластерный анализ R-типа

Чтобы выявить взаимосвязи и корреляции элементов в этой области, был проведен кластерный анализ R-типа с использованием коэффициентов корреляции Пирсона для матрицы содержания элементов. Анализ выявил три отдельные группы (рис. 3а,б):

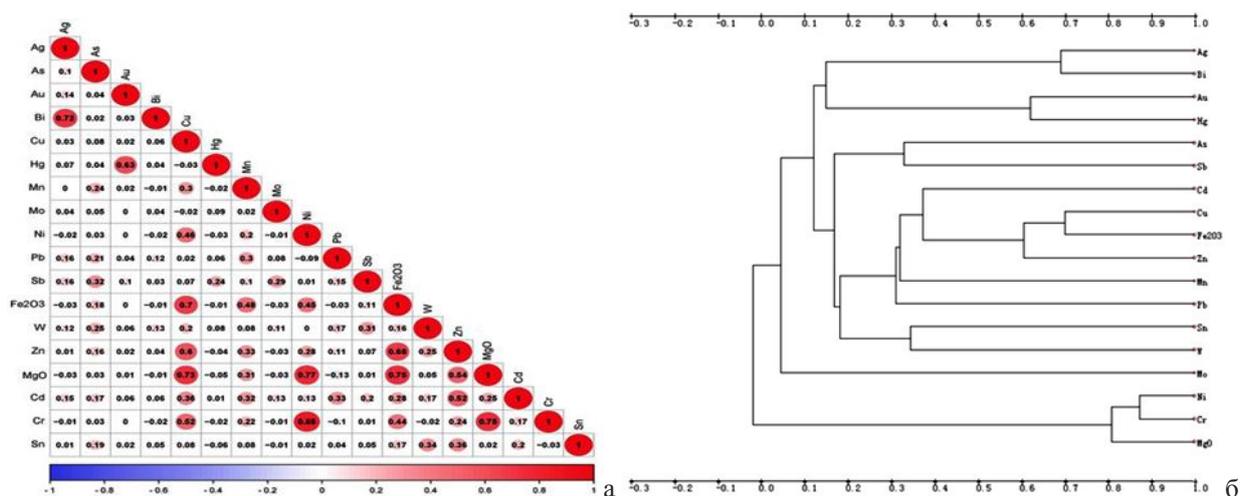


Рис. 3. Матрица коэффициентов корреляции элементов (а) и дендрограмма кластерного анализа R-типа (б).

1. $MgO-Cr-Ni$ ($R = 0,75-0,85$) демонстрирует высокий коэффициент корреляции Пирсона, представляя собой типичную комбинацию породообразующих элементов, связанную с основными и ультраосновными породами. $Cu-Zn-Fe_2O_3$ ($R = 0,6-0,7$) образует другую группу, где $Cu-Zn$ является важным индикатором вулканических осадочных м-ний меди, а Fe_2O_3 указывает на гематитовую ассоциацию.

2. $Au-Ag-As-Sb-Hg$ демонстрируют умеренную корреляцию ($R \approx 0,4-0,6$), отражающую характеристики эпитермальных золотых м-ний; $Au-Hg$ демонстрируют сильную корреляцию ($R = 0,63$), что, возможно, указывает на глубокую скрытую минерализацию; $As-Sb$ образуют независимую группу, демонстрирующую вторичную диффузию.

3. Мо изолирован ($R < 0,1$), что, вероятно, связано с яньшаньским гранодиоритовым порфиром или независимыми гидротермальными каналами. При сочетании результатов кластерного анализа с разработанной моделью разведки в исследуемом районе наблюдаются значительные геохимические аномалии, тесно связанные с минерализацией.

3.2. Анализ фазовой поляризации.

Сульфиды характеризуются низким удельным сопротивлением и высокой скоростью поляризации, что делает их идеальными для изучения геофизических откликов, связанных с минерализацией. Для измерения фазовой поляризации использовался амплитудно-фазовый измеритель FX-1 (произведённый Институтом геофизических и геохимических исследований Китайской геологической службы). Это портативное устройство обладает высокой устойчивостью к помехам и способно одновременно измерять поляризацию во временной и частотной областях, обеспечивая измерение удельного сопротивления и параметров кажущейся фазы в рамках одного наблюдения. Параметры кажущейся фазы представляют собой эффект индуцированной поляризации породы, аналогичный традиционным параметрам скорости поляризации. Исследование местности проводилось с шагом по линии съёмки 500 м и шагом по точкам 100 м в соответствии с DZ/T0070-93 «Технические требования к методу индуцированной поляризации во временной области». Была использована конфигурация диполь-дипольной решётки ($AB = MN = a = 100$ м, коэффициент изоляции $n = 1$) на фиксированной рабочей частоте 0,5 ГГц. 25 ГГц. Среднеквадратичная относительная погрешность для кажущегося удельного сопротивления составила $\pm 7,60\%$, а общая среднеквадратичная погрешность для кажущейся фазы — $\pm 0,63$ миллирадиана.

На основе распределения кажущегося удельного сопротивления и физических параметров породы (минерала) исследуемая территория разделена на зоны с низким кажущимся удельным сопротивлением (< 800 Ом) и зоны с высоким кажущимся удельным сопротивлением (≥ 800 Ом). Геологическая карта показывает, что в зонах с низким удельным электрическим сопротивлением в основном обнажаются породы нижнего мелового периода формации Гуанхуа и четвертичные отложения, в то время как другие отложения и интрузивные породы преимущественно находятся в зонах с высоким удельным электрическим сопротивлением. Сульфиды металлов обычно характеризуются низким удельным электрическим сопротивлением и высокой поляризацией. На контурной карте удельного электрического сопротивления были выявлены девять значительных аномалий с высоким удельным электрическим сопротивлением (1–9) и шесть аномалий со слабым удельным электрическим сопротивлением (I–VI). Аномалии 1, 2, 4, 8 и VI находятся в зонах с низким удельным сопротивлением, в то время как аномалии 3, 5, 6, 7, I, II и IV находятся в зонах с высоким

удельным сопротивлением, причём некоторые из них локализованы в зонах с низким удельным сопротивлением на фоне высокого удельного сопротивления (рис. 4а, б).

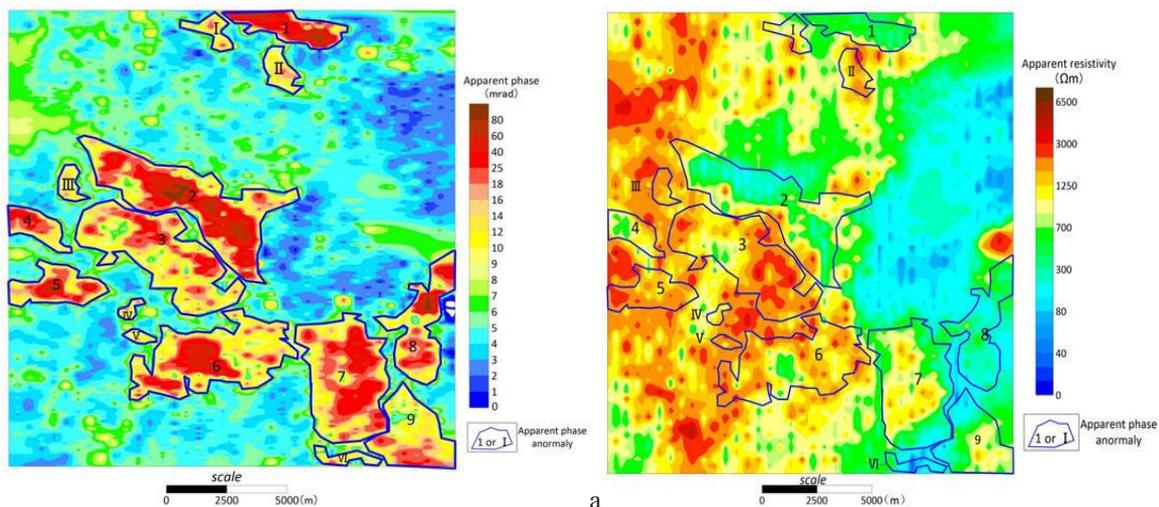


Рис. 4. Распределение видимых фазовых аномалий (а) и распределение удельного сопротивления (б).

Зоны с высокой фазовой плотностью и низким кажущимся удельным сопротивлением могут указывать на перспективные м-ния сульфидов. Однако аномалии с высокой фазовой плотностью могут быть вызваны углеродсодержащими пластами (например, формацией Удаолин на юго-востоке) или неминерализованными тёмными минералами, а низкое кажущееся удельное сопротивление может быть связано с неминерализованными разломами. Для исключения неминерализованных аномалий необходим комплексный анализ геологических и геохимических данных.

3.3. Высокоточный магнитный метод.

В исследуемой области сбор магнитных данных проводился с помощью протонного магнитометра GSM-19T (производства GEM Systems Inc., Маркхэм, Канада). Сетка наблюдений была совмещена с сеткой фазовой поляризации. Исследование проводилось в соответствии с «Техническими правилами наземной высокоточной магнитной съёмки» (DZ0071-93) с точностью $\pm 1,1$ нТл.

Данные о магнитных аномалиях (ΔT) были обработаны с использованием магнитного склонения для улучшения соответствия между магнитными телами и аномалиями (рис. 5). Результаты показывают наличие значительной сильной магнитной аномалии в северной части исследуемой области, связанной с ультраосновными и основными вулканическими породами. Медный рудник Фудиинцзы расположен вблизи этой аномалии и коррелирует с этими пластами, что указывает на благоприятную область для залегания этого типа медного оруденения. Нижнемеловая формация Гуанхуа обладает сильным магнетизмом, в то время как диоритовые ($\eta\gamma$) и гранитно-порфиоровые ($\gamma\pi$) участки обычно имеют среднюю магнитную

интенсивность. Нижнекаменноугольная формация Хунхуту (C_{1hn}) не обладает магнетизмом или имеет слабый магнетизм.

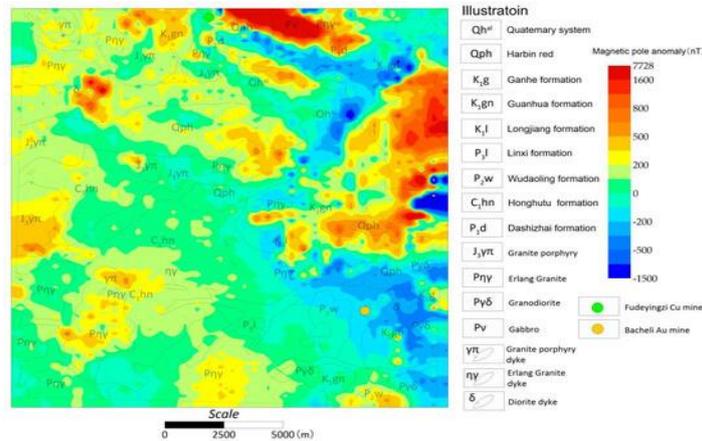


Рис. 5. Наложение наземных магнитных аномалий RTP и геологической информации.

Для улучшения структурной идентификации к аномалиям магнитного склонения применялась градиентная полосовая фильтрация. Этот метод нелинейной фильтрации делит взвешенную область на восемь подобластей, вычисляет среднеквадратичные отклонения и выбирает подобласть с минимальным отклонением в качестве эталонной, оптимизируя выделение градиентных аномалий. Этот фильтр реализован следующим образом:

1. Рассчитано среднее значение и дисперсия аномалий в каждой подобласти, а именно:

$$\delta_i = \sqrt{\sum_{j=1}^n (\bar{g}_i - g_i(j)) / m_i}$$

в формуле m_i обозначает количество аномальных точек в i -й области, \bar{g}_i представляет собой среднюю аномалию в i -й области, $g_i(j)$ — выброс в j -й точке в пределах i -й области, а δ_i соответствует дисперсии аномалий в i -й области.

2. Выбран самый маленький $\delta_i(\delta_{\min})$.
3. В качестве результата обработки использовано среднее значение аномалии для этого поддомена.
4. Сдвинуто окно в следующую точку и повторены шаги 1–3.

Метод фильтрации и усиления магнитного градиента значительно усиливает магнитный градиент, улучшает разрешение границ, точно определяет границы магнитных тел и чувствительно выявляет скрытые разломы и литологические контакты. Результаты расчётов показывают наличие в исследуемой области множества линейных структур, простирающихся в северо-восточном и северо-западном направлениях, а также в восточно-западном и северо-северо-восточном направлениях в центральной и северной частях (рис. 6).

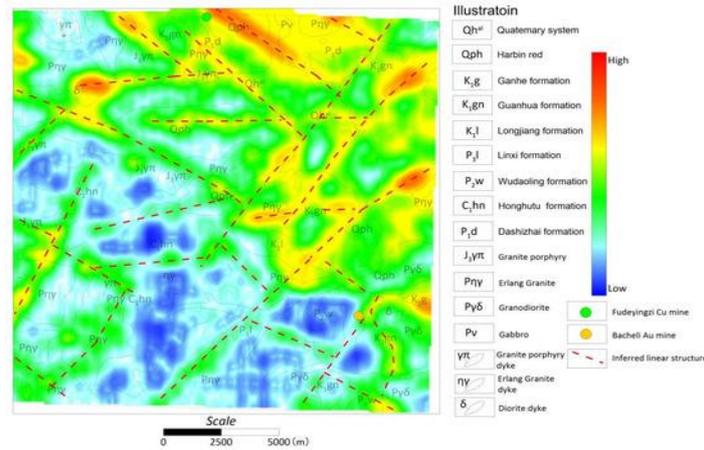


Рис. 6. Поэтапное усиление магнитных аномалий и предполагаемое линейное структурное распределение.

Хотя не все выявленные линейные структуры являются разломами, их пространственное распределение соответствует региональным структурным особенностям. Эти структуры и их пересечения могут представлять собой благоприятные зоны минерализации. Необходимо провести дополнительное исследование, чтобы подтвердить, что эти линейные особенности соответствуют разломам.

3.4. Типичная модель месторождений.

М-ние меди Фудиинцзы образовалось в позднем каменноугольном периоде в результате субдукции Палеоазиатского океана. Минерализация произошла примерно 310,5 млн лет назад, немного позже, чем вулканическое извержение вмещающих пород (амфиболитов и плагиоклазовых амфиболитов). Рудные тела контролируются разломами, направленными на северо-восток, а также структурами, ориентированными на северо-восток, северо-запад и запад, расположенными в метаморфических вулканических породах формации Дашичжай. Литология включает в себя базальт, дацит, известняк, песчаник и линзы аргиллита, представляющие собой подводные вулканогенно-осадочные образования. Основной рудоносной породой является пироксен-амфиболит (первоначальные ультраосновные вулканические породы). Рудное тело соответствует стратиграфии, с слоистыми верхними частями и прожилково-вкрапленными нижними. Рудные минералы включают в себя халькопирит, сфалерит, пирит и пирротин, а также самородное золото и серебро. Внутреннее содержание серы превышает 20%, меди — более 3%, в то время как внешнее содержание серы составляет менее 20%, а меди — 1,5–3%. Изменения пород характеризуются зонированием от хлоритизации–серитизации–силификации до силификации–карбонатизации, при этом хлоритизация и силификация тесно связаны с минерализацией. Изотопы серы ($\delta^{34}\text{S}$ = от -1,5‰ до +4,6‰) указывают на магматический источник серы в базальтовых породах. Рудообразующая жидкость представляет собой смесь магматической воды и нагретой морской

воды (температура 189–392°C, давление 15,4–26,9 МПа), образующуюся на глубине 1,5–2,6 км под морским дном. Это типичное вулканическое гидротермальное эксгальционно-осадочное медное месторождение.

М-ние золота Бачели расположено на юго-востоке исследуемой территории. Имеющиеся данные показывают, что оно имеет характеристики эпитермального месторождения золота с низкой сульфидизацией. М-ние расположено в эпитермальном золоторудном поясе, простирающемся в северо-восточном направлении, и его геологические условия для минерализации аналогичны условиям известных м-ний в этом поясе. Минерализация во времени и пространстве тесно связана с мезозойскими среднекислыми магматическими породами, а магматическая активность обеспечивает источник тепла и часть материала для минерализации. Рудные тела расположены в зонах изменений внутренних и внешних контактных зон диорит-порфировых, гранито-порфировых и кварц-порфировых даек, а также мезозойских гранитных и вулканических пород. По вертикали они контролируются системой разломов, простирающихся в северо-восточном направлении, на фоне мезозойско-кайнозойской активной континентальной зоны субдукции. Зоны структурных разломов, простирающихся в северо-восточном направлении, и их вторичные разломы являются основными каналами для миграции рудоносных флюидов и осаждения рудных минералов. Силикатизация-пиритизация-серицитизация как совокупность изменений тесно связана с интенсивностью золотого оруденения, что указывает на эпитермальный тип оруденения с низким содержанием серы.

3.5. Поисковая Модель.

Модель поиска м-ний меди и золота в исследуемом районе объединяет геологические элементы с геофизическими и геохимическими аномалиями. Для вулканогенных массивных сульфидных (VMS) м-ний вмещающими породами являются пироксеновые амфиболиты и базальты, измененные роговиками. Они выделяются с помощью геохимических ассоциаций MgO–Cr–Ni, высоких магнитных аномалий и среднего удельного сопротивления с высокой поляризацией. Контролирующими структурами являются разломы, простирающиеся на юго-запад и северо-запад, выявленные с помощью магнитных методов. Минеральные тела характеризуются геохимическими ассоциациями Cu–Zn–Au и низким удельным сопротивлением с высокой поляризацией. Для гидротермальных м-ний золота вмещающие породы состоят из даек средней кислотности (диоритовых порфиров и гранитных порфиров) и трещиноватых изменённых пород. Они определяются по слабым магнитным аномалиям и среднему удельному сопротивлению с высокой поляризацией. Контролирующими структурами являются разломы, ориентированные на северо-восток, которые также

интерпретируются с помощью магнитных методов. Минерализованные тела характеризуются ассоциациями Au–Ag–As–Sb–Pb–Zn и низким удельным сопротивлением с высокой поляризацией, что отражает эпитермальные процессы с низкой сульфидизацией. Эта модель объединяет геологическое картирование, геохимическое зонирование и геофизические характеристики для пространственного определения элементов минерализации и оценки их интенсивности, обеспечивая количественную основу для региональных исследований (табл. 1).

Табл. 1.

Геологические, геохимические и геофизические поисковые признаки м-ний меди и золота.

Category	Volcanic Exhalative-Sedimentary Copper Deposit	Hydrothermal Gold Deposit
Host Rock	Geological: Hornblende amphibolite, hornfelsed basalt, felsic hornfels Geochemistry: MgO–Cr–Ni anomaly	Geological: Diorite porphyry, granitic porphyry, quartz porphyry, altered / fractured rocks Geophysics: Weak magnetic, medium resistivity with high polarization
Controlling Structures	Geological: NE–SW- and NW-trending faults Geophysics: Magnetic inferred linear structures	Geological: NE-trending faults Geophysics: Magnetic inferred linear structures
Mineralization Alteration	Silicification, chloritization, sericitization, pyritization, carbonatization Mineral Assemblage: Chalcopyrite, sphalerite, pyrite, pyrrhotite, trace native gold.	Silicification–pyritization–sericitization alteration assemblage Mineral Assemblage: Pyrite, limonite, sphalerite, galena, gold minerals
Ore Characteristics	Geochemistry: Cu–Zn–Au anomaly Geophysics: Low resistivity with high polarization	Geochemistry: Au–Ag–As–Sb–Pb–Zn anomaly Geophysics: Low resistivity with high polarization

3.6. Прогноз перспективных участков минерализации

На основе изучения типичных м-ний и разработанной поисковой модели в сочетании с анализом геофизических и геохимических данных были выявлены четыре перспективные поисковые площади (рис. 7).

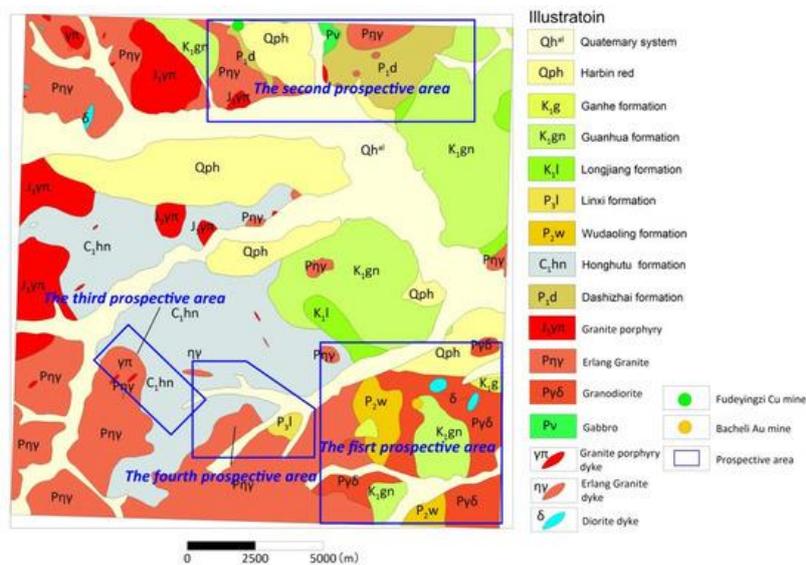


Рис. 7 Схема перспективных участков исследуемого района.

Первая перспективная зона расположена на юго-востоке исследуемого района и занимает площадь около 36 км². Она включает в себя пласты и интрузивные породы, такие как *K_{1gn}*, *K_{1g}*, *P_{2w}*, *P_{γδ}* и *δ*, на пересечении северо-восточной и северо-западной линейных структур. Магнитные аномалии слабые (90% <200 нТл), значения кажущегося удельного сопротивления низкие на востоке (<800 Ом·м) и умеренные на западе (800–1100 Ом·м). Геохимические аномалии демонстрируют сложные комбинации элементов: Au, Ag, As, Sb и Hg образуют одну группу, а W, Mo, Pb и Bi — другую. Они соответствуют модели гидротермального м-ния золота и делают эту область ключевой целью для дальнейших поисков м-ний золота и молибдена (рис. 8).

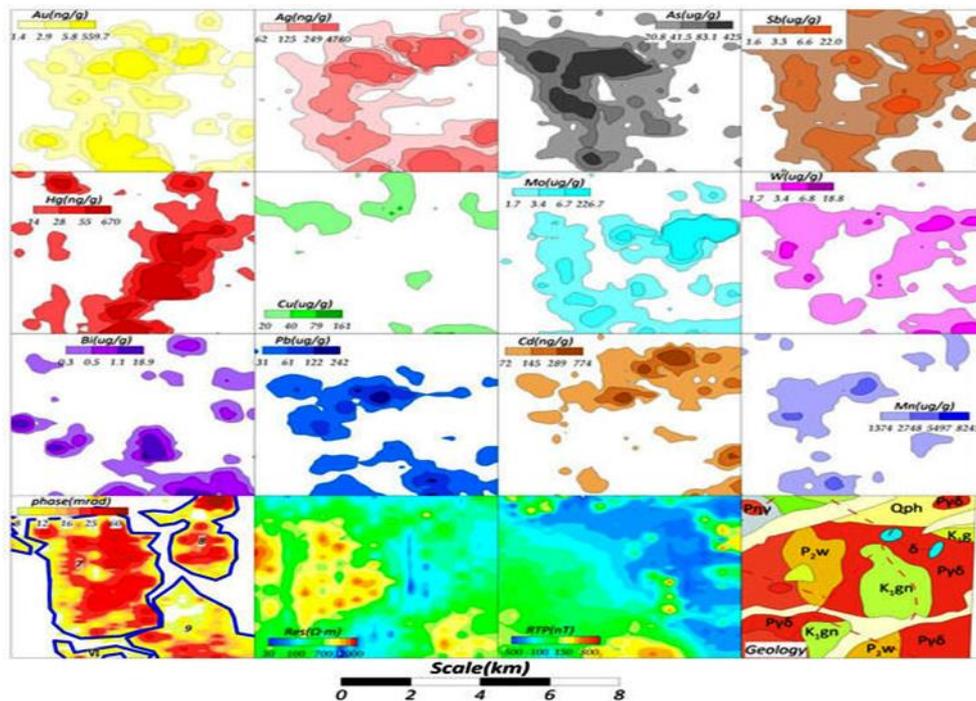


Рис. 8. Схемы геофизического, геохимического и геологического анализа первой перспективной площади.

Вторая перспективная площадь, расположенная в северной части исследуемой территории (примерно 30 км²), включает региональные пласты и интрузивные породы, в том числе *P_{1d}*, *K_{1gn}*, *Q_{ph}*, и *P_{ηγ}*, со спорадическими выходами на поверхность *J_{3уп}* и *P_v*. Три структуры, простирающиеся на северо-запад, пересекаются со структурами, простирающимися на северо-восток, с восточной стороны и структурами, простирающимися на восток-запад, с западной стороны. Видимые фазовые аномалии (1, I и II) соответствуют низким, средним и высоким значениям кажущегося удельного сопротивления соответственно. Аномалия 1 также совпадает с высокой магнитной аномалией, направленной на северо-запад, в то время как аномалии I и II совпадают со слабыми магнитными аномалиями того же направления. Геохимические аномалии Cu, Zn, Au, Cd, Fe₂O₃, MgO, Cr, Ni и т. д. хорошо согласуются с моделью м-ния меди

вулканического типа, что указывает на потенциал для дальнейшего изучения таких полиметаллических месторождений (рис. 9).

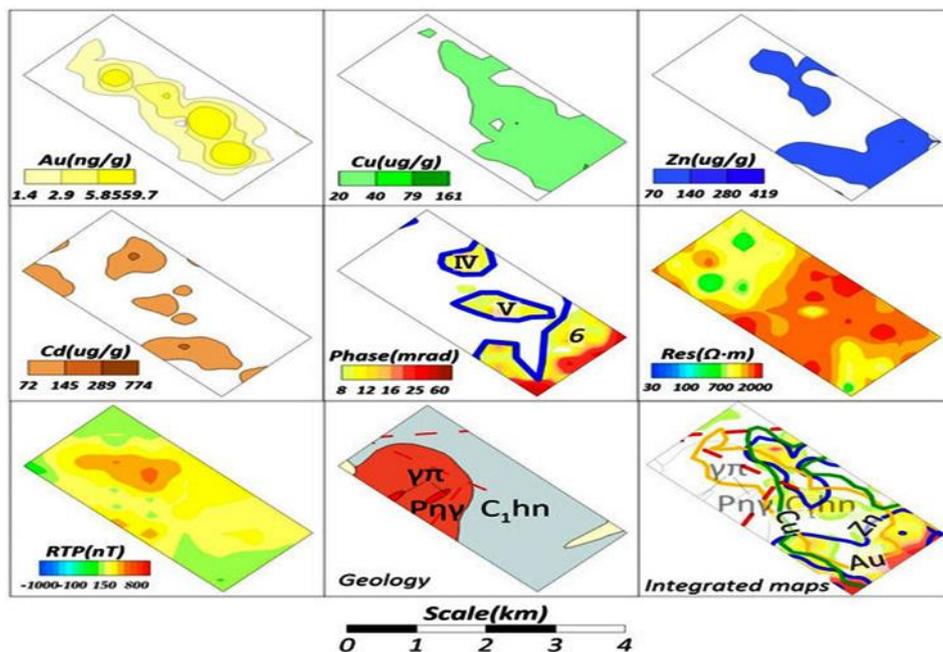


Рис. 9. Схемы геофизического, геохимического и геологического анализа второй перспективной площади.

Третий перспективный участок, расположенный в центральной и южной частях исследуемой территории (площадью около 10 км²), включает в себя пласты и интрузивные породы, в том числе C_1hn , $Pηγ$ и $γπ$. Здесь пересекаются северо-восточная и северо-западная структуры (рис. 10).

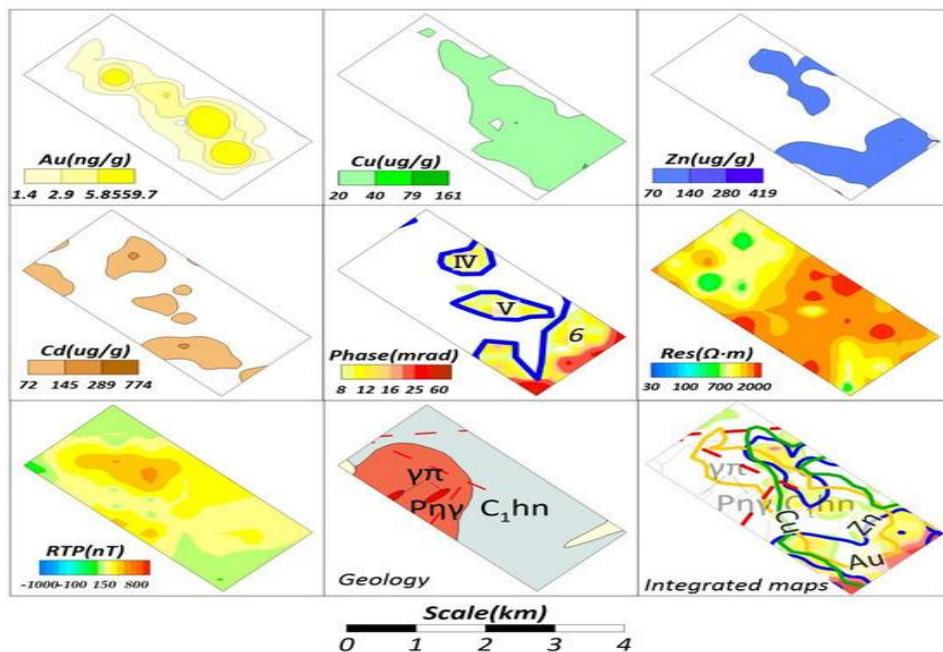


Рис. 10. Схемы геофизического, геохимического и геологического анализа третьей перспективной площади.

Магнитные аномалии достигают примерно 400 нТл, с видимыми фазовыми аномалиями IV, V и частью аномалии № 6. Аномалия IV характеризуется средне-низким удельным

сопротивлением, в то время как другие аномалии характеризуются средневысоким удельным сопротивлением. Четыре аномалии Au расположены в северо-западной части в виде бусин с двумя крайними точками и пиковым значением $36,43 \times 10^{-9}$. В этой области также наблюдаются аномалии Cu, Zn и Cd, что потенциально указывает на обогащение металлами в процессе сульфидной минерализации. Хотя литология отличается от известных моделей, сочетание аномалий коррелирует с месторождениями меди вулканического типа, что делает эту область благоприятной для разведки на Cu и Au.

Четвёртый поисковый участок, расположенный в центральной и южной частях исследуемой территории (площадью около 15 км²), характеризуется обнажёнными пластами и интрузивными породами, включая *C₁hn*, *P_{ny}* и спорадические *P_{3l}*. Аномалии почвенных измерений в основном сосредоточены вдоль северо-восточной контактной зоны. Комбинация аномальных элементов включает Au, As, Ag, Zn, Pb, Sn, W и Mo, при этом аномалии Au, Ag и As хорошо накладываются друг на друга. В основных аномальных зонах наблюдается аномалия № 6 с высокой видимой фазой, характеризующаяся низким удельным сопротивлением на фоне высокого сопротивления. Магнитные аномалии демонстрируют пологий тренд с низким фоном в северо-восточном направлении, примыкающий к северо-восточной линейной структуре, выявленной по магнитным данным. Эта область благоприятна для разведки гидротермальных месторождений золота (рис. 11).

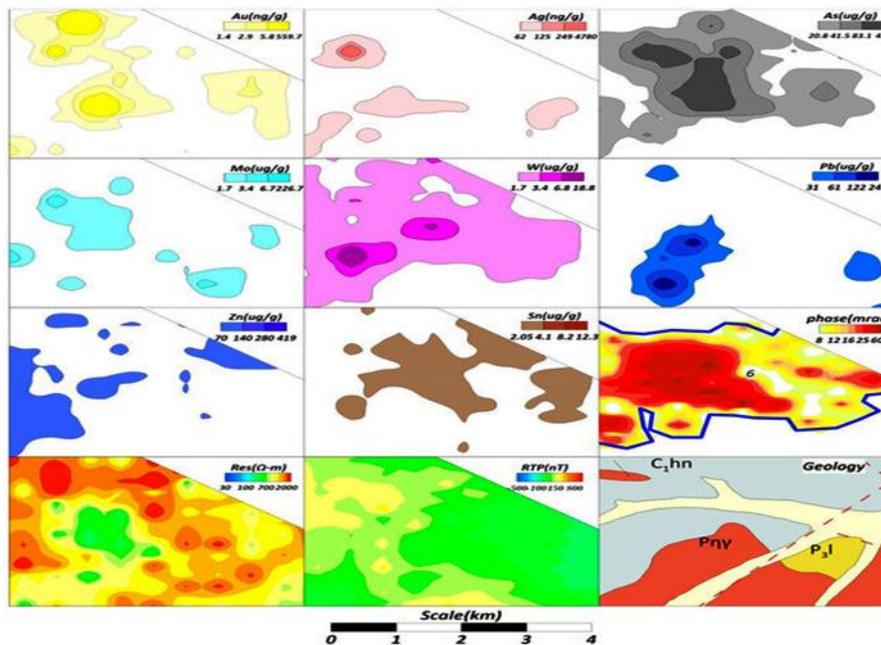


Рис. 11. Схемы геофизического, геохимического и геологического анализа четвёртого перспективного участка.

4. Обсуждение.

Месторождения VMS — это важный тип м-ний, широко распространённых по всему миру. Они в основном образуются в подводных вулканических средах и широко распространены в различных горно-складчатых поясах. М-ния VMS по всему миру можно классифицировать по химическому составу на Cu–Zn, Zn–Cu и Zn–Pb–Cu типы. В зависимости от тектонической среды и типов вмещающих вулканических пород они подразделяются на типы Норанда, Кипр, чёрная руда и Бесши. М-ние типа «Норанда» образовалось в зоне субдукции на краю погружающейся плиты. Вмещающая порода м-ния в основном представляет собой двухосновные вулканические породы, а основной минеральный состав — Cu–Zn. Месторождение типа «Кипр» расположено на срединно-океаническом хребте. Вмещающая порода включает перидотит и кислый базальт, а основные минералы — Cu. М-ние типа «чёрная руда» расположено в островной дуге или задуговом бассейне, вмещающая порода — двупиковый базальт, основные минералы — Cu–Pb–Zn. М-ние типа «Бесши» расположено в преддуговом желобе, вмещающая порода — основные и кислые породы, основные минералы — Cu–Zn. Месторождения типа Норанда в основном сосредоточены в районе концентрации руды Норанда в Канаде. В Китае это в основном медный рудник Хунтушань в провинции Ляонин и медный рудник Ашеллер в Синьцзяне. В Европе и Африке их распределение относительно скудное. Ресурсный потенциал м-ний типа Норанда по-прежнему сосредоточен на краю древнего кратона и в вулканических породах активного орогенного пояса. В Китае, в северной части Синьцзяна (Алтай, Восточный Тянь-Шань) и в Центральном-Азиатском орогенном поясе, из-за многочисленных периодов вулканической активности, это ключевая область для поиска будущих м-ний меди типа VMS. Исследуемая территория расположена в восточной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, где было несколько периодов вулканической активности, и является одним из регионов с потенциалом для поисков.

М-ние Фудийинцзы — это медно-цинковое м-ние с характеристиками типа Норанда: оно содержит медь и цинк в качестве основных элементов, с обогащением золотом, но без значительной минерализации свинца, характерной для м-ний Хокуроку. Это согласуется с геохимическими аномалиями во второй и третьей перспективных зонах исследуемого региона. Вторая перспективная зона демонстрирует значительные геофизические и геохимические аномалии, соответствующие установленной модели. Несмотря на то, что четвертичный покров скрывает мафические и ультрамафические аномалии, связанные с Ni, Cr и MgO, глубинные вулканические породы по-прежнему обладают значительным поисковым потенциалом. Для обнаружения скрытых рудных тел рекомендуется использовать глубинные геофизические

методы (например, магнитотеллурические исследования с контролируемым источником) и геохимию проникновения.

Эпитермальные м-ния золота образуются на небольшой глубине (менее 1,5 км) и тесно связаны с вулканогенно-интрузивными системами. Минерализация обычно происходит при температуре 200–300°C (редко при температуре менее 200°C или более 350°C) при низком давлении (10–50 МПа). М-ние золота Бачели, несмотря на отсутствие систематических данных о температуре и давлении флюида, обладает типичными эпитермальными характеристиками: силикатизацией, пиритизацией, серицитизацией, контролируемыми руду структурами, ориентированными на северо-восток, и яньшаньским возрастом минерализации. В юго-восточной части первой поисковой площади было выявлено шесть тел золотой руды, что соответствует комплексной геолого-геохимической-геофизической модели (слабые магнитные аномалии, низкое удельное сопротивление/высокая поляризация и ассоциации элементов Au–Ag–As–Sb–Pb–Zn), что подтверждает её надёжность. В будущем следует сосредоточиться на изучении включений флюидов и изотопов, чтобы уточнить механизм образования руды и усовершенствовать методы глубоких/периферийных поисков для расширения ресурсной базы.

У каждого метода поисков есть свои ограничения. Если полагаться исключительно на геохимические аномалии (например, Cu–Zn–Au–Ag) при прогнозировании, игнорируя при этом эффект поляризации рудных тел, можно переоценить целевую область (см. рис. 2), выделив гораздо более обширную перспективную зону, чем фактическая граница минерализации. И наоборот, выбор объектов на основе только геофизических аномалий (например, видимых фазовых аномалий) может привести к неминеральным помехам, возникающим из-за углеродистых пластов или базальтов формации Ганхе (например, аномалия № 2). Исследования показывают, что интеграция геологии, геохимии и геофизики эффективно снижает помехи за счёт ограничения минералообразующих литологических пород с помощью геологического картирования, определения диапазонов минерализации с помощью геохимического зонирования и учёта характеристик геофизического поля, что в конечном итоге позволяет точно определить границы объекта.

5. Выводы.

В ходе этого исследования с помощью технологии объединения информации из нескольких источников был проведён систематический анализ потенциала полиметаллической минерализации меди и золота в районе Фудиинцзы-Бачели провинции Хэйлунцзян. Были сделаны следующие выводы:

1. На основе типичных м-ний были разработаны две модели минерализации: «месторождение меди вулканогенного типа» и «месторождение золота гидротермального типа». Эти модели позволили выявить ключевые индикаторы и геофизические/геохимические поисковые признаки.

2. Была создана совместная модель «геология — геофизика — геохимия — ГИС», в которой использовались данные о геохимии почвы в масштабе 1:50 000, фазово-индуцированная поляризация и высокоточные магнитные данные. Такой комплексный подход повысил эффективность выбора целей.

3. На юго-востоке, севере и в центральной и южной частях исследуемой территории были выявлены четыре перспективные площади общей площадью ~91 км², каждая из которых имеет свои геологические особенности и аномалии минерализации, определяющие ключевые зоны поисков.

4. Модель прогнозирования «геология — геохимия — геофизика» обеспечивает научную основу для региональных исследований и служит технической демонстрацией для аналогичных исследований «скрытого» оруденения.

5. Несмотря на достигнутые успехи, остаются нерешённые проблемы. Для более глубокого изучения минерализации рекомендуется использовать передовые методы (например, магнитотеллурическую съёмку с контролируемым источником звука) и геохимию. Для новых открытий также необходимо усилить наземные исследования и бурение.

Подводя итог, можно сказать, что это исследование предлагает новые идеи и методы для разведки полиметаллических м-ний меди и золота в районе Фудиинцзы-Бачели, имеющие важное теоретическое и практическое значение.

III. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ СУРЬМЫ МЕТОДОМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БЛОКОВ *(провинции Южного Китая)* [8].

1. Введение

В Национальном планировании минеральных ресурсов Китая сурьма включена в список 24 стратегических ПИ. Китай обладает крупнейшими в мире запасами и производством сурьмы. Мировое производство сурьмы в 2021 году составило 110 000 тонн, из которых Китай произвел 60 000 тонн. Китай продолжает оставаться крупнейшим в мире производителем сурьмы, на долю которого приходится 55% мирового производства сурьмы, за ним следуют Россия, на долю которой приходится 23%, и Таджикистан, на долю которого приходится 12%. Согласно статическому соотношению запасов и добычи (запасы/добыча), срок эксплуатации рудников Sb в Китае составляет всего 6 лет, что явно ниже среднемирового показателя (12,42 года). Следовательно, необходимо увеличить запасы сурьмы за счет эффективного прогнозирования. Прогнозирование крупных и гигантских м-ний Sb может быть основным способом увеличения запасов.

Метод геохимических блоков может быть эффективным для определения предварительных перспективных площадей крупных и гигантских м-ний Sb. Все запасы металла в геохимическом блоке могут быть рассчитаны в соответствии с распределением содержания элемента в пределах блока, а затем количество потенциальных ресурсов геохимического блока может быть оценено в соответствии с определенной скоростью минерализации геохимического блока. Тесная пространственная взаимосвязь между геохимическими аномалиями и рудными м-ниями является первым требованием к геохимическому блочному методу. Геохимический блочный метод, он был впервые применен при прогнозировании ресурсов вольфрама в южном Китае. Впоследствии этот метод был использован для оценки потенциальных ресурсов золота и олова в провинции Шаньдун.

В Китае было обнаружено более 5 млн т сурьмы. Почти 90% доказанных запасов были сосредоточены в южном Китае и Тибете. Было проведено геохимическое картирование из 76 элементов, охватывающее 2,3 млн. км² южного Китая, и в результате был получен ряд высококачественных данных о Sb. Изучение взаимосвязи между залежами Sb и геохимическими аномалиями методом геохимических блоков было использовано для прогнозирования ресурсов Sb на юге Китая.

2. Обзор м-ний сурьмы на Юге Китая.

Территория исследования охватывает 13 провинций южного Китая. На рисунке 1 показаны 446 м-ний Sb, в том числе 2 гигантских, 28 крупных и 55 средних.

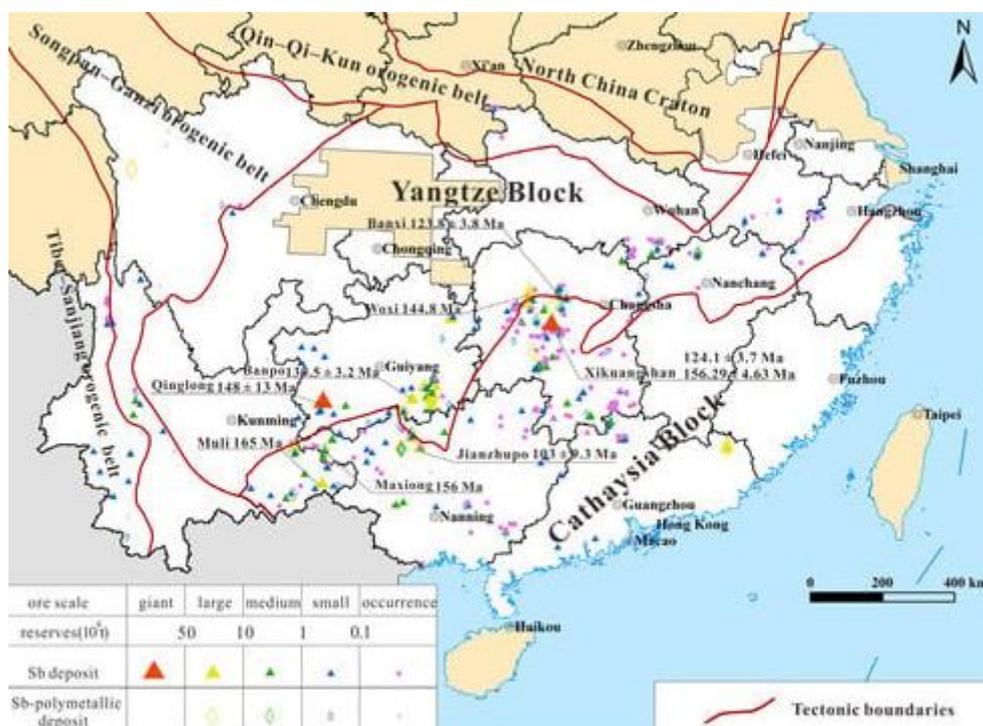


Рис. 1. Распределение м-ний Sb в южном Китае,

Эти м-ния можно разделить на два отдельных пояса: Южно-Китайский и Саньцзянский рудные пояса. Доказанные запасы сурьмы были в основном сосредоточены в Южно-Китайском поясе, на долю которого приходилось около 68% национальных запасов. Металлогенические периоды Южно-Китайского рудного пояса можно разделить на два основных этапа: индосинский и яньшаньский периоды. Металлогеническая эпоха Саньцзянского рудного пояса соответствует гималайскому периоду. Большинство крупных м-ний Sb образовалось в яньшаньский период, о чем свидетельствуют многочисленные изотопные возраста оруденения.

М-ния Sb на юге Китая обладают четкими стратообразующими характеристиками. Первоначальное накопление Sb в пластах является предпосылкой для формирования крупных м-ний. Докембрий, девон, пермь и триас являются основными рудоносными пластами. Вмещающими являются осадочные, метаморфические и вулканические породы. М-ния Sb являются типичными низкотемпературными гидротермальными объектами. Большинство из них связаны карбонатным (например, м-ния Сикуньшань-гигант и Мули-гигант) и обломочными породам (например, м-ния Банпо-гигант, Вокси-гигант и Луншань-гигант). Небольшая часть м-ний сурьмы классифицируется как вулканические гидротермальные объекты (например, гигантское м-ние сурьмы Цинлун и небольшое м-ние Сунси) (табл. 1).

Металлогенический возраст крупных и гигантских м-ний сурьмы южного Китая.

Provinces	Deposits	Ages (Ma)	Methods
Hunan	Xikuangshan	124.1 ± 3.7	Calcite Sm-Nd
		156.3 ± 12	Calcite and Stibnite Sm-Nd
		156.29 ± 4.63	Stibnite Sm-Nd
	Banxi	117~156	Zircon (U-Th)/He
		120~130	Zircon (U-Th)/He
Woxi	123.8 ± 3.8	Zircon (U-Th)/He	
Guizhou	Qinglong	142~148	Fluorite Sm-Nd
		148 ± 13	Calcite Sm-Nd
	Banpo	130.5 ± 3.2	Calcite Sm-Nd
	Banian	128.2 ± 3.2	Calcite Sm-Nd
	Weizhai	126.4 ± 2.7	Calcite Sm-Nd
Guangxi	Maxiong	141	Quartz fluid Ar-Ar
		156	Quartz fluid Rb-Sr
	Jianzhupo	103 ± 9.3	Cassiterite LA-ICP-MS
Yunnan	Muli	165	Quartz fluid Ar-Ar

В настоящее время происхождение Sb в м-ниях южного Китая остается предметом дискуссий. Общепринятое мнение заключается в том, что Sb поступает из нижележащих слоев фундамента или окружающих вмещающих пластов. Ограниченное количество исследований предполагает, что источником Sb может быть мантия. Однако содержание Sb в мантии чрезвычайно низкое (0,006 ppm). Следовательно, менее вероятно, что мантия может служить важным источником Sb минерализации. Между тем, мобилизация Sb во флюидную фазу во время магматической дегазации относительно ограничена, что снижает вероятность достаточного поступления Sb из первичных магматических флюидов для формирования крупных гидротермальных месторождений. Тем не менее, магматизм может служить источником тепла для рудообразующих флюидов, позволяя ему растворять и извлекать Sb как из слоев фундамента, так и из вмещающих пород. Возраст образования крупных сурьмянистых руд в основном сосредоточен в мезозойской эре.

3. Методы и материалы.

3.1. Сбор проб и лабораторный анализ.

Данные о концентрации сурьмы были взяты из проекта геохимического картирования 76 элементов, который проводился для получения сопоставимых геохимических исходных данных на юге Китая с образцами проекта региональной геохимии - Национальной разведки (RGNR) Китая. В проекте RGNR основной средой для отбора проб были речные отложения (<250 мкм) с плотностью отбора проб 1~2 на км². Все исходные образцы на каждом листе формата 1:50 000 (около 400 км²) были объединены в один аналитический формат. В общей сложности около 3 млн исходных образцов были объединены в 5244 пробы на площади 2,3 млн км². Центральная координата каждого листа формата 1:50000 использовалась в качестве точки расположения объединенной аналитической пробы. Места отбора проб показаны на рисунке 2.

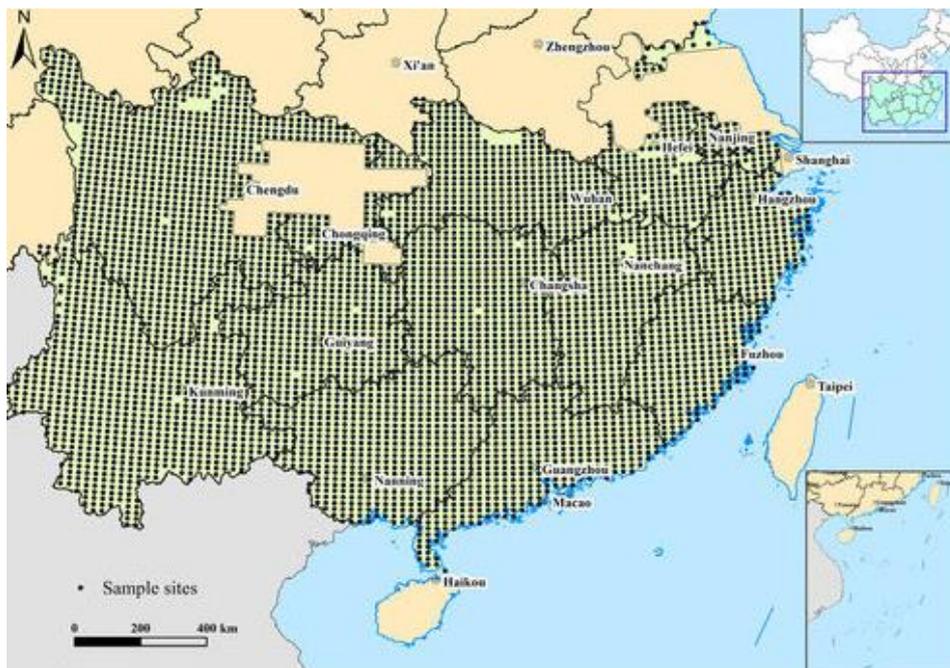


Рис. 2. Равномерно распределенные места отбора проб ($N = 5244$) речных отложений на юге Китая.

Подготовка образцов и химический анализ проводились в центральной лаборатории Института геофизических и геохимических исследований Китайской академии геологических наук. Каждый образец по составу равномерно перемешивали в течение одного часа в смесителе для образцов, а затем 400 г смешанного образца измельчали до <74 мкм в шаровой мельнице в агатовой банке. Затем взвесили пробу грунта весом 0,2500 г для измерения содержания Sb с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Предел обнаружения Sb составил 0,026 промилле. Для контроля качества анализа использовались национальные эталонные образцы (GSS-1, GSD-1a, GSD-9, GSD-10) и лабораторные образцы-копии. В результате, в рамках проекта геохимического картирования на 76 элементов была получена серия высококачественных данных Sb.

3.2. Геохимическая карта и геохимические блоки Sb

Геохимическая карта Sb была создана обычным методом интерполяции Криге в ArcGIS (версия 10.8, Esri, Редлендс, Калифорния, США), чтобы показать общее пространственное распределение Sb на юге Китая. Интервалы определения контуров были установлены на уровне 0-го, 1,5-го, 5-го, 15-го, 25-го, 35-го, 50-го, 65-го, 75-го, 85-го, 90-го, 95-го и 98,5-го перцентилей. Для создания геохимической карты использовались система координат WGS_1984 и проекция UTM. Центральная долгота составляла 111° восточной долготы, а количество зон проекции - 49.

Геохимические блоки Sb на юге Китая были выделены на основе геохимической карты. Для установления порога выделения геохимических блоков использовались два метода: (1) 85-

й процентиль данных; (2) итеративная обрезка значений выше 3σ до тех пор, пока ни одно значение не превысит это значение, с последующим вычислением $\bar{X} + 3\sigma$ для усеченных данных. Пороговые значения, полученные двумя методами (2,98 против 2,99), были очень близки. Пороговое значение геохимического блока было установлено на уровне 2,98 промилле.

Площадь геохимического блока должна быть больше площади геохимической провинции (1000 км²), чтобы обеспечить достаточный запас рудообразующих материалов. Площадь и среднее содержание Sb в каждом геохимическом блоке были рассчитаны для выполнения следующих прогнозов.

3.3. Потенциальный ресурс Sb, рассчитанный по теории геохимических блоков.

Потенциальные ресурсы Sb (PR_{sb}) каждого геохимического блока были рассчитаны с помощью уравнения (1):

$$PR_{sb} = M_s \times M_c \quad (1)$$

где M_s - запас металла в геохимическом блоке, а M_c - коэффициент минерализации Sb.

3.3.1. Обеспеченность металлами геохимических блоков.

Обеспеченность металлами (M_s) геохимических блоков рассчитывается по уравнению:

$$M_s = S \times \rho \times C \times H \quad (2)$$

где S - площадь (км²) геохимического блока; ρ - плотность породы в геохимическом блоке, которая установлена равной $2,69103 \times 10^9$ т/км³; C - среднее значение Sb (ppm) в геохимическом блоке; и H - гипотетическая глубина разработки.

Одна тысяча метров используется в качестве обычной глубины при разработке м-ний ПИ в Китае. Учитывая, что месторождение Sb Сикунаншань является крупнейшим м-нием Sb в мире с высокой степенью геологической изученности, его предполагаемая глубина также составляла около 1000 м. Таким образом, гипотетическая глубина разработки (H) в этом исследовании была установлена равной 1000 м.

3.3.2. Коэффициент минерализации геохимических блоков

Сикунаншань обладает крупнейшим м-нием сурьмы в мире с высокой степенью геологической изученности. Геохимический блок (Sb-05), где расположено м-ние Sb Сикунаншань, был выбран для расчета коэффициента минерализации Sb в южном Китае. В блоке Sb-05 имеется гигантское, два крупных и шесть средних м-ний. Накопительные доказанные запасы сурьмы в Sb-05 составляют около 1,9857 млн т. Общее предложение металла в блоке Sb-05 составляет около 620,1133 млн т. Коэффициент минерализации Sb в южном Китае рассчитывается по уравнению (3):

$$M_c = R/M_e \quad (3)$$

где R - накопленные доказанные запасы в блоке. Me - общее предложение Sb в блоке.

Коэффициент минерализации рассчитан как 0,32%.

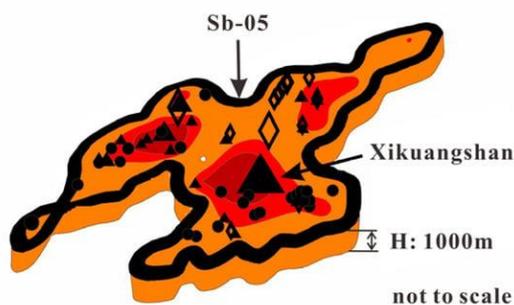


Рис. 3. Схема блока Sb-05 для расчета коэффициента минерализации (треугольные и круглые символы – м-ния сурьмы, а четырехугольные - сурьяно-полиметаллические м-ния).

4. Геохимические блоки и потенциальные ресурсы сурьмы на Юге Китая

4.1. Общее статистическое распределение сурьмы в Южном Китае.

В таблице 2 представлена статистическая сводка концентраций Sb.

Табл. 2.

Статистика концентрации сурьмы в речных отложениях южного Китая.

Number	Min	25%	50%	75%	85%	97.5%	Max	Mean	SD
5244	0.03	0.62	1.05	1.93	2.98	14.4	290	2.41	7.22

Среднее значение Sb в донных отложениях южного Китая составляет 1,05 ppm, что явно выше, чем в донных отложениях Китая (0,69 ppm) и в донных отложениях Европы (0,64 ppm), что указывает на обогащение Sb в южном Китае.

На рисунке 4 показано логарифмически нормальное распределение Sb.

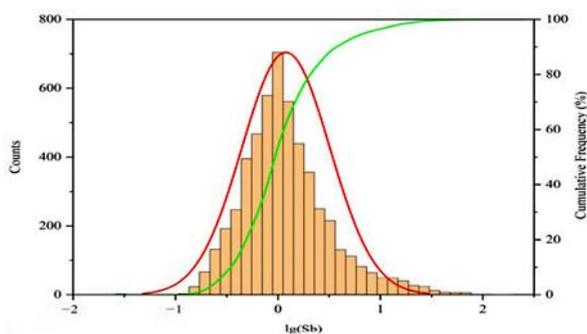


Рис. 4. Гистограмма и кривая кумулятивной частоты концентраций Sb в речных отложениях южного Китая. Красная линия представляет кривую логарифмического распределения; зеленая линия представляет кривую кумулятивной частоты.

4.2. Пространственная связь между геохимическими блоками Sb и м-ниями Sb

Как показано на рисунке 5, высокий уровень содержания Sb соответствует богатым запасам Sb на юге Китая. Почти все м-ния Sb расположены в региональных аномалиях Sb.

Количество и процентное соотношение залежей сурьмы разного масштаба в геохимических блоках.

Antimony Reserves (ton)	Number of Sb Deposits	The Number of Sb Deposits Located in Geochemical Block	Percentage
Occurrence	217	144	66%
Small (<10,000)	144	94	65%
Medium (10,000~100,000)	55	41	75%
Large (100,000~1,000,000)	28	23	82%
Giant ($\geq 1,000,000$)	2	2	100%
In total	446	304	68%

В целом, доля увеличивается по мере увеличения размера месторождений. Доля мелких м-ний и проявлений составляет 65% и 66% соответственно. Доля средних м-ний увеличивается до 75%. Восемьдесят два процента (23 из 28) крупных м-ний сурьмы расположены в геохимических блоках. Оба гигантских м-ния расположены в центре геохимических блоков.

Исходя из рисунка 6, очевидно, что на юге Китая присутствуют три района сосредоточения руды.

Тектонический каркас рудообразующих бассейнов, по-видимому, является критическим фактором, влияющим на пространственное распределение м-ний сурьмы. Среди них центрально-Хунаньский рудный район расположен в пределах центрального бассейна Хунань, в то время как юго-восточный Гуйчжоу–северный Гуанси и Дянь-Цянь-Гуйский рудный район распределен по бассейну Наньпаньцзян-Юцзян. При тектонической эволюции бассейна создаются благоприятные условия для развития крупномасштабной флюидной активности и экстенсивной минерализации, которые способствуют агрегированному образованию отложений сурьмы. Благоприятные геологические условия также порождают крупномасштабные аномалии Sb на юге Китая. В целом, вышеуказанные факторы указывают на тесную пространственную взаимосвязь между м-ниями Sb и геохимическими блоками Sb, особенно для крупных и гигантских м-ний. Они указывают на то, что теория геохимических блоков эффективна для определения потенциальных площадей Sb.

4.3. Геохимические блоки и потенциальные ресурсы сурьмы на Юге Китая

В таблице 4 перечислены характеристики параметров и прогнозируемые ресурсы сурьмы в девяти геохимических блоках.

Общий прогнозируемый ресурс Sb на юге Китая составляет до 21,94 млн т, что намного превышает доказанные запасы Sb. Прогнозируемые ресурсы сурьмы в блоках Саньцзян (Sb-01), Дянь-Цянь-Гуй (Sb-03), центральная Хунань (Sb-05) и Наньлин (Sb-07) составили 91,48% от общих потенциальных ресурсов.

Табл. 4.

Местоположение, площадь, среднее содержание Sb, стандартное отклонение, интенсивность аномалий и прогнозируемые ресурсы Sb для девяти геохимических блоков на юге Китая.

Number	Location	Area /km ²	Average Sb Content (ppm)	Standard Deviation (ppm)	Anomaly Intensity	Predicted Resources /10 ⁴ tons
Sb-01	Western Sichuan	23,813	5.68	3.20	5.41	116.5
Sb-02	Southwestern Yunnan	24,294	4.61	1.83	4.39	96.44
Sb-03	Yunnan–Guizhou–Guangxi (Dian–Qian–Gui)	171,247	9.71	6.96	9.25	1432
Sb-04	Southeastern Guizhou	4982	5.51	4.48	5.24	23.63
Sb-05	Central Hunan	23,523	9.81	15.42	9.34	198.7
Sb-06	Southern Hunan	7079	8.44	9.51	8.04	51.48
Sb-07	Hunan–Guangdong (Nanling)	48,747	6.19	4.75	5.89	259.7
Sb-08	Southern Hubei	1196	2.84	6.52	8.80	9.51
Sb-09	Northwestern Zhejiang	1563	4.34	5.50	4.14	5.85

Что касается металлогенических поясов, металлогенический пояс Диань–Цянь–Гуй Sb (Sb-03) и металлогенический пояс центральный Хунань Sb (Sb-05) по-прежнему имеют значительные перспективы для поисков сурьмы. В масштабе провинции большая часть прогнозируемых ресурсов сурьмы сосредоточена в провинциях Хунань, Юньнань, Гуанси и Гуйчжоу (табл. 5).

Табл. 5.

Аномальная зона, среднее содержание и прогнозируемые ресурсы Sb в провинциях Китая.

Province	Anomalous Area /km ²	Average Sb Content (ppm)	Predicted Resources /10 ⁴ tons
Hunan	52,024	8.44	375.89
Yunnan	112,508	5.41	908.64
Guangxi	110,073	4.72	785.06
Guizhou	28,379	4.76	144.96

1. Блок Sb Саньцзян (Sb-01)

Этот геохимический блок расположен в середине Саньцзянского полиметаллического металлогенического пояса, в котором много крупных полиметаллических м-ний. Площадь аномалии составляет около 23 813 км², она демонстрирует очевидную многослойную вложенную структуру. Блок имеет несколько центров концентрации геохимических аномалий (Вэйси, Дэцин, Бянин, Батанг), из которых обнаружено только одно м-ние Sb средней величины (м-ние Sb Симэндуо) и несколько небольших м-ний Sb и проявлений Sb вблизи уезда Вэйси. Рудные тела в основном расположены в среднеюрской формации Хуакайдзуо и верхнетриасовой формации Шичжуншань, а литологический состав в основном состоит из песчаника, известняка, мергеля и конгломерата. Кроме того, некоторые парагенные м-ния сурьмы, такие как серебряно-полиметаллическое м-ние Сясай и серебряно-полиметаллическое м-ние Гачунь, расположены в геохимическом блоке в провинции Сычуань или вокруг него.

Согласно металлогеническим показателям, считается, что потенциальные ресурсы сурьмы составляют около 1,1646 млн т, что указывает на многообещающие перспективы дальнейших поисков скрытых рудных тел сурьмы и парагенных м-ний сурьмы в геохимическом блоке Sb Саньцзян.

2. Юго-Западный Юньнаньский геохимический блок Sb (Sb-02)

Этот геохимический блок расположен по направлению Янби–Вэйшань–Шидянь–Цаньюань. Площадь аномалии составляет около 24 294 км². Он расположен на южной оконечности металлогенического пояса Саньцзян и окружен зонами разломов Нюцзян и Цзиншаджян. Центры аномальной концентрации находятся в основном в уезде Вэйшань и восточной части уезда Йондэ. Два м-ния Sb средней мощности (Шияньцунь и Биджиашань) и несколько проявлений Sb обнаружены недалеко от уезда Вэйшань. Только одно небольшое м-ние сурьмы (Чунган) было обнаружено на периферии зоны обогащения в уезде Юнде. Обнаженные пласты в основном представляют собой верхнетриасовую формацию Санхедонг, а литологический состав в основном состоит из карбонатных пород, сланцев, алевролитов, песчаников, сланцев и известняка. Рудные тела Sb в основном залегают в известняках верхнетриасовой формации Санхедонг и сланцах формации Кулуба. Прогнозируется, что потенциальные ресурсы сурьмы составят $96,44 \times 10^4$ т.

3. Блок Sb Dian–Qian–Gui (Sb-03)

Этот геохимический блок в основном распространен на стыке провинций Юньнань, Гуйчжоу и Гуанси. Это самый большой блок с аномальной площадью 171 247 км². Этот геохимический блок демонстрирует очевидный многослойный режим минерализации. В регионе насчитывается 91 м-ние Sb, включая 32 крупных и средних м-ния и 59 мелких проявлений минерализации. Большинство крупных и средних м-ний Sb разрабатывается в районе аномальной концентрации. Крупные и средние м-ния в основном разрабатываются в девонской формации Пожяо и измененных окремненных породах между верхней и Нижней пермью. Общий потенциальный ресурс сурьмы составляет до 14,32 млн. т. Среди всех блоков прогнозируемый ресурс в Sb-03 самый большой.

В качестве порогового значения возьмем 8,01 промилле; внутри блока можно выделить два субблока (рис. 7).

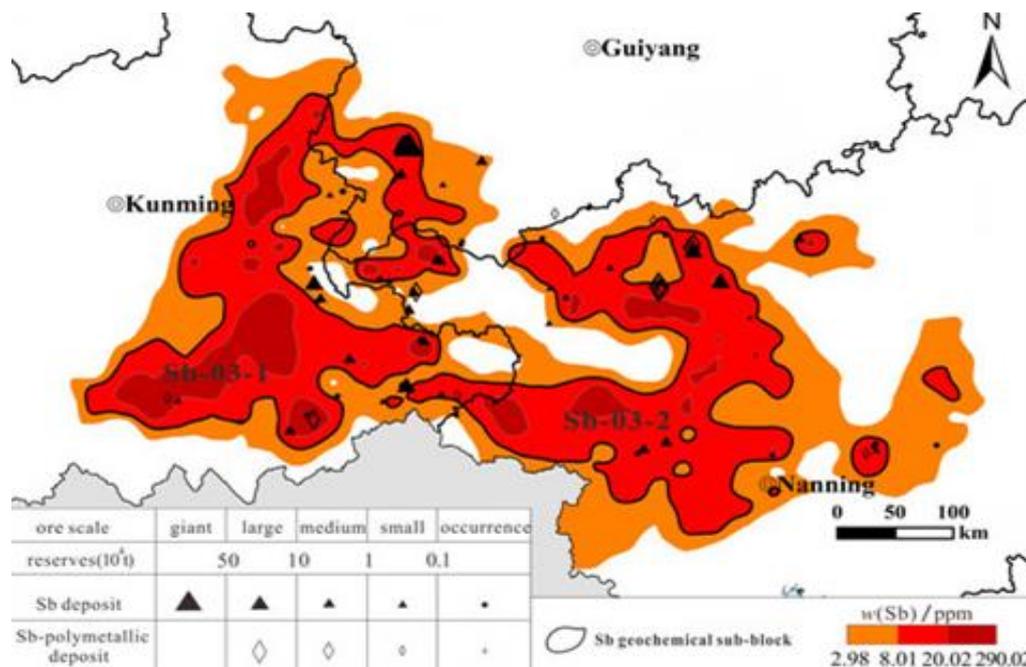


Рис. 7. Блоки Dian-Qian-Gui Sb (Sb-03) разделены на два субгеохимических блока (пороговое - 8,01 ppm).

Среди них субблок Sb-03-1 является крупнейшим, его площадь составляет около 42 408 км². Он расположен в восточной Юньнани и юго-западной части Гуйчжоу. В Sb-03-1 выявлено гигантское м-ние (м-ние Dachang Sb в уезде Цинлун), а также несколько средних и крупных м-ний, таких как м-ния Gulu, Xiaoxiban, Zaojiaoshu и Masongcun и множество мелких м-ний. Эти м-ния Sb в основном расположены в контактном слое между нижнепермскими карбонатными породами и верхнепермскими вулканическими породами, который является так называемым "слоем Дачанг". Большая часть м-ний распределена вблизи зон разломов и складчатых поясов. Стоит отметить, что в этом субблоке имеется большая аномальная зона Sb от Гэцзю до Цюбэя, но крупномасштабного м-ния Sb не обнаружено. Исследование показало, что существует большой потенциал для прогнозирования ресурсов сурьмы в этой области посредством детальных геохимических исследований.

Другой субблок Sb-03-2 распространен в западной части Гуанси. В районе разрабатывается несколько крупных и средних м-ний Sb. Эти месторождения в основном относятся к гидротермальному типу, такие как м-ния Чашань и Цзяньчжупо. Рудоносные пласты относятся к девону, а их литология представлена аргиллитом, мергелем и кремнистой породой. Полиметаллические руды Sb имеют очевидную парагенетическую связь с W, Sn, Pb и Zn.

4. Юго-Восточный блок Гуйчжоу Sb (Sb-04)

Этот геохимический блок распространен в уездах Душань, Даньчжай и Жунцзян провинции Гуйчжоу. Площадь аномалии составляет около 4982 км². Это важная часть Южно-Китайского рудного пояса Sb. В Sb-04 обнаружены тринадцать крупных и средних м-ний Sb,

таких как Ванро в уезде Душань и Wameng в уезде Жунцзян. Рудоносные пласты состоят из нижнедевонской группы Данлин и неопротерозойской группы Сяцзян. Литологический состав в основном состоит из обломочных пород, включая песчаник, глинистый известняк и сланец. Прогнозируемые ресурсы этого блока составляет около $23,63 \times 10^4$ т.

5. Центральный блок Sb Хунань (Sb-05)

Этот геохимический блок расположен в центральной провинции Хунань, включая Аньхуа, Лэншуйцзян и город Иян. Он тектонически расположена в переходной зоне между параплатформой Янцзы и поясом Каледонской складчатости в южном Китае, охватывающей центральную впадину Хунань и район поднятия Сюэфэн. Аномальная площадь блока составляет 23 523 км². Он охватывает наиболее важную часть металлогенического пояса с самой высокой средней концентрацией Sb (9,81 ppm) в южном Китае. В этом блоке обнаружены крупнейшее в мире м-ние сурьмы Сикунаншань, а также крупные м-ния Воси, Чжасикси и Луншань, а также множество мелких и средних проявлений.

Типы м-ний сурьмы в этом блоке в основном представляют собой гидротермальные объекты в обломочных и карбонатных породах. Первый тип в основном распространена в районе поднятия Сюэфэн, и репрезентативными м-ниями являются Woxi и Zhazixi. Рудоносной является неопротерозойская система Цинбайкоу, группа Банси, нижнесиньянская формация Цзянкоу. В литологии вмещающих пород преобладают слабометаморфизованные обломочные породы. Сурьма всегда парагенетична вольфраму и золоту. Руды Sb в основном добываются в зонах межслоевых разломов. Последняя в основном распространена в центральной части бассейна Хунань, и репрезентативным объектом является гигантское м-ние Sb Сикунаншань. Рудоносные пласты в основном представляют собой верхнедевонскую формацию Шетяньцяо с небольшой долей синского, кембрийского и каменноугольного периодов. Литологический состав включает известняк, мергель и песчаный известняк. Рудный минерал преимущественно состоит из стибнита. В районе добычи обнаружена магматическая активность, и здесь есть жилы лампрофира. М-ние Сикунаншань, контролируется разломными структурами. Рудный район развит в пределах сложной сложной антиклинали, состоящей из множества подчиненных антиклиналей.

Скрытые рудные тела были обнаружены на периферии многих районов добычи, поэтому периферия и глубокие участки известных месторождений предлагают многообещающие возможности для будущей разведки.

6. Блок Sb Южный Хунань (Sb-06)

Этот геохимический блок расположен в южной части центральной части бассейна Хунань. Площадь аномалии составляет около 7079 км². В блоке имеются четыре средних м-ния

(Luocheng, Dong'an-Chongjiang, Longkou Sb-Au-Ag и Huishuiwan) и ряд небольших проявлений. Основными рудоносными пластами являются формация Шетяньцяо верхнего девона, формация Лючапо Верхнего Синя, формация Цзиньцзядун Верхнего Синя, а также средний и нижний кембрий. Литологический состав в основном состоит из известняка и сланца. Минерализация м-ний контролируется разломными и складчатыми структурами. Большинство рудных тел развито в пределах сложных антиклиналей. Прогнозируемый ресурс Sb в блоке составляет $51,48 \times 10^4$ т. Металлогенические геологические условия в этом районе благоприятны для крупных м-ний сурьмы.

7. Геохимический блок Nanling Sb (Sb-07)

Этот геохимический блок расположен в районе соединения провинций Хунань, Гуандун и Гуанси. Площадь аномалии составляет около 48 747 км². В блоке есть три центра концентрации. Обнаружено несколько м-ний Sb средней плотности, таких как м-ния Lejiawan, Xinkai и Chilaoding, а также м-ния полиметаллической Sb, связанные с Sn, Pb и Hg. В рудоносных слоях преобладают девонские и кембрийские породы, а литология представлена известняком, песчаником и сланцем. М-ния в основном распределены вблизи региональных крупных и вторичных разломов. Прогнозируемый ресурс Sb этого блока составляет 2,5969 млн. т. В настоящее время в этом блоке не обнаружено крупного м-ния Sb. Благоприятные структурные условия района указывают на то, что блок по-прежнему имеет многообещающие перспективы для поисков.

8. Геохимический блок Южного Хубэя Sb (Sb-08)

Этот геохимический блок расположен недалеко от уезда Чунъян, провинция Хубэй. Площадь аномалии составляет около 1196 км². Существует много проявлений Sb, но крупных или средних месторождений Sb не обнаружено. Все они расположены в фаншаньском рудном поле Sb-Au, которое контролируется фаншаньским антиклинорием. Рудоносные пласты в основном синийские и небольшая часть кембрийских. В литологии преобладают глинистые доломиты, известняки, сланцы. Согласно расчетам, потенциальные ресурсы сурьмы составляют 95 100 т.

9. Геохимический блок Sb в среднем и нижнем течении реки Янцзы (Sb-09)

Этот геохимический блок расположен на стыке провинций Аньхой и Чжэцзян и тектонически расположен на северной окраине восточной части Цзяннаньского орогенного пояса. Площадь аномалии составляет около 1563 км². В геохимическом блоке и вокруг него есть несколько небольших м-ний сурьмы, но средних и крупных месторождений обнаружено не было. Рудоносные пласты в основном представляют собой синский и кембрийский глинистый известняк и углеродистый сланец. Рудный минерал - стибнит. Рудные проявления

контролируются тектоно-магматической деятельностью в яньшаньский период. Прогнозируемые ресурсы в этом блоке составляют 58 500 т.

5. Обсуждение

5.1. Прогнозируемые ресурсы сурьмы при различных пороговых значениях.

Пороговое значение является наиболее важным параметром для определения геохимических блоков. Чтобы проверить, как изменились бы результаты, если бы использовались другие граничные значения, установили пороговое значение на уровне 90-й перцентили от всех данных, т.е. 4,19 промилле. В таких условиях коэффициент минерализации Sb составляет 0,352%, который был рассчитан с помощью уравнения (3), и выделено двенадцать блоков (рис. 8).

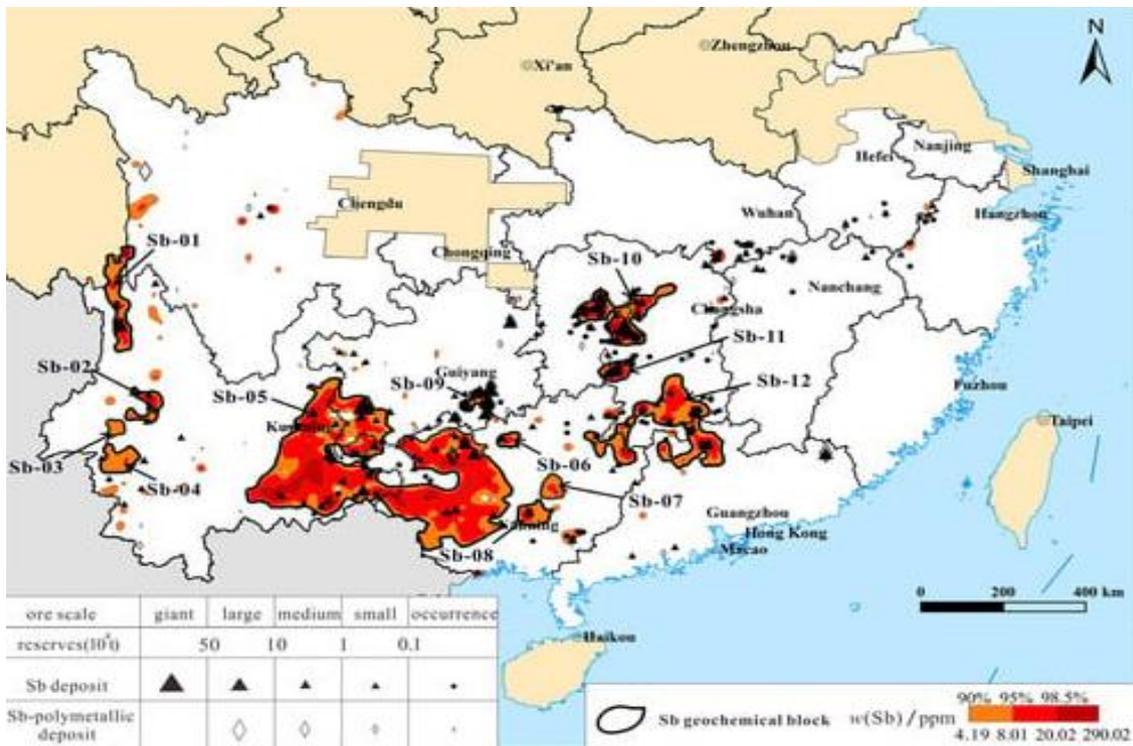


Рис. 8. Распределение м-ний и 12 геохимических блоков Sb при пороговом значении 4,19 промилле.

Площадь и прогнозируемые потенциальные ресурсы всех геохимических блоков при двух различных пороговых значениях перечислены в Таблице 6.

Сравнение площади и прогнозируемых ресурсов сурьмы в девяти и двенадцати геохимических блоках при пороговом значении 2,98 и 4,19 промилле соответственно.

Geochemical Blocks/ Threshold Value at 2.98 ppm	Area/km ²	Predicted Resources/10 ⁴ tons	Geochemical Blocks/ Threshold Value at 4.19 ppm	Area/km ²	Predicted Resources/10 ⁴ tons
Sb-01	23,813	116.5	Sb-01	10,098	75.15
			Sb-02	4029	26.44
Sb-02	24,294	96.44	Sb-03	1715	8.35
			Sb-04	5162	26.88
			Sb-05	136,329	1480.63
Sb-03	171,247	1432	Sb-06	1734	12.79
			Sb-07	3002	17.88
Sb-04	4982	23.63	Sb-08	3864	18.44
Sb-05	23,523	198.7	Sb-09	2558	17.78
Sb-06	7079	51.48	Sb-10	15,967	192.77
Sb-07	48,747	259.7	Sb-11	3367	44.73
Sb-08	1196	9.51	Sb-12	29,815	223.87
Sb-09	1563	5.85			
Total	306,444	2193.81	Total	217,640	2145.71

Для сравнения, площади всех блоков с более низкими пороговыми значениями значительно больше, чем площади с более высокими пороговыми значениями. Когда пороговое значение увеличилось с 2,98 ppm до 4,19 ppm, некоторые крупные блоки (Sb-02 и Sb-03) были разделены на несколько блоков меньшего размера, а некоторые небольшие блоки (Sb-08 и Sb-09) исчезли. Но общие прогнозируемые ресурсы сурьмы (21,93 по сравнению с 21,45 млн т) существенных изменений не показали. Схожие результаты могут быть связаны с тем фактом, что большинство крупных и средних м-ний сурьмы расположены в блоках с разными пороговыми значениями. Таким образом, предполагается, что хорошая пространственная корреляция между м-ниями и блоками является необходимым условием для геохимического блочного метода. Пока большинство известных рудных м-ний расположено в геохимических блоках, незначительные изменения пороговых значений блоков не приведут к значительным изменениям прогнозируемых ресурсов.

5.2. Ограничения и перспективы.

Прогнозируется, что потенциальные ресурсы сурьмы в провинции Хунань составляют 3,78 млн т, что в основном согласуется с результатом предыдущего прогноза (около 3,8 млн т). Однако предполагаемые запасы сурьмы в Гуанси и Юньнани составляют 7,85 и 9,09 млн т, что значительно превышает предыдущие результаты в 1,55 и 1,45 млн т соответственно. Геохимическая карта выявляет значительные крупномасштабные аномалии Sb в провинциях Гуанси и Юньнань (рис. 3). Неясно, связана ли геохимическая аномалия в этой области с минерализацией или вторичным обогащением Sb, вызванным гипергенным выветриванием карбонатных пород. Следовательно, требуется дальнейшее исследование механизма образования аномалий Sb. Если аномалия действительно является результатом гипергенных

процессов, крайне важно изучить методы смягчения чрезмерных прогнозов ресурсов из-за высоких фоновых уровней Sb.

Настоящее исследование выявляет сильную пространственную взаимосвязь между районом сосредоточения руды и геохимическими блоками Sb. Более того, эта взаимосвязь улучшается с увеличением размеров коллектора. Однако мелкие м-ния Sb имеют ограниченное содержание металла и не образуют отдельных геохимических блоков. Следовательно, эффективность геохимических блоков в прогнозировании небольших м-ний Sb ограничена. Тем не менее, геохимическое картирование с более высокой плотностью отбора проб может постепенно сузить предполагаемые целевые области для залежей сурьмы.

6. Выводы.

1. Исследование показало высокий геохимический фон Sb (1,05 ppm) на юге Китая. Тесная пространственная взаимосвязь между крупными и средними м-ниями Sb и геохимическими аномалиями подчеркнула эффективность использования метода геохимических блоков для оценки потенциальных ресурсов Sb.

2. Потенциальные ресурсы сурьмы на юге Китая оцениваются в 21,94 млн т. На провинциальном уровне прогнозируемые ресурсы сурьмы в Хунани (3,76 млн т), Юньнани (9,09 млн т), Гуйчжоу (7,85 млн т) и Гуанси (1,45 млн т) значительны.

3. Потенциальные ресурсы сурьмы на юге Китая с помощью методологии геохимических блоков намного выше, чем ранее полученные результаты по оценке минеральных ресурсов, особенно в провинциях Гуанси и Юньнань. Следовательно, необходимо дальнейшее изучение проблемы прогнозирования избыточных ресурсов, вызванной высоким фоном.

IV. СОВМЕСТНОЕ ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ АУДИОМАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ДВУХЧАСТОТНОЙ ИНДУЦИРОВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ПОИСКАХ Pb-Zn РУД И ЗОН ИЗМЕНЕНИЙ (*Внутренняя Монголия, Китай*) [5].

1. Введение.

В этом исследовании проведена совместная инверсия набора геофизических данных, включающего данные АМТ с естественным источником и данные DFIP с контролируемым источником.

Сначала отдельные наборы данных АМТ и DFIP были инвертированы по отдельности для создания двумерной инверсионной модели для оценки структур удельного сопротивления, чувствительных к каждому конкретному исследованию. Этот процесс включал анализ уникальных характеристик, которые каждый метод выявлял в глубинных структурах. Полученные в результате этих независимых инверсий модели затем были тщательно изучены для выявления сходств и различий в выявленных ими профилях удельного сопротивления. Впоследствии была проведена совместная инверсия наборов данных АМТ и DFIP, что позволило одновременно обрабатывать и интегрировать информацию, полученную с помощью обоих методов.

По сравнению с анализом отдельных наборов данных этот подход позволяет получить более полное и точное представление о структуре удельного сопротивления в недрах, используя преимущества и устраняя недостатки каждого отдельного метода.

Это исследование построено для реализации трёх основных целей:

(1) разработать метод совместной инверсии, который объединяет несколько перекрывающихся в пространстве наборов геофизических данных АМТ и DFIP;

(2) доказать, что метод совместной инверсии повышает точность получаемых двумерных моделей удельного сопротивления и PFE;

(3) с помощью метода совместной инверсии получить чёткие модели удельного сопротивления и проводящих структур в недрах с высоким разрешением.

В этом материале эта методология тестируется на примере м-ния Донгджун, содержащего свинец, цинк и серебро, в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

Проведя комплексный анализ результатов инверсии, в том числе анализ чувствительности и сравнение с имеющейся геологической информацией, подтверждена эффективность совместного инверсионного подхода DFIP и АМТ и его потенциал для практического применения в проектах по поискам рудных м-ний.

2. Региональная геология.

Географическая область, известная как Большой Синьаньский хребет, характеризуется своим расположением на Сибирской, Северо-Китайской и Тихоокеанской тектонических плитах (рис. 1).

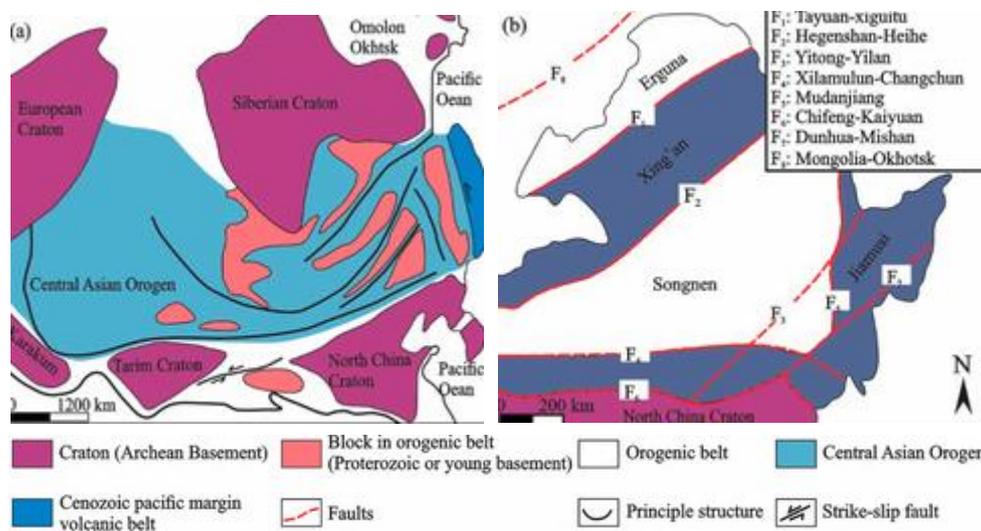


Рис. 1. а. Тектоническая схема Центральной и Восточной Азии; б. Тектоническая схема Сонгненского блока

Она широко известна как сложная совокупность нескольких микроконтинентальных блоков, которые называются Эргуна, Синьань, Суннен и Цзямусы. Эти блоки разграничены региональными разломами. В фанерозойский период произошли значительные тектонические изменения, в том числе закрытие Палеоазиатского океана, Монголо-Охотского океана и субдукция Тихого океана. Эти процессы привели к формированию общей структурной основы, которая образовалась в результате объединения микроконтинентальных блоков с северо-запада на юго-восток. Синьаньский блок был присоединён к Эргунскому блоку по разлому в раннюю палеозойскую эру. Палеоазиатский океан окончательно закрылся в период с позднего пермского по ранний триасовый период по разлому, после чего наступил период регионального растяжения. Магматические события в период с раннего по средний юрский период были связаны с закрытием Монголо-Охотского океана в направлении Синьань-Монгольского орогенного пояса. Кроме того, в обширном магматизме и связанной с ним минерализацией могли сыграть роль закрытие Монголо-Охотского океана и субдукция океанической плиты Палео-Тихоокеанского бассейна. Более того, блок Цзямусы считается экзотическим блоком, который в юрскую эпоху подвергся тектоническому слиянию с Азиатским континентом по разлому.

Литологические породы, наблюдаемые в северной части Большого хребта Синьань, состоят из метаморфических пород, относящихся к палеопротерозойской группе Синхуадукоу. Эта группа включает в себя докембрийский кристаллический фундамент, метаморфические

породы неопротерозойской группы Цзягэда и палеозойский покров, состоящий из обломочных и карбонатных пород кембрийского, ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного и пермского периодов. Кроме того, в регионе встречаются вулканокластические породы и угольные пласты юрского и мелового периодов. Интрузивные породы в основном формировались в позднем палеозое и мезозое, а также в раннем палеозое. Основная магматическая активность в раннем палеозое была сосредоточена в районах Мохэ, Тахэ и Дуобаошань округа Нэньцзян. Основные и ультраосновные породы формировались в позднем палеозое, преимущественно на границах геологических блоков. В позднем палеозое и мезозое образовались значительные массивы промежуточных кислых интрузивных пород. Внедрение магматических тел проявлялось в виде средне-гипабиссальных, гипабиссальных и ультра-гипабиссальных интрузий, состоящих из кислых и промежуточных пород. Первичные породы состоят из дацитового, гранитного, кварцевого и кварцево-монцитонитового порфиров.

3. Геология рудного месторождения.

М-ние Дунцзюнь Pb-Zn-Ag расположено в районе Хулун-Буир, в северной части хребта Большой Синьань. Оно состоит из нескольких отдельных пластов, включая формацию Тамулангоу, формацию Манкетуэбо и четвертичные отложения (рис. 2).

Era	System	Epoch	Formations	Lithology section	Description
Cenozoic	Quaternary	Holocene			Alluvial clay, silt (fine) sandy gravel
		Pleistocene			Sandy soil, silt (fine) sandy gravel
Mesozoic	Cretaceous	Lower	Meiletu		Porous, almond shaped dense massive basalt
			Jurassic	Upper	Baiyingaolao
	Manketouebo				Conglomerate, silt stone Rhyolite stone, bubble rhyolite, breccia lava tuff
	Jurassic	Medium	Tamulangou		Andesitic basalt, volcanic basalt and breccia
Paleozoic		Carboniferous	Lower	Moergenhe	

Рис. 2. Стратиграфическая последовательность м-ния Дунцзюнь.

Формация Тамулангоу состоит из последовательности вулканических пород с промежуточным и элементарным составом, таких как андезит, базальтовый андезит, андезитовый туф, осадочный туф, вулканическая брекчия и мелкозернистый дацит. Формация Манкетуэбо в основном состоит из промежуточных и кислых вулканических и вулканокластических пород, включая риолит, вулканическую брекчию и вулканический агломерат. Четвертичный голоцен состоит из серо-чёрной гумусовой почвы, мелкого и среднего песка, гальки, гравия и других аллювиальных материалов; гумусового ила и других болотных отложений. Распределение рудных тел на м-нии Дунцзюнь контролируется

разломами, ориентированными с северо-запада на северо-восток и с севера на юг (рис. 3), которые являются вторичными структурами регионального разлома Генхэ.

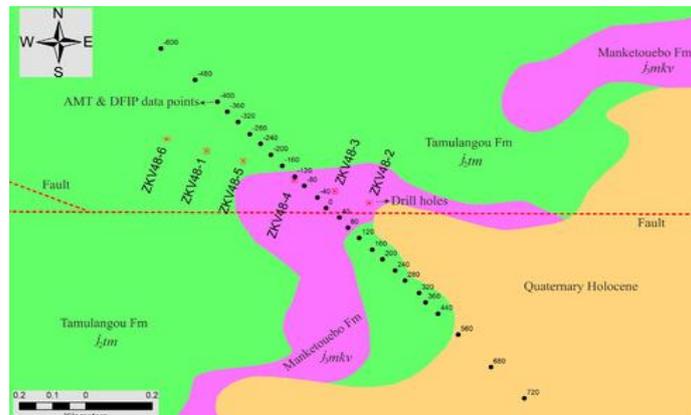


Рис. 3. Геологическая схема исследуемой территории с линиями AMT и DFIP.

Оруденение м-ния Дунцзюнь, содержащее свинец, цинк и серебро, тесно связано с позднеяньшаньскими интрузиями в этом районе. Интрузивные породы яньшаньского периода, в основном состоят из гранитного порфира и прилегающих к нему андезитового и осадочного туфа формации Тамулангоу. Эти вмещающие породы имеют большое значение для формирования месторождения.

Большинство вмещающих пород подверглись различной степени изменений. Их можно разделить на три зоны в зависимости от их близости к гранитному порфиру: зона калиево-кремнисто-серицитовых изменений, зона филлитовых изменений и зона пропилитовых изменений. Зона калиево-кремнезёмно-серицитовых изменений отличается наличием кремнезёмных, щелочных, серицитовых и карбонатных изменений. Зона филлитовых изменений характеризуется наличием серицитовых, кремнезёмных и карбонатных изменений. Зона пропилит-кварцевых изменений характеризуется наличием значительного количества хлорита, эпидота и карбонатных минералов. Степень изменений обычно уменьшается по мере удаления от гранитного порфира. Формация Тамулангу отличается наиболее обширной минерализацией с высоким уровнем кремнистых изменений.

4. Методология, сбор и анализ данных.

Чтобы выяснить, есть ли минерализация и каковы её геофизические свойства, а также как она связана с различными горными породами, геологическими структурами, для моделирования удельного сопротивления недр и прогнозирования области минерализации были использованы два разных геофизических метода. Ключевые этапы предлагаемого исследования представлены в виде блок-схемы (рис. 4).

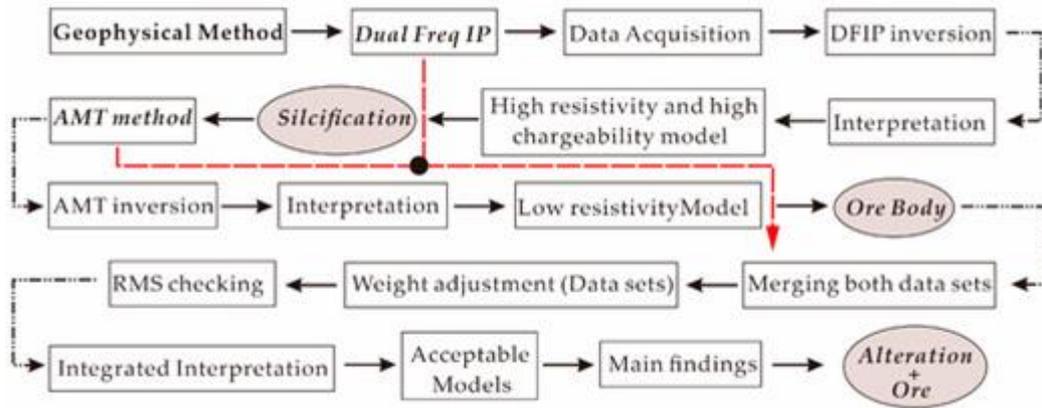


Рис. 4. Блок-схема основных этапов раздельной и совместной инверсии методов AMT и DFIP.

4.1. Аудиомагнитотеллурический (AMT) метод.

Магнитотеллурический метод исследует электрическую структуру недр, используя в качестве основного электромагнитного источника (ЭМ) поля искусственный (контролируемый), либо естественный источники. В случае искусственной или контролируемой магнитотеллурической съёмки электромагнитные сигналы генерируются с помощью специальных ЭМ-передатчиков. При естественных магнитотеллурических исследованиях-- электромагнитные поля возникают в результате глобальных молниевых явлений, известных как сферические (генерирующие короткопериодные сигналы), и активности солнечного ветра в ионосфере, которая генерирует длинно-периодные сигналы. Естественные магнитотеллурические поля можно разделить на AMT с частотами в диапазоне $f = 1-10\ 000$ Гц и широкополосные магнитотеллурические (ВВМТ) с частотным спектром $f = 0,001-300$ Гц. По сути, Земля представляет собой горизонтальную среду, а магнитотеллурические поля — это плоские электромагнитные волны, спроецированные вертикально на поверхность Земли. При столкновении с поверхностью значительная часть этих волн отражается, и лишь небольшая часть проникает в недра. Это явление обусловлено электромагнитной индукцией, в частности колебаниями магнитного поля, которые вызывают распространение теллурических токов в недрах, при этом величина этих токов зависит от электропроводности. Глубина проникновения (δ), представляющая собой глубину в недрах, на которой амплитуда электромагнитной волны уменьшается до $1/e$ от своего значения на поверхности, математически выражается следующим образом:

$$\delta = \sqrt{\frac{\rho}{\pi f \mu}} \approx 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (1)$$

Глубина скин-слоя определяется удельным сопротивлением (ρ), измеряемым в омах на метр (Ом·м), частотой (f), выраженной в герцах (Гц), и магнитной проницаемостью (μ), измеряемой в генри на метр (Гн/м). Следует отметить, что основными факторами, влияющими

на глубину скин-слоя, являются проводимость (обратная величина удельного сопротивления) геологических формаций и используемая рабочая частота. Геологические образования, демонстрирующие повышенную проводимость в недрах, обычно связаны с такими материалами, как графитовые или углеродные плёнки, взаимосвязанные металлические минералы, водные растворы и частичный расплав.

Приведённое выше выражение показывает, что глубина проникновения электромагнитных волн обратно пропорциональна частоте. Следовательно, более низкие частоты способны проникать на большую глубину, в то время как более высокие частоты ограничены более поверхностными слоями. На поверхности Земли наблюдаются ортогональные компоненты электромагнитного поля, и эти компоненты дают представление о частотной характеристике, отражающей распределение электрических свойств в подповерхностной среде. Изменение компонента магнитотеллурического поля во времени преобразуется в частотный спектр, что позволяет вычислить характеристики магнитотеллурического поля в частотной области, такие как кажущееся удельное сопротивление и фазы импеданса.

Расчет кажущегося удельного сопротивления может быть выражен следующим образом:

$$\rho = \frac{1}{5f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2)$$

В этом уравнении f обозначает частоту в герцах (Гц), ρ обозначает удельное сопротивление в омах на метр (Ом·м), E_x обозначает компоненту электрического поля x , а H_y обозначает компоненту магнитного поля y .

4.2. Метод двухчастотной индуцированной поляризации.

Метод DFIP, разработанный китайским академиком Цзишань Хэ, представляет собой значительный прорыв в области геофизических методов, особенно в сфере поиска рудных месторождений. Метод (DFIP) — это передовой геофизический метод, работающий в частотной области индуцированной поляризации (IP). Эта система включает в себя как передатчик, так и приёмник, необходимые для её функционирования. Основной механизм основан на использовании как высокочастотных, так и низкочастотных электрических токов. Передатчик, ключевой компонент системы DFIP, предназначен для синтеза и питания источника электромагнитного поля. Затем это сгенерированное поле стратегически распределяется по геологическим слоям. Когда это поле взаимодействует с горными породами и рудными телами, оно вызывает поляризационные эффекты.

Приёмники системы DFIP специально разработаны для обнаружения этих индуцированных реакций поляризации. Отличительной особенностью этой методики является её эффективность при определении дифференциальных частотных характеристик различных типов горных пород и руд. Основные измерения, получаемые с помощью этой системы, включают высокочастотную разность потенциалов (ΔVH), низкочастотную разность потенциалов (ΔVL), на основе которых рассчитывается удельное сопротивление ($\text{Ом}\cdot\text{м}$) и процентный частотный эффект (PFE) (табл. 1). Эти параметры имеют решающее значение при анализе геологических структур и выявлении рудных месторождений.

Табл. 1.

Удельное электрическое сопротивление горных пород и образцов руды в исследуемой области.

Rock Ore Specimen	Resistivity Range ρ ($\Omega\cdot\text{m}$)	PFE (%)
Basalt	1000~2000	0.7%~1.5%
Rhyolite	1500~2800	0.5%~1.2%
Breccia	2000~3000	0.3%~1.0%
Pb-Zn Ore	500~1000	~15.0%

4.3. Сбор данных.

В рамках этого исследования провели АМТ-съёмку в районе м-ния Дунцзюнь, установив 31 АМТ-станцию вдоль 1440-м профильной линии, расположенной перпендикулярно геологическому простиранию. Станции были расположены на расстоянии 40 м друг от друга. Использовали систему GSEM-W10, разработанную компанией Giant Sequoia Artificial Intelligence Technology Co., Ltd. (Хунань, Китай), для сбора данных о временных изменениях в поле или временных рядах. Данные АМТ охватывали диапазон частот от 1 Гц до 10 400 Гц, то есть 53 частоты. На каждой станции сбор данных длился 35 минут и включал измерение двух горизонтальных компонентов электрического поля (E_x и E_y) и двух ортогональных компонентов магнитного поля (H_x и H_y), показанных на рисунке 5.

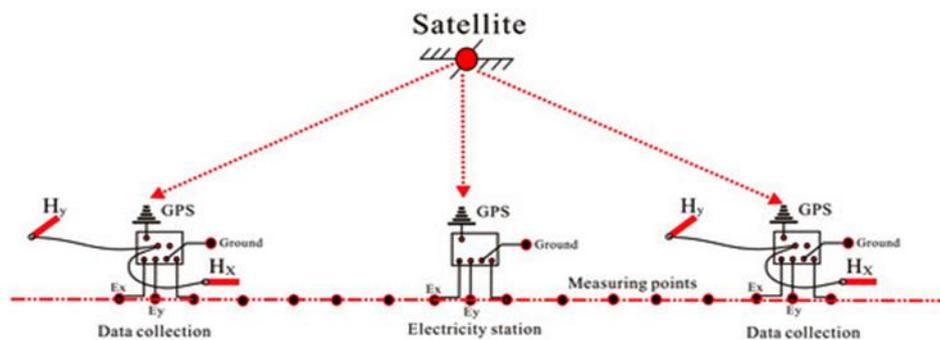


Рис. 5. Схема магнитотеллурических измерений (вертикальная составляющая вектора магнитного поля (H_z) не измерялась).

Ориентация по осям X и Y была северной и восточной соответственно. Были измерены изменения магнитного поля с помощью индукционных магнитометров (ИМ) и изменения электрического поля с помощью двух пар неполяризующихся свинцово-хлоридных электродов

(Pb-PbCl₂). Чтобы снизить контактное сопротивление, каждую точку измерения электрического поля предварительно насыщали водой. Также обследовали каждую станцию, чтобы выявить потенциальные источники помех, такие как дороги, высоковольтные линии электропередачи и коммуникационные кабели, которые часто встречались вдоль линий съёмки. Собранные данные временных рядов АМТ обрабатывались с помощью программного обеспечения GSEM-pros (версия 1.0.3). Это включало преобразование данных в частотную область и расчёт спектров взаимной мощности. Расчёты спектров перекрёстной мощности сыграли решающую роль в оценке тензора импеданса, который меняется в зависимости от частоты. Этот тензор импеданса является ключевым для понимания размерности и направления залегания структур в области исследования.

На той же линии съёмки был проведён метод DFIP с использованием конфигурации «полюс-диполь». Приёмная матрица, состоящая из неполяризуемых потенциальных электродов (MN), была расположена с интервалом 40 м на протяжении 720 м. Сбор данных осуществлялся на 31 станции с использованием двух частот: 4 Гц и 4/13 Гц, с применением модели SQ-3С. Процесс измерения начинался с расстояния между электродами (AB) 80 м. Центр питающего диполя располагался в средней точке линии съёмки. Затем расстояние от питающего диполя до линии съёмки постепенно увеличивалось на 80 м для каждого измерения в линейной последовательности от 80 м до 800 м (с шагом 80, 160, 240 и до 800 м). За пределами линии съёмки расстояние между диполями источника питания (AB) увеличивалось линейно, начиная с 960 м и до максимального расстояния более 2500 м (рис. 6).

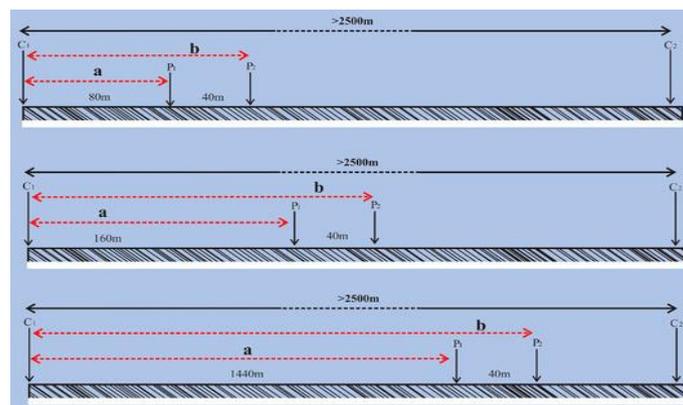


Рис. 6. Схематическое изображение DFIP с использованием полосно-дипольной антенны.

4.4. Анализ данных

Перед инверсией оценили размерность данных АМТ, чтобы определить, соответствуют ли фазы на заданной частоте, рассчитанные тензоры импеданса и кажущееся удельное сопротивление одномерным (1D), двумерным (2D) или трёхмерным (3D) геоэлектрическим структурам. Поскольку гальванические искажения не влияют на тензор фаз, использовали его

для анализа размерности. Параметр β , известный как наклон тензора фаз, важен для понимания сложности и размерности данных АМТ, связанных с подземной структурой. Тензор фазы в одномерной модели или стратифицированной недрах имеет круглую форму, что означает минимальный угол наклона (β). Тензор фазы имеет эллиптическое распределение в контексте двумерной региональной структуры удельного сопротивления. При анализе двумерной региональной структуры удельного сопротивления тензор фазы имеет эллиптическую конфигурацию. Для получения точных данных значение β приближается к 0. Фазовый тензор в трёхмерной модели имеет значительные значения β и является асимметричным. Быстрое боковое смещение по главной оси фазового тензора указывает на существование трёхмерных структур. Как правило, если β меньше или равно 5° , это соответствует двумерной (2D) структуре. Если же β превышает 5° , это соответствует трёхмерной (3D) структуре. Таким образом, в этой работе для определения двумерной структуры используется критерий $|\beta| \leq 5^\circ$. На рисунке 7 показано, что псевдосечение фазового тензора в разные периоды помогает определить размерность подповерхностной структуры.

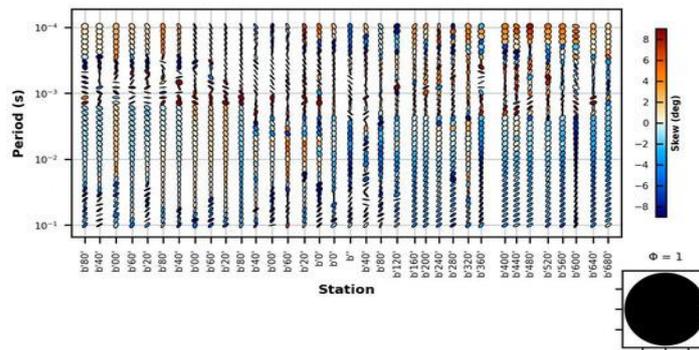


Рис. 7. Анализ фазового сдвига АМТ в псевдоразрезе.

В интервале периодов от 10^{-1} до 10^{-3} (с) эллипсы фазового тензора имеют угол наклона $|\beta| \leq 5^\circ$, что указывает на двумерную структуру. Однако в интервале периодов от 10^{-3} до 10^{-4} (с) псевдосечение фазового тензора некоторых станций представляет собой асимметричные эллипсы с углом наклона примерно $\geq 5^\circ$, что указывает на трёхмерную структуру. В целом средняя часть псевдосечения фазового тензора между b0, b20, b40, b60, b180, b240, b320, b540 и 560, в приповерхностной части, показывает угол наклона $\leq 5^\circ$, что указывает на двумерную структуру. В этом исследовании в большинстве данных АМТ значения β составляют $\leq 5^\circ$, а фазовые тензоры являются эллиптическими. Следовательно, в исследуемой области преобладают двумерные структуры.

Для определения преобладающего направления электрического тока в исследуемом регионе используется геоэлектрический анализ собранных данных. Для этого применялся

подход, основанный на инвариантах тензора импеданса (Z), а результаты представлены в виде розеточных диаграмм, как на рисунке 8.

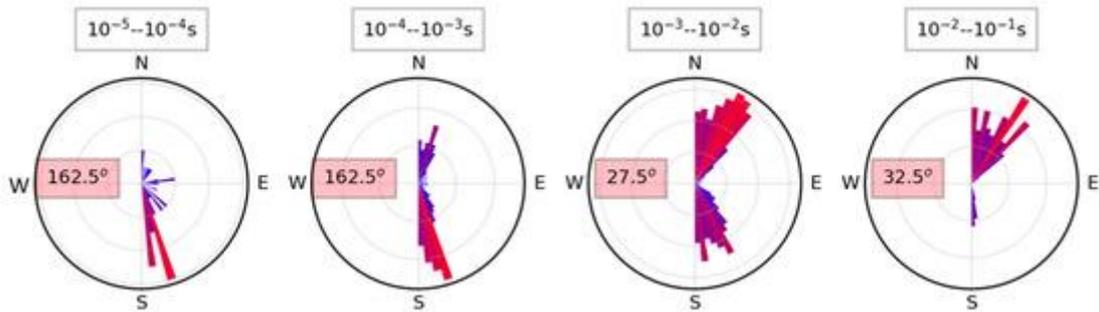


Рис. 8. Диаграмма Роуза - анализ направления движения для каждого диапазона периодов (белые метки). Направление на север (N) условно считается равным 0, а угол θ движения (цветные метки) - по часовой стрелке.

Поскольку анализ по направлению тока является неоднозначным в пределах $\pm 90^\circ$, при его проведении учитывалась геология исследуемой территории. Анализ по направлению тока в разные десятилетия и во все периоды показывает, что направление тока варьируется от $32,5^\circ$ до $162,5^\circ$. На небольших глубинах (от 10^{-5} до 10^{-4} с) направление простирается составляет примерно $162,5^\circ$, что указывает на преобладающую ориентацию подземных структур с северо-запада на юго-восток. На средних глубинах (от 10^{-4} до 10^{-2} с) направление простирается постепенно меняется на $27,5^\circ$ и далее до $32,5^\circ$, что указывает на движение в направлении с северо-востока на юго-запад с увеличением глубины. Изменение направления простирается с глубиной указывает на различные структурные режимы или изменения в геологической структуре. Неглубокие простираются с северо-запада на юго-восток могут указывать на поверхностные разломы или зоны трещиноватости, но более глубокие простираются с северо-востока на юго-запад могут быть связаны с региональными тектоническими структурами или более глубокими зонами минерализации. Результат, полученный для всего временного диапазона, согласуется с региональными структурами района.

5. Инверсия.

5.1. Данные АМТ

Была проведена двумерная инверсия данных АМТ с помощью алгоритма инверсии Оккама, используя программный пакет Zondmt2D. Статический сдвиг, артефакт, возникающий из-за неоднородностей вблизи поверхности, может привести к значительным сложностям и ошибочным интерпретациям кривых кажущегося удельного сопротивления. Такие сложности могут привести к неточностям при определении геоэлектрических структур. Поэтому был скорректирован статический сдвиг с помощью ручной настройки уровней кривых, ориентируясь на соседние кривые.

Для инверсии АМТ было выбрано несколько критических параметров и процедур, обеспечивающих точность результатов. Процесс инверсии начали с выбора сетки со значением высоты 5 и применением повышающего коэффициента 1,05, который систематически корректировал параметры модели на последующих итерациях. Для оптимизации процесса инверсии, было выбрано начальное значение удельного сопротивления полупространства 250 Ом·м, коэффициент сглаживания 1, сглаживание по глубине 1 и коэффициент сглаживания 0,5. Кроме того, установили общие ограничения для модели, задав минимальное удельное сопротивление 10 Ом·м и максимальное удельное сопротивление 10 000 Ом·м, чтобы ограничить диапазон значений удельного сопротивления в рамках модели. Процесс инверсии выполнялся итеративно, сначала в течение 20 итераций, а затем ещё 10 итераций с корректировкой параметров, направленной на уменьшение среднеквадратичной ошибки (СКО). Среднеквадратичная ошибка, количественно определяющая разницу между смоделированными и измеренными наборами данных, оценивалась в процентах, при этом среднеквадратичная ошибка ниже 10% считалась приемлемой для нашего двумерного обратного моделирования.

5.2. Данные DFIP

Двумерная инверсия данных DFIP с использованием алгоритма инверсии Оккама была проведена с помощью программного обеспечения Zondres2D. Процесс инверсии начали с выбора сетки с высотой 5 и коэффициентом приращения 1,05, что позволило систематически корректировать параметры модели на последующих итерациях. В качестве отправной точки для определения удельного сопротивления было выбрано начальное значение удельного сопротивления полупространства 300 Ом·м. Параметры, в том числе коэффициент сглаживания 0,01, сглаживание глубины 1, коэффициент сглаживания 1 и порог фокусировки 0,05, были выбраны для оптимизации процесса инверсии.

Результаты инверсии показали среднеквадратичную ошибку (RMS) для модели удельного сопротивления и модели инверсии PFE, которая составляет около 6,2% после 10 итераций, что свидетельствует о высоком уровне точности результатов.

5.3. Данные совместной инверсии.

Метод совместной инверсии использовали для объединения наборов данных, полученных в ходе DFIP и АМТ-исследований, с помощью программного обеспечения ZondRes2D. В методе совместной инверсии процесс начинается с выбора важных параметров, таких как минимальный и максимальный диапазон удельного сопротивления (10 Ом·м–22 кОм·м), количество слоёв (50) и коэффициент приращения 1,05 для итеративной корректировки параметров модели для изменения и критериев остановки, таких как количество итераций (10)

или среднеквадратичная ошибка 0,1. Для определения базового уровня удельного сопротивления в недрах было установлено начальное значение удельного сопротивления полупространства, равное 500 Ом·м. Кроме того, были тщательно подобраны конкретные параметры оптимизации, в том числе коэффициент сглаживания 0,01, сглаживание по глубине 1, коэффициент сглаживания 1 и пороговый уровень 0,05, подобранные для улучшения процесса инверсии. В исследовании использовали метод кросс-градиента и метод Гаусса — Ньютона для эффективной интеграции данных из исследований DFIP и АМТ в Zondres2D. Важным аспектом этого этапа была настройка веса, присваиваемого данным МТ в программном обеспечении. Этот вес был тщательно подобран в диапазоне от 0,25 до 1, чтобы улучшить конфигурацию между этапами обработки данных и уменьшить несоответствие, тем самым повысив точность результатов инверсии. Кроме того, между параметрами модели были применены ограничения, чтобы обеспечить стабильность и геофизическую реалистичность моделей. Для обеспечения гладкости модели и предотвращения чрезмерной подгонки использовался метод регуляризации инверсии Оккама, что способствовало созданию реалистичных геологических структур. После выполнения этих шагов параметры модели итеративно оптимизировались для создания моделей недр, которые эффективно объединяли информацию из обоих наборов данных. Была рассчитана среднеквадратичная ошибка, чтобы достичь целевого порога ошибки ниже 10%. После завершения совместного инверсионного анализа среднеквадратичная ошибка модели совместной инверсии составила примерно 4,3%, что свидетельствует об эффективности и качестве созданной модели.

5.4. Результаты инверсии.

Модель удельного сопротивления, полученная на основе данных АМТ по свинцово-цинковому месторождению Дунцзюнь, выявляет характерные особенности, связанные с низким удельным сопротивлением. Инверсионная модель определяет три зоны с умеренной и высокой проводимостью (удельное сопротивление <600 Ом·м), обозначенные как С1 и С2, и две зоны с высоким удельным сопротивлением (удельное сопротивление >3500 Ом·м), обозначенные как R1 и R2. Примечательно, что зона С1 преимущественно расположена в поверхностных слоях, простираясь горизонтально в северо-восточном направлении, и может быть связана с четвертичными аллювиальными отложениями глин и ила. В отличие от неё, зоны R1 и R2 расположены в юго-западном и северо-восточном секторах инверсионной модели и могут быть связаны с базальтовыми породами. Эти зоны сопротивления заметно перемежаются проводящей зоной С2. В средней части инверсионной модели проводящий слой С2 хорошо заметен и непрерывен по вертикали и может быть связан со свинцово-цинковой рудой.

Модель удельного сопротивления, полученная в результате исследования DFIP, проведённого на той же территории, демонстрирует множество уникальных характеристик. Модель удельного сопротивления показала одно тело с высокой проводимостью (удельное сопротивление $<500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), обозначенное как C1, и два тела с умеренным и высоким удельным сопротивлением (удельное сопротивление $<5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), обозначенные как R1 и R2. Проводящий слой C1 находится в поверхностном слое, простирается в северо-восточном направлении и может быть связан с четвертичными аллювиальными отложениями из глин и ила. Тело с умеренным удельным сопротивлением R1 находится в юго-западной части инверсионной модели и может быть связано с песчаным грунтом, гравием или конгломератами, а тело с высоким удельным сопротивлением R2 находится в центре инверсионной модели и может быть связано с базовыми породами, такими как риолит и брекчия. В отличие от результатов инверсии АМТ, DFIP показывает наличие тела с высоким удельным сопротивлением R2 в центральной части участка, где по результатам АМТ была выявлена зона с низким удельным сопротивлением. Однако процентный частотный эффект (PFE) той же аномалии показывает значения более 12 процентов, что указывает на аномалию IP, которую можно объяснить рассеянной свинцово-цинковой рудой в базальтовой породе.

Модель удельного сопротивления, полученная в результате совместной инверсии, показала ряд подповерхностных аномалий, которые отличаются от индивидуальных моделей. Они варьируются от структур с высоким удельным сопротивлением до структур с высокой проводимостью, включая слой с высокой проводимостью (C1), тело с умеренным удельным сопротивлением (R1) и структуру с высоким удельным сопротивлением (R2) в центре профиля, которая находится над проводящим телом (C2). (C1), обладающая высокой проводимостью, находится в поверхностной части инверсионной модели и имеет удельное сопротивление менее $150 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, что может быть связано с аллювиальными отложениями глин и ила, в то время как (R1) находится в юго-западной части, и её удельное сопротивление составляет менее $2000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, что может быть связано с песчаным гравием или конгломератами. В верхнем и среднем сегментах инверсионной модели заметно выделяется структура с высоким удельным сопротивлением (R2), удельное сопротивление которой в центре профиля превышает $6000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Она состоит из вулканических пород, таких как риолит и брекчия. Под этой зоной с высоким удельным сопротивлением находится участок с умеренной или высокой проводимостью, обозначенный как (C2), для которого характерны значения удельного сопротивления ниже $700 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и заметное вертикальное продолжение. Его можно отнести к рассеянной свинцово-цинковой минерализацией в силикатной породе. Кроме того, значение

PFE для этого участка превышает 14 процентов, что подтверждает наличие аномалии IP, связанной со свинцово-цинковой минерализацией.

На рисунке 9 показаны наблюдаемые и рассчитанные данные по удельной электропроводности для всех трёх моделей инверсии (AMT, DFIP и совместная инверсия), полученные непосредственно из программного интерфейса.

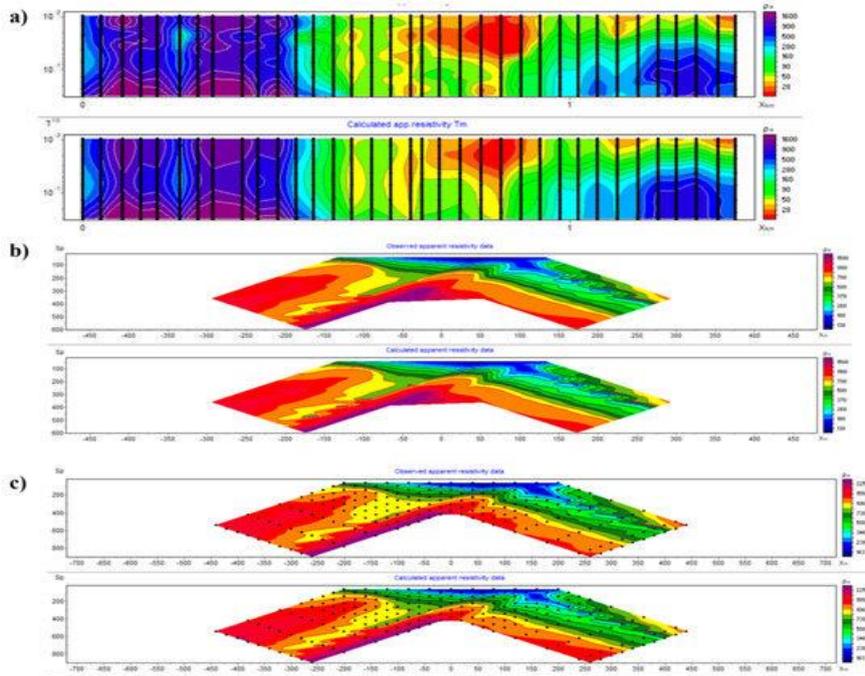


Рис. 9. Наблюдаемое удельное сопротивление в сравнении с расчетным удельным сопротивлением для всех инверсий. (а) данные AMT; (б) данные DFIP; (с) данные совместной инверсии.

Для дальнейшего определения погрешности аппроксимации были построены кросс-диаграммы, как показано на рисунке 10, на котором изображена взаимосвязь между наблюдаемыми данными и рассчитанными данными по удельной электропроводности для каждой модели инверсии.

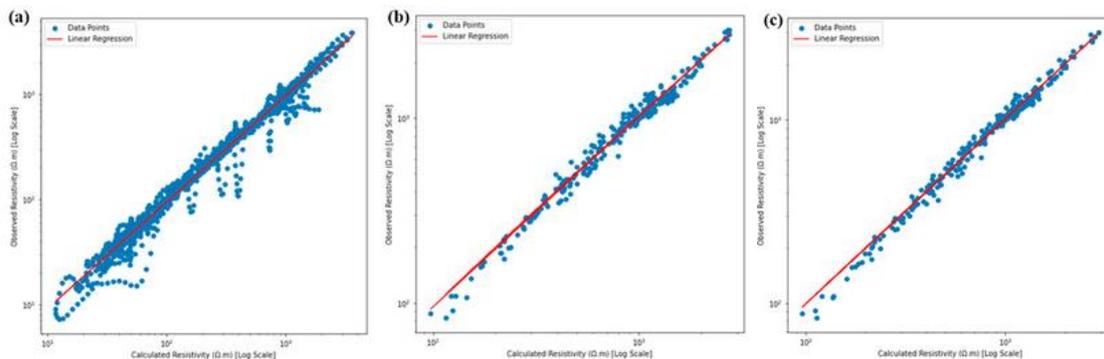


Рис. 10. Перекрестные графики зависимости наблюдаемого удельного сопротивления от расчетного удельного сопротивления для всех инверсий: (а) данные AMT; (б) данные DFIP; (с) данные совместной инверсии.

Погрешности аппроксимации для моделей AMT, DFIP и совместной инверсии представлены разбросом точек вокруг линии регрессии под углом 45 градусов. Примечательно,

что погрешность аппроксимации модели АМТ составляет примерно 1,6%, модели DFIP — 1,5%, а модель совместной инверсии отличается наименьшей погрешностью аппроксимации — 1,3%. На этом графике видно преимущество модели совместной инверсии в точном отображении геологических структур в недрах по сравнению с отдельными моделями АМТ и DFIP.

6. Обсуждение.

Инверсионная модель АМТ (рис. 11) показала несколько областей с высоким и низким удельным сопротивлением вдоль профиля с юго-запада на северо-восток.

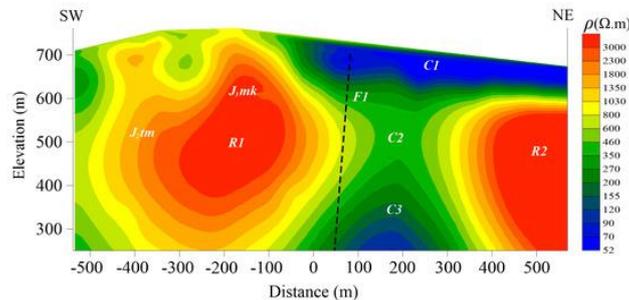


Рис. 11. Двумерная инверсионная модель данных АМТ с геоэлектрической моделью и возможным разломом.

На юго-западном участке профиля наблюдается высокое удельное сопротивление пластов от поверхности до больших глубин в диапазоне от 800 до 4000 Ом·м. Структура с высоким удельным сопротивлением (R1) простирается на 400 м (от -500 до -100) по горизонтали и находится на глубине 400 м (от 700 до 300) от поверхности. Изучив геологию и показатели удельного сопротивления, пришли к выводу, что зона удельного сопротивления (R1) (3000 Ом·м) может быть связана с вулканическими породами, такими как риолит, туф, андезитовый базальт, вулканический базальт и туф, относящимися к формациям Манкетуэбо и Тамулангу.

Центральная часть профиля имеет три отчётливо выраженные аномальные особенности, которые состоят из нескольких зон с высокой проводимостью: (C1) на небольшой глубине и зон с умеренной проводимостью (C2) в середине профиля, простирающихся вниз. Зона с высокой проводимостью (C1) имеет удельное сопротивление менее 150 Ом·м и простирается на 500 м по горизонтали (от 0 до 500) и на 100 м по вертикали (от 700 до 600) в северо-восточном направлении. Основываясь на показателях удельного сопротивления и геологическом строении, предположили, что слой (C1) представляет собой четвертичные отложения ила и аллювиальной глины. Среднее удельное электрическое сопротивление проводящего тела C2 (≤ 600 Ом·м) ограничено 400 м по горизонтали (от -100 до 300) и мощностью 300 м (от 600 до 300). Эта аномалия удельного сопротивления может быть связана с минерализацией свинца и цинка. На центральном участке показан возможный разлом: F1, который может повышать

проницаемость и задерживать флюиды в брекчиях, а также препятствовать перемещению материалов перпендикулярно его плоскости. Влияние разлома F1 на повышение проводимости очевидно в модели удельного сопротивления АМТ.

Северо-восточный участок профиля состоит из структуры с высоким удельным сопротивлением (R2) с удельным сопротивлением более 3000 Ом·м и простирается на юго-восток на 150 м (от 350 до -500) в ширину и на 300 м (от 600 до 300) в глубину. Предполагается, что структуры с высоким удельным сопротивлением (R1 и R2) могут быть связаны с риолитом, брекчиевым туфом, андезитовым базальтом, вулканическим базальтом и брекчией формаций Манкетоуэбо и Тамулангу, исходя из геологических особенностей и показателей удельного сопротивления.

В инверсионной модели DFIP, показанной на рисунке 12, на небольшой глубине наблюдаются зона сопротивления (R1) и проводящий слой (C1).

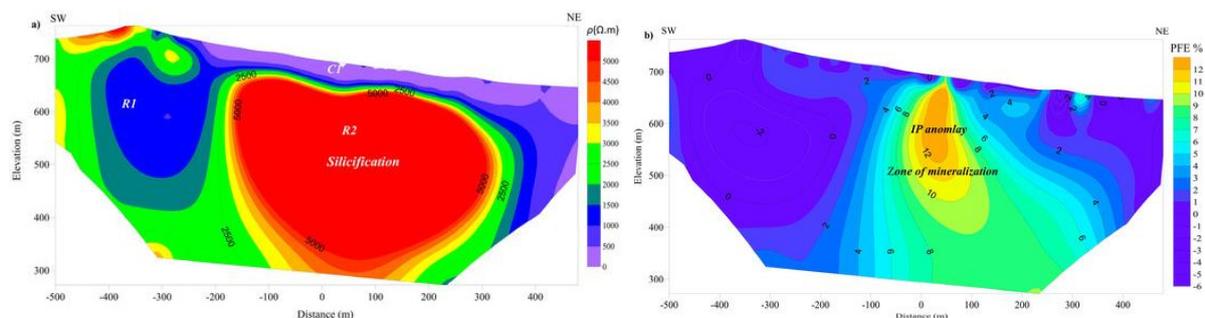


Рис. 12. (а) двумерная модель удельного сопротивления DFIP - зона высокого удельного сопротивления; (б) двумерная модель частотного эффекта (PFE) - аномалия IP зоны минерализации.

Зона высокого сопротивления (R1) с сопротивлением менее 2000 Ом·м расположена на расстоянии 50 м по горизонтали (от -400 до -270) и на глубине 200 м от поверхности. Судя по сопротивлению и геологическому контексту, эта зона сопротивления (R1) может быть интерпретирована как базальтовая порода, например, андезитовый базальт, вулканический базальт или вулканическая брекчия. Высокопроводящий слой (C1) с удельным сопротивлением менее 500 Ом·м, простирающийся на 650 м по горизонтали (от -250 до 400) вдоль участка инверсионной модели с юго-запада на северо-восток, объясняется наличием четвертичных аллювиальных глинистых и илистых отложений, исходя из геологической структуры и удельного сопротивления. Однако основное противоречие между моделями удельного сопротивления DFIP и АМТ находится в середине профиля. В середине инверсионной модели DFIP наблюдается высокоомное тело (R2) с удельным сопротивлением более 5000 Ом·м, простирающееся по горизонтали на 450 м (от -150 до 300) и по глубине (от 650 до 350 м), что отличается от результатов инверсионной модели АМТ, а также от результатов электрических измерений образцов горных пород и руды в исследуемой области (табл. 1).

Свинцово-цинковое месторождение Дунцзюнь состоит из риолитов, базальтов, андезитовых базальтов и вулканического туфа и характеризуется высоким уровнем кремнификации. Можно сделать вывод, что аномалия высокого удельного сопротивления (R2), наблюдаемая в инверсионной модели DFIP, в отличие от аномалии низкого удельного сопротивления (C2), наблюдаемой в АМТ, связана с рассеянной минерализацией в богатой кремнезёмом породе, которая создаёт барьер удельного сопротивления, повышающий удельное сопротивление в DFIP, но в то же время повышающий значения удельной проводимости (PFE). Зона аномалии IP расположена в середине профиля (рис. 12b) с максимальным значением PFE 12%. Это позволяет предположить, что зоны аномалий IP связаны со свинцово-цинковой минерализацией.

Модель удельного сопротивления, полученная в результате совместной инверсии наборов данных АМТ и DFIP (рис. 13), улучшает представление о подповерхностных аномалиях и позволяет выявить зону минерализации, которая не была чётко определена с помощью АМТ или DFIP по отдельности.

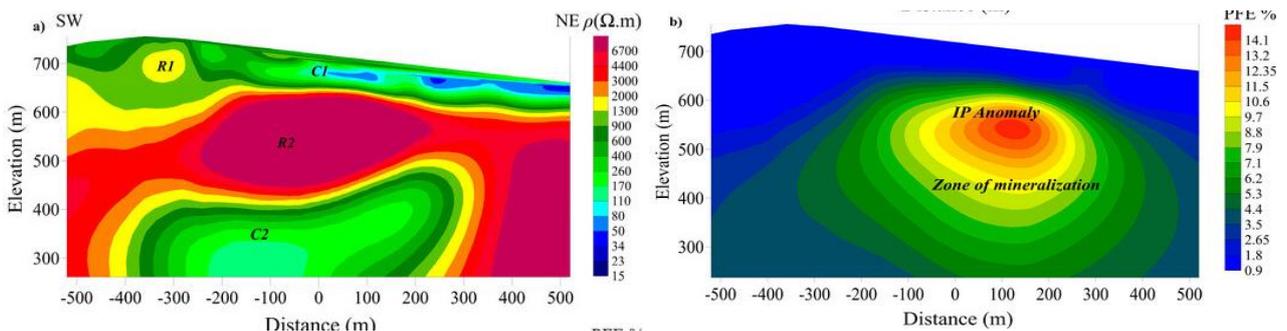


Рис. 13. (а) модель удельного сопротивления АМТ и DFIP - область с высоким IP над проводящей зоной; (б) инверсионная модель процентного частотного эффекта (PFE) - аномалия IP зоны минерализации.

Модель удельного сопротивления, полученная в результате совместной инверсии (рис. 13а), показывает поверхностный проводящий слой (C1), зону с высоким удельным сопротивлением (R1) и умеренно проводящую структуру (C2) вдоль профиля. Проводящий слой (C1) с удельным сопротивлением ($<150 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) залегает на глубине 50 м от поверхности, простирается в горизонтальном направлении на 600 м (от -100 до 500) и тянется в северо-восточном направлении. Можно предположить, что проводящий слой (C1) образован четвертичными аллювиальными отложениями глины и аргиллита, исходя из их удельного сопротивления и учитывая геологию. Аномалия удельного сопротивления (R1) находится в верхних слоях и простирается примерно на 60 м вглубь от поверхности, а по горизонтали — на 100 м (от -400 до -300), что можно интерпретировать как брекчию, вулканический базальт или андезитовый базальт. Зоны с высоким удельным сопротивлением (R2) (более $6000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) расположены непосредственно под поверхностным проводящим телом (C1). Тело с высоким

удельным сопротивлением (R2) расположено на расстоянии 450 м (от -280 до 220) по горизонтали и имеет толщину 200 м (650–450). Судя по геологическому строению (рис. 2), можно предположить, что зона с высоким удельным сопротивлением (R2) состоит из базальтовых пород, таких как риолит, андезитовый базальт или туфовая брекчия формаций Манкетуэбо и Тамулангу. Ниже зоны резистивного изменения находится большая область проводимости от умеренной до высокой (C2), аномалия, обнаруженная в модели совместной инверсии, которая имеет диапазон удельного сопротивления ($<700 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) и распределена на расстоянии 750 м (от -450 до 300) по горизонтали и расположена на глубине около 450 м от поверхности и увеличивается с глубиной.

Аномалия низкого удельного сопротивления, выявленная с помощью модели совместной инверсии, совпадает с известным местоположением свинцово-цинковой минерализации в исследуемом районе (рис. 14).

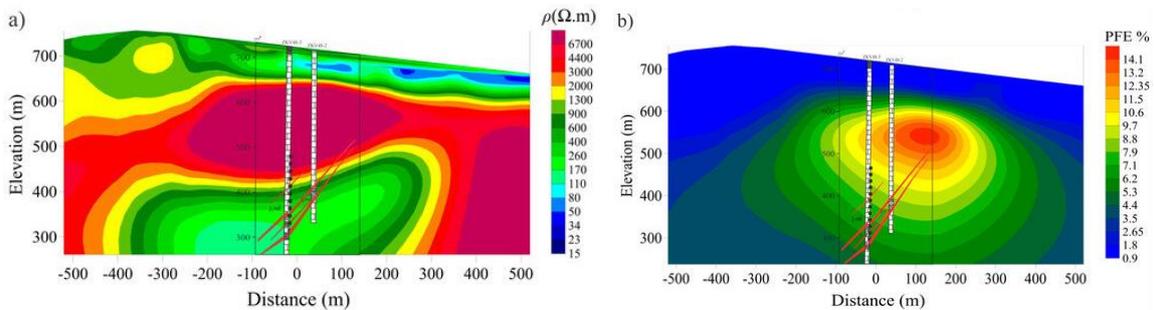


Рис. 14. (а) модель удельного сопротивления, основанная на совместной инверсии удельного сопротивления АМТ и DFIP, наложенная на геологическую модель, показывающую расположение и направление движения свинцово-цинкового рудного тела; (б) модель инверсии процентного частотного эффекта, наложенная на геологическое поперечное сечение, показывающее направление движения и расположение рудного тела.

В дополнение к высокой характеристике электропроводности, существует высокопроцентный частотный эффект (PFE) аномальных зон (рис. 14b), который подтверждает местоположение аномальной зоны IP. Основываясь на всех этих инверсионных моделях, а также на геологической модели (рис. 14a,b) и удельном электрическом сопротивлении оруденения (табл. 1), пришли к выводу, что проводящий объект (C2) образован рассеянным свинцово-цинковым оруденением. Эта аномалия лучше интерпретируется с помощью совместной инверсии, чем с помощью АМТ или DFIP по отдельности.

7. Выводы.

1. Минерализация в исследуемой области происходит в зонах силификации, которые являются геофизическими объектами с высоким удельным сопротивлением.
2. Два отдельных геофизических метода, АМТ и DFIP, в районе м-ния Дунцзюнь поразному отображают удельное сопротивление из-за особенностей и физики каждого метода.

3. Чтобы решить эту проблему и получить полное представление об аномалиях, была проведена совместная инверсия с использованием наборов данных АМТ и DFIP. Модель совместного инверсионного удельного сопротивления показала зону от умеренной до высокой проводимости (C2), простирающуюся вдоль профиля с увеличением глубины. Окончательная модель совместного инверсионного удельного сопротивления четко отображает большую зону изменения кремнезема и область рассеянной сульфидной минерализации Pb-Zn на основе сигнатуры низкого удельного сопротивления и аномалии PFE с высокопроцентным частотным эффектом.

4. Дальнейший анализ на основе этой совместной инверсионной модели выявляет потенциальные области сульфидной и других минерализаций в зоне изменения кремнезема в виде небольших или крупных аномалий электропроводности.

5. В совокупности это исследование показывает, что интеграция геофизических методов с помощью совместной инверсии является ценным подходом для более точной характеристики и уточнения зон минерализации свинца и цинка, перспективных для поисков, в будущих исследованиях.

V. СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПРИ ГРР НА ПОРФИРОВЫЙ ТИП ОРУДЕНЕНИЯ (медно-золотое м-ние Шадан, блок Лут, Иран) [1].

1. Введение

Порфировые м-ния характеризуются многочисленными поколениями трещин от предминерализации до синминерализации и многими наборами постминерализации. Трещины можно отличить по скоплениям минералов и изменений. Внутри минерализованных интрузий и в их окрестностях образование хрупких трещин и жил контролируется динамикой распространения магмы в сочетании с кристаллизацией, колебаниями флюидов под давлением, изменением физико-химических условий и тектонической эволюцией локальных и региональных полей напряжений. Распределение изменений и минерализации контролируется разломами, а также макроскопическими трещинами и изломами, которые развились после образования руды.

Образование трещин на м-нии порфира контролируется многочисленными факторами, включая унаследованную структуру вмещающей породы (например, механическую анизотропию), значительные изменения поля напряжений окружающей среды, эпизодическое проникновение магмы и охлаждение, а также колебания гидравлического давления в системе. Ориентация трещин возникает либо во время формирования вмещающей породы, либо во время минерализации. Двумя основными процессами, связанными с образованием жил, связанных с порфирами, являются гидравлические процессы и локальные напряжения растяжения вмещающей породы. Локальное растяжение вмещающей породы может быть функцией деформации.

Хорошо зарекомендовавшие себя концептуальные модели визуализируют локальное расширение в пределах регионального режима напряжений, определяемого общим сжатием регионального масштаба, в котором обычно находятся медно-золотые месторождения порфиров. Это облегчает переход магмы из зоны «затора» (т.е. плавление, ассимиляция, хранение, гомогенизация) по пути на поверхность. В таких структурно-динамичных условиях порфировые м-ния характеризуются штокверковым строением и гидротермальной брекчиевой минерализацией. Подобные комбинации считаются наиболее распространенными в раздвигающихся бассейнах, которые были высвобождены сдвиговыми разломами. Сдвиговые разломы используются в качестве ключевого поискового признака месторождений порфирового типа.

Плотность линеаментов на основе геологических, геофизических или ДДЗ может быть нанесена на карту тремя методами, а именно визуальным, полуавтоматическим и

автоматическим. Помимо преимуществ этих методов, все еще существует несколько недостатков в использовании плотности линейментов в качестве поискового признака при ГРР. Данные о разломах почти никогда не классифицируются с точки зрения типа и возраста. Кроме того, не все разломы являются проницаемыми путями для транспортировки и локализации гидротермальных флюидов (например, пострудные разломы). В этом контексте необходимо подчеркнуть генерацию и распределение трещин при транспортировке рудообразующих флюидов в пределах порфирового м-ния.

2. Геологические условия

2.1. Региональная геология

Магматическая дуга Урумие-Дохтар (UDMA) в Альпийско–гималайском (Тетианском) орогенном поясе является важным источником порфировых м-ний, включая м-ния Сарчешме, Сунгун и Мейдук (рис. 1).

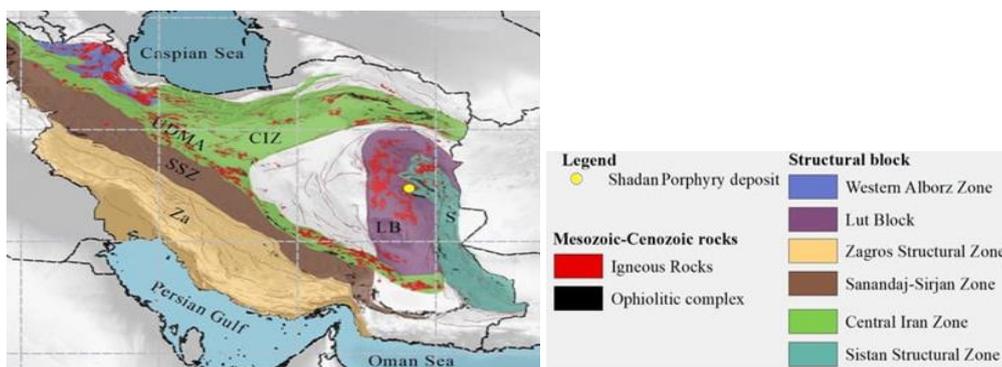


Рис. 1. Расположение порфирового м-ния Шадан на геолого-структурной схеме Ирана.

Анализ данных кинематики разломов в UDMA выявил связь между порфировым оруденением и дуплексной структурой протяженных разломов. Эти дуплексные схемы региональных разломов подразумевают, что дилатационные зоны, за которыми следуют дилатационные нормальные разломы северо–западного направления, являются оптимальными для размещения месторождения порфира.

Блок Лут как часть микроконтинента центрального Ирана является важным источником порфировых м-ний и перспектив, особенно система м-ний Шадан и Махер-Абад. М-ние Au–Cu Шадан представляет собой комплекс слоисто-жильного оруденения, которое не может быть удовлетворительно объяснено моделью, приписываемой UDMA. Пластинчатые жилы, являясь расширяющимися структурами, переносят рудообразующие флюиды из более глубокого, но гипабиссального магматического источника на более мелкие уровни земной коры, где минерализация происходит либо внутри интрузивных эндоконтактов, либо во вмещающей породе (экзоконтат).

В этом исследовании на карту нанесли и проанализировали пластовые жилы, чтобы расшифровать пространственное распределение сетки трещин, связанных с м-нием порфира, что помогает получить представление о формировании жил и пересмотренной структурной модели для улучшения понимания фундаментальных механизмов контроля минерализации. Разработка структурной модели важна для формулирования поисковых критериев порфировых м-ний в этом регионе. Кроме того, интеграция пространственного распределения сетки трещин и литогеохимических данных помогает определить потенциальные районы для ГРП.

М-ние Шадан–порфир Au-Cu расположено в вулcano–плутонических толщах блока Лут, сегмента в центральной части Альпийско-Гималайского пояса. Блок Лут обнажен на площади около 900×200 км, простираясь на северо–запад от разлома Доруне до Джазморийского бассейна. Блок Лут охватывает широкий спектр пород, состоящих из доюрского осадочно-метаморфического фундамента, юрских вулcano-осадочных пород и мезо-кайнозойских магматических пород (рис. 2).

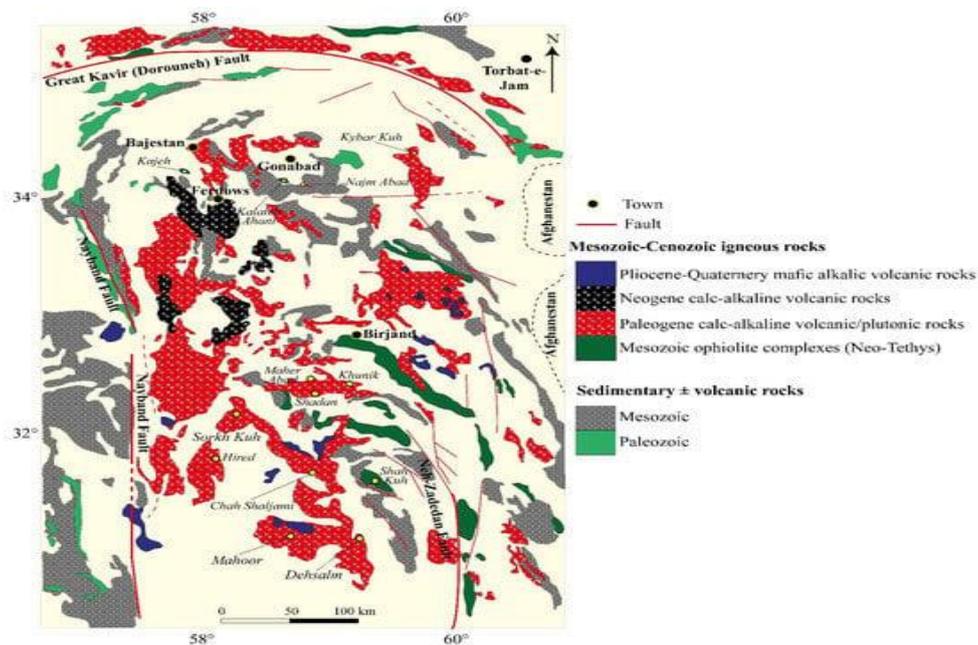


Рис. 2. Геология блока Лут, восточный Иран.

Считается, что прерывистая субдукция вдоль блока Лут в течение верхнего мела (около 75 млн лет назад) и эоцена (около 47-30 млн лет назад) породила щелочной, включая шошонитовый магматизм.

2.2. Геология месторождения.

М-ние Шадан содержит 27 т, 0,55 г/т Au. Оруденение протяженностью и мощностью в несколько сотен метров связано с трубообразными интрузиями с адакитовой сигнатурой, внедренными в вулканические породы возрастом $37,26 \pm 0,30$ млн лет (геохронология Ar-Ar биотитов) (рис. 3-5).

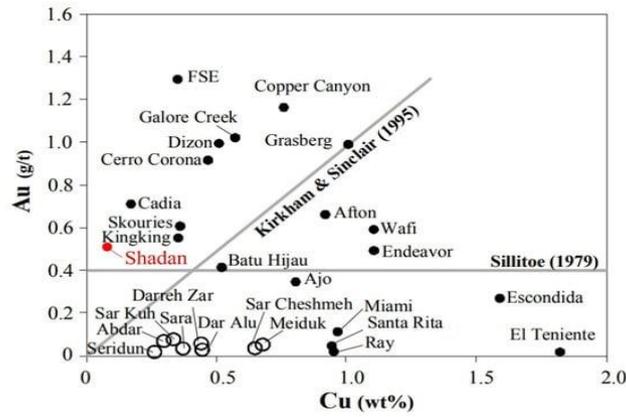


Рис. 3. Сравнение м-ния Шадан (красный кружок) с другими медно-порфировыми м-ниями.

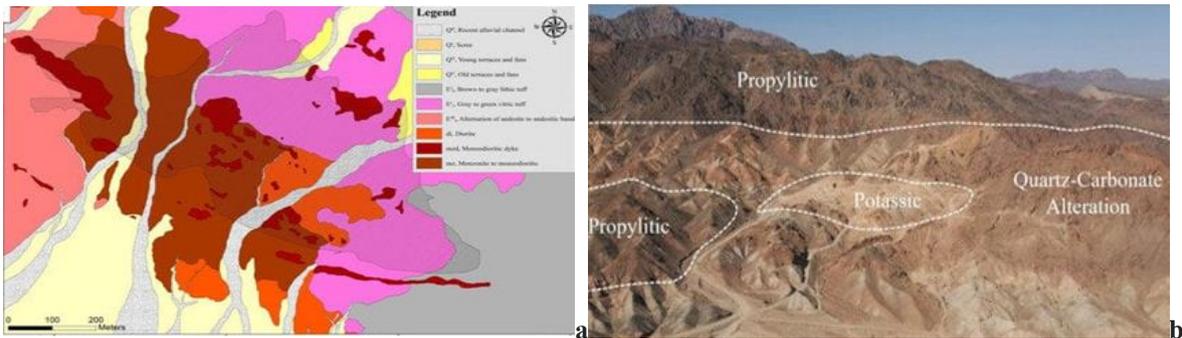


Рис. 4. (а) геологическая карта золото-медно-порфирового м-ния Шадан; (б) фото СЗ зоны м-ния.

Дайки от монцонита до монцодиорита, диорит, микродиорит и монцодиорит вторглись в эоцен-олигоцен-промежуточный уровень кислых лавовых потоков в виде андезита, риолита и риолитового туфа (рис. 5).

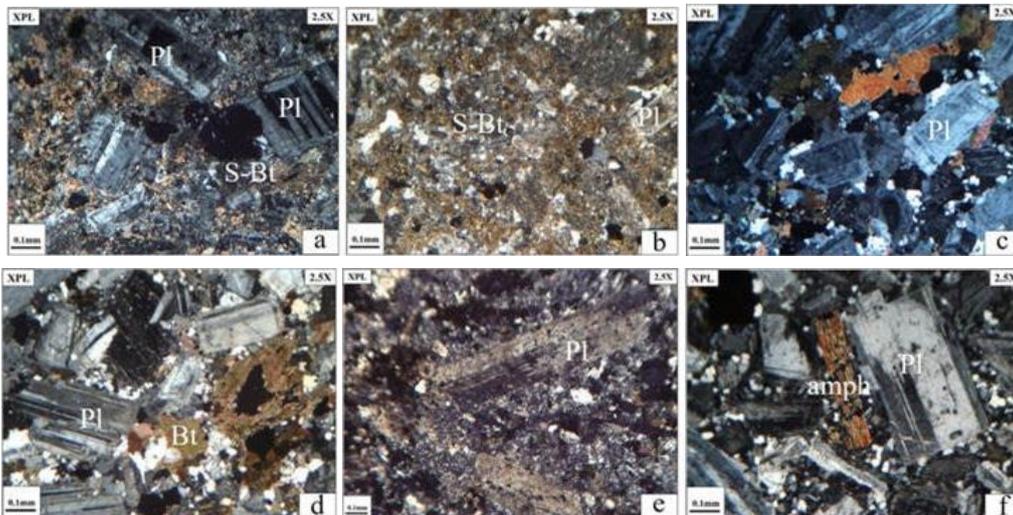


Рис. 5. Микрофотографии с перекрестной поляризацией в проходящем свете пород Шадана. (а,б) минеральные комплексы плагиоклаза и вторичного биотита (первоначально вкрапленники в виде микрокристаллической основной массы) в андезите. (с) минеральные ассоциации вкрапленников плагиоклаза, роговой обманки и кварца с незначительным компонентом основной массы в кварцевом диорите. (d) вкрапленники среднезернистого плагиоклаза, кварца и вторичного биотита в диорите. (е) среднезернистый монзонит с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и щелочного полевого шпата - богатая ассоциация. (f) вкрапленники плагиоклаза, щелочного полевого шпата и кварца в монцодиорите.

Андезит и туф являются основными вмещающими породами. Андезит варьируется от темно-зеленого до черного и является порфировым, содержит от 20% до 50% вкрапленников,

включая плагиоклаз, биотит и амфибол. Вкрапленники биотита и амфибола в основном замещены гидротермальным биотитом и магнетитом. От монцонита до монцодиоритового порфира имеют вкрапленники (до 40-50 об. %) плагиоклаза, кварца и щелочного полевого шпата. Вкрапленники расположены в мелкозернистом основном массиве. Вкрапленники плагиоклаза преимущественно эугедрально–субэдральные со сложной композиционной зональностью.

Диорит характеризуется присутствием вкрапленников плагиоклаза среднего размера, биотита и роговой обманки со среднезернистой основной массой. Вкрапленники магматического биотита и роговой обманки, как правило, заменены биотитом и обычно ассоциируются с гидротермальным магнетитом.

3. Гидротермально-метасоматические изменения и минерализация.

В минералогическом и пространственном отношении различные типы изменений повлияли на вулканоплутонические породы месторождения Шадан, состоящие из калиевых, филлитовых, пропилитовых, глинистых и кварц-карбонатных изменений (рис. 6).

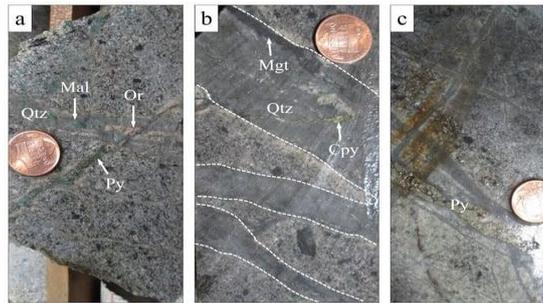


Рис. 6. Фотографии образцов керн.

(а) ортоклазовые прожилки в монцодиорите - калийные изменения, (б) кварцевая прожилка, содержащая магнетит и халькопирит; (в) кварцевая прожилка в измененной калием андезитовой вмещающей породе.

Первоначально калийные изменения происходили в пределах субвулканических интрузий, на что указывают локальные вторичные ассоциации ортоклаза, магнетита и биотита. Магнетит встречается в виде прожилков и массивных замещений в калиевых и филлических отложениях. Ортоклаз сформировался по краям магнетитовых прожилков. Участки магнетита встречаются в андезитовой вмещающей породе из-за замещения вкрапленников биотита магнетитом.

На поверхностных обнажениях широко наблюдаются изменения пропилита. Минеральные комплексы в зоне изменения пропилита обычно характеризуются замещением ферромагниевого вкрапленников и основной массы хлоритом и местным эпидотом или кальцитом. Замена плагиоклаза кальцитом довольно распространена в этой зоне. Филлитовые изменения широко наблюдаются в центре района и по-разному перекрывают ранее сформировавшиеся калийные и пропилитовые изменения. Изменение состава определяется наличием кварца, серицита и

иногда пирита. Минерализация меди происходит в виде сульфидов, таких как халькопирит и незначительный борнит. Наконец, на поверхности наблюдались глинистые изменения от белого до ярко-серо-кремового цвета. Это изменение обусловлено глинистыми минералами, особенно монтмориллонитом и каолинитом. Кроме того, турмалинизация происходит в ограниченной зоне вокруг окремнения в системе Шадан-порфир.

Золото-медное оруденение на м-нии Шадан тесно связано с многоступенчатой интрузией порфира. Монцонит и монцоидиорит являются основными вмещающими породами для золото-медной минерализации. Золото и сульфиды Cu-Fe залегают в слоистых жилах из кварца и ангидрита. Минерализация происходит в виде круто падающего рудного тела, которое контролируется вдоль разломов СЗ-ЮВ с обширной зоной слоистых жил.

4. Методы.

Структурные условия минерализации в порфировых м-ниях могут быть исследованы путем систематического картирования характеристик трещин и жил, а также различных наборов разломов. Измерение наборов жил по сравнению с отдельными жилами позволило получить статистически репрезентативный набор данных. Расстояния между жилами и их мощности, общая плотность жил (V.D) на метр и общий объем жил (V.V.) на метр рассчитаны следующим образом:

$$\text{Total vein density} = \frac{1}{\text{vein spacing(m)}} \quad (1)$$

$$\text{Общий объем жилы} \approx \Sigma_n (\text{средняя мощность жилы} \times \text{общая плотность жилы на метр}) \quad (2)$$

Литогеохимические данные были собраны в результате поверхностной геологической и геохимической съемки на регулярной сетке NW-SE с удалением 90×90 м, проведенной в рамках программы разведки Rio Tinto. 360 литогеохимических проб были обработаны методом HF-мультикислотного анализа и проанализированы методом fire assay на Au.

Использовались фрактальные модели во многих различных случаях для объяснения геологических процессов и процессов минерализации. Фрактальные модели являются полезными инструментами, которые выявляют взаимосвязи между геологическими, геохимическими и минералогическими условиями. Известные фрактальные модели включают в себя числовой размер (N-S), площадь концентрации (C-A), площадь спектра (S-A), расстояние концентрации (C-D), объем концентрации (C-V), номер концентрации (C-N) и номер смоделированного размера (SS-N).

Фрактальная модель "Концентрация–число" (С–N) - одна из фрактальных моделей, которая используется для разделения геохимического фона и аномалии в наборе геохимических данных. Модель определяется как:

$$N(\geq\rho) \propto \rho^{-\beta} \quad (3)$$

где $N(\geq\rho)$ обозначает номер образца со значениями концентрации, превышающими значение ρ , ρ - концентрация элемента, а β - фрактальная размерность.

Основным преимуществом этого метода является классификация геохимических популяций перед их оценкой.

5. Результаты

5.1. Морфология кварцевых жил.

Жилы с кварцевым покрытием на Шадане тонкие и состоят из прожилков кристаллического кварца и более толстых (до 5 см) кварцевых жил с отчетливыми ромбоэдрическими кристаллами. Контакты между кварцевыми жилами и породой стенки острые (рис. 7).



Рис. 7. Фотографии жил из керна скважин с порфирированными элементами.

(a) плоская наклонная безрудная кварцевая жила; (b) крутонаклонная кварцево-пиритовая жила с прерывистым обесцвеченным ореолом; (c) крутонаклонная кварцево-пиритовая жила с ореолом (землисто-коричневого цвета), пересеченная крутонаклонной ангидритовой жилой.

В основном это субвертикальные пластовые жилы с северо-западным уклоном. На ранних этапах парагенезиса жил обычно разрабатывались неглубокие жилы.

5.2. Ориентация и распределение разломов.

Шаданские разломы обычно имеют высокий угол падения ($60-80^\circ$) с тенденциями на северо–запад и восток-запад. Некоторые из них имеют криволинейную протяженность более 100 м. Подчиненные, более мелкие (>50 м) разломы также имеют тенденцию к северо–северо-западу и западу с умеренным углом падения ($40-60^\circ$) (рис. 8).

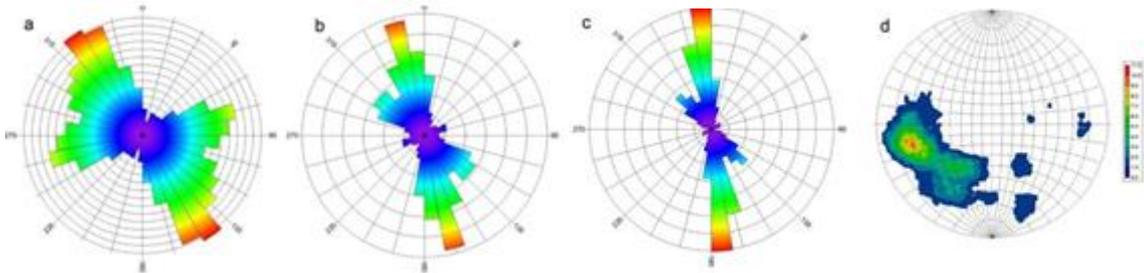


Рис. 8. (а) ориентация разломов; (б) ориентация кварцевых жил и групп жил; (с) график предпочтительной ориентации; (d) данные ориентации наборов жил на стереосети.

На м-нии преобладают транспрессионные разломы северо-западного направления. Такая система разломов указывает на режим сжатия, при котором σ_1 находится вдоль северо-восточного направления. Разломы NE–SW могут интерпретироваться как разломы с неправильной ориентацией. Термин “разлом с неправильной ориентацией” относится к разломам, которые имеют ориентацию, не оптимальную для по отношению к полю напряжений. Эти ориентации перпендикулярны оси максимального напряжения (σ_1) и параллельны оси минимального напряжения (σ_3). Обратите внимание на наличие общего северо-западного направления жил, как показано на стереографической проекции равной площади контурных полюсов кварцевых жил. Этот график показывает, что большинство жил расположены почти вертикально.

5.3. Ориентация кварцевых жил, плотность и объем.

В общей сложности на м-нии Шадан было задокументировано 714 комплектов жил. В кварцевых жилах обычно преобладают субвертикальные и субгоризонтальные, однако систематического радиального распределения не наблюдается. Пластовые жилы с предпочтительной ориентацией от 315° до 345° являются доминирующими на исследуемой территории (рис. 8б). Соотношение ширины жил и ориентации было исследовано с использованием взвешенного графика зависимости ширины от азимута. На графике может быть показано направление с максимальной совокупной мощностью жилы. График взвешенной зависимости ширины от азимута показывает предпочтительную максимальную совокупную мощность для ориентиров от $\sim 340^\circ$ до 360° (рис. 8с). Маломощные жилы (обычно в составе штокверка) имеют меньшую совокупную протяженность по сравнению с пластинчатыми жилами. График стереографической проекции равной площади показывает, что жилы в основном субвертикальные (рис. 8d), тогда как небольшое количество жил представляют собой неглубокие субгоризонтальные жилы.

Контурные графики использовались для анализа общей частоты встречаемости кварцевых жил (рис. 9а) и общего объема жил (рис. 9б).

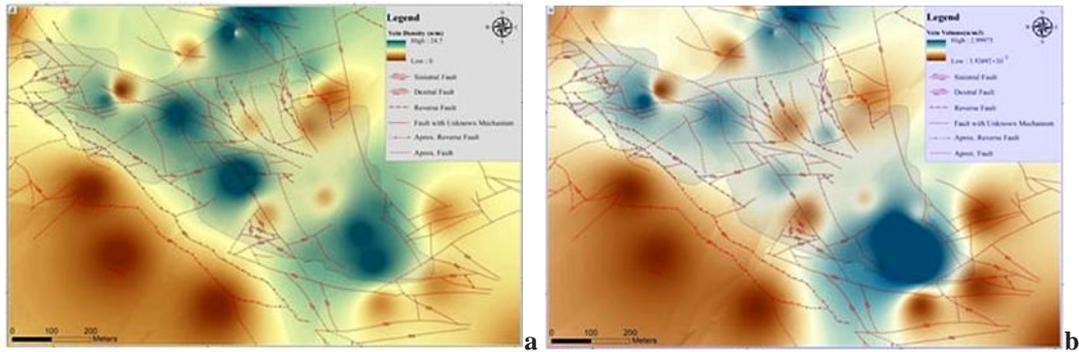


Рис. 9. (а) график частоты встречаемости жил на метр кварцевых жил в Шадане;
(б) график общего объема жил на метр³ кварцевых жил.

Высокая общая частота встречаемости жил была выделена в виде зон северо–восточного простирания вдоль порфировых интрузий. Что касается общей частоты встречаемости жил, то общий объем жил показывает тенденцию СЗ–ЮВ. Частота встречаемости жил и объем жил одинаковы по всему м-нию, снижаясь до уровня слабой минерализации. Примечательно, что частота встречаемости жил показывает положительную корреляцию с объемом жил. Таким образом, зона большого объема жил определяется мощными слоистыми жилами (до 30 мм). Зона тонких штокверковых жил (менее 5 мм) имеет меньший объем жил и частоту встречаемости, чем зоны с листовым покрытием. Содержание золота и меди коррелирует как с частотой залегания жил, так и с объемом жил, что указывает на одинаковый потенциал минерализации как штокверковых, так и пластовых жил. Другим интересным моментом является демонстрация положительной связи между минерализацией Au и увеличением количества жил. Зоны высокой частоты встречаемости жил и объема жил тесно связаны с транспрессионными разломами.

5.4. Литогеохимия

В общей сложности для литогеохимического анализа было собрано 360 образцов горных пород, которые были измельчены и проанализированы методом огневого анализа. На рисунке 10а показаны гистограммы для Au, которые демонстрируют, что распределения концентраций Au положительно искажены и демонстрируют диапазон величин. Статистические результаты показывают, что среднее и медианное значения Au составляют 0,16 и 0,07 промилле соответственно. Фрактальная модель "концентрация-число" была принята, поскольку она имеет широкое применение в науках о Земле. Концентрации Au были разделены на три группы с использованием фрактальной модели С–N, причем уровни варьировались от менее 0,15 промилле до 0,15-0,35 промилле и более 0,35 промилле соответственно (рис. 10b).

Геохимическая карта Au была сгенерирована методом IDS (обратный квадрат расстояния). Геохимическое пространственное распределение, отображенное методом

взвешивания по обратному расстоянию (IDW) в ArcGIS 10.8, демонстрирует северо–западную тенденцию минерализации Au и две отдельные аномалии (рис. 10с).

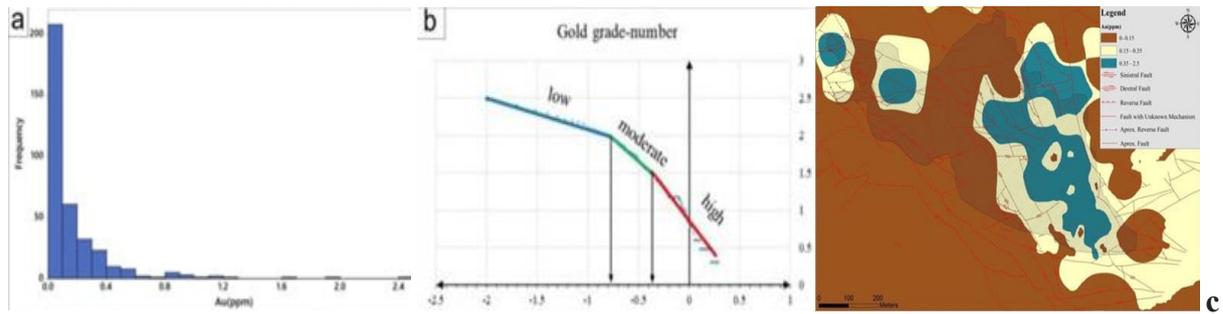


Рис. 10. (а) Гистограмма анализа Au, (б) Кривая С–N - анализ Au, (с) распределения Au (поверхность).

6. Обсуждение.

Результаты исследования предоставляют важную информацию о развитии трещин на мнии Шадан и прямое представление об эволюции механических состояний гидротермальных систем. Резкая граница между слоистыми жилами и вмещающими их породами свидетельствует об эпизодическом высвобождении магматических флюидов после внедрения порфировых интрузий. Пластинчатые трещины, являясь дилатантными структурами, способствуют транспортировке рудообразующих флюидов из глубинного магматического источника на более высокие уровни земной коры. Согласно исследованиям, субгоризонтальные пластовые жилы образуются до субвертикальных. Субгоризонтальные пластовые жилы указывают на вертикальный компонент растяжения (дилатансию) во время минерализации. Локальное изменение геометрии деформации или изменение давления жидкости могли привести к вертикальному растяжению. Тектурные данные свидетельствуют об изменении давления флюида, обнаруженного в интрузиях и гидротермальных жилах. В результате образовалось несколько субгоризонтальных трещин, за которыми последовали субвертикальные в результате наложенного на них расширения с гидравлическим приводом. В этом случае ранние трещины образовались в виде трещин сдвига при сжатии. Транспрессионные разломы могут периодически препятствовать выбросу гидротермальных флюидов, способствуя накоплению летучих веществ в магматическом очаге. Впоследствии летучие вещества были высвобождены и направлены по транспрессионным разломам, связанным с локальными или региональными изменениями напряжений.

В районе Шадан литогеохимические аномалии были объединены с картами плотности и объема жил, чтобы определить перспективные участки для бурения. Таким образом, фрактальная модель зоны концентрации (С–А) использовалась для определения пороговых значений классов плотности и объема жил. Фрактальная модель С–А была рассчитана на логарифмическом графике с использованием степенных корреляций, где точки перегиба

показывали различные статистические совокупности. Прямолинейные участки были подогнаны в соответствии с точками перегиба, чтобы подготовить набор пороговых значений для разделения шкалы концентраций на отдельные классы. На основе точек перегиба диаграммы площади в зависимости от величины были получены три класса низкого, умеренного и высокого VD и Vv (рис. 11).

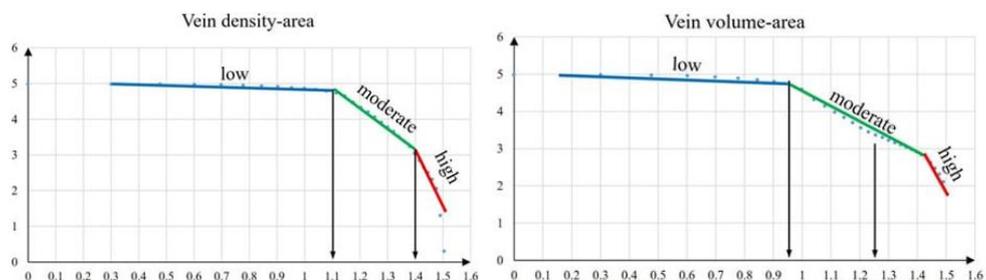


Рис. 11. Логарифмические графики (метод С–А) плотности и объема жил.

На основе фрактальной модели С–А на логарифмическом графике были получены три класса низкого, умеренного и высокого Vd и Vv. Высокогорные районы были классифицированы как зоны с высоким потенциалом и были сопоставлены с картой с высоким содержанием золота. Наложение карт высокосортного золота и карт с высоким V.D/high V.V.V указывало на благоприятные зоны для бурения поисковых скважин (рис. 12).



Рис. 12 Схемы литогеохимических аномалий и расположение скважин.

Для оценки аномалий Au и карт high V.D/high V.V.V термин “продуктивность” был применен для более точного определения первоочередных скважин. Для определения продуктивности каждой скважины используется следующая формула:

$$\text{Производительность} = \text{Среднее значение (\%)} \times \text{Мощность (м)}$$

Пороговое значение (пороговое значение = 0,3 промилле) соответствует экономическому значению для содержания Au при моделировании рудного пласта. Как указано в таблице 1, скважины с низкой продуктивностью расположены только на аномалиях Au (например, BH16, BH56 и BH62). Напротив, высокопродуктивные скважины (например, BH05 и BH14) расположены на перекрытии аномалий Au и областей с высоким VD/high V.V.V.

Производительность скважины.

BH Name	Mean (Cut Off = 0.3 g/t)	Thickness (Cut Off = 0.3 g/t)	Mean × Thickness (Cut Off = 0.3 g/t)
BH05	0.81	143	115.83
BH14	0.52	39	20.28
BH16	0.43	10	4.30
BH56	0.44	48	21.12
BH62	0.92	15	13.80

Однако следует отметить, что BH56 имеет ту же производительность, что и BH14, но золотое оруденение BH56 является результатом некоторого количества рассеянного золота (золото с эффектом самородка, основанное на минералогических исследованиях), которое в этом случае может быть непригодно для добычи (рису. 13) из-за малой мощности золотого оруденения.

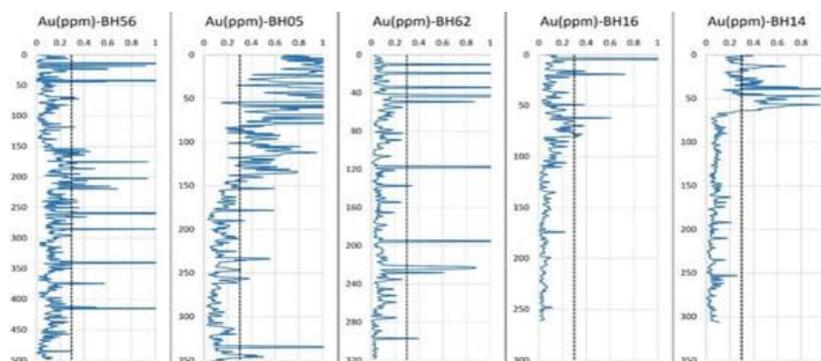


Рис. 13. Изменение содержания золота (г/т) в скважинах, пробуренных в потенциальных зонах.

7. Выводы.

1. Глубинные разломы с неправильной ориентацией обеспечивают структурный контроль над порфировым оруденением в блоке Лут (структурный контроль такой же, как и в кайнозойских порфировых м-ниях северного и центрального Чили).

2. Эти разломы при сжатии препятствовали выходу рудообразующих флюидов, что привело к накоплению летучей магмы в очаге вплоть до точки разрыва. Транспрессионные разломы могут быть ключевым поисковым критерием разведки для ГРП в региональном масштабе.

3. Результаты подчеркивают важную роль исследований разломов, жил и трещин при ГРП на порфировое оруденение. Морфология жил, частота встречаемости, распределение и ориентация в сочетании с другими результатами (например, литогеохимическими данными о гидротермально-метасоматических изменениях вмещающих пород) являются важными поисковыми инструментами, особенно при планировании бурения в масштабе месторождения.

VI. КАРТИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С МЕДНО-ПОРФИРОВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ С ПОМОЩЬЮ ДДЗ LANDSAT-8 И ASTER (*Актогайское м-ние, Восточный Казахстан*) [2].

1. Введение.

ДДЗ могут придать новый импульс и внедрить передовые технологии в ГРР и выявление зон рудной минерализации, особенно в сложных условиях и геологических средах, где традиционные методы могут иметь ограниченное применение.

Многоспектральные спутниковые датчики Landsat-8 и Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) широко используются для картирования гидротермально-метасоматических изменений, связанных с медно-порфировыми м-ниями по всему миру, частности, в выявлении зон кремнистых, филлитовых, аргиллитовых, калиевых и пропилитовых изменений.

Несмотря на обширный мировой опыт применения ДДЗ при поисках м-ний порфировой меди, в Казахстане при ГРР они используются недостаточно. В стране есть несколько крупных м-ний порфировой меди (например, Актогайское, Айдарлинское, Бозшакольское и Коксайское). Однако потенциал этих типов м-ний ещё полностью не раскрыт. Для оптимизации ГРР необходимы комплексные и систематические исследования с помощью ДДЗ.

Целью настоящего исследования было восполнить этот пробел путём адаптации и применения спектрального анализа к данным Landsat-8 и ASTER для картирования калиевых, пропилитовых и аргиллитовых гидротермальных зон с помощью индикаторных минералов, таких как кварц, ортоклаз, кальцит, хлорит, эпидот, каолинит и иллит/монтмориллонит, связанных с Актогайским медно-порфировым м-нием в Восточном Казахстане.

2. Геологические условия исследуемого района.

Актогайское медное м-ние расположено в Аягозском районе Абайской области на юго-востоке Казахстана. В окрестностях преобладают пологие равнины, перемежающиеся невысокими холмами, высота которых обычно составляет от 300 до 500 м над уровнем моря. Растительность в районе Актогая скудная, преобладают травы и кустарники с небольшим количеством деревьев, которые приспособились к засушливым условиям и низкому уровню осадков. С геологической точки зрения м-ние расположено в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, в районе, характеризующемся интенсивной магматической активностью.

М-ние Актогай расположено в пределах Колдарского гранитного плутона — крупного магматического интрузива неправильной формы, который состоит из гранодиорита и гранита,

но также содержит небольшое количество габбро, диорита и кварцевого диорита, что указывает на сложный состав магмы (рис. 1).

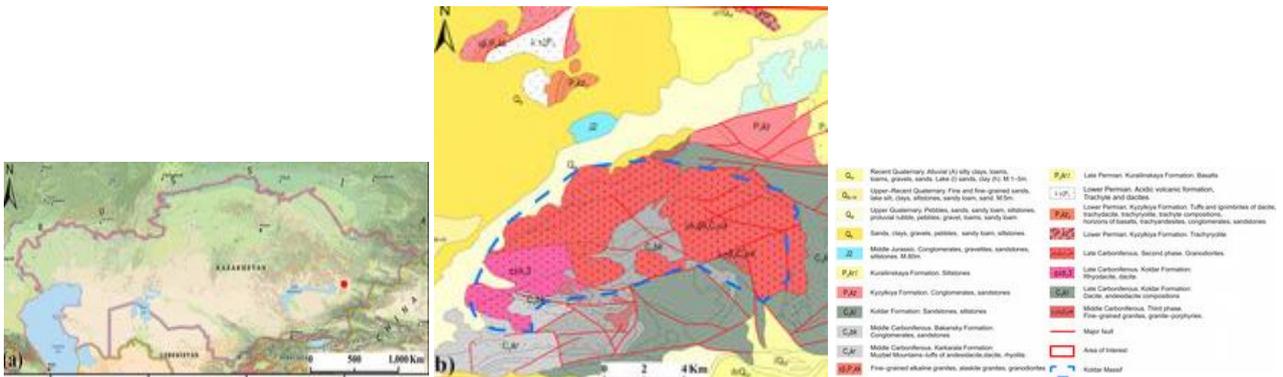


Рис. 1 Положение (а) и геологическая схема (б) исследуемой территории.

Медная минерализация на м-нии Актогай характеризуется наличием халькопирита. Он залегает в жилах и в виде вкрапленников, вросших во вмещающую породу. Эта минерализация пространственно связана с небольшими телами и дайками порфировых гранодиоритов и поздних гранодиорит-порфиров. Разломы, сыграли важную роль в осаждении меди и сопутствующего молибдена. Все вмещающие породы подверглись гидротермально-метасоматическим изменениям. В безрудной зоне - кремнистая зона с кварцевыми телами и густой сетью кварцевых прожилков, а также тонкая зона серицитово-кварцевых изменений. Эта зона переходит в мощную зону ранних калиевых изменений (калиевый полевой шпат и биотит), окружающую основное рудное тело. В калиевой зоне есть слабо минерализованные интервалы с интенсивными калиевыми полевошпатовыми изменениями и биотитовым ореолом. Филлитовое изменение (кварц-карбонатный хлорит-серицит) проявляется в виде тонких линейных зон на контактах гранодиорит-порфира и в зонах разломов вдоль флангов рудного тела. В самой внешней части системы имеется большой пропилитовый ореол с эпидотом-амфиболом и альбитом-хлоритом-прехнитом. Зоны калиевых и пропилитовых изменений контролируются разломами. Эти структуры могут представлять собой каналы для гидротермальных флюидов, которые способствовали формированию наблюдаемых зон изменений. Они часто проявляются в виде линеаментов на ДДЗ.

3. Материалы и методы.

3.1. Характеристики ДДЗ.

Для этого исследования был выбран Landsat-8, поскольку он охватывает более широкий временной промежуток, который лучше соответствует срокам проведения исследования. Расширенный охват данных Landsat-8 позволяет проводить более комплексный анализ временных изменений и тенденций, которые необходимы для понимания долгосрочной

геологической эволюции порфировых м-ний. Сочетание данных Landsat-8 с данными ASTER обеспечивает синергетическое преимущество как в пространственном, так и в спектральном плане. Более высокое временное разрешение Landsat-8 позволяет проводить более частые наблюдения, что крайне важно для отслеживания динамических геологических изменений. Он может обнаруживать незначительные изменения в составе поверхности, температуре и растительном покрове, которые часто указывают на геологические процессы, такие как эрозия, оползни, вулканическая активность и тектонические движения. Преимущество ASTER заключается в более высоком пространственном и спектральном разрешении, особенно в диапазонах SWIR и TIR, что делает его идеальным для выявления и анализа конкретных минералогических особенностей и зон изменений, связанных с медно-порфировым оруденением. Объединение данных Landsat-8 и ASTER улучшает картографирование гидротермальных изменений и минерализации за счёт использования их взаимодополняющих спектральных возможностей. Полосы SWIR на Landsat-8 улучшают обнаружение глины и сульфатов, а полосы VNIR улучшают картографирование оксидов железа с более высоким радиометрическим разрешением. Подробные полосы SWIR на ASTER лучше различают минералы, такие как каолинит и алунит, а многополосные данные TIR улучшают дифференциацию силикатных минералов.

На рисунке 2 и в таблице 1 представлен обзор рабочего процесса, использованного в этом исследовании.

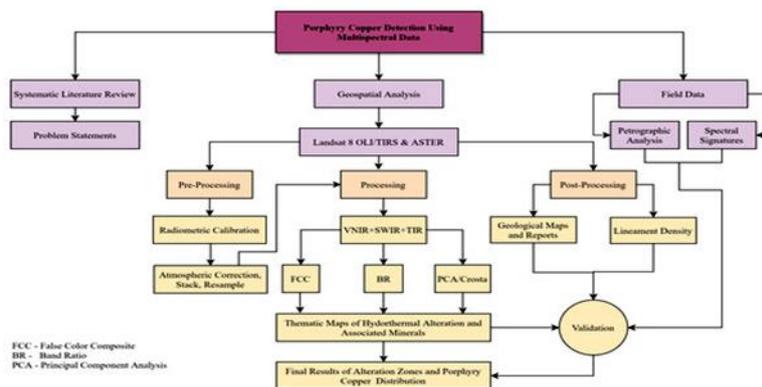


Рис. 2. Методологическая блок-схема картирования зон-минералов на Актогайском м-нии.

Табл. 1.

Характеристики данных Landsat-8 и ASTER.

Data	Scene ID	Longitude	Latitude	Acquisition Date
Landsat-8	LC81480272016236LGN01	78.98687	48.50331	26 August 2016
		82.18349	48.51483	
		79.06726	46.35314	
		82.13620	46.36383	
ASTER	ASTL1A 0408140543090408280116	79.26633	47.25239	14 August 2004
		80.41163	47.26399	
		80.41924	46.56428	
		79.28874	46.55295	

Для получения значений коэффициента отражения поверхности к данным Landsat-8 и ASTER была применена комплексная предварительная обработка с использованием алгоритма быстрой атмосферной коррекции (QUAC). Для повышения спектральной различимости и выявления потенциально интересных областей был использован ряд методов обработки изображений: ложные цветные композиты (FCC) для визуальной интерпретации спектральных вариаций зон гидротермальных изменений, математический анализ соотношения полос (BR) для выделения конкретных спектральных особенностей, анализ главных компонент (PCA) для уменьшения размерности и снижения шума, а также комбинированный подход с использованием соотношения полос и PCA для оптимизации выделения признаков. Кроме того, для автоматического выделения линейных объектов и проверки результатов использовалась полученная с помощью ЦМР тень холмов. В этом процессе был выполнен азимутальный анализ для определения ориентации элементов поверхности с последующим параметрическим автоматическим выделением линеаментов для точной идентификации линейных объектов. Затем извлеченные линеаменты были подвергнуты всестороннему анализу плотности для оценки их пространственного распределения и частоты встречаемости. Кроме того, для заверки результатов ДДЗ в южной и северо-восточной частях Колдарского хребта были проведены полевые работы. Собранные образцы были подвергнуты как макроскопическому, так и микроскопическому анализу. Такой подход позволил сравнить результаты анализа ДДЗ с геологической информацией, что повысило надёжность интерпретации.

Обработка цифровых изображений и спектральный анализ выполнялись в ENVI 5.3 и PCI Geomatica 2018, а визуализация и интерпретация полученных результатов — в ArcGIS Pro с использованием геологических карт.

3.2. Метод композитного материала ложного цвета (FCC).

Композиция с ложными цветами (FCC) — это метод обработки изображений, при котором определённые спектральные диапазоны мультиспектрального изображения (например, диапазоны видимого, ближнего инфракрасного, среднего инфракрасного, дальнего инфракрасного диапазонов и т. д.) назначаются в красный, зелёный и синий (RGB) цветовые каналы для визуального отображения. Благодаря стратегическому сочетанию различных длин волн в спектре FCC эффективно улучшает видимость объектов и явлений, которые могут быть незаметны на изображениях в естественных цветах. В области геологического дистанционного зондирования FCC является важным инструментом для различения различных типов горных пород и групп минералов на основе их уникальных спектральных характеристик. Тщательно выбирая и комбинируя определённые спектральные диапазоны, можно эффективно усиливать

едва заметные спектральные вариации, что облегчает определение литологических единиц, выявление зон изменений.

Учитывая спектральные характеристики минералов, характерных для медно-порфировых м-ний, в этом исследовании в качестве комбинаций каналов RGB для данных Landsat-8 и ASTER использовались комбинации 7-5-2 и 4-6-8 соответственно. Эти конкретные комбинации каналов особенно эффективны для выделения зон гидротермальных изменений и связанной с ними минерализацией. Коротковолновый инфракрасный канал 7 (2,11–2,29 мкм) особенно чувствителен к спектральным изменениям, связанным с глинистыми, гидроксильными, карбонатными и сульфатными минералами. Такая спектральная чувствительность делает его эффективным инструментом для обнаружения и картирования минералов-изменений, в том числе хлорита, эпидота и серицита, которые обычно ассоциируются с порфировым оруденением. Полосы 2 (синяя, 0,45–0,51 мкм) и 5 (ближняя инфракрасная, 0,85–0,88 мкм) чувствительны к оксидам и гидроксидам железа, которые являются важными индикаторами зон окисления в медно-порфировых системах. Эти минералы демонстрируют сильное поглощение в спектральном диапазоне 0,4–1,1 мкм, который включает оба диапазона. Кроме того, диапазон 5 эффективно различает участки с густой растительностью и помогает идентифицировать аномальные зоны минерализации (рис. 3).

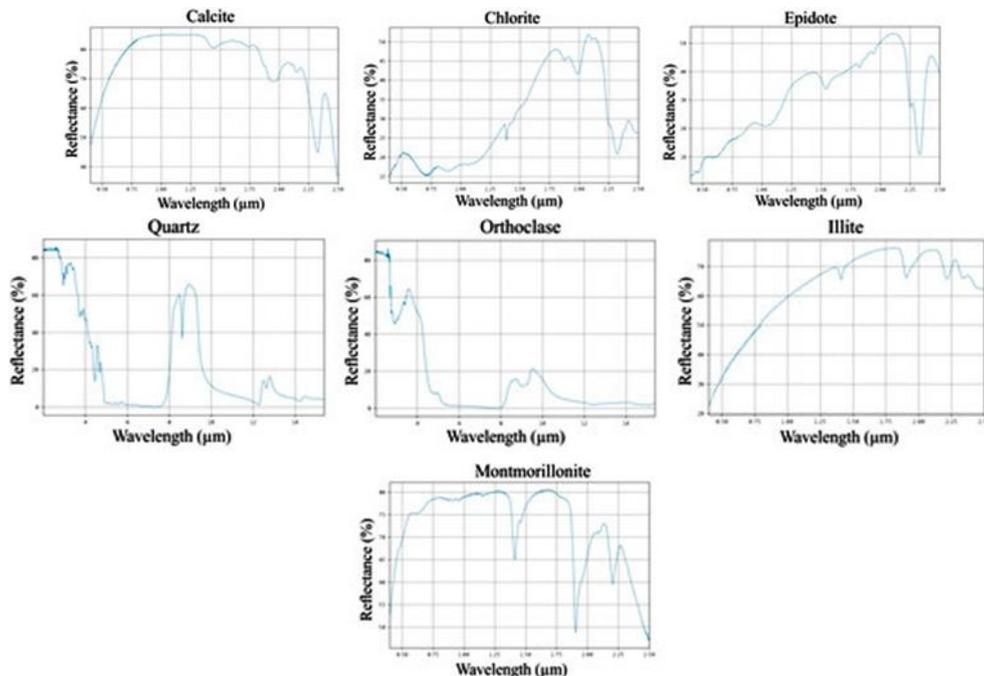


Рис. 3. Спектральные характеристики минералов гидротермальных изменений.

3.3. Метод математического анализа соотношения полос (BR).

Метод соотношения полос часто используется в качестве метода спектрального усиления при ДЗ. Этот метод эффективно извлекает диагностическую спектральную информацию путём

комбинирования или обработки нескольких спектральных диапазонов. Полученные соотношения или математические преобразования улучшают видимость геологических структур, литологических единиц и минералов-изменений. Например, для медно-порфировых месторождений характерны зональные изменения = центральное калиевое ядро, обогащённое кварцем и калиевым полевым шпатом, обычно окружено концентрическими зонами глинистых, филлитовых и пропиловых изменений. Эти минералы-посредники, в том числе содержащие гидроксильные группы, и другие минералы, такие как хлорит, каолинит, ортоклаз и иллит, демонстрируют характерные спектральные особенности поглощения в ближнем и среднем инфракрасном диапазоне. Кроме того, над многими порфировыми телами образуется зона окисления, обогащённая минералами оксида железа (госсаном).

Чтобы лучше выделить зоны гидротермальных изменений, связанные с порфировой медной минерализацией, в этом исследовании были рассчитаны различные индексы соотношения полос на снимках Landsat-8 и ASTER, а затем визуализированы в виде пикселей с пороговыми значениями и композитов RGB. Гидроксильные минералы, такие как глины и карбонаты, демонстрируют сильное отражение в диапазоне 6 (1,56–1,65 мкм) Landsat-8 и заметное поглощение в диапазоне 7 (2,11–2,29 мкм) из-за колебательных свойств Al-OH и CO₃ (рис. 3). Чтобы улучшить картографирование этих минералов, было рассчитано соотношение 6-го и 7-го каналов, чтобы выделить спектральные контрасты, связанные с содержанием гидроксидов и карбонатов в исследуемой области. Кроме того, оксиды и гидроксиды железа, в том числе гематит, ярозит и лимонит, были нанесены на карту с помощью 2-го (синий, 0,45–0,52 мкм) и 4-го (красный, 0,63–0,69 мкм) каналов Landsat-8. Эти минералы демонстрируют сильное поглощение в синей области спектра и высокое отражение в красной области, что облегчает их спектральную идентификацию.

Различные соотношения полос (BRs) использовались для выделения зон калийных, пропиловых и глинистых гидротермальных изменений на основе их диагностических минеральных ассоциаций. Учитывая особые отражательные свойства богатых кварцем минералов (рис. 3) в термальной области, два конкретных BRS, $(B11 \times B11) / B10 / B14$ и $B14 / B12$, были использованы для определения ортоклаза и кварца как индикаторов изменения содержания калия. Хлорит, кальцит и эпидот являются характерными минералами зон изменения пропилита, проявляющими диагностические спектральные признаки в областях VNIR и SWIR. Соотношения полос (BRs) $B5/B8$ для хлорита, $(B6 + B7)/(2 \times B8)$ для кальцита и $(B6 + B9)/(B7 + B8)$ для эпидота были рассчитаны на основе данных ASTER для составления карты их распределения (рис. 3). Для выявления зон аргиллитовых изменений в исследуемой области по данным ASTER были рассчитаны соотношения полос $B4/B6$ и $(B7 + B5)/(B6 + B9)$.

Эти соотношения, соответствующие спектральным свойствам каолинита и иллит-монтмориллонита соответственно, служат косвенными признаками этих глинистых минералов, обычно связанных с аргиллитовыми изменениями (рис. 3).

3.4. Анализ главных компонент (РСА).

Анализ главных компонент (РСА) — это надёжный статистический метод, позволяющий уменьшить размерность данных, выделить ключевые особенности и выявить закономерности или структуры в многомерных наборах данных. Применительно к спутниковым снимкам РСА эффективно уменьшает размерность данных, сохраняя при этом наиболее важную информацию. Этот процесс позволяет выделить наиболее важные факторы, которые можно использовать для определения литологических и гидротермальных особенностей коллекторов.

Как правило, главные компоненты с высокими значениями собственных векторов в определённых спектральных каналах показывают отражение и поглощение соответствующих минеральных групп с противоположными знаками. Положительные значения собственных векторов в спектральном диапазоне выделяют минеральную группу в виде ярких пикселей, которые совпадают с полосами отражения, а отрицательные значения собственных векторов представляют минеральную группу в виде тёмных пикселей, которые совпадают с полосами поглощения (рис. 3). В контексте обнаружения медно-порфирового оруденения метод главных компонент может быть особенно эффективным. М-ния порфировой меди часто связаны с зонами гидротермальных изменений, которые имеют различные спектральные характеристики. Применяя метод главных компонент к спутниковым снимкам Landsat-8 и ASTER, можно улучшить обнаружение этих зон изменений. Например, с помощью специальных методов главных компонент можно идентифицировать важные минералы, такие как каолинит, мусковит и алунит, которые указывают на зоны глинистых изменений. Анализ статистических данных, полученных с помощью преобразования методом главных компонент в спектральных каналах VNIR и SWIR спутника Landsat-8, может помочь выявить значимые показатели различных геологических и минералогических особенностей. В этом случае для определения вклада различных каналов в формирование каждой главной компоненты и выявления их возможной интерпретации рассматриваются собственные векторы и собственные значения.

3.5. Метод Кроста.

Метод Кроста, также известный как метод выбора главных компонент, ориентированный на признаки (FPCS). Этот метод представляет собой специализированное приложение для анализа главных компонент (РСА), которое фокусируется на выявлении изображений главных компонент, содержащих важную информацию, связанную со спектральными характеристиками конкретных минералов. Основная идея метода Кроста заключается в

использовании статистических результатов, полученных с помощью собственных векторов метода главных компонент, для определения наиболее информативных изображений главных компонент, позволяющих выявить характерные признаки минералов. Этот метод широко используется в геологических исследованиях, особенно для выявления областей, богатых оксидами железа и гидроксильными минералами. Важнейшим этапом метода Кроста является выбор эффективных компонент. Этот выбор основан на анализе собственных значений и соответствующих им собственных векторов. В частности, компоненты выбираются на основе минимальных и максимальных собственных значений, а также наличия противоположных знаков в нагрузках собственных векторов, которые указывают на целевые минеральные сигнатуры. В этом исследовании метод Кроста использовался для поиска зон пропиллитовых и аргиллитовых изменений. Для расчёта собственных векторов по этому методу использовались восемь диапазонов VNIR+SWIR данных ASTER. Затем для зон пропиллитовых изменений были выбраны диапазоны 1, 4, 5 и 8, а для зон аргиллитовых изменений — диапазоны 1, 4, 6 и 7. Выбор диапазонов был основан на спектральных характеристиках отражения и поглощения преобладающих минералов, связанных с этими типами изменений.

3.6. Автоматическое извлечение линеаментов.

Автоматизированное выделение линеаментов проводится с помощью современного программного обеспечения, разработанного для оптимизации процесса. Этот автоматизированный рабочий процесс включает в себя несколько ключевых этапов: улучшение качества изображения; фильтрация; обнаружение контуров и, в конечном итоге, выделение линеаментов. На начальном этапе, при улучшении качества изображения, повышается качество входных данных, чтобы выделить интересующие объекты. Затем следует фильтрация, которая уменьшает шум и повышает чёткость потенциальных контуров. Затем применяются алгоритмы обнаружения границ для определения линейных объектов в данных. Наконец, на этапе выделения эти объекты изолируются для дальнейшего анализа.

Необходимо критически оценивать извлечённые линейные элементы. Такая оценка часто включает в себя ручную интерпретацию для проверки и уточнения автоматизированных результатов. Сочетание автоматизированных методов с экспертным суждением может значительно повысить точность и надёжность процесса извлечения линейных элементов, гарантируя, что конечные результаты будут геологически значимыми.

В этом исследовании линейные объекты были автоматически извлечены с помощью данных ЦМР с помощью алгоритма LINE в PCI Geomatica. Этот процесс включал в себя шесть ключевых параметров: RADI (радиус фильтра в пикселях), GTHR (порог градиента края в пикселях), LTHR (порог длины кривой в пикселях), FTHR (порог погрешности аппроксимации

линии в пикселях), АТНН (порог угловой разницы в градусах) и ДТНН (порог расстояния между связями в пикселях). Эти параметры были тщательно отрегулированы для оптимизации процесса извлечения, чтобы обеспечить точное определение и представление линейных объектов. Полученные линии затем были преобразованы в векторный формат, что позволило проводить точные манипуляции и анализ. Эти векторы впоследствии были экспортированы в среду ArcMap, где они подверглись анализу плотности и построению графиков для визуализации пространственного распределения и концентрации линий.

4. Результаты.

4.1. Картирование зон гидротермально-метасоматических изменений.

В этом исследовании для эффективного картирования зон гидротермальных изменений в пределах порфирового м-ния Актогай были использованы два метода FCC: один с использованием каналов Landsat-8 7, 5 и 2, а другой с использованием каналов ASTER 4, 6 и 8 в качестве компонентов RGB (рис. 4).

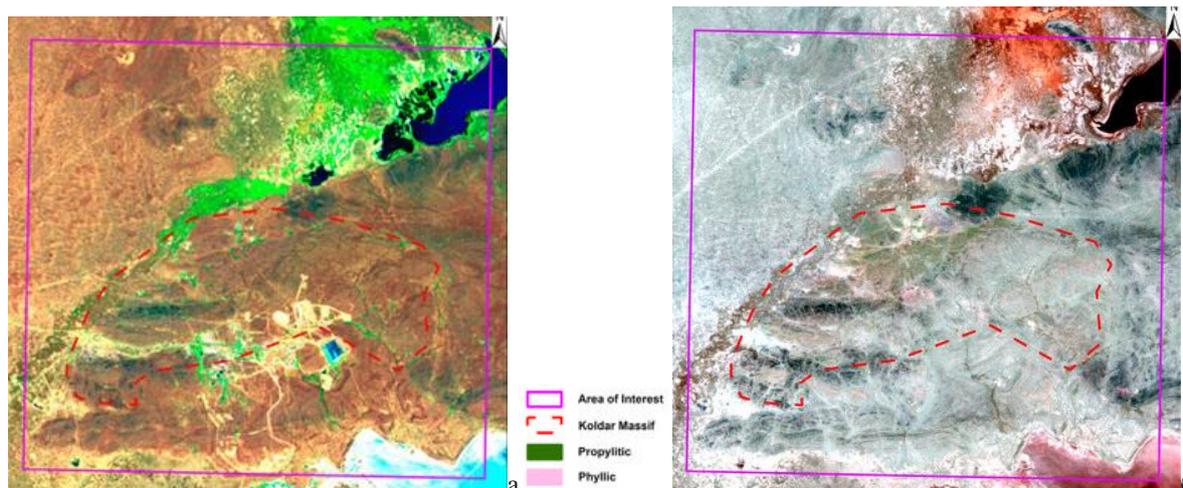


Рис. 4. Landsat-8 FCC 7, 5 (а) и ASTER FCC 4, 6 и 8 (б) исследуемой области.

Метод FCC с использованием каналов Landsat-8 7, 5 и 2 успешно повысил спектральный контраст этих зон, выделив их как отдельные аномальные области, характеризующиеся оттенками от белого до светло-жёлтого. Пространственное распределение выявленных зон изменений в пределах исследуемой территории демонстрирует выраженную ориентацию с востока на запад, что указывает на возможный структурный контроль их эволюции. Кроме того, ASTER FCC 4, 6 и 8 эффективно выявляет пропилитовые (светло-зелёные) и филлитовые (светло-фиолетовые) зоны гидротермальных изменений в пределах исследуемой территории.

FCC эффективно отличают области с изменениями от окружающих ландшафтов и неизменённых зон, создавая чёткие спектральные сигнатуры для растительности (светло-

зелёный цвет) и водоёмов (светло-голубой цвет) в северо-восточном и юго-восточном регионах. Эта растительность выделяется благодаря своим оптимальным характеристикам отражения в ближнем инфракрасном (БИК) диапазоне, который соответствует 5-му каналу спутниковых снимков Landsat-8. Растительность хорошо отражает в БИК-диапазоне, обычно в диапазоне от 700 до 1300 нм, из-за внутренней структуры листьев растений и наличия хлорофилла. Такое сильное отражение в БИК-диапазоне является ключевым показателем здоровья растений. Этот ярко выраженный спектральный контраст позволил точно исключить эти несущественные особенности, значительно повысив точность и надёжность идентификации зон гидротермальных изменений. Подавляя влияние спектральных сигналов, связанных с растительностью и водой, FCC оптимизировали обнаружение едва заметных спектральных аномалий, связанных с зонами гидротермальных изменений.

С учётом геологической структуры и минерального состава, особенно в пределах медно-колчеданного месторождения Актогай, для определения пространственного распределения связанных с ним зон гидротермальных изменений были использованы различные BR. Применение соотношения полос B6/B7 на снимках Landsat-8 позволило выявить две аномальные зоны, указывающие на наличие глинистых минералов, преимущественно каолинита, в северо-восточном и юго-восточном секторах исследуемой территории (рис. 5).

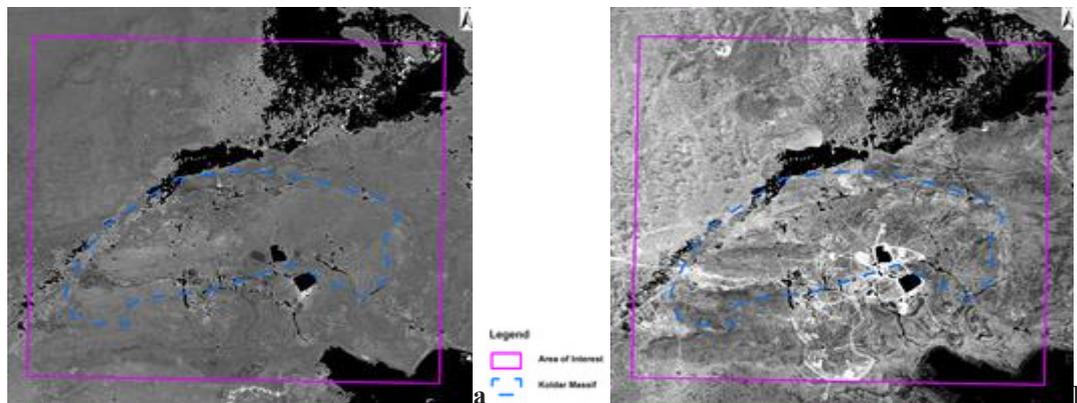


Рис. 5. Распределение глинистых минералов и оксидов железа по соотношениям каналов Landsat-8: (a) B6/B7 (SWIR1/SWIR2) и (b) B4/B2 (красный/синий).

Кроме того, для усиления спектральной сигнатуры оксидов железа, диагностического показателя зон окисления порфировой меди в пределах Актогайского м-ния, было использовано соотношение полос B4/B2 на снимке Landsat-8. Выраженное отражение оксидов железа в красной полосе в сочетании с их сильным поглощением в синей полосе привело к эффективному усилению спектра с помощью этого соотношения. В пределах исследуемой области и вокруг неё были выявлены зоны с высоким содержанием оксидов железа. Некоторые участки совпадали с медно-порфировым оруденением, что указывает на генетическую связь

между медной минерализацией и изменением оксидом железа. Другие зоны, расположенные к северо-востоку и востоку от м-ния, имели вытянутую форму. Эти результаты указывают на возможную связь между распределением оксида железа и более широкой региональной картиной минерализации, которая выходит за пределы медно-порфировой системы.

Обработка данных ASTER позволила выявить зоны калиевого выщелачивания в исследуемой области. БР $(B11 \times B11)/B10/B14$ и $B14/B12$ эффективно идентифицировали ортоклаз и кварц, минералы, указывающие на калиевое выщелачивание (рис. 6).

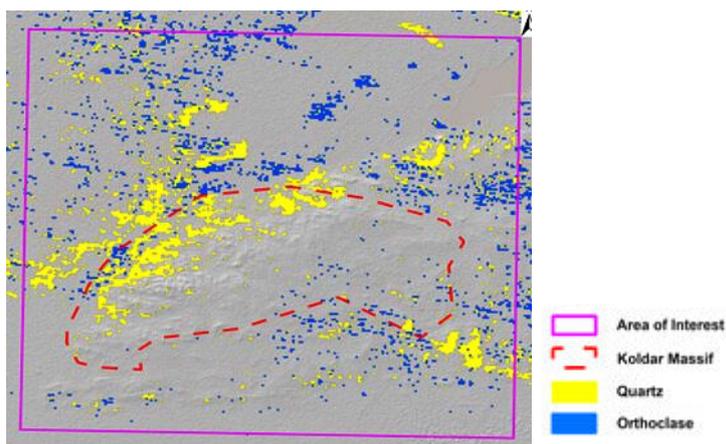


Рис. 6. Пороговые значения пикселей ASTER $(B11 \times B11)/B10/B14$ и $B14/B12$, показывающие пространственное распределение зон гидротермальных изменений в исследуемой области.

Минералы пропилит-изменённых пород (кальцит, хлорит и эпидот) также были успешно нанесены на карту с помощью $B5/B8$, $(B6+B7)/(2 \times B8)$ и $(B6+B9)/(B7+B8)$ соответственно (рис. 7).

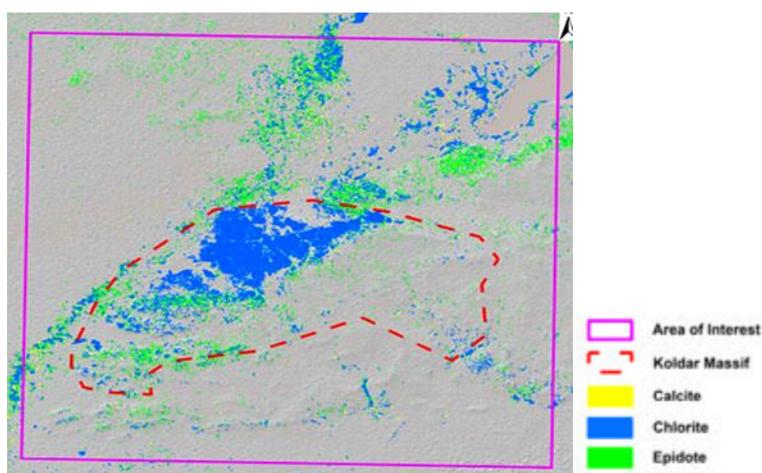


Рис. 7. Пороговые значения пикселей ASTER $B5/B8$, $(B6+B7)/(2 \times B8)$ и $(B6+B9)/(B7+B8)$, показывающие пространственное распределение минералов пропилит-гидротермальных изменений.

Эта зона пропилит-изменённых пород пространственно связана с другими зонами изменений, характерными для порфировых м-ний, и была выявлена с помощью дополнительных методов. Примечательно, что кальцит и хлорит более распространены в

исследуемой области, чем эпидот. Результаты показывают, что Кольский массив окружён зонами пропилитовых изменений, простирающимися с северо-востока на юго-запад.

Кроме того, применение BR к данным ASTER для определения зон гидротермальных изменений аргиллитов на основе диагностических минеральных комплексов показало многообещающие результаты, согласующиеся с данными Landsat-8. Каолинит, который был идентифицирован с помощью соотношения $B4/B6$, имеет более широкое пространственное распространение в исследуемой области по сравнению с иллит-монтмориллонитом, который был нанесён на карту с помощью соотношения $(B7+B5)/(B6+B9)$. Судя по этим результатам, в Колдарском массиве и прилегающих к нему северо-восточных и юго-восточных регионах преобладают зоны аргиллизации. В пределах Колдарского массива и исследуемой территории эти зоны ориентированы с северо-востока на юго-запад (рис. 8).

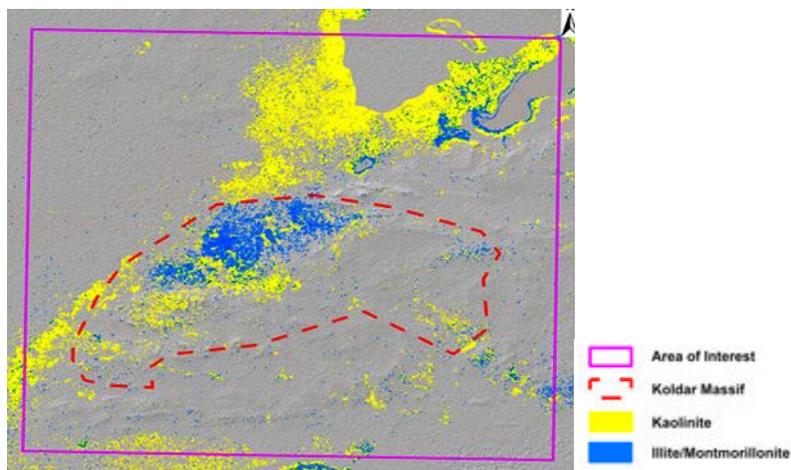


Рис. 8. Пороговые значения пикселей ASTER $B4/B6$ и $(B7+B5)/(B6+B9)$, показывающие распределение зон гидротермальных изменений, представленных каолинитом и иллит-монтмориллонитом.

Из-за спектрального сходства минералов, образовавшихся в результате изменений, с окружающей растительностью и минералами из других зон изменений, некоторые из обнаруженных минералов, образовавшихся в результате изменений, изначально были неправильно классифицированы. Однако для повышения достоверности результатов четвертичная растительность и осадочные породы на северо-востоке исследуемой территории были тщательно замаскированы на основе результатов FCC и имеющихся геологических и полевых данных. Такой подход позволил эффективно различать зоны изменений и неизменённые участки.

Для уменьшения размерности к семи полосам Landsat-8 был применён метод главных компонент. Были рассчитаны собственные значения и собственные векторы, которые представлены в таблицах 2 и 3.

Табл. 2.

Собственные значения главных компонент.

Principal Components	Eigenvalues	Percentages
PC1	0.043941	83.64%
PC2	0.006789	12.92%
PC3	0.000954	1.82%
PC4	0.000200	0.38%
PC5	0.000042	0.08%
PC6	0.000013	0.02%
PC7	0.000002	0.00%

Табл. 3.

**Собственные векторы и соответствующие полосы Landsat-8
и выбранные полосы ASTER для методов Crosta.**

PC	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 6	Band 7
PC1	0.45860	-0.08737	-0.22147	0.52592	0.24505	0.33001	0.53614
PC2	0.48096	-0.06849	-0.21523	0.33449	0.05075	-0.17079	-0.75765
PC3	0.46735	-0.00996	-0.11856	-0.24701	-0.30195	-0.69731	0.35917
PC4	0.47140	0.06295	-0.10654	-0.64112	-0.13518	0.56906	-0.09656
PC5	0.33860	0.29570	0.86459	0.05424	0.21370	-0.04112	-0.00986
PC6	-0.03622	0.70358	-0.08674	0.30997	-0.61704	0.13896	0.00224
PC7	-0.04207	0.63337	-0.35239	-0.20110	0.63365	-0.17564	0.00940
Crosta Method—Propylitic Alteration (ASTER Selected Bands)							
Eigenvectors	Band 1		Band 4		Band 5		Band 8
PC1	0.2296		0.96557		-0.11753		0.03384
PC2	0.61042		-0.04593		0.78264		-0.11291
PC3	0.54365		-0.19536		-0.32763		0.74762
PC4	0.52831		-0.16553		-0.51605		-0.65359
Crosta Method—Argillic Alteration (ASTER Selected Bands)							
Eigenvectors	Band 1		Band 4		Band 6		Band 7
PC1	0.21881		0.96706		-0.12305		0.04201
PC2	0.60035		-0.03299		0.79854		-0.02855
PC3	0.55102		-0.20586		-0.39759		0.70422
PC4	0.53673		-0.14601		-0.43486		-0.70817

PC 1, характеризующаяся высокими положительными значениями по всем полосам, в основном отражает общую яркость изображения (альбедо). На PC 2 в основном влияют SWIR2 (полоса 7), синий (полоса 1) и красный (полоса 4) цвета. Полоса 7 имеет наибольшую отрицательную нагрузку ($-0,75765$) на PC2, что означает, что области с низким коэффициентом отражения SWIR2 (например, влажные почвы и некоторые минералы) имеют высокие значения PC2 и выглядят тёмными на изображении PC2. И наоборот, положительная нагрузка ($0,48096$) указывает на то, что области с высоким коэффициентом отражения в синей части спектра (например, обнажённые породы) также имеют высокие значения PC2 и выглядят яркими. Остальные полосы (2, 3, 5 и 6) имеют незначительную нагрузку на PC2, что говорит о том, что они вносят лишь минимальный вклад в его формирование. Следовательно, PC2 можно интерпретировать как индекс контрастности, который в первую очередь различает объекты, содержащие влагу (например, почвы и минералы), и открытые поверхности (например, скалы и почвы), возможно, реагирующие на растительность.

На PC3 в первую очередь влияет SWIR1 (диапазон 6) с сильной отрицательной нагрузкой и, в меньшей степени, SWIR2 (диапазон 7) и VNIR (диапазон 1) с положительной нагрузкой. Учитывая преобладающий отрицательный вклад диапазона 6 и незначительную нагрузку от других диапазонов, тёмные пиксели на изображении PC3, вероятно, указывают на области с высокой концентрацией гидроксилсодержащих минералов и карбонатов.

На PC4 сильно влияет красная полоса (отрицательная нагрузка $-0,64112$), что указывает на возможную чувствительность к оксидам железа и минералам, содержащим гидроксил. Участки с высоким содержанием этих минералов, скорее всего, будут выглядеть как тёмные пиксели на изображении PC4. PC5, PC6 и PC7 вместе составляют менее 1% от общей дисперсии, что указывает на ограниченное содержание информации по сравнению с первыми четырьмя компонентами. Их высокая загрузка в зелёном (канал 3) и ближнем инфракрасном (канал 5) диапазонах указывает на возможную связь с растительностью.

Соответственно, для визуализации результатов PCA Landsat-8 была выбрана цветовая композиция RGB из PC3, PC4 и PC2 (рис. 9), так как эта комбинация оптимально выделяет зоны гидротермальных изменений и связанные с ними минералы.

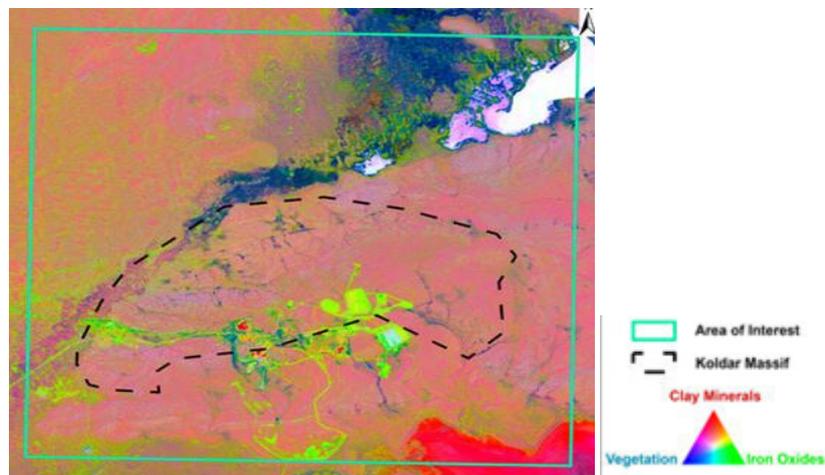


Рис. 9. Цветовая комбинация RGB для PC3, PC4 и PC2, полученная с помощью PCA Landsat-8.

Чтобы улучшить контрастность и чёткость изображения, отрицательные значения выбранных компонентов были инвертированы путём умножения на -1 . Композитное изображение RGB эффективно различает различные геологические особенности. Растительность и аллювий обозначены оттенками синего, а водоёмы — оттенками от белого до светло-голубого. Оксиды и гидроксиды железа, важные индикаторы зон окисления, обозначены светло-зелёным цветом. Наиболее интенсивная зелёная окраска соответствует Актогайскому медно-порфировому м-нию, что указывает на высокую концентрацию железосодержащих минералов, таких как гематит, гётит и лимонит. Глинистые минералы, связанные с гидротермальными изменениями, обозначены красным и резко контрастируют с зонами окисления.

Учитывая эффективность метода Crosta с использованием полос ASTER для обнаружения измененных минералов, PCA была выполнена на двух выбранных наборах полос. Первый, с использованием полос B1, B4, B5 и B8, был направлен на изменение пропилита, в то время как второй, с использованием полос B1, B4, B6 и B7, был нацелен на изменение аргиллита. Эти

комбинации полос были выбраны на основе их чувствительности к спектральной отражательной способности и поглощающим свойствам хлорита и глинистых минералов соответственно (табл. 3, рис. 10).

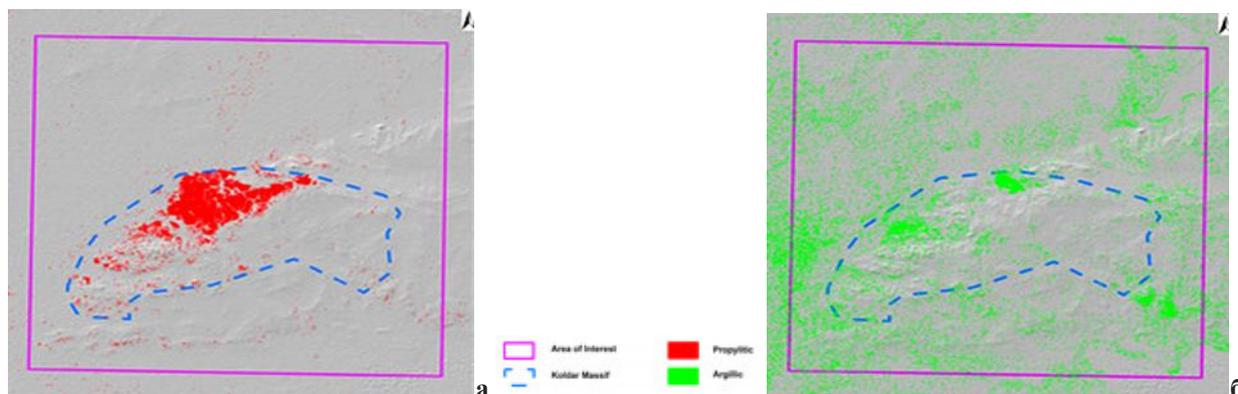


Рис. 10. Распределение зон изменений, выявленных методом PC4 Crosta на выбранных полосах ASTER: (а) зоны пропилитовых изменений и (б) зоны аргиллитовых изменений.

В соответствии с коэффициентами отражения хлорита и нагрузками на коэффициенты, как РС3, так и РС4 эффективно увеличили пиксели, указывающие на зоны изменения пропилита. Однако РС4 показал лучшие результаты в определении распределения изменений пропилита и соответствовал анализам BR и FCC. Выявленная пропилитовая зона пространственно связана с массивом Колдар и его окрестностями, регионом, известным своей близостью к Актогайскому медно-порфировому м-нию. На основе отражения глинистых минералов и рассчитанных главных компонент Crosta PC4 выделил пиксели, соответствующие аргиллитовым изменениям. Зона аргиллитового изменения характеризуется более светлыми значениями пикселей и имеет меньшую пространственную протяжённость по сравнению с зоной пропилитового изменения в исследуемой области. Эти результаты были подтверждены анализом данных Landsat-8 и BR. На основе использованных перспективных методов была создана комплексная итоговая карта, на которой представлены выявленные зоны изменения, которые впоследствии были подтверждены (рис. 12).

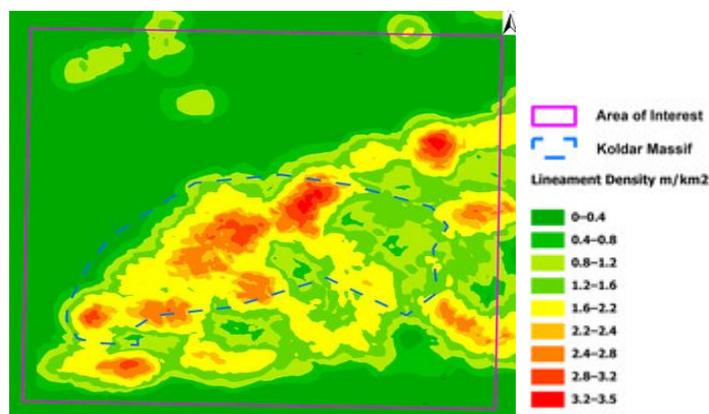


Рис. 12. Распределение плотности линейных объектов, полученных из ЦМР с помощью алгоритма LINE в PCI Geomatica, по исследуемой территории.

Эта карта была создана путём объединения оптимальных результатов, полученных с помощью методов соотношения полос (BR) и Crosta, применённых к данным ASTER. Как показано на рисунке 13, зона калиевого изменения была выделена с использованием результатов с рисунка 6. Зона пропилит-глинистого изменения была добавлена путём объединения результатов с рисунка 8 и рисунка 11. Аналогичным образом была добавлена зона аргиллитового изменения путём объединения результатов с рисунка 8 и рисунка 10.

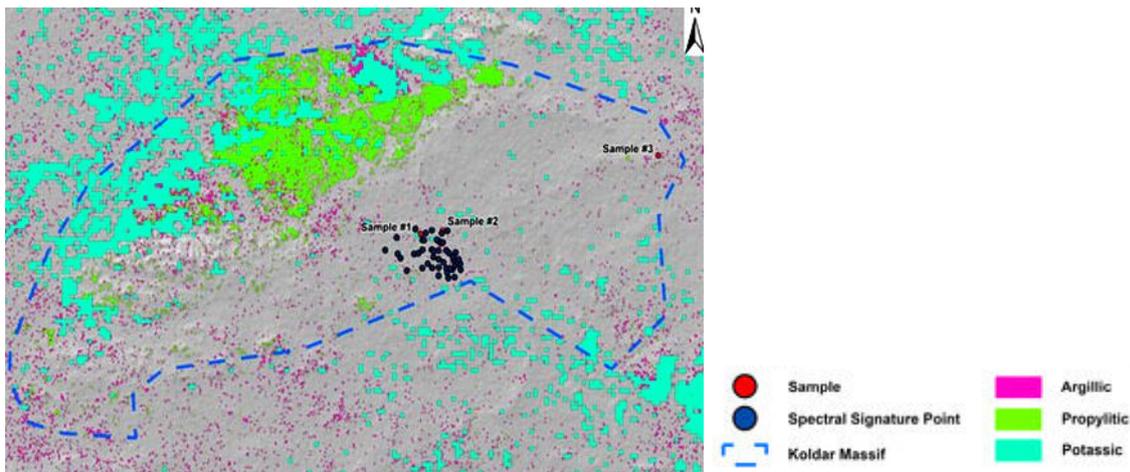


Рис. 13. Пространственное распределение зон калиевых, пропилитовых и аргиллитовых изменений и места отбора полевых проб в исследуемой области.

Объединение этих методов позволило получить более точное и детальное представление о зонах изменений. Учитывая спектральное сходство минералов, связанных с зонами калиевых, пропилитовых и аргиллитовых изменений, на рисунке 13 можно заметить некоторые совпадения. Однако благодаря сопоставлению данных полевых образцов, геологической карты и типичных закономерностей порфировой медной системы оптические результаты были тщательно отобраны и интегрированы в рисунок 13. Такой подход позволил убедиться, что спектральные данные точно отражают геологический контекст и повышают надёжность анализа минеральных изменений.

4.2. Проверка результатов.

С помощью спектральных индексов, полученных на основе данных ASTER, в исследуемой области были успешно нанесены на карту три основные зоны гидротермальных изменений: калиевая, пропилит-аргиллитовая и аргиллитовая (рис. 6, 7 и 8). Хотя распределение аргиллитовых изменений в целом соответствовало спектральным индексам Landsat-8, последние также показали значительное содержание оксида железа в м-нии Актогай, что, вероятно, связано с продолжающейся добычей полезных ископаемых. Все выявленные зоны изменений пространственно сосредоточены на севере и северо-западе Колдарского массива и

выходят за пределы исследуемой территории, преимущественно ориентируясь с северо-востока на юго-запад. Эти результаты были подтверждены методами Crosta, применёнными к данным ASTER.

Существует сильная корреляция между распределением зон гидротермальных изменений и плотностью линейных структур в исследуемой области. Как видно на рисунке 12, высокая концентрация выявленных линейных структур совпадает с ранее выявленными зонами изменений к северо-западу от Колдарского массива. Пространственная структура, плотность и ориентация линейных структур убедительно свидетельствуют о связи между обнаруженными зонами гидротермальных изменений и залегающей под ними порфировой медной минерализацией в исследуемой области.

Кроме того, результаты показывают высокую корреляцию между зонами гидротермальных изменений и обнаруженными линеаменами, что хорошо согласуется с данными, собранными во время полевых работ. Образцы из южной и северо-восточной частей Колдарского массива были изучены макроскопически и микроскопически для характеристики зон изменений и содержащихся в них минералов. Как показано на рисунках 13 и 14, три представителя проанализированных образцов совпадают с зонами пропилит-аргиллитовых и аргиллитовых изменений, обнаруженными с помощью методов BR и PCA.

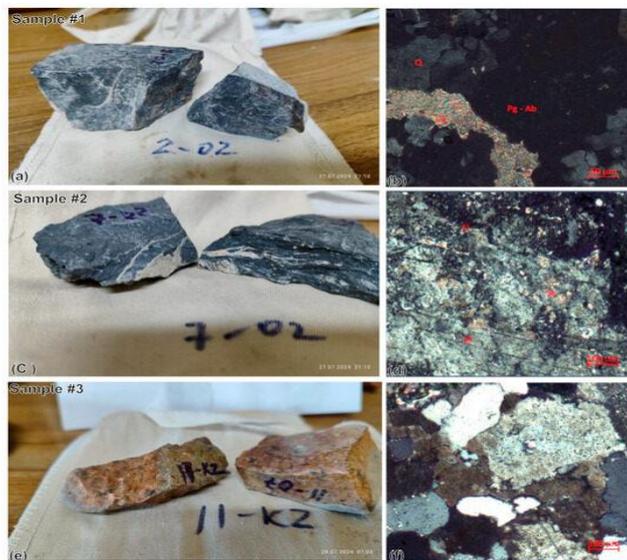


Рис. 14. Образцы и тонкие срезы собранных образцов под 20-кратным поляризационным микроскопом: (a) образец фотогранодиорита с роговой обманкой; (b) распределение кальцита в плагиоклаз-ортоклаз-кварцевой матрице под скрещенными николями; (c) образец фотодацитового туфа; (d) изменение полевых шпатов под скрещенными николями; (e) образец фотогранодиорита; (f) процесс политизации ортоклаза и изменение плагиоклаза в результате серитизации.

Согласно петрографическому и минералогическому анализам, образец № 1 из южной части исследуемой территории в пределах зоны калиевого выветривания, выявленной по данным дистанционного зондирования, состоит из кварца, амфибола, среднекислого

плагиоклаза и калиевого полевого шпата (К-полевого шпата). Кроме того, на шлифе этого образца можно наблюдать вторичные минералы, такие как хлорит, серицит и кальцит, а также сопутствующие рудные минералы, такие как халькопирит, борнит и пирит. На этом образце хорошо видна связь между зоной калиевых изменений и присутствием медных рудных минералов (рис. 14a,b).

Образец № 2 был взят в юго-восточной части исследуемой территории, в зоне контакта вулканических пород, которые преимущественно имеют кислый состав. На основании полевых наблюдений и изучения шлифов были обнаружены зоны пропилит-калийных и калиевых гидротермальных изменений, которые хорошо коррелируют с зонами изменений, выявленными по данным ASTER в рамках этого исследования. Образец был идентифицирован как дацитовый туф, состоящий из кварца, полевого шпата, плагиоклаза, вулканического стекла и биотита в качестве основных минералов, а также хлорита, серицита, эпидота, слюды, халькопирита и пирита в качестве вторичных рудных минералов (рис. 14c,d). Образец № 3 был взят в северо-восточной части Колдарского массива, в зоне аргиллитовых изменений. Судя по результатам исследования шлифов, образец состоит из кварца, полевого шпата, плагиоклаза среднего состава, биотита и амфибола в качестве основных минералов, а также хлорита, серицита, эпидота, сфена, халькопирита и пирита в качестве второстепенных и рудных минералов. Аргиллизацию можно наблюдать как на месте, так и под микроскопом, она проявляется в серитизации и политизации плагиоклаза и ортоклаза (рис. 14e,f). Таким образом, пространственное распределение линейных структур и собранных образцов, представляющих зоны гидротермальных изменений пропилитового, калиевого и аргиллитового типов, подтверждают результаты, полученные с помощью ДДЗ.

Кроме того, в общей сложности 45 контрольных точек были получены на основе спектральных характеристик зон гидротермальных изменений, предоставленных компанией KAZ Minerals. Эти контрольные точки использовались для оценки точности и расчёта коэффициентов каппа, которые являются важными показателями для оценки надёжности результатов ДЗ. Пространственное распределение этих контрольных точек (табл. 4) и их взаимосвязь с выявленными зонами изменений (рис. 13) были всесторонне проанализированы.

Точки привязки GPS в зонах гидротермальных изменений на м-нии Акогоай во время полевых работ.

Sample No.	Sample Name	Longitude	Latitude	Match
1	A01-0002	79.98413775	46.96808036	Yes
2	A02-0002	79.98423027	46.9645183	No
3	A03-0002	79.98258229	46.96952351	Yes
4	A04-0002	79.98176195	46.96982209	Yes
5	A05-0002	79.98163851	46.96798282	No
6	A06-0002	79.98172205	46.96629864	No
7	A08a-0002	79.98108707	46.97007974	Yes
8	A09-00001	79.97969265	46.96454635	Yes
9	A11-0002	79.97949415	46.96813403	Yes
10	A18-0002	79.97393094	46.96727211	Yes
11	A38-0002	79.97654165	46.97003219	Yes
12	A42-0002	79.96866305	46.96725641	No
13	A43-0002	79.97658117	46.96446093	Yes
14	A44-0000	79.9765934	46.96810627	Yes
15	A50-0002	79.98181617	46.96465587	No
16	A52-0002	79.98441393	46.97189439	No
17	A55-0002	79.97524706	46.96741214	Yes
18	GT11-0002	79.98176237	46.96298508	No
19	GT12-0002	79.97700282	46.96997452	Yes
20	GT13-0002	79.97945382	46.97196615	Yes
21	GT14-0002	79.98264518	46.97139292	Yes
22	GT16-0002	79.98713191	46.96765388	Yes
23	GT17-0002	79.98816851	46.96627232	No
24	GT18-0002	79.98300949	46.96958956	Yes
25	GT19-0002	79.98687926	46.96276154	Yes
26	GT20-0002	79.98616986	46.96426407	Yes
27	GT21-0002	79.97751112	46.97139257	Yes
28	GT29-0002	79.96833641	46.97040541	Yes
29	GT31-0002	79.96468751	46.96793391	Yes
30	KMC_001	79.98333261	46.965661	Yes
31	KMC_021	79.9870342	46.96507951	No
32	KMC_033	79.9866313	46.96618371	Yes
33	KMC_040	79.98631934	46.96675788	Yes
34	KMK-01-0002	79.98013357	46.96792155	Yes
35	KMK-02-0002	79.98502933	46.967517	Yes
36	KMK-03-0002	79.98544123	46.96442913	Yes
37	KMK-04-0002	79.98862478	46.96536918	Yes
38	KMK-05-0002	79.9696046	46.96639923	No
39	KMK-06-0002	79.98005513	46.96674055	No
40	KMK-08-0002	79.97827433	46.96535971	No
41	KMK-09-0002	79.9844701	46.96365855	No
42	KMK-11-0002	79.98875178	46.96423172	Yes

Из 42 контрольных точек 32 соответствовали обнаруженным зонам изменений, что обеспечивает общую точность 72%. Кроме того, рассчитанный коэффициент каппа, равный 0,615, указывает на значительный уровень согласованности, превышающий случайную

вероятность. Эти результаты свидетельствуют о том, что применённые методы ДЗ демонстрируют высокую точность определения зон гидротермальных изменений. Более низкий процент совпадений при оценке точности объясняется тем, что точки спектральных характеристик в основном сосредоточены в районе медного рудника Актогай. Однако в рамках будущих исследований планируется провести детальную и всестороннюю полевую выборку, а также дальнейшую проверку и разработку передовых алгоритмов машинного обучения. Эти усилия будут направлены на повышение точности и надёжности анализа спектральных данных, что обеспечит более стабильные и точные результаты в последующих исследованиях.

5. Обсуждение.

В этом исследовании успешно продемонстрировано применение мультиспектральных данных Landsat-8 и ASTER для обнаружения и выделения зон гидротермальных изменений, связанных с порфировой медной минерализацией на м-нии Актогай в Восточном Казахстане. В частности, данные ASTER, особенно при обработке с помощью BR и PCA, эффективно выявляют зоны калиевых, пропилитовых, аргиллитовых и оксидных изменений. Эти зоны изменений, расположенные в основном на северо-западе Колдарского массива, пространственно совпадают со структурными линиями, что указывает на их связь с медноносными зонами. Исследование подчёркивает возможности данных ASTER для поисков рудных м-ний и открывает значительные перспективы для ранней идентификации порфировых медных систем в засушливых и полузасушливых регионах, особенно там, где ранее не проводился анализ ДДЗ.

Сравнение этих результатов с предыдущими исследованиями подчёркивает их важность для дальнейшего развития методов ДЗ при поисках в развивающихся странах, таких как Казахстан. Предыдущие исследования показали, что зоны гидротермальных изменений в порфировых системах имеют различные спектральные характеристики, которые можно распознать с помощью ДЗ. Текущее исследование расширяет эти результаты, показывая, что данные ASTER с более высоким спектральным разрешением в диапазонах VNIR и SWIR превосходят данные Landsat-8 в плане точности картирования гидротермальных зон.

Благодаря объединению методов Crosta и FCC в рамках этого исследования удалось более точно определить границы минерализованных зон и восполнить существующие методологические пробелы в поисках с помощью ДЗ в исследуемом районе. Совместное использование данных ASTER и Landsat-8 с методами обработки изображений позволило составить подробную карту гидротермальных изменений. Эти результаты подтверждают

эффективность ДЗ для поисков в регионах со сложной геологией и ограниченным геологическим картированием.

Важной стороной исследования является его комплексная методологическая основа, которая объединила несколько методов ДЗ для проверки и повышения точности определения зон изменений. Спектральное разрешение ASTER позволило точно отобразить минералы, подвергшиеся изменениям, а интеграция полевых данных обеспечила надёжную проверку результатов ДЗ.

Однако исследование было ограничено пространственным разрешением наборов данных и отсутствием гиперспектральных данных, которые позволили бы более точно различать минералогические вариации. Кроме того, сосредоточенность на поверхностных спектральных характеристиках могла привести к тому, что подземная минерализация осталась незамеченной, что потребовало интеграции с геофизическими методами для комплексных ГРП.

В целом, это исследование демонстрирует эффективность данных ASTER и Landsat-8 при картировании зон гидротермальных изменений, связанных с порфировой медной минерализацией. Полученные результаты подчёркивают ценность ДЗ как быстрого и экономичного инструмента для ГРП на ранних стадиях. В будущих исследованиях следует сосредоточиться на использовании гиперспектральных данных с более высоким разрешением, передовых аналитических методах и интеграции геофизических и геохимических данных для уточнения стратегий поисков и разработки комплексных геологических моделей рудных м-ний.

6. Выводы.

1. В этом исследовании с использованием ДДЗ Landsat-8 и ASTER было применено несколько методов обработки изображений для составления карты зон гидротермальных изменений, связанных с Актогайским медно-порфировым м-нием в Восточном Казахстане.

2. Анализ спектральных характеристик позволил эффективно выделить зоны, указывающие на пропилит-аргиллитовые гидротермальные изменения и зоны окисления, характеризующиеся глинистыми, хлоритовыми минералами и оксидами железа соответственно, которые обычно связаны с медно-порфировыми системами.

3. Изображения FCC способствовали визуальной интерпретации различных спектральных признаков, связанных с гидротермальными изменениями, таких как пропилит, аргиллит и оксиды железа, а также растительности и водных объектов.

4. Результаты ASTER BR позволили эффективно определить пространственное распределение зон калиевых, пропилит-аргиллитовых и аргиллитовых изменений, простирающихся с севера на юг на северо-западе Колдарского массива.

5. Метод главных компонент извлек скрытую информацию из данных Landsat-8 и создал составное изображение (PC3-PC4-PC2), которое эффективно различало различные геологические образования и связанные с ними минералы.

6. Метод Кроста с использованием данных ASTER также показал многообещающие результаты при выявлении зон пропилитовых и аргиллитовых изменений в исследуемой области.

7. В будущих исследованиях следует сосредоточиться на следующем:

(1) использование гиперспектральных данных с более высоким пространственным и спектральным разрешением для более точного картирования минералов и геологических структур;

(2) применение передовых аналитических методов, таких как спектральное разделение и машинное обучение, для повышения точности идентификации минералов и оценки их количества;

(3) проведение комплексных геофизических и геохимических исследований для подтверждения результатов ДЗ и оценки минерального потенциала месторождения; и

(4) интеграция ДДЗ с полевыми и буровыми результатами для создания комплексной геологической модели м-ния.

VII. ПЛАТФОРМА TRANSFORMER–GCN FUSION ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ [3].

1. Введение

В настоящее время разведка рудных месторождений сталкивается с беспрецедентными трудностями: переход от неглубоких залежей к глубокозалегающим рудным телам, закрытым территориям и скрытым месторождениям привёл к трансформации методов ГРП: от традиционного качественного анализа к количественному прогнозированию на основе искусственного интеллекта (ИИ). Современные программные решения объединяют в себе технологии геостатистики, 3D-моделирования и визуализации данных, что позволяет проводить исследования в области прогнозирования минеральных ресурсов с высокой точностью и эффективностью, а также обеспечивает важную техническую поддержку при поисках, разведке и разработке ресурсов.

Алгоритмы машинного и глубокого обучения могут эффективно интегрировать разнородные данные из нескольких источников, такие как геологические, геофизические, геохимические данные и ДДЗ, для построения высокоточных моделей прогнозирования. Несмотря на значительный прогресс в современных исследованиях интеллектуальные модели прогнозирования по-прежнему сталкиваются с тремя серьёзными проблемами: (1) *нехватка данных*: ограниченное количество известных месторождений в исследуемых районах приводит к серьёзному дисбалансу обучающих данных, что значительно снижает способность моделей глубокого обучения к обобщению и ухудшает качество классификации; (2) *архитектурные ограничения*: существующие модели в значительной степени полагаются на локальные пространственные корреляции, что мешает им выявлять глубинные геологические взаимосвязи; (3) *сглаживание признаков*: многослойные графовые свёрточные операции приводят к гомогенизации признаков, снижая выразительность важнейших геологических признаков.

Чтобы решить эти проблемы, в данном исследовании предлагается инновационная модель T-GCN — новая сетевая модель, объединяющая трансформер и графовые свёрточные сети (GCN) для многозадачного машинного обучения. Модель демонстрирует прорывные результаты благодаря трём ключевым инновациям: *во-первых*, для расширения набора данных используется генеративно-состязательная сеть (GAN), что эффективно решает проблему несбалансированного распределения данных; *во-вторых*, на основе адаптивного порогового коэффициента корреляции Пирсона строится граф корреляции геохимических элементов, который точно характеризует взаимосвязи между элементами; *и наконец*, механизм

глобального внимания Transformer синергетически сочетается с возможностью извлечения локальных признаков GCN для выявления сложных пространственных закономерностей и нелинейных взаимосвязей. Это не только значительно снижает проблему сглаживания признаков, но и улучшает как глобальное пространственное восприятие признаков, так и локальное извлечение признаков. Сравнительный анализ с использованием нескольких классических моделей показывает, что T-GCN превосходит их по устойчивости и надёжности с точки зрения точности прогнозирования (ACC), карт вероятности аномалий и других показателей.

2. Геологические предпосылки и набор геохимических данных.

Район Пан XD расположен в южной части металлогенического пояса Цинь-Ханг в Китае, который представляет собой значительную минерализованную зону, образовавшуюся вдоль древней границы субдукции между Янцзы и Китайским блоками (рис. 1).

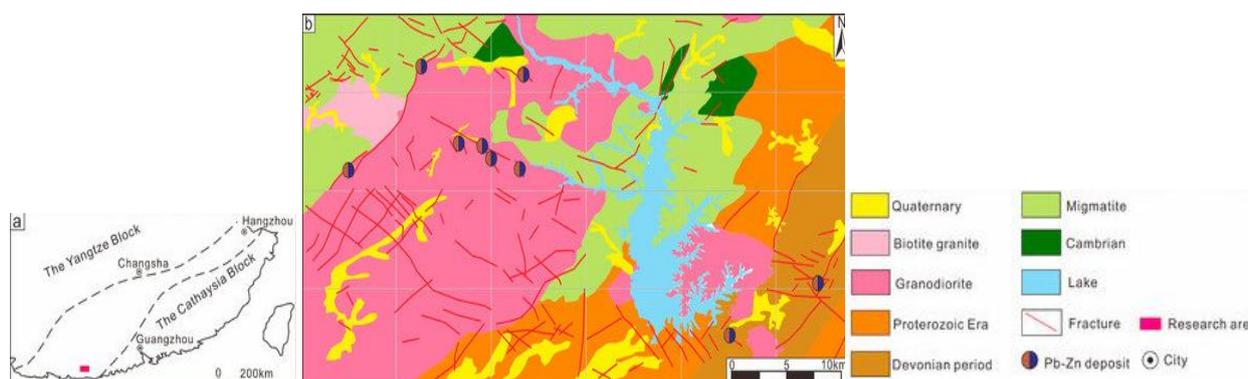


Рис. 1. Положение района Пан XD (а), геологическая карта и м-ния.

В рудных объектах, выявленных на исследуемой территории, преобладают свинцово-цинковые м-ния. Рудные тела и зоны минерализации в основном имеют стратоидную или линзовидную форму и простираются с северо-востока на юго-запад. Типы изменений сопровождающих оруденение многочисленны и в основном связаны с силицификацией, пиритизацией, кальцитизацией, доломитизацией, хлоритизацией и галенизацией. Генетический тип м-ний относится к свинцово-цинковым, осадочно-гидротермальным, типа VMS.

В районе Пан XD наблюдаются сложные геологические структуры с частыми и интенсивными проявлениями магматической активности. Интрузивные породы широко распространены и занимают примерно 60% общей площади, преимущественно в центральном, северном и западном секторах. Эти интрузии в основном являются результатом каледонских и яньшаньских магматических процессов и представлены в основном батолитами и штоками, а также отдельными гранитными порфировыми дайками. Стратиграфическая последовательность в исследуемом районе относительно проста, но подверглась интенсивной

тектонической деформации. Зоны разломов служат основными рудоконтролирующими структурами, пространственное распределение которых строго определяет локализацию м-ний. В частности, м-ния сосредоточены в зонах разломов, простирающихся с северо-востока на юго-запад, и на прилегающих к ним территориях, особенно на пересечениях этих систем разломов.

В этом исследовании были отобраны донные отложения, при этом средняя плотность отбора составила 4,25 образца на км². Всего было отобрано 7236 образцов с площади 1694 км². Каждый образец был проанализирован на содержание 16 элементов: Au, B, Sn, Cu, Ag, Ba, Mn, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Hg, Mo, W и F. Таблица 1 содержит часть данных о геохимических элементах, а X и Y соответствуют координатам точек отбора проб. Рисунок 2 иллюстрирует пространственное распределение элементов Pb–Zn в исследуемой области.

Табл. 1.

Частичный набор данных по геохимическим элементам
(Au и Ag указаны в нг/г, другие элементы — в мкг/г).

X	Y	Ag	Au	B	Sn	Cu	Ba	Mn	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Mo	W	Bi	F
421.63	2416.85	0.078	0.54	4	2.56	7	88	209	12	23	0.9	0.29	0.04	0.82	1.16	0.42	204
420.93	2416.80	0.06	0.81	3	3.74	5	885	305	33	22	0.58	0.36	0.04	0.82	1.11	1.41	222
420.95	2416.35	0.086	0.94	4	2.41	5	797	267	53	35	1.15	0.34	0.09	0.51	1.16	0.42	212
421.21	2415.85	0.043	0.81	3	1.52	5	1111	423	42	14	0.51	0.35	0.07	0.59	0.38	0.23	222
420.30	2416.35	0.046	0.37	2	1.65	6	941	498	38	17	0.53	0.31	0.02	0.57	0.33	0.61	222
419.86	2416.15	0.033	1.09	4	1.53	8	427	338	37	29	0.74	0.28	0.07	1.68	0.73	0.47	204

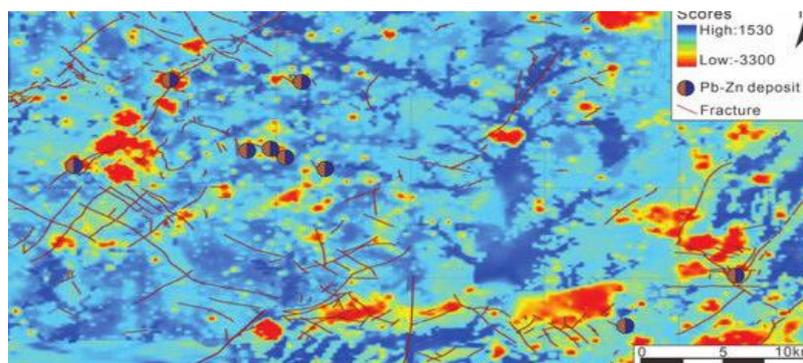


Рис. 2. Пространственное распределение элементов Pb–Zn на исследуемой территории.

В этом исследовании систематически анализировались статистические характеристики 16 ключевых геохимических элементов (Pb, Zn, Au, Ag, Cu и т. д.) (табл. 2).

Табл. 2.

Статистическая информация о данных по 16 элементам.

Element (mg/kg ⁻¹)	Maximum Value	Minimum Value	Mean Value	Standard Deviation	Coefficient of Variation
Au	1.145	0.2×10^{-3}	2.06×10^{-3}	0.019	9.5
B	950	1	38.92	50.82	1.39
Sn	280	0.85	4.99	6.92	1.4
Cu	440	1	12.01	16.82	1.31
Ag	40.7	0.04	0.63	0.59	0.94
Ba	1872	6	200.72	188.7	7
Mn	3183	49	345.33	199.68	0.578
Pb	5504	1	34.57	74.3	2.57
Zn	2955	3	36.11	50	5.35
As	1520	0.1	6.11	22.85	2.72
Sb	2610	0.14	0.89	30.69	0.62
Bi	250	0.01	0.98	3.97	2.15
Hg	14.5	0.03	0.07	0.19	1.39
Mo	407.59	0.12	1.69	9.01	3.74
W	511	0.14	3.18	8.64	34.43
F	3930	33	300.95	185.12	4.06

Результаты показывают, что (1) концентрации элементов демонстрируют значительные различия по величине, при этом отношения максимального значения к среднему превышают 200 раз для рудообразующих элементов, включая Au, Ag, As, Sb, Bi и Mo, что указывает на потенциальные локальные аномалии; (2) анализ коэффициента вариации (CV) показывает, что большинство элементов имеют значения $CV > 1$ (особенно критические рудообразующие элементы, такие как Au и Ag, с CVs 9,2 и 7,0 соответственно), что отражает сильную пространственную изменчивость и значительное локальное обогащение этими элементами, что обеспечивает важные показатели ГРП; и (3) анализ регионального геологического фона показывает, что эта характеристика высокой изменчивости показывает тесную корреляцию с многоступенчатой гидротермальной активностью в исследуемом районе.

3. Методы.

Предлагаемая методология картирования перспективности рудных м-ний основана на платформе Transformer–GCN fusion framework (рис. 3).

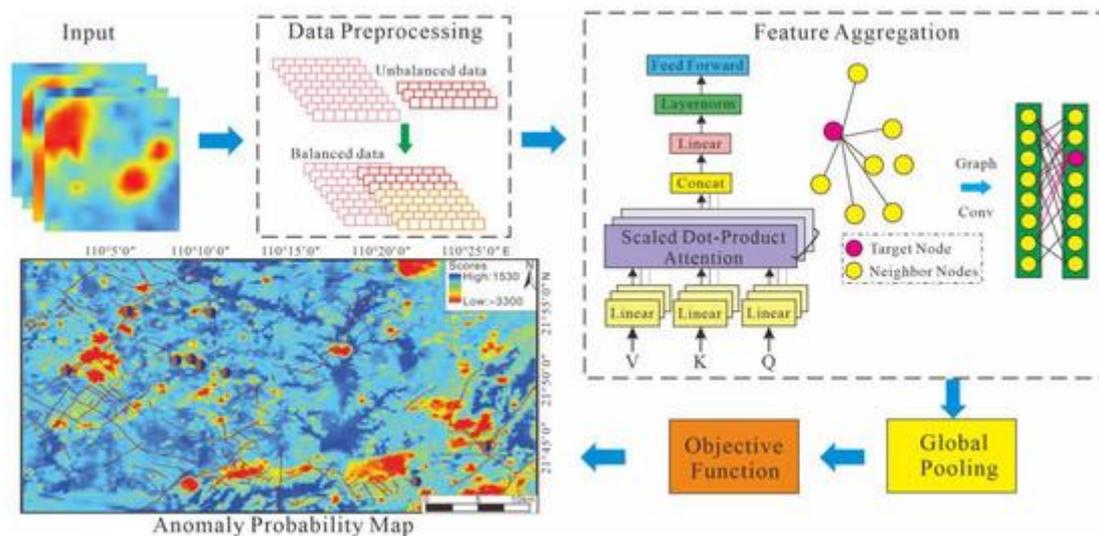


Рисунок 3. Схема сетевой структуры T-GCN.

Предлагаемая структура инновационно объединяет методы композиционного анализа данных с современными сверточными нейронными сетями на графах, позволяя эффективно улавливать сложные нелинейные пространственные корреляции между геологическими объектами.

3.1. Предварительная обработка данных.

Геохимические данные обычно рассматриваются как данные о составе, где сумма содержания отдельных элементов является фиксированной величиной. Однако такие данные могут создавать эффект замыкания, приводящий к значительным корреляциям между взаимозависимыми элементами. Поэтому при анализе геохимических данных некоторые

статистические методы могут вызывать проблемы с корреляцией данных из-за игнорирования ограничений данных.

Для решения вышеуказанных проблем в данном исследовании используются методы предварительной обработки данных для преобразования исходных композиционных данных в логарифмическую шкалу. Эта операция не только значительно снижает влияние выбросов на результаты анализа, но и делает характеристики распределения данных более приближенными к нормальному распределению, что создаёт хорошую основу для последующего анализа. В настоящее время существует два основных метода предварительной обработки таких данных:

Первый метод — аддитивное логарифмическое преобразование отношения (Additive Log Ratio Transformation, ALR). Этот метод, основанный на логарифмических функциях, часто используется для обработки данных с пропорциональными зависимостями. Преобразование пропорциональных зависимостей в исходных данных в аддитивные значительно упрощает процессы статистического анализа и построения моделей. Для вектора данных об относительной численности $x = x_1, x_2, \dots, x_k$. Если система состоит из k компонентов, в качестве эталонного выбирается один конкретный компонент. ALR-преобразование каждого оставшегося компонента x_i ($i = 1, 2, \dots, k-1$) определяется как натуральный логарифм отношения компонента к эталонному компоненту. Его математическое выражение представлено в виде уравнения (1):

$$\text{ALR}(x_i) = \log\left(\frac{x_i}{x_k}\right) \text{ for } i = 1, 2, \dots, k-1 \quad (1)$$

где x_i представляет собой значение i -го компонента вектора x x_k обозначает значение эталонного компонента, выбранного в качестве знаменателя, при этом в качестве эталона обычно выбирается последний компонент.

Существующие исследования показали, что преобразование ALR может эффективно улучшить структуру данных и облегчить последующий количественный анализ.

Второй метод — центрированное логарифмическое преобразование отношения (Centered Log Ratio Transformation, CLR). Этот метод позволяет преобразовывать информацию в многомерных наборах данных в логарифмические формы отношения, что не только эффективно устраняет эффект масштаба в данных, но и стандартизирует данные в логарифмических формах отношения с единой точкой отсчёта на основе центра данных. Формула преобразования CLR представлена в виде уравнения (2):

$$\text{CLR}(x_i) = \ln\left(\frac{x_i}{g}\right) \quad (2)$$

где x_i — это компонент композиционных данных, а g — среднее геометрическое всех компонентов.

Этот метод преобразования не только помогает выявить потенциальные взаимосвязи между данными, но и повышает точность и надёжность результатов анализа данных.

Благодаря предварительной обработке исходных данных это исследование позволило эффективно улучшить характеристики распределения данных. Как видно из графиков (рис. 4) и кривых плотности (рис. 5), исходные данные демонстрировали значительные различия в пространственном масштабе, дискретное распределение и аномалии с высокими значениями для большинства элементов.

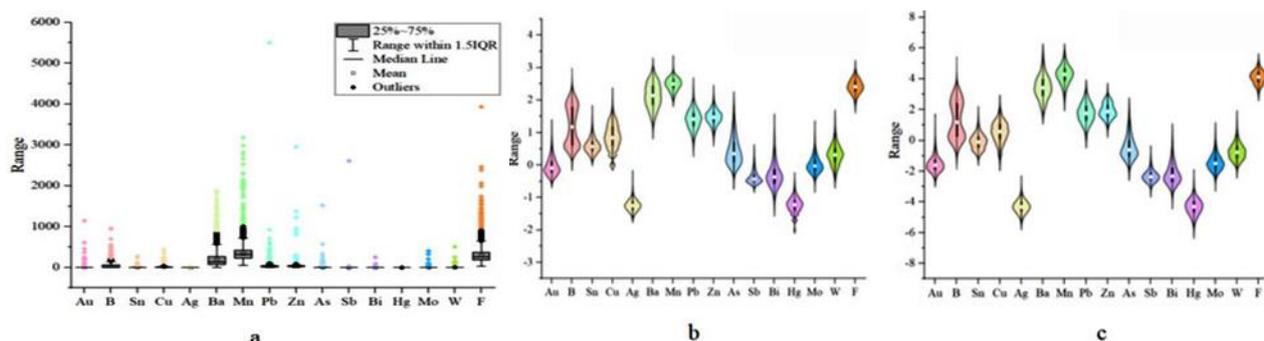


Рис. 4. Распределение данных до и после преобразования.

(a) ящичковая диаграмма для необработанных данных; (b) диаграмма размаха данных, преобразованных в логарифмическую шкалу; (c) диаграмма размаха данных, преобразованных в шкалу CLR.

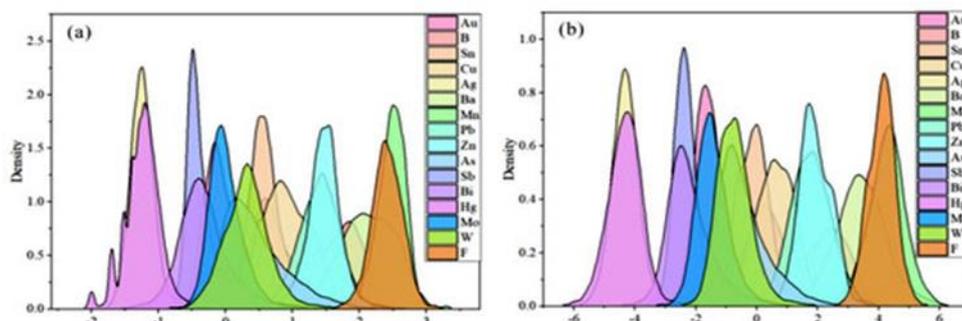


Рис. 5. Кривые распределения плотности после преобразования данных.

(a) Кривая после логарифмического преобразования; (b) Кривая после преобразования CLR.

После логарифмического преобразования и преобразования CLR различия в масштабе пространственного распределения элементов значительно сократились, на ящичковых диаграммах отобразилось более равномерное распределение, а кривые плотности приблизились к одномодальному или многомодальному нормальному распределению. Сравнение характеристик данных после двух преобразований показало, что данные, преобразованные с помощью CLR (рис. 4c), демонстрируют более концентрированные и сбалансированные пространственные масштабы и внутреннюю дисперсию, более симметричное распределение экстремальных значений и плотность распределения, близкую к стандартному нормальному распределению (рис. 5), по сравнению с данными, преобразованными с помощью логарифмического преобразования (рис. 4b). Это говорит о том, что преобразование данных значительно уменьшило внутреннюю неоднородность набора

данных, устранило асимметрию распределения и улучшило концентрацию данных, заложив хорошую основу для многомерного статистического анализа. По сравнению с логарифмическим преобразованием, преобразование CLR более эффективно снижает внутреннюю неоднородность данных и формирует характеристики нормального распределения.

Причины выбора межквартильного размаха (IQR) от 25% до 75% при преобразовании данных можно объяснить с двух точек зрения: (1) *статистическая точка зрения*: этот интервал охватывает 50% основных образцов, эффективно отфильтровывая выбросы, такие как точки с высоким содержанием минералов и ошибки измерений. Это позволяет бокс-плотам/диаграммам размаха более достоверно отражать центральную тенденцию и степень разброса данных, а также (2) *обработка композиционных данных*: когда данные представляют собой соотношения содержания нескольких элементов, на традиционные преобразования влияет «эффект замыкания». Преобразование CLR устраняет этот эффект с помощью логарифмических соотношений. На этом этапе вариации межквартильного размаха отражают закон распределения относительных соотношений элементов, а не дисперсию абсолютного содержания, что упрощает сравнение эффективности различных методов преобразования.

В географическом пространстве рудные м-ния отличаются значительной разреженностью. Количество минерализованных индикаторных образцов (класс А) на конкретной исследуемой территории обычно намного меньше, чем неминерализованных (класс В), что приводит к выраженному классовому дисбалансу в наборах данных, используемых для численного моделирования карт перспективности поисков. Чтобы решить эту проблему, в данном исследовании используется GAN для эффективного увеличения выборок из недопредставленных классов.

GAN — это каноническая система глубокого обучения, состоящая из двух нейронных сетей: генератора и дискриминатора (рис. 6).

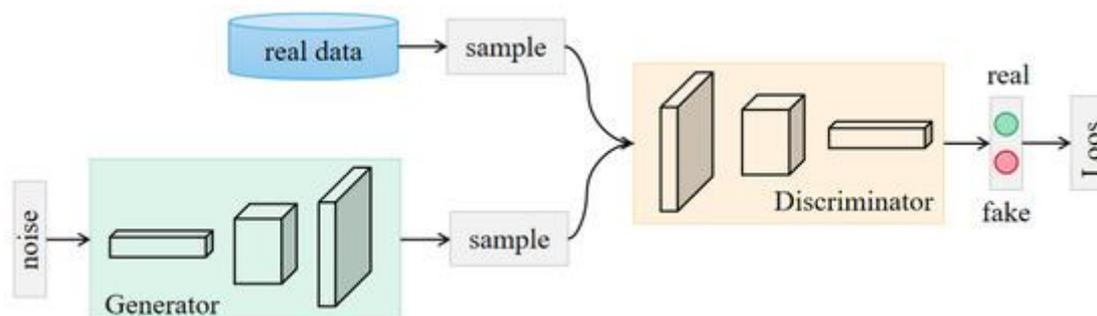


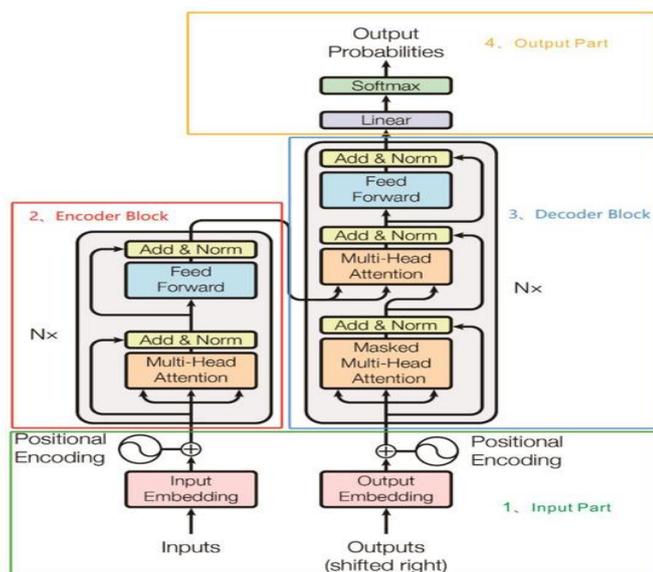
Рис. 6. Схема архитектуры системы GAN.

Генератор синтезирует выборки данных, которые приближаются к истинному распределению, из случайного шума, а дискриминатор, выступающий в роли бинарного классификатора, определяет, является ли входная выборка подлинной (из реального набора данных) или поддельной (сгенерированной генератором). Две сети обучаются в режиме состязания: по мере того как генератор улучшает свою способность создавать реалистичные образцы, дискриминатор одновременно повышает свою способность к распознаванию. Этот соревновательный процесс завершается тем, что генератор создаёт синтетические образцы с высокой точностью воспроизведения, что эффективно устраняет дисбаланс классов в исходном наборе данных.

На этапе обучения GAN функции потерь для генератора и дискриминатора обозначаются как G_{loss} и D_{loss} соответственно. Из-за того, что известные месторождения в исследуемой области составляют лишь незначительную часть от общего объёма обучающих данных, обучающие данные для моделей прогнозирования перспективности месторождений значительно несбалансированы. При проведении численного моделирования для прогнозирования минерализации на несбалансированных наборах данных численное несоответствие между минерализованными индикаторными образцами из класса меньшинства (класс А) и неминерализованными образцами из класса большинства (класс В) может привести к тому, что важная информация, содержащаяся в образцах класса А, будет скрыта за образцами класса В. Это явление может привести к тому, что алгоритмы будут переобучаться на точках выборки из класса большинства, недооценивая важность образцов класса А. Чтобы решить эти проблемы, в данном исследовании предлагается решение по использованию GAN для увеличения объёма данных выборок класса А, направленное на сбалансированное распределение данных и повышение способности модели представлять редкие выборки.

3.2. Трансформаторный модуль.

Модель Transformer — это архитектура глубокого обучения, основанная на механизме самовнимания, главное преимущество которой заключается в динамическом распределении весов внимания между различными частями входной последовательности с помощью механизма самовнимания, что позволяет эффективно выявлять семантические корреляции. В данных геологических изображений степень соответствия изображения с отмеченными точками минерализации и различными факторами ГРП может соответствовать весовому коэффициенту. В этом исследовании сосредоточились на применении механизма внимания для извлечения информации о минерализации. Общую архитектуру Transformer можно разделить на четыре части (рис. 7), включая входную часть, блок кодировщика, блок декодировщика и выходную часть.



Рису. 7. Схема архитектуры фреймворка Transformer.

Вводная часть.

Модуль ввода состоит из нескольких функциональных компонентов:

(1) Уровень встраивания исходного текста: преобразует числовые представления слов в исходном тексте в векторные представления, фиксируя семантические ассоциации и контекстуальные связи между словами.

(2) Уровень позиционного кодирования: генерирует уникальный позиционный вектор для каждой позиции во входной последовательности, что позволяет модели воспринимать информацию о позиционных отношениях внутри последовательности.

(3) Уровень встраивания целевого текста (только для декодера): выполняет ту же операцию векторизации целевого текста, что и исходный текст, преобразуя числовые представления слов в векторные представления, содержащие семантическую информацию, которая служит базовым входным сигналом для процесса декодирования.

Часть кодировщика.

Кодер состоит из N слоёв кодера, расположенных друг над другом. Каждый слой кодера содержит три основных модуля: многоголовое внимание и самовнимание, нейронную сеть прямого распространения (FFN), а также остаточное соединение и нормализацию слоя.

(1) Механизм самовнимания: ядро архитектуры Transformer позволяет модели динамически фокусироваться на семантических связях других токенов при обработке конкретного токена. Это повышает способность модели улавливать зависимости на больших расстояниях и моделировать глобальные семантические связи. Его структура показана на рисунке 8.

Scaled Dot-Product Attention

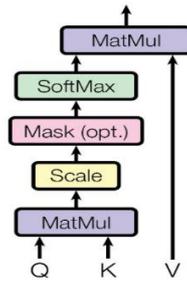


Рис. 8. Схема механизма самовнимания.

Расчёт самовнимания включает в себя три ключевые матрицы:

Матрица запросов (Q) отражает информационные потребности текущего токена и используется для сопоставления с ключевой матрицей.

В ключевой матрице (K) хранится идентификационная информация о каждом токене во входной последовательности, которая извлекается с помощью Q .

Матрица значений (V) содержит фактическую семантическую информацию, соответствующую K , при этом соответствующие значения V участвуют в выходных вычислениях, когда Q соответствует K .

Каждый токен подвергается векторизации с помощью обучаемых весовых матриц W_Q , W_K и W_V . Конкретные вычисления показаны в формулах (3)–(5):

$$Q = XW_Q \quad (3)$$

$$K = XW_K \quad (4)$$

$$V = XW_V \quad (5)$$

здесь X — это встраивание входного токена с размерами (L, d_{model}) , где L — длина последовательности, а d_{model} — размерность модели. W_Q , W_K и W_V — это обучаемые матрицы параметров с размерами (d_{model}, d_k) .

На основе этих матриц вычисляются весовые коэффициенты внимания с помощью масштабированного скалярного произведения, как показано в формуле (6):

$$Attention(Q, K, V) = softmax\left(\frac{QK^T}{\sqrt{d_k}}\right)V \quad (6)$$

Здесь QK^T вычисляет сходство между токенами, а масштабирование осуществляется с помощью d_k позволяет избежать взрыва градиента.

Матрица весов внимания получается с помощью нормализации softmax, а затем умножается на матрицу значений V для получения взвешенного результата. Окончательная матрица результатов представлена в формуле (7):

$$Z = \text{Внимание}(Q, K, V) \quad (7)$$

Выходная матрица имеет размеры (L, d_{model}) , где каждая строка представляет собой контекстно-зависимое представление токена после вычисления самовнимания.

(2) Механизм многоголового внимания является расширением механизма самовнимания. Параллельно настраивая несколько головок внимания, модель может изучать дифференцированные весовые коэффициенты внимания в разных семантических подпространствах, тем самым улавливая многомерные семантические ассоциации и паттерны признаков. Его структура показана на рисунке 9.

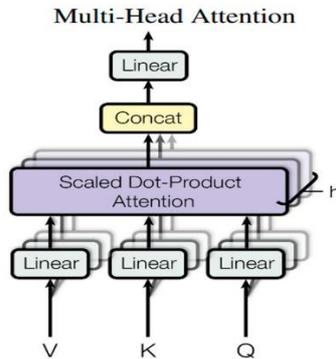


Рис. 9. Схема механизма многоголового внимания.

Конкретный процесс реализации выглядит следующим образом:

Каждая «голова» внимания самостоятельно выполняет вычисления, связанные с вниманием к себе, как показано в формуле (8):

$$Z_h = \text{Attention}(Q_h, K_h, V_h) \quad (8)$$

где h обозначает h -ю голову внимания, а Q_h , K_h и V_h — матрицы запросов, ключей и значений, соответствующие этой голове.

Выходные данные всех голов затем объединяются по измерениям, как показано в формуле (9), после чего выполняется унифицированное отображение пространства признаков с помощью матрицы линейного преобразования, как показано в формуле (10):

$$Z = \text{Concat}(Z_1, Z_2, \dots, Z_h) \quad (9)$$

$$\text{Многоголовочный}(Q, K, V) = \text{Линейный}(\text{Конкатенация}(Z_1, Z_2, \dots, Z_h)) \quad (10)$$

(3) FFN состоит из двух полносвязных слоёв (линейных) и нелинейной функции активации (ReLU). Его функция заключается в выполнении нелинейных преобразований признаков, выводимых механизмом внимания, для повышения способности модели выразить сложные семантические паттерны. Конкретная формула расчёта приведена в формуле (11):

$$\text{FFN}(x) = \max(0, xW_1 + b_1) W_2 + b_2 \quad (11)$$

среди них x — скрытое представление входного токена в форме (B, L, d_{model}) , где B — размер пакета, L — длина последовательности, а d_{model} — размерность модели. W_1 и W_2 это обучаемые весовые матрицы, и b_1 и b_2 .

Это коэффициенты смещения. Благодаря введению нелинейных признаков функция активации ReLU позволяет модели изучать более сложные взаимосвязи между признаками.

(4) Остаточное соединение и нормализация слоя применяются после модуля многоголового внимания и модуля нейронной сети прямого распространения соответственно. Их основная роль заключается в том, чтобы смягчить проблему исчезающего градиента в глубоких сетях, ускорить процесс обучения и предотвратить чрезмерное изменение представлений признаков за счёт сохранения исходной входной информации. Конкретные вычисления показаны в формулах (12) и (13):

$$\text{Output} = \text{LayerNorm}(\text{Input} + \text{SubLayer}(\text{Input})) \quad (12)$$

$$\text{LayerNorm}(x) = \frac{x - \mu}{\sigma + \epsilon} \cdot \gamma + \beta \quad (13)$$

где x — входной вектор размером (B, L, d_{model}) , μ и σ — среднее значение и стандартное отклонение для каждой выборки в размерности встраивания d_{model} , γ и β — обучаемые параметры, используемые для масштабирования и сдвига нормализованных значений, а ϵ — небольшая константа для предотвращения ошибок деления на ноль.

Часть декодера.

Функция декодера Transformer — генерация последовательности. Он получает контекстные семантические представления, выдаваемые кодировщиком, и предсказывает следующий токен, комбинируя уже сгенерированную последовательность токенов. Ключевое различие между декодером и кодировщиком заключается в механизме самовнимания с несколькими замаскированными головками. Этот механизм гарантирует, что в процессе декодирования каждый токен будет учитывать только содержимое последовательности вплоть до текущей позиции включительно, маскируя информацию о будущих позициях, предотвращая утечку информации о будущем и тем самым соблюдая причинно-следственные связи при генерации последовательности. Расчёт скрытого внимания представлен в формуле (14):

$$\text{MaskedAttention}(Q, K, V) = \text{Softmax}\left(\frac{QK^T}{\sqrt{d_k}} + \text{Mask}\right)V \quad (14)$$

Следует отметить, что для оптимизации декодирования в Transformer формулу (14) можно изменить, добавив или умножив на дополнительную матрицу V в определённых сценариях. Необходимо учитывать следующие ограничения: (1) возможность добавления матрицы V , которая эффективна только в том случае, если V используется в качестве остаточного соединения или межслойного объединения признаков, и должна строго соответствовать исходным размерам признаков, и (2) сценарии применения умножения на матрицу V , которые обычно используются в сценариях линейного преобразования или взвешивания признаков, но при этом необходимо обеспечить соответствие размеров и оценить вычислительную сложность.

Выходная часть.

Выходная часть состоит из линейного слоя и слоя softmax:

Линейный слой преобразует векторы признаков (B, L, d_{model}), выводимые декодером, в выходные данные целевой задачи, осуществляя преобразование из пространства признаков в пространство прогнозирования.

Слой softmax преобразует выходные данные линейного слоя в распределение вероятностей, что позволяет модели выдавать вероятность прогнозирования для каждого возможного токена и, таким образом, принимать окончательное решение в задачах генерации последовательностей или классификации.

Такая структура гарантирует, что выходные данные модели соответствуют математическим свойствам вероятностного пространства, что упрощает последующий расчёт потерь и интерпретацию результатов.

3.3. Модуль GCN.

Несмотря на то, что Transformer может эффективно кодировать характеристики узлов и фиксировать глобальное рецептивное поле с помощью операций глобального объединения для извлечения характеристик всего графа, у него есть ограничения, такие как недостаточное представление ключевых узлов и неполное отображение информации о структуре графа во время моделирования. Чтобы решить эти проблемы, в данном исследовании используется модель GCN для более точного представления характеристик узлов и глубокого анализа семантики структуры графа с помощью механизма агрегирования локальных окрестностей. Этот процесс показан на рисунке 10.

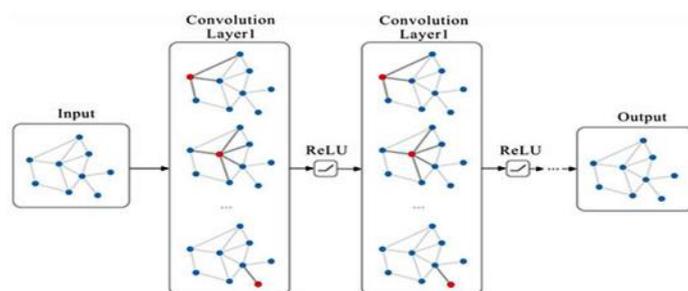


Рис. 10. Процесс объединения признаков (красные точки—целевые узлы, синие — соседние).

Типичные входные данные для GCNS включают матрицу смежности, представляющую топологическую структуру графа, а узел содержит матрицу, кодирующую атрибутивную информацию каждого узла. Для графа $G = (V, E)$, где V обозначает набор узлов, а E - набор ребер, каждый узел v_i обладает своими собственными отличительными характеристиками x_i . Матрица характеристик узла может быть $XN \times D$ а матрица смежности может быть $XN \times N$, где N обозначает количество узлов, а D — количество признаков для каждого узла.

Модуль GCN использует двухслойную архитектуру GCN, при этом выходные данные модуля Transformer обозначаются как X_{hidden} служит входными данными для графовых нейронных сетей. Матрица признаков узла используется в качестве входных данных для графовых нейронных сетей, а матрица смежности исходного графа — в качестве матрицы смежности для входных данных графовой нейронной сети. После операции свертки графов каждый узел собирает информацию от соседних узлов, чтобы выявить связи между узлом и окружающими его узлами, тем самым получая более полное векторизованное представление в качестве собственного представления признаков. Все узлы в графовых нейронных сетях используют одну и ту же весовую матрицу для агрегирования информации, что позволяет модели демонстрировать инвариантность к сдвигу для более эффективной обработки графовых данных. Соответствующая математическая формулировка представлена в формуле (15).

$$H^{(l+1)} = \sigma(\hat{D}^{-\frac{1}{2}} \hat{A} \hat{D}^{-\frac{1}{2}} H^{(l)} W^{(l)}) \quad (15)$$

В этом уравнении переменная $H^{(l)}$ представляет собой представление узла l -го слоя, $A = A+I$, I обозначает единичную матрицу, D обозначает матрицу степеней A , $W^{(l)}$ является весовой матрицей, $\sigma(\cdot)$ обозначает функцию активации, а $H^{(0)}$ эквивалентно X_{hidden} .

Конечному уровню персептрона в GCNs поручено преобразовать конечные представления узлов в выходные данные уровня графика для классификации. Этот процесс включает в себя объединение представлений уровня узла в представления уровня графика посредством операций глобального объединения. Впоследствии представление на уровне графика вводится в один или несколько полносвязных уровней, обычно содержащих весовые матрицы и функции активации. Основная функция этого уровня заключается в сопоставлении представления на уровне графика с конечным результатом классификации.

3.4. Глобальное объединение.

В модели используется архитектура глобального объединения, которая хорошо подходит для обработки графовых данных с различной структурой. На каждом уровне представление признаков всех узлов объединяется с помощью широко распространённого метода глобального объединения на основе суммирования, в результате чего получается представление признаков всего графа по формуле (16). Окончательный результат классификации формируется с помощью функции активации softmax .

$$Z_g = \text{READOUT} \left[H_i^1, H_i^1, \dots, H_i^j \right], \forall i \in g \quad (16)$$

где j обозначает количество слоёв, а любой узел i принадлежит графу g . $G = \{G_1, G_2, \dots, G_g\}$, и все графы g принадлежат набору данных G .

3.5. Целевая функция

В качестве целевой функции для оптимизации используется функция кросс-энтропийных потерь. Выражения для прогнозируемой вероятности и функции кросс-энтропийных потерь выглядят следующим образом:

$$\hat{Y} = \text{softmax}(W \cdot Z_g + b)$$

$$L_{\text{class}} = - \sum_{g \in G} \sum_{c=1}^C Y_{gc} \ln \hat{Y}_{gc} \quad (17, 18)$$

где W и b обозначают матрицу весов и вектор смещения соответственно; весь граф представляет собой Z_g ; C обозначает количество типов маркировки графа; Y_{gc} обозначает фактический тип метки графа g ; и \hat{Y}_{gc} обозначает прогнозируемый тип метки графа g .

Модель оптимизирует параметры, минимизируя функцию потерь кросс-энтропии, чтобы получить результаты классификации графов.

4. Результаты и обсуждение.

4.1. Подготовка к эксперименту.

Этот эксперимент проводился на высокопроизводительной вычислительной платформе, работающей под управлением 64-разрядной системы Windows 10, с 32 ГБ оперативной памяти, процессором AMD Ryzen 9 4900 H и графическим процессором Tesla V100 32 ГБ для ускорения обучения моделей глубокого обучения. Эксперимент проводился с использованием языка программирования Python 3.6 и фреймворка PyTorch 1.7 для геометрического глубокого обучения.

Для настройки модуля Transformer:

И многоголовые блоки внимания, и блоки нейронных сетей прямого распространения имеют двухслойную архитектуру с нормализацией слоя, применяемой перед модулем ввода матрицы признаков. Размеры скрытого слоя Transformer составляют 64, 128, 256 и 512 соответственно. Коэффициент отсева равен 0,5, а в качестве оптимизатора параметров используется алгоритм Adam.

На этапе настройки гиперпараметров в этом исследовании систематически изучались параметры на обучающей выборке. Особое внимание уделялось изучению влияния количества свёрточных слоёв на производительность модели. Рассматривались значения {2, 4, 8, 16, 32}. Здесь двухслойная свёртка соответствует неглубокой архитектуре GCN. Для эффективной оптимизации параметров модели был выбран оптимизатор Adam с начальной скоростью обучения 0,0005 для точного контроля размера шага обновления параметров. Чтобы эффективно бороться с переобучением, была внедрена стратегия регуляризации L2 с

параметром снижения веса 0,0001 для ограничения сложности модели. Кроме того, в качестве вспомогательного метода регуляризации использовалась ранняя остановка: максимальное количество эпох обучения было установлено на уровне 200, а механизм мониторинга был настроен таким образом, чтобы обучение прекращалось досрочно, если потери на проверочном наборе не снижались в течение 50 последовательных эпох.

В процессе оптимизации механизма остаточных связей была проведена тонкая настройка параметра доли остаточных входных данных α и параметра соотношения β между исходными остаточными данными и остаточными данными высокого порядка, при этом оба параметра находились в диапазоне от 0 до 1. С помощью микронастроек параметров было исследовано влияние различных стратегий остаточных связей на способность модели к обобщению и её стабильность. Одновременно был скорректирован параметр γ для контроля разреженности рёбер в структуре графа, что позволило оптимизировать связность графа и эффективность распространения информации.

При создании набора геолого-геофизических изображений для исследуемой территории было определено скользящее окно и выбран подходящий размер шага для выполнения траверсивной выборки изображений с целью получения информации о содержании элементов в каждой точке выборки. После оптимизации с помощью нескольких сравнительных экспериментов было окончательно решено использовать скользящее окно размером 128×128 (спецификация) для выполнения операций пространственной выборки на комплексной геолого-геофизической информационной карте, тем самым создав стандартизированный набор геолого-геофизических изображений, адаптированный к потребностям обучения модели.

Для всесторонней оценки эффективности модели в этом исследовании использовался метод десятикратной перекрёстной проверки: весь набор данных был равномерно разделён на 10 подмножеств, чтобы обеспечить одинаковый размер выборки в каждом подмножестве. На каждой итерации проверки одно подмножество случайным образом выбиралось в качестве проверочного набора, а остальные девять подмножеств образовывали обучающий набор. Этот процесс повторялся 10 раз, чтобы каждое подмножество использовалось в качестве проверочного набора ровно один раз. Этот метод позволил создать разнообразные комбинации проверочных наборов, что дало возможность всесторонне оценить эффективность модели. Наконец, было вычислено среднее арифметическое результатов десяти раундов проверки, чтобы получить стабильные показатели производительности и эффективно снизить случайность, присущую результатам оценки.

4.2. Сравнение методов увеличения объёма данных.

Перед обучением модели в рамках данного исследования были проведены сравнительные эксперименты с использованием четырёх методов увеличения данных для повышения способности модели к обобщению и точности прогнозирования. Конкретные методы включали прямое добавление шума, SMOTE, VAE и GAN. Матрицы неточностей и результаты сравнительных экспериментов представлены на рисунках 11 и 12.

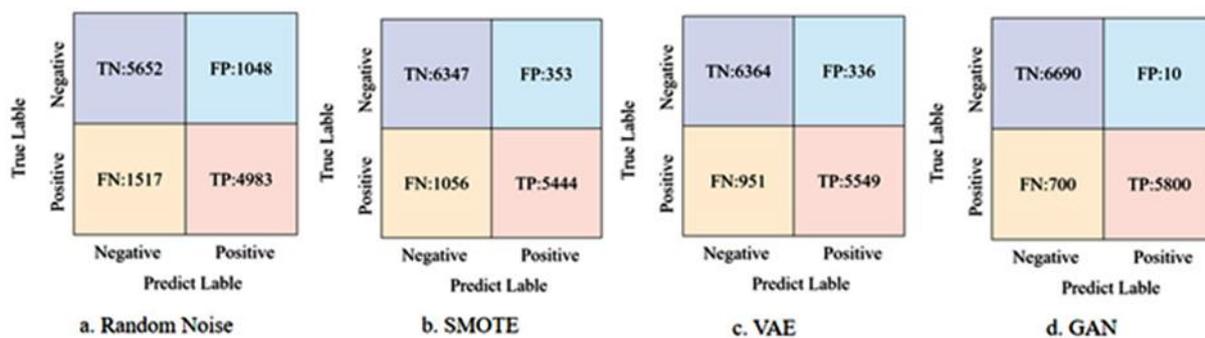


Рис. 11. Метрики путаницы при использовании различных методов аугментации.

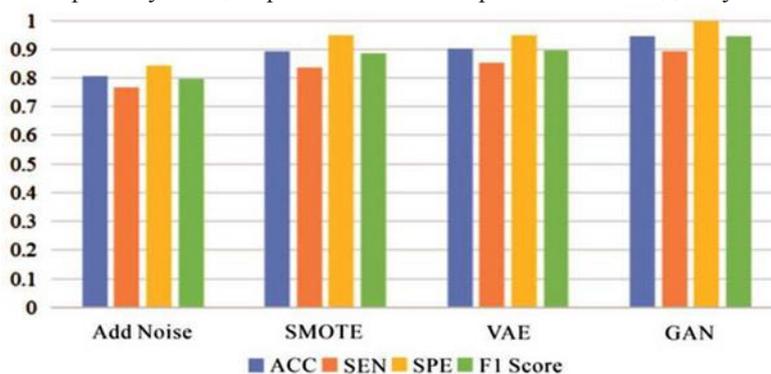


Рис. 12. Диаграмма сравнения эффективности различных методов аугментации.

На основании анализа сравнения производительности можно сделать следующие выводы:

(1) Прямое добавление шума. Несмотря на простоту реализации, результаты экспериментов показывают, что, хотя этот метод позволяет идентифицировать некоторые образцы из месторождений полезных ископаемых, он значительно повышает риск ошибочной классификации образцов из других месторождений, что приводит к большому количеству ложных срабатываний (ЛР) и снижает эффективность классификации модели.

(2) SMOTE: будучи классическим методом работы с несбалансированными наборами данных, SMOTE эффективно сократил количество ложноположительных результатов в этом эксперименте, продемонстрировав своё преимущество в минимизации ошибок при классификации образцов, не относящихся к месторождениям. Однако относительно большое количество ложноотрицательных результатов (ЛЮ) указывает на то, что некоторые образцы из реальных м-ний были ошибочно классифицированы как образцы из других м-ний, что повлияло на общую эффективность классификации.

(3) *VAE*: метод увеличения объёма данных на основе глубокого обучения показал превосходные результаты за счёт снижения количества как ложноположительных, так и ложноотрицательных результатов, а также значительного улучшения всех показателей оценки.

(4) *GAN*: метод GAN показал наилучшие результаты по ключевым показателям, таким как точность, чувствительность, специфичность и F1-мера. Создавая новые выборки, которые максимально приближены к исходному распределению данных, GAN эффективно увеличил размер набора данных и улучшил способность модели к обобщению, что позволило более точно классифицировать месторождения и участки, не являющиеся месторождениями.

Кроме того, при аугментации размеченных данных на геологических изображениях в рамках этого исследования известные м-ния были обозначены как точки обучающей выборки с помощью ручной аннотации, выполненной профессионалами. Поскольку точки минерализации обычно занимают всего несколько пикселей на изображении, в исследовании использовалась технология расширения буфера, чтобы пометить пиксели в определённом диапазоне вокруг них как «потенциальные зоны минерализации», тем самым эффективно расширяя пространственный охват обучающих выборок. В операциях свёртки изображений рецептивное поле ядра свёртки по сути представляет собой механизм пространственной буферизации. В частности, в ходе этого исследования были созданы круговые буферы с заданным расстоянием в 50 м от размеченных точек, что позволило органично объединить геологические особенности и пространственное моделирование на основе глубокого обучения.

Таким образом, экспериментальные результаты показывают, что GAN является наиболее подходящим методом увеличения данных для этой задачи MPM. Это значительно улучшило эффективность классификации модели, снизило риски неправильной классификации и обеспечило более надёжное решение для MPM.

4.3. Влияние гиперпараметра α на эффективность классификации.

В этом исследовании был проведён систематический анализ механизма, с помощью которого гиперпараметр α влияет на эффективность классификации. В качестве порогового значения для определения значимости корреляции между элементами используется α . При этом применяется следующий процесс: сначала вычисляется коэффициент корреляции Пирсона между элементами. Если абсолютное значение коэффициента корреляции превышает α , то между двумя элементами определяется значимая корреляция и в матрицу смежности графа добавляется ребро, характеризующее эту связь. В противном случае ребро не создаётся. Этот механизм показывает, что выбор α напрямую определяет топологическую структуру матрицы смежности, тем самым влияя на входные данные и результаты классификации графовой нейронной сети.

В ходе исследования была проведена проверка точности классификации α в диапазоне $\{0,2, 0,3, 0,4, 0,5, 0,6, 0,7, 0,8\}$. Результаты представлены на рисунке 13.

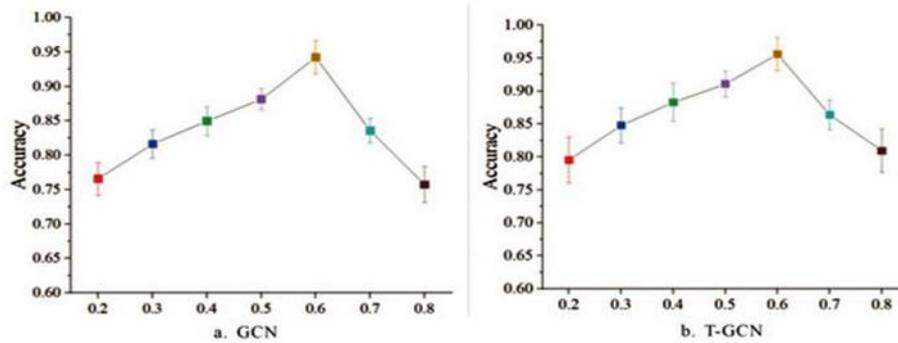


Рис. 13. Точность при различных значениях α .

При $\alpha = 0,6$ модели GCN и T-GCN показали оптимальную производительность в задаче классификации. Это явление можно объяснить следующим образом: данный порог сохраняет ключевые корреляции между геохимическими элементами, отфильтровывая избыточный шум и обеспечивая наилучший баланс между информативностью и чистотой признаков в структуре графа. Экспериментальные результаты показывают, что разумный выбор α может эффективно повысить точность классификации, что подтверждает важность этого параметра для оптимизации топологического моделирования графовых нейронных сетей.

4.4. Сравнительный эксперимент с использованием GCN и трансформера.

Был проведен сравнительный эксперимент для оценки производительности модели T-GCN по сравнению с Transformer и GCNs. Рассматриваемые показатели эффективности включали Acc, чувствительность (Sen), специфичность (Spe) и баллы F1.

В таблице 3 приведены значения точности для GCN, Transformer и T-GCN.

Табл. 3.

Сравнение графовых нейронных сетей, трансформеров и T-GCN.

Model		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Average
GCNs	Acc	94.78	94.90	94.99	93.38	93.52	94.72	94.15	94.26	94.32	95.49	94.45
	Sen	87.93	87.81	88.51	84.55	85.07	88.06	86.40	86.85	87.38	89.39	87.2
	Spe	99.91	99.91	99.91	99.93	99.91	99.86	99.93	99.82	99.88	99.89	99.9
	F1	93.52	93.45	93.84	91.58	91.87	93.55	92.66	92.88	93.18	94.59	93.11
Transformer	Acc	95.06	94.68	95.18	95.25	94.61	95.19	95.46	94.85	95.27	95.06	95.03
	Sen	90.67	89.54	91.84	90.94	89.63	91.32	91.01	90.86	91.57	90.67	90.69
	Spe	98.99	99.83	97.79	99.19	98.89	99.58	98.91	98.27	97.98	98.99	98.76
	F1	94.33	93.41	94.43	93.92	94.23	94.91	94.42	94.75	94.71	94.33	94.32
T-GCN	Acc	97.50	97.04	96.44	97.09	97.53	98.04	97.85	96.94	97.44	97.50	97.27
	Sen	92.41	91.93	91.21	92.14	92.38	92.72	92.62	91.78	92.29	92.41	92.15
	Spe	99.93	99.89	99.87	99.91	99.94	99.89	99.95	99.90	99.94	99.93	99.9
	F1	95.91	95.33	94.87	95.64	95.96	96.23	96.07	94.95	95.89	95.91	95.65

Результаты показывают, что T-GCN достигла самой высокой точности — 97,27%, опередив GCN (94,45%) и Transformer (95,03%). Эти данные свидетельствуют о том, что T-GCN продемонстрировала превосходные возможности тестирования при точной оценке перспективности м-ний.

На рисунке 14 сравниваются ключевые показатели эффективности (Acc, Sen, Spe и F1-мера) трёх моделей

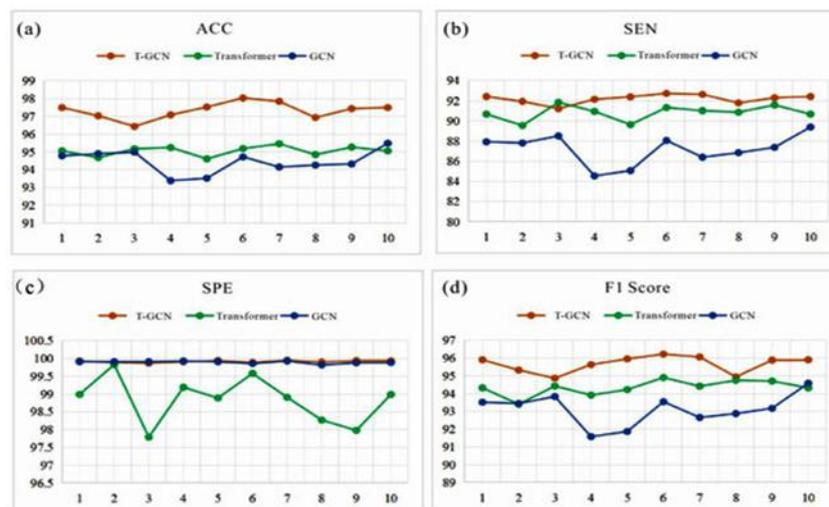


Рис. 14. Сравнение результатов экспериментов по оценке эффективности моделей. (a) эффективности ACC; (b) эффективности SEN; (c) эффективности SPE; (d) эффективности F1 Score.

Результаты показывают, что:

(1) T-GCN обеспечивает более высокий процент правильных прогнозов в задаче общей классификации. Его преимущества обусловлены уникальной структурой модели, которая объединяет возможности глобального восприятия Transformer и моделирования графовых структур GCN. Это позволяет модели всесторонне учитывать ключевые особенности сети геохимических элементов.

(2) Сен T-GCN продемонстрировал особенно высокие показатели чувствительности. Высокая чувствительность T-GCN, являющаяся основным показателем способности модели выявлять положительные образцы (области с минералами), означает, что она может эффективно снизить процент пропущенных образцов и точно идентифицировать рудоносные образцы.

(3) Spe T-GCN и GCN немного превосходят Transformer по специфичности, что указывает на их преимущества в правильном определении отрицательных образцов (неминеральных областей) и снижении количества ложных срабатываний.

(4) Результат Формулы - 1

Кроме того, у T-GCN был лучший показатель F1 (показатель, объединяющий точность и полноту), что свидетельствует о его превосходной способности обеспечивать баланс между точностью классификации положительных и отрицательных образцов.

Таким образом, гибридная архитектура T-GCN успешно сочетает в себе глобальное контекстное понимание с локальным анализом структуры графа, что делает её превосходной

как в выявлении положительных образцов, так и в общей сбалансированности классификации при оценке перспективности месторождений.

Приведённые выше результаты полностью подтверждают эффективность модели T-GCN в прогнозировании перспективности м-ний. По сравнению с GCN или трансформерами, результаты прогнозирования с помощью этой модели более точны и надёжны. Однако исследование также показало, что производительность модели по-прежнему ограничена потенциальными проблемами, такими как качество построения структуры графа. Будущие исследования могут быть направлены на оптимизацию процесса моделирования графов за счёт совершенствования методов предварительной обработки и интеграции геологических знаний для дальнейшего повышения производительности модели.

4.5. Сравнительные эксперименты с использованием разных моделей.

Чтобы подтвердить эффективность и способность к обобщению модели T-GCN, в этом исследовании для сравнительного анализа были выбраны восемь основных эталонных моделей в области классификации. Эксперименты проводились на трёх общедоступных репрезентативных наборах графов (NCII, MUTAG и IMB-BINARY) и наборе данных PangXD. Благодаря многомерному и многонаборному комплексному анализу удалось провести объективное сравнение производительности T-GCN и других передовых моделей. Результаты классификации представлены в таблице 4.

Табл. 4.

Точность классификации различных моделей.

Model	NCII	MUTAG	IMB-BINARY	PangXD
SVM [23]	73.61	71.26	70.25	74.2
Random forest [22]	72.55	71.55	69.92	73.26
K-means [24]	74.56	76.22	75.45	78.03
KNN [22]	73.20	75.10	76.12	77.32
GIN [42]	76.52	82.67	84.22	91.61
SAGPool [43]	73.82	81.49	80.72	93.38
DiffPool [44]	75.74	80.99	87.26	92.25
GraphSAGE [45]	72.98	84.63	86.34	93.51
T-GCN	80.41	82.98	89.63	97.27

Как показано в таблице 3, модель T-GCN продемонстрировала высокую точность классификации на различных наборах данных.

Набор данных NCII: T-GCN достиг точности классификации 80,41%, значительно превзойдя такие модели, как SVM (73,61%), случайный лес (72,55%), K-means (74,56%), KNN (73,20%), GIN (76,52%), SAGPool (73,82%), DiffPool (75,74%) и GraphSAGE (72,98%). Это свидетельствует о его эффективности в сборе ключевой информации о структуре графов для решения сложных задач классификации биомолекулярных графов.

Набор данных MUTAG: хотя точность классификации T-GCN (82,98%) была немного ниже, чем у GraphSAGE (84,63%), она оставалась конкурентоспособной по сравнению с

другими моделями, а разница находилась в пределах допустимых колебаний, что подтверждает стабильность обобщения модели.

Набор данных IMB-BINARY: T-GCN превзошёл все сравнительные модели, показав точность 89,63%, а вторая по эффективности модель, DiffPool, достигла показателя 87,26%. Это ещё раз подтверждает его высокую способность обрабатывать графовые данные разных масштабов и характеристик.

Набор данных PangXD: T-GCN достиг исключительно высокой точности — 97,27%, значительно превзойдя другие модели. Это не только подчёркивает преимущества его применения в конкретных областях (например, в прогнозировании полезных ископаемых), но и подтверждает его способность к обобщению и практическую ценность.

4.6. Эксперимент по визуализации.

В ходе этого исследования были визуализированы области с высокой плотностью минерализации для точного определения перспективных рудных зон. Модель, построенная на основе пространственных графовых структур, эффективно выявляет ключевые пространственные закономерности при прогнозировании м-ний. Она точно отражает вероятность минерализации в целевой области, эффективно определяет потенциальные зоны обогащения ресурсов и в значительной степени повышает надёжность прогнозирования.

В ходе тестирования модели перспективности м-ний T-GCN, объединяющей в себе операции трансформера и графовой свёртки, была создана карта перспективности (рис. 15), которая обеспечила глобальную визуализацию минерального потенциала в исследуемой области.

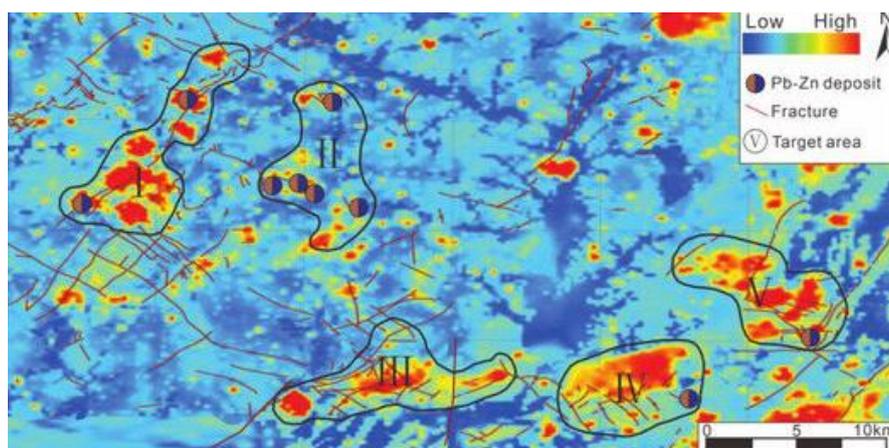


Рис. 15. Визуализация карты перспективности м-ний с использованием T-GCN.

Модель продемонстрировала отличную производительность в выделении ключевых зон минерализации, что позволило точно определить геологические объекты с высоким потенциалом. Высокая согласованность результатов прогнозирования с фактическими

минерализованными телами подтверждает эффективность модели в выявлении потенциальных месторождений. Пять перспективных объектов, выделенных в ходе этого исследования, на 100% покрывают известные рудные м-ния в исследуемой области. Всесторонний анализ геологических условий показал, что каждый объект обладает типичными сочетаниями металлогенических геологических факторов, что делает их приоритетными объектами для прогнозирования рудных м-ний и проведения дальнейших углублённых исследований.

В ходе визуального анализа МРМ в рамках данного исследования были систематизированы характеристики минерализации в пяти перспективных районах. Конкретные результаты представлены в таблице 5:

Табл.а 5.

Характеристики минерализованных зон в пяти перспективных районах.

Target Number	Fault Structure Characteristics	Element Anomaly and Deposit Distribution
I	Development of deep NE-trending faults with densely distributed secondary faults	Element anomalies distributed in strips along the faults, hosting known large ore deposits
II	Low fault density	Sparsely distributed high-value element anomalies, containing five known ore deposits
III	Conjugate intersection of NE-trending and NW-trending faults with extremely high fault density	Significant element anomaly intensity; no proven ore deposits discovered yet
IV	Densely distributed NW-trending secondary faults	High element anomaly values distributed in a planar manner, with known ore deposits
V	Development of major NE-trending faults with densely developed associated secondary faults	Element anomalies continuously distributed along the fault zone, with known ore deposits

На основании статистических данных, представленных в таблице 5, и с учётом региональных геологических особенностей можно сделать следующий вывод о взаимосвязи между разломными структурами и минерализацией в каждом целевом районе:

Цель I. Глубинный разлом северо-восточного направления, расположенный на северо-западе исследуемой территории, служит основным каналом для миграции рудных флюидов, а система второстепенных разломов обеспечивает благоприятные условия для формирования оруденения. Судя по характеристикам распределения аномалий элементов, можно предположить, что эта целевая область представляет собой зону гидротермальной минерализации, а потенциальные рудные тела залегают в слоистых и жильных структурах вдоль зоны разлома и обладают высоким поисковым потенциалом.

Цель II. Эта целевая зона расположена в центральной части исследуемой территории, где крупномасштабные разломные структуры развиты относительно слабо, но вокруг известных рудных месторождений часто встречаются небольшие разломные структуры. Учитывая особенности залегания оруденения, можно предположить, что минерализация связана с преобразованием осадочной среды или наложением магматических гидротермальных

процессов, при этом разломные структуры оказывают относительно слабое влияние на минерализацию.

Цель III. Эта целевая зона, расположенная в южном секторе исследуемой территории, отличается высокой интенсивностью аномалий элементов, несмотря на отсутствие выявленных м-ний. Сопряжённое пересечение разломов северо-восточного и северо-западного направлений сформировало сложные зоны разломов и брекчий, создав идеальные структурные каналы для скопления рудных флюидов. Высокая степень пространственного совпадения между распределением аномалий элементов и зонами разломов и брекчий указывает на значительный потенциал минерализации, особенно в местах пересечения разломов, которые являются предпочтительными участками для отложения гидротермальной руды.

Цель IV. Эта целевая область, расположенная в юго-восточной части, характеризуется многофазной тектонической активностью в зонах разломов, в результате которой образовалось множество зон растяжения. Наблюдается сильная положительная корреляция между обогащением элементами и гидротермальной активностью, связанной с разломами. Аномалии с высокими значениями распределены в виде плоских структур, контролируемых плотными вторичными разломами северо-западного направления. Комплексный анализ показывает, что эта зона является перспективной для поиска м-ний жильного типа, особенно в местах пересечения сетей разломов с литологическими контактными зонами.

Цель V. В этом целевом районе, расположенном в юго-восточном секторе, находятся известные рудные м-ния, а также наблюдаются многофазные разломы, в результате которых образовались обширные зоны растяжения. Обогащение элементами указывает на тесную генетическую связь с гидротермальными системами, контролируемых разломах, при этом аномалии непрерывно распределены вдоль основных разломных зон, простирающихся в северо-восточном направлении. Этот объект считается перспективным с точки зрения минерализации жильного типа, что подтверждается структурным контролем многофазных разломов рудных тел.

5. Выводы.

1. В этом материале предлагается новая модель T-GCN для многопараметрического моделирования, которая значительно повышает точность прогнозирования и интерпретируемость оценок рудных м-ний.

2. Благодаря сочетанию операций трансформера и графовой свёрточной нейронной сети модель эффективно улавливает геологические особенности. Сравнительные эксперименты с использованием нескольких моделей и наборов данных показывают, что T-GCN превосходит

традиционные методы по ключевым показателям, включая точность, чувствительность, специфичность и коэффициент F1, с максимальной точностью 97,27%, демонстрируя отличную способность к обобщению и преимущества в производительности. Эксперименты по визуализации подтверждают возможность геологической интерпретации, поскольку результаты прогнозирования в значительной степени совпадают с имеющимися геологическими знаниями и точно определяют перспективные районы.

3. Исследования выявили существенные различия в эффективности анализа графовых свёрточных сетей при прогнозировании новых м-ний и известных действующих м-ний. Последнее позволяет быстро обучать модель за счёт большого объёма накопленных данных, в то время как новые прогнозируемые м-ния требуют глубокой оптимизации параметров модели из-за недостатка данных и сложных геологических условий, что приводит к значительному увеличению цикла анализа. Из-за ограничений, связанных с современными поисковыми технологиями и затратами на сбор данных, это исследование в основном опирается на геохимические данные и известные рудные м-ния в пределах исследуемой территории.

4. Будущие исследования могут быть расширены в двух направлениях: во-первых, внедрение трансферного обучения в анализ изображений, полученных с помощью ДДЗ, чтобы снизить зависимость от локальных данных, и, во-вторых, интеграция данных о металлогенных маркерах, таких как разломные структуры и литологические контактные зоны, на основе существующего геохимического анализа для построения прогностической модели объединения геолого-научных данных из нескольких источников.

VIII. ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ УРАН–ВАНАДИЕВЫХ М-НИЙ В ПЕСЧАНИКАХ (м-ние Бигрлий бассейн Нгалия, Австралия) [6].

1. Введение

Месторождение Bigrlyi - это табличное уран–ванадиевое м-ние каменноугольного периода, в песчаниках, расположенное в бассейне Нгалия в центральной Австралии. М-ния этого типа отличаются от классических ролловых залежей. В соответствии со схемой классификации МАГАТЭ они относятся к "Солоноватому типу" залежей урана, залегающих в песчаниках. Такие м-ния описываются как низкотемпературные диагенетического–эпигенетического происхождения, связанные с локально восстановленной фацией континентальных речных толщ песчаника (красные пласты). Минерализация имеет стратиформную и линзовидную природу и обычно ограничена менее проницаемыми горизонтами, которые ограничивают водоносный горизонт м-ния и позже предохраняют оруденение от проникновения окисленных флюидов. Восстановительные условия в континентальных красных песчаниках могут возникать из-за присутствия углеродистых веществ и/или минералов, богатых Fe(II), таких как хлорит или пирит, микробной активности или проникновения сульфидных или углеводородных газов. Некоторые из примеров этого типа м-ний известны в районах бассейна Генри и минерального пояса Ураван на плато Колорадо. Считается, что в этих м-ниях уран переносился в окисленной форме с поверхностными и подземными водами. Уран осаждался там, где эти растворы сталкивались с локальными восстановительными условиями во вмещающих песчаниках, и где происходила адсорбция на глинах, органическом веществе или оксидных минералах.

Распределение U-V рудных тел плато Колорадо описывается как в основном контролируемое обломочным углеродистым материалом в пределах вмещающих пермо-триасово-юрских последовательностей красного слоя. Среди м-ний плато Колорадо известны как первичные (неокисленные), так и вторичные (окисленные) U-V руды. Минералогический состав неокисленных рудных тел включает, среди прочих минералов, уранинит, коффинит, ванадийский иллит-сметит, роскоэлит, ванадийский хлорит, монтрозеит и долорезит. Окисленные рудные тела, на которые повлияло просачивание метеоритных вод, включают различные вторичные U-V минералы, такие как карнотит, тюямунит и паскоит. М-ние Бигрлий минералогически сходно с этими м-ниями, и в нем обнаружены как восстановленные, так и окисленные руды, хотя преобладают первые.

Хотя широко распространено мнение, что уран в м-ниях плато Колорадо образуется в результате выщелачивания магматических пород во внутренних районах, сроки минерализации

ванадия и его источник, а также природа процесса минерализации являются предметом дискуссий. Некоторые авторы отдают предпочтение процессам минерализации, включающим перемешивание рассола и водоносных горизонтов с преобладанием метеоритной воды, в то время как другие подчеркивают центральную роль взаимодействия флюидов с органическим веществом, за которым следуют диагенетические изменения переменной интенсивности. Все модели м-ний предполагают, что уран и ванадий были доставлены к местам их отложения в окисленном состоянии. Однако за последние 20 лет петрографических исследований залежей U-V, залегающих в песчанике, не проводилось; ожидается, что при наличии более совершенного микроаналитического оборудования современные исследования позволят лучше понять механизмы формирования этих залежей.

В настоящем материале представлены петрографические, минералогические и геохимические данные, демонстрирующие взаимосвязь между ванадиевой и урановой минерализацией и описывающие ремобилизацию этих элементов в рудных телах.

2. Геологические условия.

2.1. Бассейн Нгалия

Бассейн Нгалия представляет собой вытянутую внутрикратонную впадину протяженностью более 400 км с востока на запад, расположенную в южной части Северной территории, центральная Австралия (рис. 1).

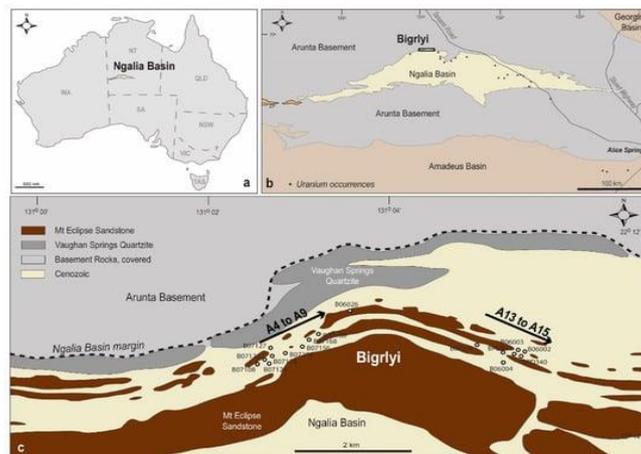


Рис. 1. Схемы расположения бассейна Нгалия и мня Бигрли.
а. бассейн Нгалия в центральной Австралии *б.* м-ние Bigrlyi по отношению к другим м-ниям урана в регионе,
с. коридоры от A4 до A9 и от A13 до A15 к югу от м-ния с изученными кернами.

Бассейн состоит из осадочных толщ от неопротерозоя до палеозоя, максимальная мощность которых составляет около 5000 м. Осадочные блоки прерывистые и разделены несогласованностью из-за различных периодов поднятия и эрозии. Осадконакопление началось ~ 850 млн лет назад, когда бассейн Нгалия был частью гораздо более крупного

внутрикратонного Центрального супербассейна. Аэромагнитные, гравитационные и сейсмические данные были использованы для построения трехмерной архитектуры бассейна, который характеризуется глубоким суббассейном на северо-западе, вытянутым желобом на востоке и структурно сложной областью центрального поднятия. Бассейн ограничен многочисленными надвиговыми разломами на северной окраине и «обратными» разломами под большим углом, которые привели к образованию грабенообразных структур во внутренней части бассейна. В поперечном сечении осадочная толща имеет клиновидную форму с наиболее мощными участками, расположенными на северной окраине.

Бассейн Нгалия подвергся влиянию долгоживущей внутриплитной орогенезии Алис-Спрингс (ASO), которая включала несколько тектонических фаз за период в 130 млн лет от позднего ордовика до позднего карбона. Тектонические события в позднем неопротерозое и раннем ASO привели к изоляции бассейна Нгалия от других элементов первоначального Центрального супербассейна. В конце ASO бассейн подвергся воздействию фазы сокращения, что привело к инверсии бассейна, связанным с ней надвигам и складчатости, а также поднятию соседнего протерозойского фундамента Арунта. В результате этого события песчаники Маунт Эклипс каменноугольного периода (MES) отложились с угловым несоответствием на более ранних пластах бассейна. U-Pb-возрастной спектр обломочного циркона из MES указывает на то, что основным источником песчаного материала, вероятно, были граниты возрастом ~ 1770 млн лет, включая ближайшую к Бигрли свиту и гранит Ялгулгарри, которые обнажаются к северу и востоку от Бигрли. Такие источники соответствуют измеренным направлениям палеотоков. MES, как правило, складчатое, образующее широкие синклинальные и антиклинальные структуры, и часто наклонено вертикально или опрокинуто на краях бассейна и вдоль внутренних структур. Это единственное известное место для U-V минерализации в бассейне. Максимальная мощность MES составляет 2400 м.

2.2. Месторождение Бигрли.

U-V м-ние Bigrlyi имеет протяженность более 11 км в пределах круто поднимающихся пластов MES. Оно было обнаружено наземным сцинтилметрическим исследованием в 1973 году в рамках целевой программы поисков урана в бассейне Нгалия. Большая часть минерализации U-V встречается в виде тонких, многослойных линз в непосредственной близости от контакта между серым песчаником, содержащим пирит, и нижележащим песчаником, содержащим гематит, различной степени окисления, от фиолетового до красного. Дополнительная минерализация наблюдается выше в стратиграфии, вблизи верхнего контакта между серым песчаником и вышележащими красными пластами. Минерализованные линзы достигают нескольких метров в ширину и обычно ~ 50-100 м в длину с отчетливым уклоном.

Запасы м-ния оцениваются в 10 тыс. т U_3O_8 при содержании 0,13% и 20 тыс. т V_2O_5 при содержании 0,11%, что соответствует предельному уровню в 0,05% для обоих оксидов металлов.

М-ние делится на четыре основные подзоны (с запада на восток): Аномалия-2 (А2), Аномалия-4 (А4), Аномалия-7/9 (А7/9) и Аномалия-13/15 (А15) (рис. 1). В суб-залежах А4 и А15 содержится большая часть урана, и обе являются преимущественно восстановленными отложениями, в которых ограничивающими непроницаемыми элементами являются карбонатно-цементированные пласты и сланцы. А7/9 - меньшее по размеру богатое ванадием оруденение, а А2 окислено до глубины >100 м и содержит карнотит. Суб-отложения изрезаны рядом наклонных разломов со смещениями примерно до 40 м, которые разрушили, а местами и структурно утолщили минерализованные зоны. Однако нет доказательств структурного контроля минерализации.

Блок серого песчаника, вмещающий большую часть минерализации, представляет собой толщу речных отложений, в которой преобладает среднезернистый незрелый аркозовый песчаник с обычными прослоями алевролита и сланца и переменным содержанием кальцитового цемента. Здесь распространены обломки аргиллита и алевролита. Подстилающий изменчиво окисленный песчаник фиолетово-красного цвета, который характеризуется наличием пятнистых гематитоносных пятен, седиментологически неотличим от серого песчаника и содержит лишь незначительную минерализацию. Общая мощность обоих блоков уменьшается с ~ 280 м у А2 на западе до <100 м у А15 на востоке, а серый песчаник полностью исчезает к востоку от А15. Хорошо развиты циклы подъема, обычно определяемые базальной эрозионной поверхностью, которая ограничена поперечно-стратифицированным русловым песчаником, содержащим обильные обломки аргиллитов и рассеянную гальку кварцита; распространены поперечные пласты желобов. Как для серого, так и для красного блоков характерны восходящие циклы окаймления мощностью ~ 1-10 м, причем вершины циклов состоят из мелкого слюдянистого песчаника, перекрытого либо зеленым алевролитом (в сером песчанике), либо красно-коричневым алевролитом (в пурпурно-красном песчанике), которые обычно содержат карбонатные (кальцинированные) конкреции и линзы в самой верхней части цикла. Мелкозернистые образования интерпретируются как заброшенные вершины каналов.

Условия отложения интерпретируются как развитая аллювиально-веерная система, состоящая из многослойных речных русел с редкими заброшенными вершинами русел. Изменение цвета и минералогии связано с уровнем насыщенности водой в заполнении канала из-за эфемерного характера отложений. Таким образом, серый песчаник показывает развитие раннего диагенетического каолинита относительно иллита в полностью водонасыщенном

канале, в то время как каналы, содержащие гематит, отражают переменную водонасыщенность при продолжающемся окислении. Длительные периоды засушливости приводили к выпадению кальцита из-за испарения.

Отпечатки стеблей ископаемых растений, стволов и другого мусора присутствуют локально, особенно в более мелкозернистых каналобразных песчаниках. Однако, в отличие от м-ний Юго-Западной части плато Колорадо, сохранившееся углеродистое вещество на Бигрли встречается редко.

3. Материалы и методы.

Были проведены отбор проб и портативный рентгенофлуоресцентный (pXRF) точечный анализ керн с использованием прибора Olympus-InnovX Delta.

Для ряда образцов с различным типом минерализации были подготовлены полированные тонкие срезы, которые были охарактеризованы в микроаналитическом центре CSIRO в Перте, Австралия. Полуавтоматический петрографический микроскоп Zeiss AxioImager использовался для рутинного получения изображений в плоскополяризованном, перекрестно-поляризованном и отраженном свете с разрешением 2,5 мкм. Выбранные участки были отсканированы с помощью рентгенофлуоресцентного (XRF) устройства Bruker Tornado M4 element mapper с точечным разрешением 25 мкм.

Для получения подробной петрографической, минералогической информации и информации о распределении элементов полированные срезы керн были исследованы с помощью сканирующего электронного микроскопа Phillips XL40 (SEM) с прикрепленной системой энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии Bruker (EDS) и катодолюминесцентного детектора (CL), а также сканирующего электронного микроскопа Zeiss Field Emission Gun (FEG-SEM), оснащенного системой Bruker EDS. Для характеристики образцов использовались электронные изображения с обратным рассеянием (BSE), карты элементов EDS, CL-изображения и их комбинации.

Был проведен геохимический анализ основных и микроэлементных пород (101 образец) с использованием методов ICP-MS с низким пределом обнаружения с четырехкислотным расщеплением и литий-боратным синтезом под контролем сертифицированных стандартов. Органический углерод (240 проб) был определен методом кислотного выщелачивания/анализа в печи сжигания.

Изотопный состав свинца (63 образца) был определен с использованием четырехкислотных методов HR-ICP-MS, в которых использовались специальные аналитические процедуры для устранения перекрытия массы ^{204}Pb ртутного столба. Точность

контролировалась с помощью сертифицированных стандартов на изотопы Pb и внутренних стандартов Energy Metals. Соотношения Pb-изотопов, измеренные по стандарту EMST22 для энергетических металлов в нескольких партиях образцов, дали значения (с точностью $\pm 1\sigma$) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 187 ± 3 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ $25,3 \pm 0,2$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ $40,4 \pm 0,5$.

Картины дифракции рентгеновских лучей (XRD) 22 порошкообразных образцов были собраны на геохимических пробах пульпы из цельной породы с помощью прибора Bruker D4 Endeavor, оснащенного Co-трубкой, Fe-фильтром и позиционно-чувствительным детектором Lynxeye. Измеренный диапазон 2-тета составлял $5-90^\circ$ (или 50°) с шагом $0,02^\circ$ и щелью расхождения 1° .

4. Результаты.

4.1. Особенности вмещающего песчаника

Вмещающий песчаник представляет собой преимущественно полевошпатовый песчаник (субаркоза) с содержанием $\sim 10-25\%$ K-полевого шпата, подразделяющийся на аркозные и богатые литием варианты. Текстуры варьируются от зернистых до матричных с различным содержанием глинистой матрицы, каменных обломков и карбонатного цемента. Доминирующими обломочными минералами являются кварц и калиевый полевой шпат. Зерна кварца имеют угловатую или субугловатую форму и частично взаимосвязаны. Зерна K-полевого шпата, которые состоят в основном из микроклина, также угловатые и часто трещиноватые. Другие обломочные минералы включают биотит, мусковит, роскоэлит различной степени разложения или хлоризации, переходящий в ванадиевый иллит, хлорит, доломит и редкий плагиоклаз. Обломочные зерна тяжелых минералов включают циркон, монацит, апатит, рутил/лейкоксен, Fe-Ti \pm V-оксиды, турмалин и гранат.

Каменные обломки присутствуют в различных формах. Разбросанная округлая галька и булыжник распространены по всей территории MES и состоят преимущественно из кварцита с меньшим количеством песчаника, гранита, кварц-мусковитовых сланцев и филлита, известняка и долостона. Вероятно, они происходят из полностью литифицированных нижележащих осадочных образований бассейна Нгалия, а также прилегающего протерозойского фундамента. Литические 'разрывные' обломки мелкозернистых осадочных пород, состоящие из аргиллита (сланца), алевролита, песчаника, иногда микритного карбоната и их композитов, в изобилии встречаются в основании восходящих осадочных циклов. Они обычно имеют неправильную или вытянутую форму из-за кажущейся деформации мягких отложений и могут быть 'размазаны' и преобразованы в богатую глиной матрицу. Размеры обломков варьируются от нескольких миллиметров до 40 см и, вероятно, происходят из частично литифицированных

отложений в речной системе. Разрывные обломки мелкозернистых осадочных пород часто являются фокусом ультрафиолетового оруденения и служили его участками.

Богатая глиной матрица, переходящая в аргиллитовые разрывные литические обломки, может быть важным компонентом вмещающих песчаников. Детальное изучение минералогии глин показало, что здесь присутствует сложная смесь отдельных видов глин. Глинистые минералы включают каолинит, хлорит, иллит и смектит, а также межслоевые разновидности корренсит (хлорит–смектит) и иллит–смектит. Содержание каолинита и корренсита обычно преобладает над содержанием иллита и хлорита в сером песчанике.

Пирит является основным сульфидом железа и распространен в богатой глинами матрице, где он обычно встречается в виде мелких зерен шаровидной формы, в виде фрамбоидальных агрегатов, отдельных субэдрических или эгэдрических зерен, а также в виде зональных или скелетообразных форм; пирит также связан с деградировавшим биотитом, где он может украшать плоскости спайности, и как продукт частичной замены обломочных оксидов Fe-Ti. Марказит иногда присутствует в виде промежуточных агрегатов, сросшихся с пиритом, но в Biglryi нет очевидной пространственной взаимосвязи между марказитом и минерализацией, как это характерно, например, для рудных зон некоторых м-ний U-V на плато Колорадо.

Кальцит - это аутигенный минерал, встречающийся в виде промежуточного кальцитового цемента. Цемент имеет переменное и неоднородное распределение, но в некоторых случаях может затоплять все доступное поровое пространство. Рудные минералы иногда встречаются в окружении карбонатного цемента, что указывает на то, что они образовались до ранней диагенетической цементации.

4.2. Распределение U-V.

Распределение урана и ванадия, а также кальция было исследовано с использованием обширного набора данных, полученных из скважин, который включает внутрискважинные геохимические анализы и гамма-каротажи. Кальций использовался в качестве аналога кальцита, чтобы лучше понять распределение сцементированного песчаника. Данные скважинных анализов для V_2O_5 , U_3O_8 и Ca были собраны и объединены с интервалами в 1 м внутри скважины, что дало около 25 300 записей. График концентраций U_3O_8 по сравнению с концентрациями V_2O_5 на этой основе (рис. 2) показывает, что в м-нии Biglryi преобладают интервалы, богатые ванадием, но бедные ураном, причем 90% измеренных метровых интервалов относятся к этому типу, но в целом U и V хорошо коррелируют.

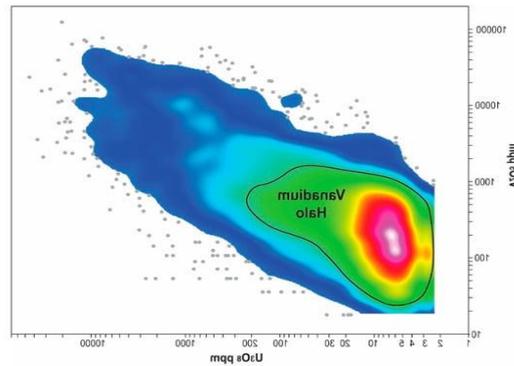


Рис. 2. График плотности V_2O_5 по сравнению с U_3O_8 для составных интервалов в 1 метр (всего - 25 300 м).

Ореол, богатый ванадием, связан с уровнями ванадия в ppm (примерно до 2000 ppm V_2O_5), но <200 ppm U_3O_8 .

Визуализация этих данных в трех измерениях показывает, что м-ние ограничено большим ореолом V-минерализации, который окружает интервалы, богатые U, и занимает объем, более чем в три раза превышающий объем, минерализованный U (рис. 3).

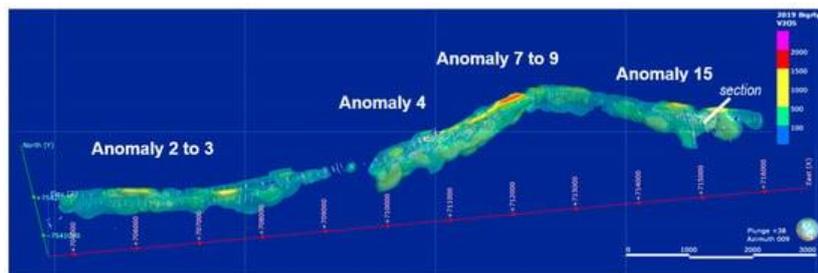


Рис. 3. Трехмерная модель распределения минерализованных оболочек с содержанием V_2O_5 (цвета - содержание в промилле V_2O_5)

Гало характеризуется значениями V_2O_5 в диапазоне сотен частей на миллион (медиана 200 частей на миллион V_2O_5), но с низким содержанием U. Для интервалов с минерализацией U выше уровня 100 ppm U_3O_8 , медианное массовое соотношение $V_2O_5: U_3O_8$ для всех минерализаций Bigrlyi составляет 3,8. М-ние Bigrlyi содержит значительное количество метровых интервалов повышенных концентраций V, причем более 5% набора данных приходится на уровни от 0,2% V_2O_5 до 12% V_2O_5 . Максимальная концентрация U в метровом интервале составляет 4,5% U_3O_8 .

Что касается пространственных различий, распределение U по отношению к V варьируется в зависимости от каждого суб-м-ния вдоль простирания; в частности, суб-м-ние A4 характеризуется низким содержанием V:U и содержит почти 60% всего урана в м-нии, тогда как соседнее суб-м-ние A7/9 богато V (рис. 3) с высоким содержанием V:U и содержит более 30% ванадия в м-нии

Типичные особенности распределения U-V-Ca, смоделированные в 3D, подтверждают результаты наблюдений в скважинах, показывающие, что минерализация имеет

стратиформный характер и в значительной степени ограничена крутопадающим серым песчаником, причем U-минерализация сосредоточена вблизи верхнего и нижнего контактов; ореол, богатый V, внутри серого песчаника и окружающая оболочка из цементированного кальцитом песчаника очевидны (рис. 4).

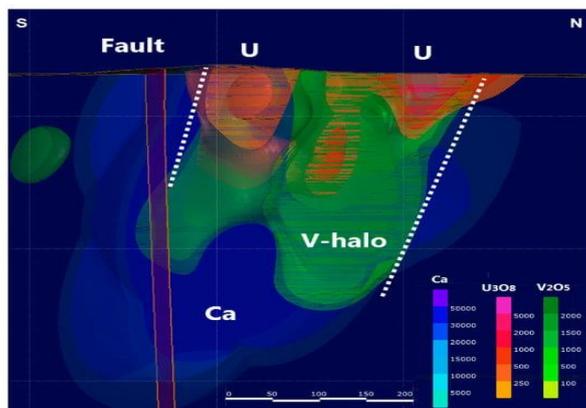


Рис. 4. Трехмерная модель распределения U, V и Ca в поперечном сечении Аномалии-15 (рис. 3). (U минерализация выделена красным, V и V-ореол - зеленым, а богатая Ca оболочка - синим; белые пунктирные линии - круто опускающиеся верхние и нижние стратиграфические контакты вмещающего серого песчаника, красная вертикальная линия - плоскость разлома; глубина разреза - ~250 м).

Поскольку стратиграфические корреляции по речным каналам в аллювиальном веере провести сложно из-за латеральной миграции каналов, в качестве исходных данных для корреляции использовался характерный горизонт-маркер плайя (т.е. известковый аргиллит с конкреционным кальцитом). Стратиграфически горизонт залегает выше минерализации и был идентифицирован на основе данных гамма-излучения и каротажа керна. Распределение минерализации на разрезе от суб-отложений A4 до A7 с поправкой на стратиграфический уровень показывает, что основная часть минерализации залегает в базальном интервале системы многослойных каналов примерно на 120-150 м ниже маркерного горизонта всего мня (рис. 5).

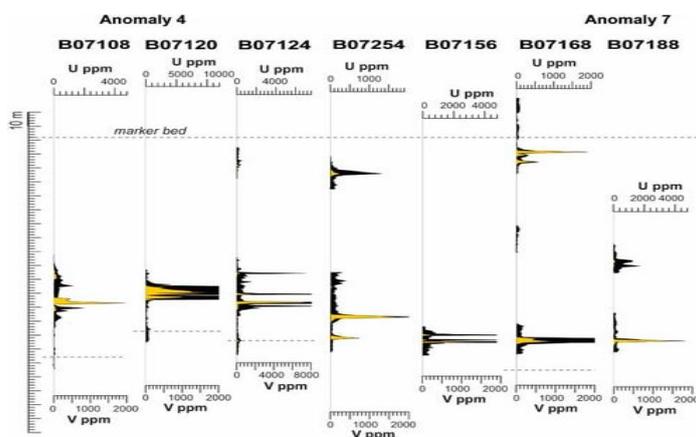


Рис. 5. Минерализация суб-отложений от A4 до A7 (содержание урана - желтый цвет, ванадия – черный).

4.3. Распределение U-V в керне и его связь с седиментологией.

Распределение U-V минерализации исследовалось в контексте вариаций осадочных фаций и цикличности. Восходящие циклы обогащения перекрыты цементированным кальцитом мелкозернистым песчаником и алевролитом в верхней части цикла, что создает барьер относительной проницаемости и пористости. Чтобы показать связь между фацией и U-V-минерализацией, была проведена серия точечных геохимических измерений керна скважин с использованием портативного рентгеновского излучения (pXRF).

Буровой керн—B07120

Серия измерений pXRF была проведена в минерализованной зоне на интервале керна 14 м (рис. 6).

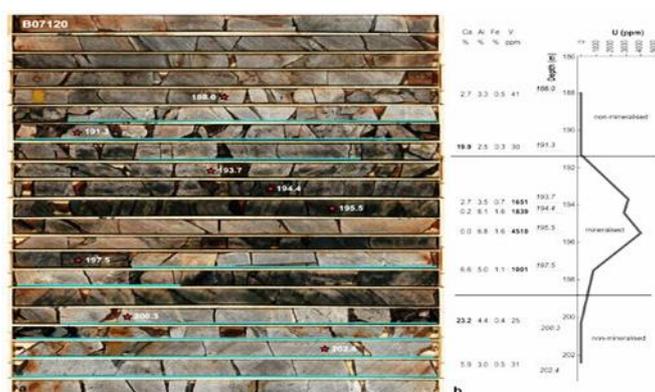


Рис. 6. **а.** снимки керна на U-V участке; **б.** измерения pXRF в точках между глубинами 188,0 и 202,4 м.

Интервал связан с интенсивной цементацией кальцита, обволакивающего минерализацию. Визуальные наблюдения были подтверждены геохимическими измерениями, которые показывают повышенное содержание Ca (20-23% в виде кальцитового цемента) по обе стороны от минерализации. Минерализованная зона характеризуется повышенными концентрациями V (4510 ppm) и U (3973 ppm), а также Fe (1,6%) и Al (6,8%) из-за обилия филлосиликатов.

Керн для бурения—B07129.

Серия измерений pXRF была проведена с интервалом ~ 40 см в пределах минерализованной зоны поперек эрозионного контакта (рис. 7).

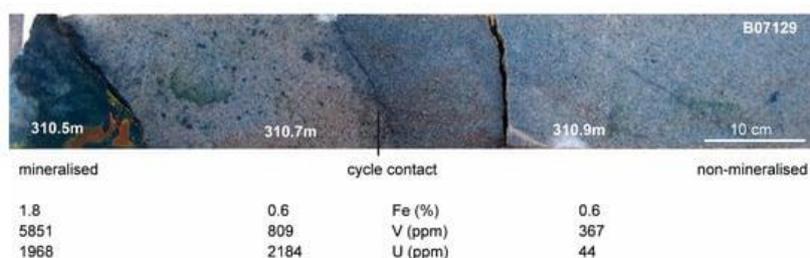


Рис. 7. pXRF измерения на контакте эрозионной поверхности с U-V зоной в аркозном песчанике.

Интервал ниже контакта представляет собой средне- и мелкозернистый серый песчаник с очень тонкой слюистой поверхностью (контакт). Залежь на 10 см ниже контакта слабо минерализована V (367 ppm) с относительно низким содержанием U (44 ppm). В основании вышележащего цикла, состоящего из розово-серого аркозового песчаника, наблюдается резкое увеличение U-V минерализации (U 2184 ppm, V 809 ppm). Примерно в 10 см выше контакта песчаник имеет черный вид из-за сильного обогащения по V (5851 ppm), в то время как концентрации U не изменились по сравнению с нижеприведенным интервалом. Заметно, что концентрации Fe также увеличиваются с увеличением V, что коррелирует с относительным обогащением филлосиликатов, как видно визуально.

4.4. Минералогия и петрология.

Для изучения U-V минеральных ассоциаций были более подробно изучены минерализованные и неминерализованные интервалы. Результаты порошковой рентгенографии показывают, что образцы вмещающего песчаника без минерализации состоят из кварца, калиевого полевого шпата (микроклина), мусковита, биотита, иллита, каолинита, кальцита и хлорита/корренсита со следами доломита, пирита и гематита (в частично окисленном песчанике). Образцы, в которых преобладает U-V минерализация, содержат в дополнение к вышеуказанным коффинит, уранинит, монтрозеит и роскоэлит. Было обнаружено, что образцы с преобладанием минерализации V>U также содержат, помимо монтрозеита, минералы оксид-гидроксида ванадия, хаггит и долорезит. Минералогия была дополнительно уточнена в результате петрографических исследований.

U-V минерализация с преобладанием урана.

Уранинит и коффинит являются преобладающими минералами урана и в основном сосредоточены в богатых глиной литических обломках и богатой глиной матрице (рис. 8).

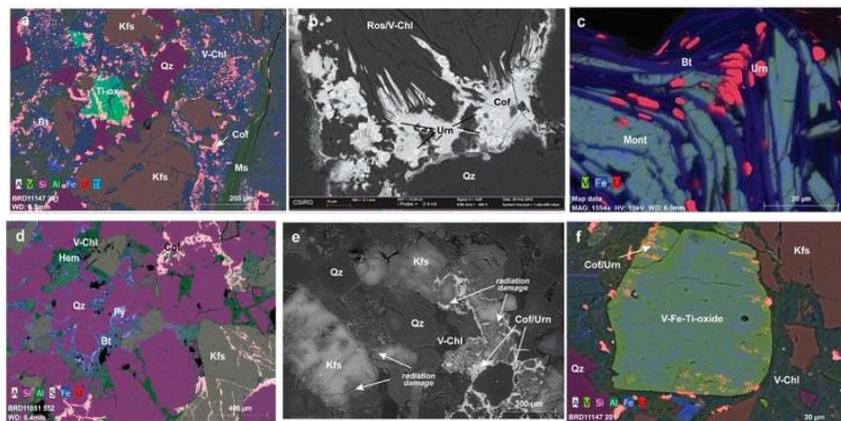


Рис. 8. Микрофотографии BSE-EDS, иллюстрирующие структуру U-минералов.

(а) мелкодисперсный уранинит/коффинит (розовый) в богатой железом глинистой матрице (зеленый); (б) на контакте зерен кварца и слюды коффинит (светло-серый) замещает кварц; шаровидный уранинит замещен коффинитом; (с) кристаллиты уранинита (красные) на плоскости спайности измененного биотита (темно-синий) в сочетании с кристаллами монтрозеита (светло-сине-зеленый); (d) коффинит (розовый) заполняет трещины в K-полево шпате; мелкий пирит (светло-голубой) отдельно от коффинита, в богатой глиной матрице; (e) изображение CL/BSE - признаки радиационного повреждения в K-полево шпате; (f) обломочные зерна оксида Fe-Ti.

Исследования минерализованных образцов методом QEMSCAN (автоматизированный минералогический анализ) показывают, что коффинит, как правило, является доминирующим видом, при этом соотношение уранинита к коффиниту варьируется примерно от 1:1 до 1:4. Уранинит обычно встречается в виде мелкозернистых, неправильных или шаровидных агрегатов, в виде вкраплений, срастающихся с глинами (рис. 8а, б), и с хлоритизированным/деградировавшим биотитом в ассоциации с монтрозеитом (рис. 8с). Уранинит также может обрамлять и частично замещать обломочные зерна рутила и оксида Fe-Ti-V (рис. 8а, ф) и может быть найден как продукт замещения рано образовавшегося пирита. Коффинит характерно покрывает края зерен кварца (рис. 8а,б) и деградировавшего биотита; в более пористых образцах он покрывает контакты зерен и внутренние трещины в пределах K-полевого шпата (рис. 8д, е). Коффинит может покрывать или замещать мелкий уранинит с шаровидной текстурой, оставляя остатки в форме диска (рис. 8б). Галенит является обычным мелкозернистым включением в коффините, которое, вероятно, отражает содержание бывшего твердого раствора радиогенного Pb.

Обломочные зерна оксида Fe-Ti подверглись процессу замещения на V и U (рис. 8ф). Элементное картирование показывает повсеместную замену Fe на V по краям зерен и вдоль внутренних трещин; наблюдается рост кристаллитов уранинита по краям зерен и проникновение мелкодисперсного уранинита в области, обогащенные V, вдоль микроразломов.

При катодолюминесцентном (CL) изображении радиационно-индуцированные повреждения заметны на зернах K-полевого шпата и, в меньшей степени, на зернах кварца, где зоны ослабленного выделения CL на краях зерен и внутренних трещинах связаны с близостью минералов урана (рис. 8е). Особый интерес на рисунке 8е представляет наличие очевидных радиационно-индуцированных повреждений, затрагивающих K-полевого шпата и кварц, где в настоящее время не видно урановой минерализации (левая часть рис. 8е).

U-V минерализация с преобладанием ванадия

Ванадий–урановое оруденение в Бигрли связано в первую очередь с богатой глиной матрицей, с богатыми глиной литическими обломками, а также с детритовыми слюдами и хлоритом, внедренными в матрицу. Основными минералами-вмещающими элементами являются Fe-V-содержащие глины и хлорит, включая роскоелит, подразделяющийся на ванадиевый иллит, корренсит и смектит, а также измененный биотит, где ванадий присутствует в виде компонента твердого раствора. Ванадий также содержится в минералах V-Fe-оксигидроксида, монтрозеите, долорезите и хаггите, и может присутствовать в качестве компонента измененных оксидов Fe-Ti и рутила/лейкоксена. По текстуре монтрозеит

встречается в богатой глиной матрице в виде рассеянных лопастевидных кристаллов, переходящих в массивные агрегаты мелкозернистого лопастевидного монтрозеита диаметром до нескольких миллиметров. Монтрозеит также встречается в виде кристаллических агрегатов, заменяющих измененный/хлоризированный обломочный биотит (рис. 8с). Монтрозеит локально связан с пиритом, уранинитом/коффинитом и рутилом/лейкоксенном. Иногда в матрице обнаруживаются зональные зерна пирита, срощенные с монтрозеитом.

Исследования образцов с V-U-минерализацией методом QEMSCAN подтверждают, что ванадиеносные филлосиликаты являются доминирующими видами, содержащими ванадий. В репрезентативном рудном материале с содержанием $V > U$ 0,5% V_2O_5 и 0,1% U_3O_8 из суб-месторождения А4 было обнаружено, что соотношение ванадиеносных алюмосиликатов к монтрозеиту составляет $\sim 3:1$, при этом около половины ванадия связано с V-хлоритом/корренситом. Согласно петрографическим наблюдениям, V-образный обломочный биотит более распространен в крупных фракциях, тогда как для хлорита/корренсита и монтрозеита верно обратное. Межминеральные корреляции QEMSCAN показывают, что монтрозеит тесно связан как с ванадиеносным биотитом, так и с хлоритом.

В масштабе тонкого сечения оптические и рентгенофазовые элементные картографические исследования песчаников с $V > U$ минерализацией показывают, что в обломках может содержаться значительная доля U-V минерализации. Минерализованные образцы из керна скважины (суб-месторождение А15), например, содержат текстурно и химически неоднородную смесь различных видов деформированных каменных обломков, включая аргиллит, алевролит и песчаник от мелкозернистого до крупнозернистого (рис. 9).

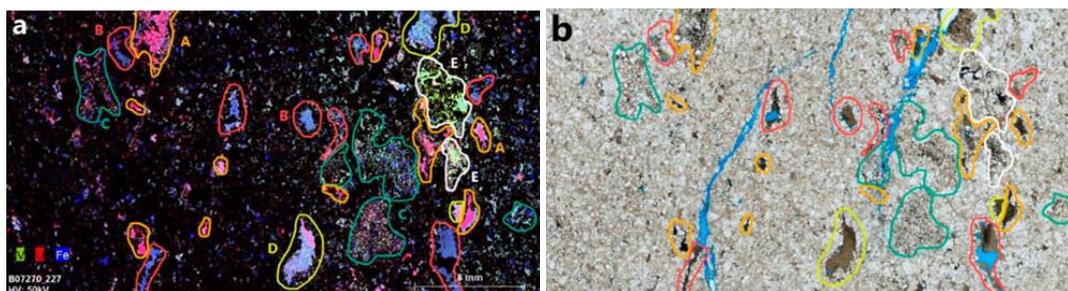


Рис. 9. (а) рентгенофазовое изображение богатого ванадием образца керна (V_2O_5 0,88%, U_3O_8 0,07%), показывающее характеристики V-U-Fe различных видов обломков (аргиллитов, алевролитов и песчаников с богатой глинистой матрицей): А - песчаник и аргиллит, богатые ураном, некоторые химически зональные; В - (красный): аргиллит, богатый железом; С - (зеленый): богатый глиной, мелкозернистый песчаник, слабоминерализованный; D - (желтый): алевролит, обогащенный V-U-Fe, зональный; E - (белый): песчаник, обогащенный глиной и V-оксидами; (b) тот же тонкий разрез при обычном освещении - неоднородная текстура каменных обломков. Окрашенные в синий цвет участки - отверстия в тонком разрезе богатого глиной материала.

Обломки неоднородны в отношении распределения минерализующих элементов, а концентрации U-V-Fe сильно варьируют; некоторые обломки богаты Fe и лишь слабо

минерализованы U-V, в то время как другие обломки сильно минерализованы V и/или U. Часть обломков химически зональна и/или представляет собой композиты, содержащие домены Fe, V и U с различным обогащением (рис. 10).

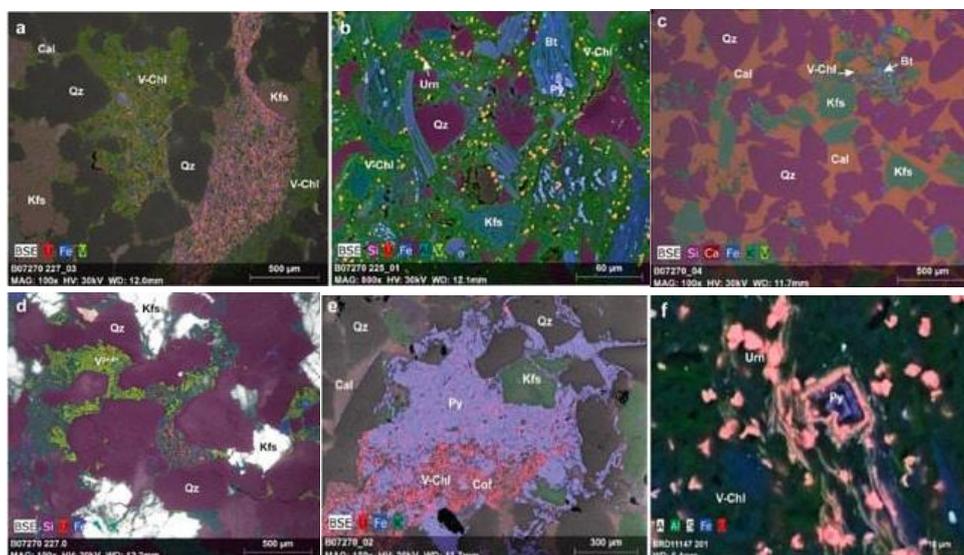


Рис. 10. Микрофотографии BSE-EDS текстуры V-минералов,

(a) богатые глиной литические обломки - V-U-богатые домены; (b) V-богатый глиной домен литического обломка, показывающий V-хлорит корренсит (зеленый) с вкрапленным рассеянным мелкозернистым уранинитом, фрамбоиды пирита и измененный пиритизированный биотит; (c) цементированный кальцитом домен - поровое пространство и границы зерен заполнены кальцитом; (d) составное SEM/CL изображение домена, богатого V - межзеренную матрицу, состоящую из V-хлорита и агрегатов кристаллов монтморезита, раздробленные зерна K-полевого шпата - радиационные повреждения вдоль трещин, но нет контакта с U; (e) агрегат позднего пирита в U домене; (f) пирит, замененный уранинитом в пределах V-хлорита.

Некоторые обломки также отличаются тем, что они богаты тяжелыми минералами или могут содержать вкрапления кальцитового цемента, особенности, которые отражают их разнообразное происхождение. По сравнению с обломками матрица песчаника в этих образцах минерализована минимально; U-V-Fe минерализация рассеяна среди промежуточных глинистых карманов, которые, вероятно, представляют собой разрозненные частицы, отколотые от более крупных обломков.

В примере, показанном на рисунке 9, различные каменные обломки могут быть отнесены к разным типам на основе содержания в них минерализующих элементов и текстуры. Эти наблюдения важны, поскольку они демонстрируют, что, по крайней мере, на отдельных участках м-ния, U-V минерализация в значительной степени не происходила *in situ* во вмещающем песчанике, но была внедрена в различные, в основном мелкозернистые, богатые глиной ранее существовавшие отложения. Разнообразие присутствующих обломков указывает на то, что исходный осадок был переменным по природе и типу минерализации. Судя по сделанным наблюдениям, это, вероятно, были слабо консолидированные отложения, которые были 'разорваны' и повторно отложены вниз по руслу в системе сложенных речных каналов.

Как обсуждалось выше, каменные обломки, содержащие хлорит и биотит, могут иметь различную минерализацию, что также наблюдается петрографически, как показано на рисунке

10a, где каменный обломок, богатый V, контактирует со сложным обломком, содержащим домен, богатый U. Детали из другого богатого V обломка показывают, что микрокристаллический пирит связан с измененным биотитом, в то время как уранинит присутствует в виде рассеянных зерен, внедренных в V-хлорит (рис. 10б). В некоторых каменных обломках обломочный K-полевой шпат, зерна кварца и доломита, а также незначительные оксиды Ti-V-Fe были поглощены заполняющим поры V-образным хлоритом, который местами зарос кальцитовым цементом. Зоны, которые сильно сцементированы кальцитом, обычно содержат угловатые зерна кварца и калиевого полевого шпата, а также остаточные минерализованные домены, плавающие в кальцитовом цементе, что подразумевает, что цементация кальцита произошла до уплотнения (рис. 10с). Некоторые обломки, богатые V-хлоритом, и межзеренный матрикс других обломков имеют различную минерализацию и содержат агрегаты монтрозеита (рис. 10d) или других оксигидроксидных V-минералов (долорезит, хаггит). Радиационно-индуцированное повреждение K-полевого шпата очевидно рядом с U-минерализацией, но не обязательно в контакте с ней (рис. 10d), но отсутствует в цементованных кальцитом обломочных зернах, лишенных содержания глинистых минералов.

Пирит может присутствовать в разных поколениях в минерализованных образцах. Рано образовавшийся микрокристаллический скелетный пирит обычно внедрен в матрицу, богатую V-глиной, и зарастает и частично замещается уранинитом (рис. 10f). Пирит позднего образования может встречаться в виде крупных агрегатов, занимающих поровое пространство и покрывающих границы зерен. В некоторых случаях агрегаты пирита связаны с глинистыми обломками, сильно минерализованными ультрафиолетом, и окружены кальцитовым цементом (рис. 10e).

В некоторых образцах с высоким содержанием V, в которых отсутствует уран или имеются свидетельства присутствия урана ранее, среди каменных обломков распознается другое детритовое происхождение. Обломки состоят из округлых зерен кварца и незначительного K-полевого шпата без радиационных повреждений, скрепленных кремнеземным цементом. Поровые пространства и трещины заняты V-хлоритом и кальцитовым цементом. Обломки, вероятно, представляют собой переработанный окремненный песчаник или кварцит, добытый из более старых стратиграфических единиц (рис. 11).

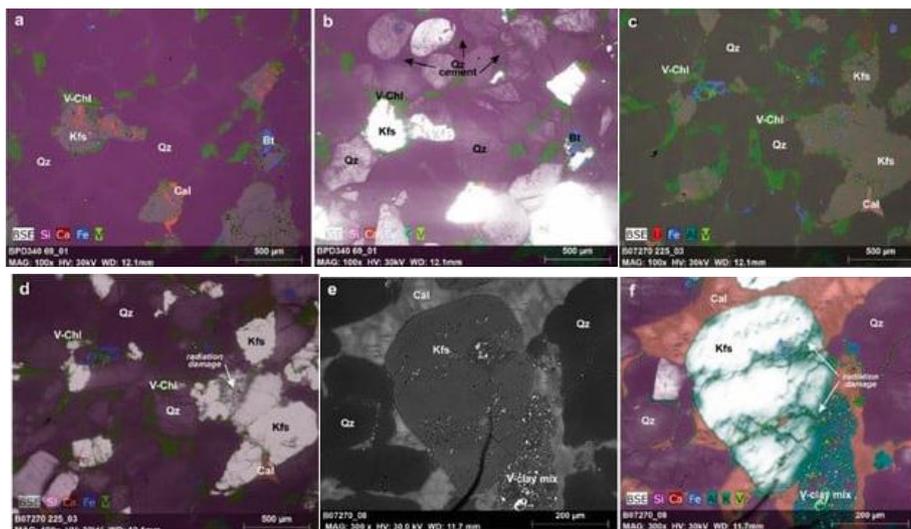


Рис. 11. Парные микрофотографии BSE-EDS и CL/SEM различных типов каменных обломков.

(a, b) состоящие из повторно отложившегося песчаника с унаследованным кварцевым цементом, поровое пространство, состоящее из V-хлорита; (c, d) незрелые угловатые каменные обломки гранитного происхождения с преобладанием V-хлорита и незначительных U-минералов связанных с поврежденным радиацией K-полевым шпатом; (e, f) цементированный кальцитом песчаник, поглощающий поврежденный радиацией K-полевой шпат.

С другой стороны, некоторые образцы с высоким содержанием V, содержащие обломочные, незрелые, взаимосвязанные зерна K-полевого шпата и кварца, имеют интенсивные повреждения, вызванные радиацией, но не содержат сколько-нибудь значительного содержания урана (рис. 11c, d). Это дополнительно проиллюстрировано на рисунке 11e, f, где показано зерно K-полевого шпата, изолированное кальцитом, с трещинами, заполненными пиритом и глинистыми минералами, содержащими V (рис. 11f), но минералы урана отсутствуют. Однако радиационно-индуцированные повреждения видны в трещинах и по краям зерна (рис. 11f), что позволяет предположить, что они унаследованы и намекают на прежнее значительное содержание урана в зерне гранитного происхождения.

4.5. Геохимические характеристики.

U-V минерализация.

Геохимический состав основных и микроэлементных пород м-ния Bigrlyi был исследован для лучшего понимания геохимических характеристик, связанных с U-V минерализацией и для дальнейшей проверки минералогических корреляций, наблюдаемых в керне скважин.

Основные и микроэлементные вариации в зонах с U-V минерализацией были исследованы с использованием метода isocap plot. Первоначально графики isocap использовались для характеристики метасоматических изменений, показывая массоперенос между минерализованной и неминерализованной зонами, если вмещающая порода была геохимически идентична. Песчаники м-ния не подвержены метасоматическим изменениям, однако могут применяться аналогичные принципы. В качестве эталонного образца вмещающей породы использовался неминерализованный образец с аналогичным размером зерен и объемным

содержанием основных элементов, включая Si, Al, K и Ca. Были рассчитаны соотношения между безрудными и минерализованными образцами и нанесены на график для разреза через минерализованную зону от 191,3 до 200,3 м в керне В07120 из суб-месторождения А4 (рис. 12а–d).

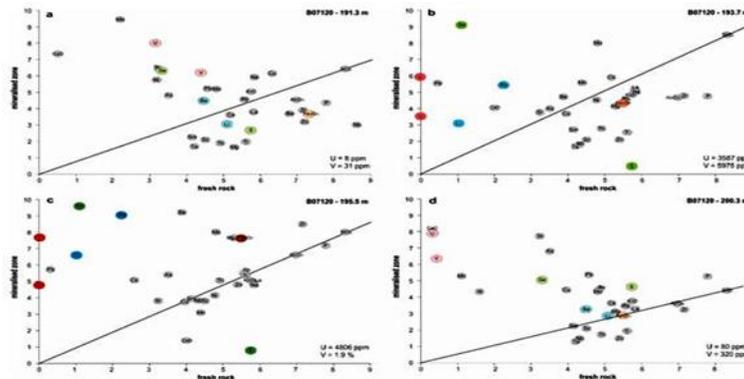


Рис. 12. Графики Isocon - изменения содержания элементов в минерализованной зоне керна; (а) сцементированный кальцитом интервал 2 м выше минерализации - обогащение CaO по сравнению с контрольным образцом; (b) минерализованная зона - обогащение Li, Ba и Se, рядом с U-V минерализацией и истощением S; (c) минерализованная зона с высокой концентрацией V - обогащение Li, Ba, Se, Be и Fe, Mg и истощение S; (d) сцементированный кальцитом интервал 5 м ниже минерализации с повышенным U-V.

Концентрации Se, Li, Ba, Be, Mo, Mg и Fe по отношению к этим элементам в неминерализованном образце демонстрируют заметное обогащение по всему минерализованному интервалу, в то время как S сильно обеднены.

Набор многоэлементных геохимических данных от «голового» до высокоминерализованного песчаника, классифицированных по типу минерализации, был использован для дальнейшего изучения химического разнообразия с помощью метода анализа основных компонентов (PCA). PCA позволяет отображать сложные многомерные данные в пространстве меньшего размера для упрощения и облегчения интерпретации. В результате проверки исходной корреляционной матрицы было обнаружено, что определенные элементы были сильно взаимосвязаны, отражая схожее геохимическое поведение. Для целей анализа эти элементы были сгруппированы следующим образом: связанные с халькофилом, Se + As + Mo + Sb; связанные с монацитом/апатитом, La+Ce+Y(REE)+P; связанные с тяжелыми минералами, Zr+Nb+Ti+Th+Sn; связанные с основными/ультрамафитовыми, Cr+Ni+Co+Cu; и биотит/родственный хлориту/корренситу, Fe+Mg. Данные были преобразованы в логарифмический формат, и на основе корреляционной матрицы основные компоненты были выделены с использованием алгоритма Fast MCD. В таблице 1 приведены краткие сведения о содержании ключевых элементов и соотношениях для каждой категории минерализации.

Табл. 1.

Среднее геометрическое содержание ключевых элементов и соотношения по категориям минерализации.

Mineralization Type	Barren or Weakly Mineralized n = 25	Vanadium Halo n = 23	Strongly V-Mineralized n = 28	U and V-Mineralized n = 19	Strongly U-Mineralized n = 11
V ppm	20	188	7716	2209	1924
U ppm	5	18	398	2613	18,648
Se ppm	1.5	2.0	18.9	9.8	122.1
S ppm	974	294	491	307	541
Se/S	0.002	0.007	0.039	0.032	0.226
Pb ppm	17	20	48	142	960
Li ppm	7.7	11.7	28.8	27.3	40.7
Be ppm	0.7	1.0	1.5	2.2	3.1
Ba ppm	461	473	494	727	1314
K %	2.33	2.32	2.23	2.19	2.35
Al %	3.04	3.22	3.48	3.48	3.43
K/Al	0.77	0.72	0.64	0.63	0.69
Fe + Mg %	1.34	1.97	2.56	2.04	2.47
Cr ppm	29	46	15	28	61
Ca %	2.27	3.12	0.47	0.50	1.09

Анализ PCA показывает, что элементы Ca, Sr и Mn ведут себя аналогично и имеют высокие векторы вариации, которые явно связаны с переменным содержанием кальцитового цемента в песчаниках (рис. 13).

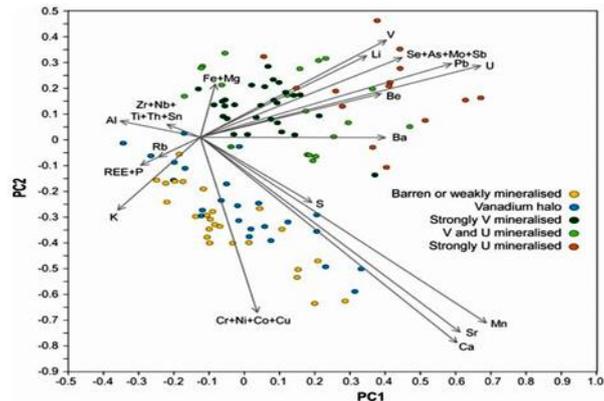


Рис. 13. Векторная диаграмма анализа основных компонентов для многоэлементного геохимического набора данных Bigrlyi, классифицированного по типу минерализации.

Длина векторов PCA пропорциональна изменчивости основных компонентов, а направление вектора и его близость к точкам отбора проб указывают на то, насколько сильно эта переменная влияет на положение пробы.

Алюминий демонстрирует противоположное поведение из-за более низкого содержания глини и калиевого полевого шпата в песчанике, сцементированном кальцитом. U-вектор сопровождается аналогичным вектором для Pb, отражающим образование радиогенного свинца в результате распада U. Другие U-ассоциированные векторы включают халькофильные элементы Se+As+Mo+Sb. Векторы Ba и Be также демонстрируют сильную взаимосвязь с U (табл. 1). Представляет интерес наблюдаемая взаимосвязь между векторами Se+As+Mo+Sb и S, при этом, например, отношения Se/S увеличиваются на два порядка в образцах с сильной минерализацией U по сравнению с бесплодным песчаником (табл. 1). Вектор V сопровождается аналогичным вектором для Li, что, предположительно, является результатом преимущественной концентрации Li в филлосиликатных минералах, в которых содержится большая часть V. Сильно V-минерализованные образцы находятся под влиянием вектора Fe+Mg, что отражает важность хлорита и родственных минералов как хозяев для V. Вектор для K коррелирует с V, что, вероятно, связано с усиленным изменением и хлоритизацией обломочного биотита и более низким соотношением K-полевого шпата к глинистому минералу

в образцах с V-минерализацией; это также видно по более низким соотношениям K / Al в минерализованных образцах (табл. 1).

Органический углерод.

Ввиду важности органического углерода в качестве восстановителя в отложениях U-V на плато Колорадо и его очевидной редкости при петрографических исследованиях м-ния Bigrlyi, геохимический набор данных был опрошен для анализа органического углерода из образцов безрудного и минерализованного песчаника и алевролита/сланца (табл. 2).

Табл. 2.

Среднее геометрическое содержание органического углерода в образцах Bigrlyi.

Rock Type	Sandstone, n = 204	Siltstone/Shale, n = 36	Mineralized, >0.1% V, n = 72 **
C organic %	0.015	0.032	0.017
(Range %)	0.01–0.10	0.01–0.46	0.01–0.13
C inorganic %	0.56	0.61	0.30
V ppm avg.	459	1214	5230
Fe % avg.	0.83	1.95	1.22

* Average of log-transformed data; ** Sub-set of the n = 204 dataset.

Результаты подтверждают наблюдения, показывающие, что присутствуют только низкие уровни органического углерода, с максимальным значением 0,46% C, зарегистрированным в слабом минерализованном сланце. Хотя содержание органического углерода в сланцах несколько выше, чем в песчаниках, никакой связи между содержанием углеродсодержащего вещества и минерализацией не выявлено.

Изотопы Pb

Изотопы Pb^{206} и Pb^{207} являются конечными радиогенными дочерними продуктами радиоактивного распада в цепочках распада ^{238}U и ^{235}U соответственно. В урановых м-ниях, таких как Bigrlyi, которые достаточно старые, чтобы обеспечить достаточное проникновение радиогенного Pb, существует сильная корреляция между содержанием Pb и U (рис. 13 и табл. 1). Поскольку U и Pb имеют разное химическое поведение, на них в разной степени могут влиять процессы после осаждения, такие как окислительное выщелачивание. Следовательно, содержание радиогенного Pb по отношению к U может быть использовано для получения представления о дифференциальной подвижности этих элементов с течением времени с момента образования м-ния. Если минерализованная система оставалась закрытой и нетронутой с момента образования, т. е. U и Pb оставались неподвижными, то количество присутствующего радиогенного Pb будет пропорционально содержанию урана в породе и времени, прошедшему с момента минерализации; в таких случаях изотопная система U-Pb будет демонстрировать согласованное поведение. Если процессы открытой системы нарушили рудное тело и вызвали постминерализацию U или Pb, то изотопная система U-Pb будет демонстрировать диссоциирующее поведение. Измерения изотопного состава Pb в образце

могут быть использованы для количественной оценки подвижности (увеличения или потери) U по отношению к Pb. Как обсуждалось, в м-нии имеются петрографические свидетельства подвижности U после минерализации, которая, как ожидается, нарушила изотопную систему U-Pb. Для изучения природы этих процессов постминерализации был составлен набор данных по изотопам Pb в породе, который охватывает диапазон типов U-V минерализации. Для расчета содержания радиогенного Pb использовались стандартные уравнения, а для расчета концентраций отдельных радиогенных изотопов ($^{206}\text{Pb}^*$, $^{207}\text{Pb}^*$ и $^{208}\text{Pb}^*$) применялась обычная поправка на изотоп Pb. Затем были определены другие ключевые соотношения изотопов. В м-нии Biglyi содержание Th незначительно по сравнению с U, и, следовательно, $^{208}\text{Pb}^*$, дочерний элемент цепочки Th-распада, не является значительным компонентом этой системы.

Результаты по соотношению U-Pb в целом по породе показывают, что большинство (70%) точек данных значительно диссонируют и располагаются выше и ниже кривой конкордии в пространстве $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ по сравнению с $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$; разброс точек данных подтверждает, что в некоторых частях м-ния наблюдалось увеличение или потеря U и/или Pb с учетом времени. Примечательно, однако, что 11 точек данных, нанесенных в пределах нескольких процентов от кривой конкордии, не свидетельствуют о значительном увеличении или потере U, и использование хронометра $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$, дает геологически обоснованные, широкие сроки минерализации в диапазоне от 282 до 335 млн лет назад (т.е. от среднего до позднего каменноугольного периода) на уровне 2σ ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* 20,5 \pm 1,8$). Это обеспечивает уверенность в качестве и внутренней согласованности набора данных.

Количество радиогенного Pb, присутствующего в образце, использовалось для расчета ожидаемого содержания урана в этом образце, исходя из 300 млн лет эволюции цепочек распада U-Pb и поведения замкнутой системы. Любое увеличение или потеря U по отношению к Pb в образце может быть выражено в процентах отклонения текущего содержания урана от ожидаемой концентрации урана. Как определено на основе воспроизводимости внутреннего стандарта, точность процентного отклонения составляет $\pm 8\%$ в абсолютном выражении на уровне 2σ , так что ожидается, что любое отклонение выше этого уровня будет иметь значение. Как простое эмпирическое правило, отношение U к общему количеству радиогенного Pb (U/Pb*) указывает на поведение закрытой системы, когда это значение близко к 20, и отклоняется к более низким или высоким значениям там, где наблюдается подвижность радиогенных элементов (т. е. поведение открытой системы).

5. Обсуждение.

5.1. Ограничения изотопов Pb на подвижность U и поведение открытой системы.

Петрографические наблюдения, показывающие радиационно-индуцированное повреждение обломочных минералов в отсутствие сопутствующего урана, свидетельствуют о подвижности урана и, следовательно, о поведении радиогенных элементов в открытой системе с течением времени. Поскольку V, вероятно, в значительной степени неподвижен как компонент алюмосиликатных минералов, мобилизация U по отношению к V и его повторное выпадение в осадок могут быть важным процессом в обновлении богатых U частей м-ния после осадочного осаждения. Эта точка зрения подтверждается результатами анализа изотопов Pb, которые свидетельствуют об интегрированной во времени подвижности U по м-нию. Отклонение между измеренным U и U, рассчитанным на основе содержания радиогенного Pb, было изучено как функция отношения V/U на рисунке 14, при этом точки данных классифицированы по типу минерализации в соответствии с таблицей 1. Могут быть сделаны следующие интерпретации:

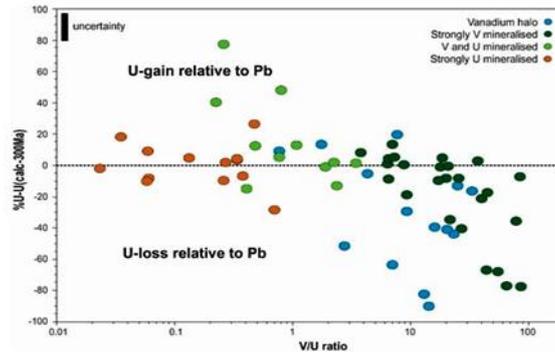


Рис. 14. Процентное отклонение концентрации урана от ожидаемой для 300 млн лет распада урана в замкнутой системе, основанное на концентрации современного радиогенного Pb, построенной в зависимости от отношения V/U.

Точки данных классифицированы по типу минерализации, как в таблице 1. Образцы, показывающие интегрированные по времени потери U по отношению к Pb (т. е. образцы с радиогенным содержанием Pb, не подтвержденным текущими уровнями U), расположены ниже линии 0% и в основном включают образцы из ванадиевого ореола и из зон с сильной V-минерализацией.

Около 30% набора данных по изотопам Pb, включая многие образцы с сильной минерализацией U, демонстрируют поведение замкнутой системы с погрешностью; предположительно, эти участки минерализации были защищены от подвижности U и/или Pb непроницаемыми барьерами вскоре после образования, предотвращающими проникновение окисленных флюидов после минерализации;

Около 45% набора данных по изотопам Pb демонстрирует интегрированные во времени потери U по отношению к Pb (т. е. эти образцы имеют радиогенные концентрации Pb, которые

не подтверждаются текущими уровнями U). В эту категорию в основном входят образцы из ванадиевого ореола и из зон с сильной V-минерализацией;

Оставшиеся 25% набора данных по изотопам Pb демонстрируют интегрированное по времени увеличение U по отношению к Pb (т. е. в этих образцах уровни U не подтверждаются их текущим содержанием радиогенного Pb).

В таблице 3 приведены некоторые примеры внутрискважинных изменений, иллюстрирующие масштаб подвижности радиогенных элементов.

Табл. 3.

Внутрискважинные изменения U, V, Pb и расчетный U на основе радиогенного Pb.

Drill Hole#	Depth (m)	U(ppm)	V(ppm)	Pb(ppm)	V/U	Pb* (ppm)	U/Pb*	U(calc) 300 Ma (ppm)	%U-U(calc)**
BPD321	137.1	774	15,600	62.0	20.2	42.7	18.1	842	-8
BPD321	137.95	895	6290	60.9	7.0	40.1	22.3	790	+13
BPD321	140.1	105	8250	29.6	78.6	8.5	12.4	163	-36
BPD321	141.6	651	12,000	47.4	18.4	31.4	20.7	622	+5
BPD321	144.0	205	5190	27.4	25.3	11.2	18.3	223	-8
BPD321	144.5	239	4140	33	17.3	13.2	18.1	264	-10
BPD321	147.0	2460	5870	159	2.4	140.1	17.6	2827	-13
BPD321	148.6	206	11,300	49.8	54.9	31.8	6.5	636	-68
BPD321	149.2	152	9920	52.7	65.3	33.0	4.6	655	-77
B07270	225.0	678	4910	53.9	7.24	32.9	20.6	644	+5
B07270	226.4	133	4890	27.9	36.8	6.6	20.2	129	+3
B07270	227.0	560	4930	47.6	8.8	27.9	20.0	558	0
B07270	227.6	94	4180	25.3	44.5	6.0	15.6	113	-17
B07270	228.9	2610	8900	145	3.4	128.3	20.3	2572	+2
B07270	229.3	1250	7940	86.1	6.4	62.2	20.1	1238	+1
B07270	229.7	393	691	35.1	1.8	17.6	22.4	347	+13

* = Radiogenic Pb. ** Closed-system behavior $0 \pm 8\%$; U-loss $< -8\%$; U-gain $> +8\%$.

Данные показывают, что различия между поведением замкнутой и открытой систем могут колебаться в скважине в масштабах от ~ 0,4 м до нескольких метров в ширину, при этом потери U относительно Pb наиболее распространены в интервалах высокого V/U. Обратите также внимание, что богатый обломками образец с минерализацией $V > U$ в 07270-227 м, описанный ранее (рис. 9), демонстрирует строго замкнутую систему поведения, подтверждая, что этот образец является примером немодифицированного минерализованного песчаника.

Результаты по изотопам Pb позволяют предположить, что со временем U был мобилизован из ванадиевого ореола и зон с сильной V-минерализацией и перераспределен в другие части м-ния, что привело к образованию зон более позднего обогащения U. Эти пути подвижности, предположительно, были открыты с самого начала истории м-ния, хотя самые ранние события, происходящие непосредственно после осаждения, могут не обязательно быть очевидными из-за времени, необходимого для обнаружения достаточного количества радиогенного Pb. Сроки и история подвижности U-Pb неизвестны, но ряд событий в период после отложения считаются вероятными в ответ на тектонические движения или климатические/гидрологические изменения. Процессы в открытой системе, по-видимому, существенно не повлияли на м-ние в течение последнего 1 млн. лет или около того, поскольку цепочки U-распада в неокисленных

подземных частях м-ния находятся в вековом равновесии с погрешностью, и соотношения ^{238}U к короткоживущим дочерним радионуклидам, включая ^{210}Pb , в последнее время не нарушались.

5.2. Природа и сроки U-V минерализации.

В этом исследовании было представлено комплексное седиментологическое, минералогическое и геохимическое исследование распределения U-V минерализации в м-нии Bigrlyi. Ниже приводится краткое изложение ключевых наблюдений и интерпретаций.

Седиментологически U-V минерализация сосредоточена в базальных частях многослойных речных каналов в пределах локально восстановленной фации незрелого аркозового песчаника (серый песчаник). Богатая U и/или V минерализация в основном сосредоточена вблизи окислительно-восстановительных границ в верхней части и основании вмещающего серого песчаника, а широкий ореол минерализации более низкой степени V простирается через толщу серого песчаника. Незначительная остаточная U минерализация и более широкие зоны обогащения V встречаются в нижележащих и перекрывающих пластах окисленного гематитового песчаника. Вдоль простираения наблюдаются заметные различия в объемном соотношении V:U различных суб-м-ний, при этом суб-м-ние A-7/9 является богатым по V и бедным по U. Изменение соотношений V:U в пределах суб-м-ния частично является результатом ремобилизации U, как показывают данные по изотопам Pb и петрографические данные. Исследования изотопов Pb и неподтвержденные характеристики, связанные с радиационным повреждением обломочного K-полевого шпата, показывают, что внутри рудных зон действительно существовали пути флюидов, обеспечивающие доступ окисленных флюидов и последующую мобилизацию урана. Со временем подвижность элементов открытой системы повлияла на некоторые участки месторождения сильнее, чем на другие, включая зоны V-halo и V-rich, в которых наблюдается потеря U по сравнению с Pb, при этом мобилизованный U повторно концентрируется в других зонах.

Минералогически U-V минерализация тесно связана с филлосиликатными минералами в литических разрывных обломках и в богатой глиной матрице вмещающего восстановленного песчаника. Богатые глиной литические обломки состоят в основном из мелкозернистых, частично литифицированных отложений (аргиллитов, алевролитов и мелкозернистого песчаника), которые текстурно и химически неоднородны. Некоторые каменные обломки богаты V, некоторые - U, а некоторые могут быть зональными с U-V богатыми доменами; другие обломки неминерализованы и содержат богатые Fe филлосиликаты и пирит. Обломки каменного разрыва, вероятно, образовались из широкого спектра гетерогенно минерализованных, восстановленных, в основном мелкозернистых отложений, которые

первоначально были отложены вверх по руслу от их нынешнего места отложения. Укладка речных каналов, вызванная событиями высокой энергии, была результатом эрозии и размыва более старых каналов и надбережных отложений, а также повторного отложения эродированных материалов ниже по течению.

Ультрафиолетовое оруденение существовало до выпадения ранних диагенетических кальцитовых цементов, связанных с подземными водами. Отсутствие пористости, вызванное перекрывающим поры кальцитовым цементом, предотвратило последующее проникновение флюидов и окислительную мобилизацию на больших участках мена.

Ванадий встречается преимущественно в виде $V^{(III)}$ компонента твердого раствора Fe-содержащих филлосиликатов (роскоэлита/иллита, хлорита/корренсита и измененного биотита), которые присутствуют в качестве составляющих обломков, межзеренной матрицы или градиционных зон между ними. Филлосиликаты, содержащие Fe и V, изменчивы по составу и распределены неоднородно, в то время как слабоминерализованные зоны могут содержать в изобилии филлосиликаты, содержащие только Fe. Минералы оксигидроксида ванадия, такие как монтрозеит и хаггит, являются менее важными хозяевами V. Монтрозеит обычно встречается в качестве фазы замещения разрушенного обломочного биотита или образует агрегаты лопастевидных кристаллов в богатой глиной матрице или каменных обломках. Обломочные минералы Fe-Ti содержат переменные количества V из-за изменения и частичной замены Fe на V, но сроки процесса изменения неизвестны.

Уран в неокисленных подзонах присутствует в виде коффинита и уранинита, причем доминирует первый. Уранинит обычно встречается в виде мелкозернистых вкраплений и шаровидных агрегатов в ассоциации с филлосиликатами, включая разрушенный обломочный биотит, и по текстуре относится к фазе раннего образования. Коффинит, как правило, представляет собой более позднюю фазу, представленную в виде массивных агрегатов, заменяющих уранинит, в виде наростов на границах зерен обломочного кварца и в виде заполнителей трещин в K-полево шпате; наличие включений галенита предполагает, что он перекристаллизовался при более поздних событиях, высвобождая и повторно осаждая содержащийся в нем радиогенный Pb. Там, где присутствует урановая минерализация, пирит обычно встречается реже, чем в неминерализованных зонах.

Геохимически U-V минерализация характеризуется обогащением микроэлементами Li, сопровождающимся повышенным содержанием Fe+Mg, что связано с обилием филлосиликатов; возможно, что ассоциация Li с минерализующими элементами является особенностью, связанной с источником, отражающей общее происхождение обломочных филлосиликатов. Концентрации калия и отношения K/Al ниже в минерализованной зоне,

вероятно, из-за более высокого содержания филлосиликатов по сравнению с К-полевым шпатом. В зонах с сильной минерализацией U халькофильные элементы, такие как Se, значительно обогащены по сравнению с серой, что приводит к характерно повышенному соотношению Se/S; эффект присутствует, но менее выражен в зонах с $V > U$ минерализацией. Минерализация урана также коррелирует с повышенным содержанием Be и Ba, но неясно, связана ли эта ассоциация с общим происхождением региона-источника или с преимущественной концентрацией в процессе минерализации. Наконец, минерализация V плохо коррелирует и отделена от основных/ультрамафитовых элементов, что позволяет предположить, что основной магматический источник V менее вероятен, чем черный сланец или гидротермальный источник.

5.3. Последствия для моделей минерализации.

Как показывают петрографические наблюдения, ванадий был в значительной степени внесен в виде обломочных обломков или рассеянных филлосиликатов, содержащих $V^{(III)}$ (роскоэлит, хлорит, биотит), во вмещающий песчаник, в результате эрозии детрита с участков, расположенных выше по течению и в обнаженном фундаменте внутренних районов. Вероятно, что локализованное диагенетическое разложение V-содержащих минералов привело к образованию оксигидроксидов ванадия, таких как монтрозеит ($V^{(III)}$ -содержащий), хаггит ($V^{(III)}$, $V^{(IV)}$ -содержащий) и долорезит ($V^{(IV)}$ -содержащий), до цементации кальцита и в основном в восстановительных условиях. Следовательно, минерализация V не происходила *in situ* во вмещающем песчанике в результате процессов, включающих перенос растворимого V в грунтовых водах и его осаждение на месте отложения.

Кроме того, поскольку рано образовавшиеся U-минералы тесно связаны с Fe-V-филлосиликатами, такими как те, которые встречаются в гетерогенных, обогащенных U, каменных обломках, предполагается, что по крайней мере часть U также изначально была внесена во вмещающий песчаник в виде обломочных компонентов. Первоначальные участки верхнего течения, связанные с минерализацией, скорее всего, представляли собой уменьшенные, богатые глиной интервалы отложений; на месте отложения длительные восстановительные условия сохранили минерализованные зоны.

В то время как отдельные участки м-ния оставались в восстановительных условиях из-за отсутствия пористости и проницаемости (химическое уплотнение пластами, сцементированными кальцитом, и механическое уплотнение), по крайней мере, некоторые зоны были открыты для флюидообмена. Данные, полученные как в результате петрографии, так и в результате исследований по изотопам Pb, указывают на то, что пути доступа флюидов существовали в течение длительных периодов времени в пределах V-ореола и в других богатых

V минерализацией областях м-ния Bigrlyi. Такие пути со временем обеспечивали переменный доступ окисленных флюидов к серому песчанику, что приводило к мобилизации и потере U из V-содержащих доменов и его повторной концентрации в других частях м-ния, в то время как V оставался по существу фиксированным в виде неподвижного компонента алюмосиликатных минералов. Участки V-минерализации, связанные со слабой остаточной U-минерализацией, стратиграфически расположенные в окисленном песчанике выше и ниже основного вмещающего слоя, указывают на более широкую мобилизацию U за пределами рудных зон.

Наличие более ранних участков U-V минерализации, расположенных в отложениях верхнего течения, подтверждает гипотезу множественной миграции-аккреции Грунера и модель предварительной концентрации Финча и Дэвиса.

Какие процессы могли быть ответственны за раннюю минерализацию?

Грунер предположил, что “Концентрация крупных месторождений может происходить в несколько стадий окисления-растворение-миграция-аккреция, своего рода процесс рециркуляции”, включающий множественные циклы окислительного растворения U и V и повторного осаждения этих элементов при взаимодействии с углеродсодержащим веществом или сероводородом.

Финч и Дэвис предположили, что “уран мог быть предварительно сконцентрирован во время отложения заболоченного аргиллита на берегу”, еще раз подчеркнув роль углеродсодержащего вещества в качестве восстановителя.

Ни одна из этих моделей не учитывает роль обломочных материалов, а в случае Bigrlyi низкое содержание органического углерода исключало бы значительную роль углеродсодержащего вещества в качестве восстановителя. Однако на Бигрли ванадий и некоторое количество урана были предварительно сконцентрированы в обломочных компонентах. Гибридная модель, включающая взаимодействие процессов осаждения из раствора, переноса осколков, предварительной концентрации и последующей ремобилизации U, может быть наиболее подходящей моделью для учета всех особенностей месторождения Bigrlyi.

Конечный источник Bigrlyi vanadium неизвестен, но возможен источник черных сланцев или гидротермальный источник (такой как изменения, связанные с роскоэлитом, выявленные в некоторых щелочных магматических системах, например, во внутренних районах. Исходные обломочные компоненты, а также $V^{(V)}$, извлеченный окислительным выщелачиванием из такого источника, могли внести свой вклад в инвентаризацию источника V. Уран, скорее всего, был выщелочен из гранитоидов и пегматитов, содержащих уран, в нижней части территории Арунта, и транспортировался в виде стабильных карбонатных комплексов $U^{(VI)}$. Фактически,

во вмещающем песчанике обнаружены поликристаллические обломки К-полевого шпата с признаками радиационно-индуцированных повреждений, но без содержания урана, и, вероятно, они представляют собой выщелоченный ураном детрит из региона гранитного источника.

Первичными восстановителями (и адсорбентами), вероятно, были глинистые минералы, содержащие Fe(II), и пирит; Известно, что Fe (II) является термодинамически благоприятным абиотическим восстановителем $U^{(VI)}$, а пирит является эффективным поглотителем растворимого $U^{(VI)}$. Минералы, содержащие $V^{(III)}$, также могут играть роль восстановителей. Ключевой элемент селен подвижен в виде растворимых селенитовых анионов в окисленных водах и выпадает в осадок в восстановительных условиях в виде селенидов металлов. В отложениях с ролловым фронтом Se тесно связан с рудным телом U из-за сходного окислительно-восстановительного поведения этих элементов. В Бигрли повышенные соотношения Se/S в U-минерализованных зонах могут быть результатом замещения пирита, мобилизации S и выделения Se, полученного из пирита, с последующим совместным выпадением селенидов и U-минералов.

Предлагаемая модель минерализации Bigrlyi рассматривается как процесс осаждения из раствора в сочетании с переносом детрита, минерализованного U-V, следующим образом.

Эрозия источника ванадия во внутренних районах приводит к попаданию в речную систему обломочных материалов, богатых филлосиликатами, содержащих Fe-V. Ванадийсодержащие минералы, расположенные на участках выше изменяющегося уровня грунтовых вод, могут подвергаться окислительной мобилизации и локальному повторному выпадению в осадок в результате реакции с богатыми железом обломочными минералами в процессе "ванадизации". Окислительное выщелачивание урансодержащих гранитов и пегматитов во внутренних районах обеспечивает основной источник растворимого U, который восстанавливается и выпадает в осадок в тех же местах отложения, что и вмещающие Fe-V филлосиликаты. Эти первоначальные участки (незрелые речные русла) были размывы в результате наводнений, и смесь полулитифицированных минерализованных отложений была повторно отложена ниже по течению. Минерализованные обломочные материалы в конечном итоге концентрируются в уменьшенном водоносном горизонте ниже по течению в системе речных каналов. Уран мобилизуется и повторно осаждается в виде коффинита в ходе различных более поздних событий, которые приводят к перераспределению U из областей, богатых V, и из частично окисленных участков стратиграфии. Водоносный горизонт изолирован, а минерализация защищена химическими барьерами и механическим уплотнением. М-ние подвержено тектонизму, связанному с сокращением и инверсией

бассейна, а стратиграфия вмещающего слоя эксгумирована и наклонена вертикально на северной окраине бассейна, что, возможно, является фактором перераспределения U на ранних этапах истории месторождения.

Потенциал сохранения минерализации м-ния Бигрли контролируется отложением обломочных филлосиликатов в виде обломков или матричных глин, цементацией кальцита, обусловленной испарением, и архитектурой речных каналов. Поисковым следствием модели минерализации является признание того, что дополнительные благоприятные участки, в которых были сосредоточены U-V минералы, вероятно, существовали выше и ниже по течению от нынешнего участка залегания. К сожалению, в Бигрли поднятие на окраине бассейна, вероятно, привело к эрозии верхних участков системы речных каналов, но другие минерализованные участки в системе речных каналов можно отследить с помощью комбинации указателей направления палеотоков и геофизических методов, которые обнаруживают пиритный песчаник.

5.4. Сравнение с U-V м-ниями плато Колорадо

М-ния на плато Колорадо известны более 120 лет, и меры контроля минерализации были впервые обсуждены Райтом и впоследствии изучены в конце 1950-х - начале 1990-х годов. Наиболее важные отложения табличного типа залегают в юрском слое Солтвэш формации Моррисон, а другие м-ния известны в песчаниках триасового и мелового периодов. Как и в Бигрли, пластинчатые рудные тела связаны с речными каналами в аркозовых и слюдистых песчаниках. В отличие от Бигрли, минерализация здесь часто связана с обилием органического растительного вещества; м-ния, бедные органическим веществом, известны, но встречаются реже. Кроме того, U-V минерализация не всегда встречается одновременно; например, в юрском песчанике Entrada преобладает V минерализация с незначительным содержанием U.

Минералы ванадия в м-ниях плато Колорадо обычно включают гидратированные оксиды (например, монтрозеит, хаггит, долорезит), ванадаты (например, карнотит, тюямунит, паскоит) и филлосиликаты (роскоелит, V-водная слюда, V-хлорит) и другие редкие минералы. Хаггит и монтрозеит распространены в неокисленной руде, в то время как долорезит является индикатором начала окисления. В отложениях типа Солтвэш самые высокие концентрации V встречаются вместе с U минерализацией, но V распределен по большему объему и, как и в случае с м-нием Бигрлий, образует ореол вокруг месторождения. Другие распределения элементов, связанные с минерализацией, включают совместное обогащение S, Se, Mo и Cr в минерализованной зоне и образование аутигенного кальцита и доломита, стратиграфически расположенных выше минерализации.

Генезис табличных U-V отложений типа Солтваш вызывает много споров, особенно в отношении относительных сроков минерализации, природы диагенетических процессов, предполагаемого источника (источников) флюидов и роли восстановителей, включая органическое вещество. Нортроп и Голдхабер утверждают, что минерализация образовалась на границе раздела между относительно застойным базальным рассолом, образованным эвапоритом, и текущей метеоритной водой. С другой стороны, Хэнсли и Спиракис утверждают, что обилие и распределение аморфного органического вещества в сочетании с процессами диагенетических изменений различной интенсивности имеют решающее значение в генезисе м-ний типа Saltwash. Другие работы, в которых подчеркивается важность органического вещества, включают Northrop и Goldhaber и Wanty et al.

Опубликованные работы по м-ниям плато Колорадо в целом показывает, что эти м-ния имеют характеристики, аналогичные описанным для Bigrlyi, включая минералогию руд, распределение ванадия и обилие карбонатных цементов, заполняющих рудные зоны, и распределение каолинита. Однако существуют различия, такие как отсутствие органического вещества и истощение серы, а не обогащение; сроки и источник минерализации V также интерпретируются по-разному. Нортроп и Голдхабер предположили, что гиперсоленый рассол играет важную роль в осаждении доломита и рудообразовании. Напротив, карбонатный минерал представляет собой преимущественно кальцит, связанный с испарением.

Урановая минерализация в Bigrlyi тесно связана с обломочными Fe-V глинами, которые, вероятно, действовали как восстановители, но это не было продемонстрировано в отложениях плато Колорадо. Хотя V-содержащие хлорит и хлорит–сметит (корренсит) присутствуют в отложениях плато Колорадо, они, по-видимому, встречаются только в минерализованных интервалах, где они были интерпретированы как аутигенные фазы, образовавшиеся в результате U-минерализации.

Основываясь в основном на м-ниях плато Колорадо, Финч и Дэвис описали девять диагностических характеристик залежей урана, залегающих в песчанике, включая тип Солтваша. Как показано ниже, полезно сравнить, как эти характеристики могут применяться или не применяться к м-нию Bigrlyi. В будущем эти характеристики, возможно, потребуется изменить, чтобы охватить более широкий географический диапазон м-ний, и могут потребоваться дополнительные исследования плато Колорадо для лучшего уточнения конкретных критериев. Отсутствие современных опубликованных петрографических исследований/изображений керна и геохимических данных препятствует дальнейшему детальному сравнению с отложениями плато Колорадо (табл. 4).

Сравнение критериев U-V залежей Bigrlyi, залегающих в песчанике Финч и Дэвис.

Criteria	Bigrlyi
Host-rock unit is Silurian or younger in age.	Yes, Carboniferous
Host-rock unit was deposited most commonly in fluvial and lacustrine environments in continental settings.	Yes
Provenance for sedimentation was commonly granitic or felsic volcanic terranes, either of which provided a plausible source for uranium.	Yes, granitic
Fossil carbonized plant matter or humic material is commonly present.	Only plant fossil imprints are present at Bigrlyi, organic matter preservation was poor, and concentrations of organic carbon are low.
Uranium concentrations were controlled by sedimentary features rather than tectonic fracture structures.	Yes, fluvial system architecture controls were important at Bigrlyi
The host-rock units are those with good regional transmissivity, and the deposits are localized where sandstone/mudstone ratios are near 1:1.	Good transmissivity aquifer characteristics were presumably true for the pre-diagenetic sediments deposited at Bigrlyi, and bounding shale units would have been important in confining the original aquifer in grey sandstone. Although mudstone lithic clasts are important sites for mineralization, overall, mudstone is not as abundant as sandstone in mineralized domains. Loss of permeability and porosity occurred due to early diagenetic carbonate cementation.
Low-temperature groundwaters were the mineralizing solutions, rather than high-temperature hypogene fluids.	Yes, but earlier-formed detrital components are also present, some could have been of original hydrothermal origin.
The ore minerals are epigenetic even though mineralization was commonly part of diagenesis.	No, mineralization was largely pre-diagenetic and there were detrital components.
Mineralization took place in rocks having original low-angle basin-ward dips, and in most cases the deposits were preserved because of only slight increases in regional dip. More severe tectonic events have redistributed ore in some places.	Yes and no, vertical tilting of the host sediments and deformation at the basin margins did not appear to affect the preservation of ore domains at Bigrlyi, but may have initiated and been a driver for U redistribution.

6. Вывод.

В этом материале были представлены и обсуждены ключевые особенности петрографии, минералогии и геохимии U-V м-ния Bigrlyi, залегающего в песчаниках. Хотя м-ние Бигрли имеет многие черты, характерные для пластинчатого песчаника типа Солтваш, примером которых являются м-ния на плато Колорадо, есть ряд отличий.

В частности, признание роли обломочных компонентов в минерализации U-V привело к разработке новой модели минерализации. В соответствии с гипотезой Грунера о множественной миграции–аккреции, предполагается, что предлагаемая модель минерализации включает процессы осаждения из раствора, переноса обломков и предварительной концентрации U-V минералов.

ИСТОЧНИКИ:

1. Davood Raeisi, Saeid Hajsadeghi, Elham Hosseinzadehsabeti, Shahrouz Babazadeh, David R. Lentz and M. Santosh. «EXPLORATION TARGETING IN THE SHADAN PORPHYRY GOLD–COPPER DEPOSIT, LUT BLOCK, IRAN: ANALYSIS OF SPATIAL DISTRIBUTION OF SHEETED VEINS AND LITHOGEOCHEMICAL DATA». *Minerals* 2023, 13.
2. Elmira Orynbassarova, Hemayatullah Ahmadi, Bakhberde Adebijet, Alma Bekbotayeva, Togzhan Abdullayeva, Amin Beiranvand Pour, Aigerim Ilyassova, Elmira Serikbayeva, Dinara Talgarbayeva and Aigerim Bermukhanova. «MAPPING ALTERATION MINERALS ASSOCIATED WITH AKTOGAY PORPHYRY COPPER MINERALIZATION IN EASTERN KAZAKHSTAN USING LANDSAT-8 AND ASTER SATELLITE SENSORS». *Minerals* 2025, 15.
3. Le Gao, Gnanachandrasamy Gopalakrishnan, Adel Nasri, Youhong Li, Yuying Zhang, Xiaoying Ou and Kele Xia. «TRANSFORMER–GCN FUSION FRAMEWORK FOR MINERAL PROSPECTIVITY MAPPING: A GEOSPATIAL DEEP LEARNING APPROACH». *Minerals* 2025, 15.
4. Liang Chen, Huiyan Wang, Chengye Sun, Xiaopeng Chang and Weizhong Ding. «THE APPLICATION OF INTEGRATED GEOCHEMICAL AND GEOPHYSICAL EXPLORATION FOR PROSPECTING POTENTIAL PREDICTION OF COPPER AND GOLD POLYMETALLIC DEPOSITS IN THE FUDIYINGZI–BACHELI AREA, HEILONGJIANG PROVINCE». *Minerals* 2025, 15.
5. Shah Fahad, Chunming Liu, Rujun Chen, Jawad Ahmad, Muhammad Yaseen, Shahid Ali Shah, Farid Ullah, Ijaz Ahmed, Osama Abdul Rahim 1,2, Rui Li, Ashraf T. Mohamed and Hesham El-Kaliouby. «JOINT INVERSION OF AUDIO-MAGNETOTELLURIC AND DUAL-FREQUENCY INDUCED POLARIZATION METHODS FOR THE EXPLORATION OF PB-ZN ORE BODY AND ALTERATION ZONE IN INNER MONGOLIA, CHINA». *Minerals* 2025, 15.
6. Susanne Schmid, Wayne R. Taylor and Daniel P. Jordan. «THE BIGRLYI TABULAR SANDSTONE-HOSTED URANIUM–VANADIUM DEPOSIT, NGALIA BASIN, CENTRAL AUSTRALIA». *Minerals* 2020, 10.
7. Yingnan Chen, Yongsheng Liu, Peng Guo, Sitong Chen and Zhixuan Han. «DELINEATING GEOCHEMICAL ANOMALIES BASED ON THE METHODS OF PRINCIPAL COMPONENT ANALYSIS, MULTIFRACTAL MODEL, AND SINGULARITY MODEL: A CASE STUDY OF SOIL GEOCHEMICAL SURVEY IN THE HONGYAHUO AREA, QINGHAI PROVINCE». *Minerals* 2025, 15.
8. Yude Du, Zhixuan Han, Bimin Zhang, Zhengnan Dong, Xiaocheng Wei, Haonan Zhao, Xiaolong Wang, Man Zhang and Hanliang Liu. «ESTIMATION OF THE POTENTIAL ANTIMONY RESOURCE IN SOUTHERN CHINA WITH THE GEOCHEMICAL BLOCK METHOD». *Minerals* 2024, 14.