



ФГБУ «ВИМС»

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИНТЕРНЕТ-МАТЕРИАЛЫ

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

№ 15

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:

	стр.
I. ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ, СВЯЗАННЫХ СО СКРЫТЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ, НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА МОДЕЛЕЙ RANDOM FOREST (пояс Торуд-Шахишин, СВ Иран).....	5
1. Введение.....	5
2. Исследуемая территория и набор данных.....	6
3. Методология выявления локальных геохимических аномалий.....	7
3.1. Сингулярность.....	7
3.2. Random Forest.....	8
3.3. Кривые успешности.....	9
4. Результаты и обсуждение.....	10
4.1. Предварительная обработка выбранных элементов.....	10
4.2. Извлечение эффективных геохимических следов.....	11
4.3. Картирование локальных геохимических аномалий.....	12
4.4. Определение рудоконтролирующих структурных факторов.....	13
4.5. Модель случайного леса.....	15
4.6. Оценка модели перспективности.....	17
4.7. Определение поисковых целей методом t-Стьюдента.....	17
5. Выводы.....	18
II. ИНТЕГРАЦИЯ МЕТОДОВ СИНГУЛЯРНОСТИ И ЗОНАЛЬНОСТИ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ КАРТЫ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ «СЛЕПОГО» ОРУДЕНЕНИЯ.....	19
1. Введение.....	19
2. Район исследования.....	20
3. Методология.....	22
3.1. Метод зональности при поисках «слепой» минерализации.....	22
3.2. Картографирование сингулярностей.....	22
4. Анализ данных, результаты, обсуждение.....	23
4.1. Сингулярность Cu.....	23
4.2. Карта сингулярности вертикальной зональности.....	24
5. Заключение.....	26
III. 3D МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ ПОИСКАХ Mo–Fe ПОРФИРОВО–СКАРНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (м-ние Шанфангоу, провинция Хэнань, Китай).....	27
1. Введение.....	27
2. Геологические условия.....	27
3. 3D-геологическое моделирование.....	31
3.1. 3D-литологическое моделирование.....	31
3.2. 3D структурная модель.....	32
3.3. 3D-моделирование рудных тел.....	32
4. Методы отбора проб и анализа.....	34
5. Обсуждение.....	35
5.1. Результаты ЕРМА.....	35
5.2. Процесс минерализации и супергенного окисления.....	38
6. Выводы.....	39

IV. МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ПРИ ГЛУБИННОЙ РАЗВЕДКЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (<i>м-ние Гули, Восточно-Кунылуньский металлогенический пояс, Китай</i>).....		41
1. Введение.....		41
2. Геологические и геофизические предпосылки.....		42
3. Сбор, обработка и анализ данных АМТ.....		43
3.1. Сбор и обработка данных.....		43
3.2. Анализ данных.....		44
3.3. 2D инверсии.....		46
4. Обсуждение и интерпретация.....		47
4.1. Электрические структурные характеристики.....		47
4.2. Поисково-разведочный результат.....		50
4.3. Модель и механизм рудообразования.....		51
5. Выводы.....		52
V. РОЛЬ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ М-НИЙ УРАНА ПЕСЧАНИКОВОГО ТИПА (<i>м-ние Хайцзинь, бассейн Сунляо, СВ Китая</i>).....		53
1. Введение.....		53
2. Геологические условия.....		54
3. Аналитические методы.....		57
4. Результаты.....		58
4.1. Типы изменяющихся минералов.....		58
4.2. Измененные Минеральные ассоциации.....		63
5. Обсуждение.....		64
5.1. Изменение последовательности образования минералов.....		64
5.2. Зонирование изменений.....		67
5.3. Обсуждение генезиса Месторождения.....		70
6. Выводы.....		72
VI. ГЕНЕЗИС И ПОИСКИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИИ ГРАНАТА, КАССИТЕРИТА, КВАРЦА И МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В НИХ (<i>м-ние Гунцзюэлонг в террейне Идун, Китай</i>)...../		74
1. Введение.....		74
2. Геологические условия.....		76
3. Геология м-ния Гонгджулунг.....		77
4. Методы отбора проб и анализа.....		80
4.1. Электронно-зондовый микроанализ (ЕРМА).....		80
4.2. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS).....		81
5. Результаты.....		82
5.1. Основные элементы граната и касситерита.....		82
5.2. Следовые элементы в составе граната, касситерита и кварца.....		84
6. Обсуждение.....		86
6.1. Механизмы замещения.....		86
6.2. Геохимическое значение гранатов.....		90
6.3. Генетическая модель и ее значение для поисков.....		92
7. Выводы.....		98

VII. КАРТИРОВАНИЕ ЛИТИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ДАЕК НА ОСНОВЕ ТЕХНОЛОГИИ WORLDVIEW-3 (<i>район Шалигоу, регион Куньлунь</i>).....	99
1. Введение.....	99
2. Региональная геология.....	100
3. Материалы и методы.....	101
3.1. ДДЗ «Aster» и «WorldView».....	101
3.2. Предварительная обработка изображений.....	102
3.3. Методология.....	104
4. Идентификация Li-содержащих пегматитовых даек.....	105
5. Анализ минерального потенциала.....	108
6. Выводы.....	111
VIII. КОМПЬЮТЕРНЫЙ АНАЛИЗ ИЗОБРАЖЕНИЙ В ПЕТРОГРАФИИ В ПРОГНОЗНЫХ ЦЕЛЯХ С ПОМОЩЬЮ ИСКУССТВЕННЫХ МЕХАНИЗМОВ САМООСОЗНАНИЯ.....	112
1. Введение.....	112
2. Методология SAL, адаптивное обучение и самоконтроль.....	114
3. Архитектура, рабочий процесс и функциональные возможности.....	116
3.1. Архитектура и рабочий процесс.....	116
3.2. Функциональные возможности SAL.....	118
3.3. Саморефлексия.....	119
4. Синтетический тест.....	120
5. Тест на реальных петрологических данных.....	123
6. Анализ изображений шлифов с использованием SAL.....	125
7. Выводы.....	129
ИСТОЧНИКИ.....	130

I. ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ, СВЯЗАННЫХ СО СКРЫТЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ, НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА МОДЕЛЕЙ RANDOM FOREST (пояс Торуд-Шахширин, СВ Иран) [1]

1. Введение.

Фундаментальной задачей региональной и локальной поисковой геохимии является выявление различия между классами фона и аномалий. Фрактальные/мультифрактальные методы способны учитывать как частотное распределение, так и пространственную изменчивость геохимических данных для идентификации геохимических объектов, связанных с оруденением, в сложных геологических условиях. Кроме того, фрактальные/мультифрактальные методы могут усилить слабые геохимические закономерности «скрытых» источников. Наиболее известные инструменты в этой специализированной области являются область концентрации (C-A), область спектра (S-A) и картирование особенностей (SM).

Термодинамические составляющие рудообразования, такие как тектоника, рудоносные флюиды и вмещающие породы, различаются в различных геологических средах. Большинство рудных месторождений находятся глубоко под поверхностью земли (имеют скрытый характер), следовательно, для лучшего понимания и более конкретного определения локальных геохимических аномалий, связанных с минерализацией, надежные статистические методы, основанные на алгоритмах машинного обучения (MLAS), могут быть полезны при поисках ПИ. Искусственные нейронные сети (ANNS), сети глубокого автокодирования, машины опорных векторов (SVM), самоорганизующиеся карты (SOM) и случайные леса (RF) являются примерами MLA. В частности, многочисленные MLA являются практически привлекательными объектами, которые могут быть использованы для выявления геохимических аномалий.

В этом исследовании была использована интегрированная методология, включающая модели SM и RF, для анализа геохимических данных о донных отложениях, собранных в Торудско-Шахширинском поясе (TCB), для обнаружения геохимических аномалий медно-порфирового оруденения. Для этого первоначально использовались кривые успешности для определения эффективных геохимических показателей, связанных с минерализацией в исследуемой области. По результатам кривых успешности были использованы значения особенностей Au, Cu, Pb и Zn для определения слабых геохимических аномалий.

В соответствии со сложными и многообразными геологическими условиями, присутствующими в исследуемом районе, модель RF была разработана на основе особенностей эффективных геохимических характеристик и структурных факторов, связанных с

минерализацией (плотность и расстояние) для прогнозирования оруденения в исследуемом районе.

2. Исследуемая территория и набор данных.

Вулкано-интрузивный пояс Торуд-Чах Ширин (ТСВ) расположен на юге впадины Кавир-э-Чах-Джам (юго-западнее Дамгана) и занимает площадь около 5000 км². Это часть магматической зоны Центрального Ирана (рис. 1).

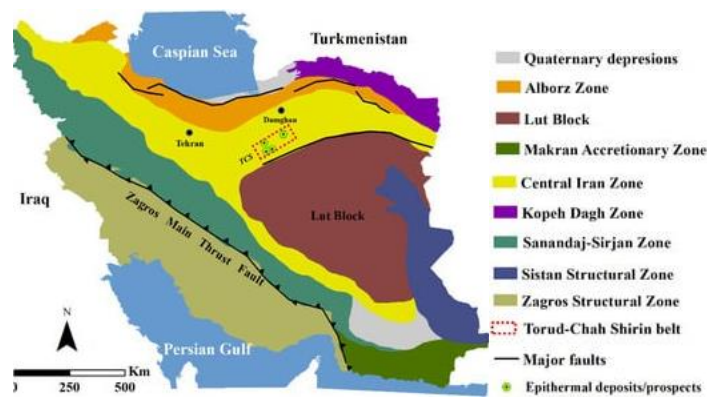


Рис. 1. Схема положения вулкано-интрузивного комплекса Торуд-Шахширин на СВ Ирана.

Северо-западный тренд ТСВ действует как поднятый блок между региональными разломами Торуд и Анджилоу. Третичный известково-щелочной вулканизм и рудная минерализация расположены вдоль крупного разлома Анджилоу на севере и разлома Торуд на юге. Тектонические процессы, особенно разломы, являются основными регуляторами рудообразующих систем в этом поясе (рис. 2).

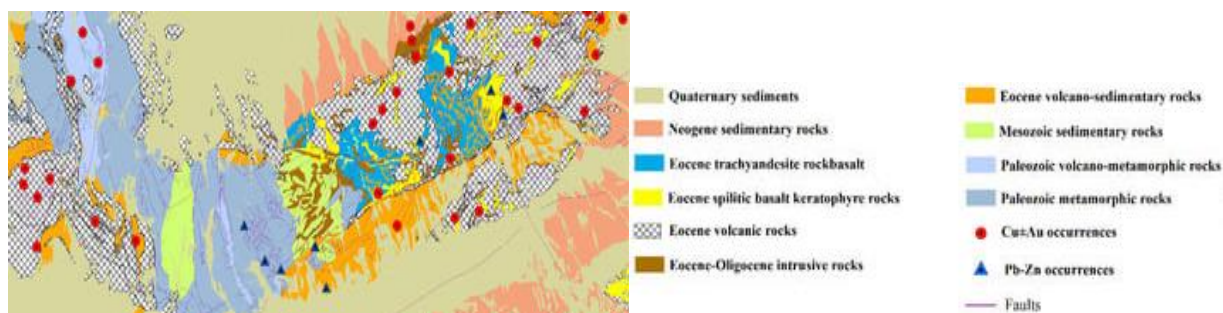


Рис. 2. Геологическая схема рудного района ТСВ.

Магматические породы субщелочного и щелочного типов рассматриваются как один из важнейших факторов процесса минерализации в этом районе. Здесь выявлены многочисленные рудные месторождения, в т.ч.: Чешмех Хафез (Pb+Zn+Cu), Чах Месси (Cu±Au), Ганди (Au-Ag±Pb-Zn), Аболхассани (Pb-Zn±Ag±Au), Чало (Cu±Au), Дарестан (Cu±Au), Багу (Au±Cu), Решм (Pb-Zn±Ag) и др. Основной возраст минерализации - поздний эоцен–олигоцен.

Геохимическая съемка речных отложений в составе 1625 образцов донных отложений была проведена по сетке размером 1400×1400 м. Также были собраны подвыборки (до четырех) из потоков первого или второго порядка внутри каждой ячейки (рис. 3).

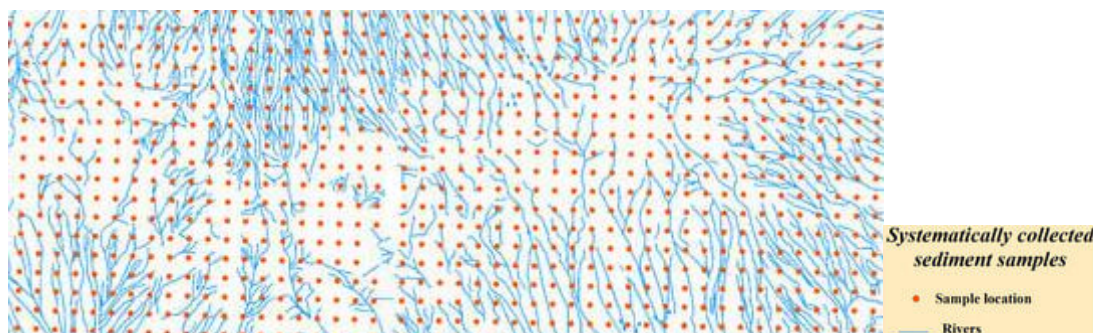


Рис. 3. Места отбора проб на исследуемой территории.

На следующем этапе каждая репрезентативная выборка была проанализирована методом оптико-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES) на основные и следовые геохимические элементы, за исключением Au, для которого был применен огненный анализ (FA). Полученное решение было проанализировано методом атомно-абсорбционной спектроскопии (AAS). Были использованы концентрации шести индикаторных элементов (Au, As, Cu, Pb, Sb и Zn), которые пространственно связаны с эпитемальным оруденением жильного типа.

3. Методология выявления локальных геохимических аномалий.

3.1. Сингулярность.

Идея сингулярности может быть схожа с процессами рудообразования, которые заключаются в высвобождении энергии и сборе материала в пространственно-временном диапазоне. Следовательно, количественное измерение особенностей может быть важным инструментом для обнаружения локальных геохимических аномалий, связанных со скрытым оруденением.

С мультифрактальной точки зрения сингулярность может быть выражена через степенные соотношения. В 2D-модели, если количество металла в пределах области (A) равно $\mu(A)$, а средняя концентрация металла равна $C(A)$, поэтому его можно описать как $C(A) = \frac{\mu(A)}{A}$. Согласно соотношению $C(A)$, $\mu(A)$ и A имеют прямую зависимость (например, количество металла $\mu(A)$ увеличивается по мере увеличения площади A , и наоборот). Однако значения $C(A)$ полностью зависят от процессов рудообразования и от изменения площади, $C(A)$ может увеличиваться, уменьшаться или оставаться постоянным. Степенные зависимости между этими переменными:

$$\begin{aligned}\mu(A) &= cA^{\frac{\alpha}{2}} \\ C(A) &= cA^{\frac{\alpha}{2}-1}\end{aligned}\tag{1, 2}$$

где α указывает индекс сингулярности, а c является постоянным. α может быть достигнуто с помощью значений средней концентрации металла, которые измеряются для нескольких размеров территории методом наименьших квадратов.

Существуют три различных условия, основанные на α значения при 2D моделировании:

- (1) $\alpha < 2$ обозначает аномальное обогащение элементом в определенном месте,
- (2) $\alpha > 2$ отображает истощение элементов в этой ситуации, и
- (3) $\alpha = 2$ иллюстрирует монофрактальное поведение в определенном местоположении.

Для расчета α для оценки каждого местоположения исследуемой территории и отображения результатов в виде геохимической карты может быть применен метод отображения особенностей, основанный на окне скользящего среднего. Во-первых, группа скользящих окон $A(r)$ определяется (обычно квадратной формы) с различными размерами ($r_i \times r_i$). На следующем шаге алгоритм измеряет значения средней концентрации $C[A(r_i)]$ для каждого окна, и, наконец, α индекс для каждого местоположения оценивается с помощью приведенного ниже уравнения:

$$\log C[A(r_i)] = C + (\alpha - 2) \log(r_i)\tag{3}$$

Ценность $(\alpha-2)$ рассматривается как наклон из уравнения (3). Можно сделать вывод, что подход к картированию сингулярностей является надежной формой фрактальной техники "Концентрация-площадь". Дополнительные описания феномена сингулярности, а также метода картирования сингулярности, можно найти в Cheng (2007).

3.2. Random Forest.

Случайный лес (RF) является одним из методов ансамбля, который использует многочисленные деревья решений (DTS) для задач классификации и регрессии. Для обучения DTS RF реализует метод начальной загрузки, который представляет собой метод повторной выборки. Это означает применение случайных выборок путем замены их помеченными данными — значениями, полученными на основе группы поисковых критериев в местах присутствия или отсутствия залегания оруденения. Другими словами, в процедуре начальной загрузки около 75% входных данных задействовано в процедуре обучения, а оставшаяся часть используется для вычисления ошибки обобщенных деревьев (out-of-bag error). Каждый DT обучается по случайной выборке исходных данных, а также разделяет целевую переменную на дихотомические классы. RF-алгоритм начинает очищать дочерние узлы от корневых посредством процессов разделения на основе множества входных переменных. Эта процедура

повторяется до тех пор, пока не будет достигнут заданный критерий остановки. В конечном итоге регрессионная модель RF получается путем усреднения результатов нескольких DTS.

Выдающимся преимуществом RF как надежной версии DTS среди MLA является случайная повторная выборка и замена, которые заставляют применять несколько обучающих подмножеств для расширения DTS, следовательно, уменьшая корреляции между деревьями, а также повышая точность прогнозирования за счет уменьшения ошибки обобщения.

Что еще более важно, RF-алгоритм является удобным для пользователя и высокоэффективным алгоритмом машинного обучения благодаря небольшому количеству параметров. Есть два важных параметра, а именно *ntree* и *mtry*, которые оказывают наиболее значительное влияние на модель случайного леса. (а) *ntree* - это количество деревьев, которые нужно вырастить, и (б) *mtry* - это количество переменных, которые должны быть присвоены каждому узлу. Выбор огромного количества DTS (*ntree*) обычно повышает точность модели, но слишком большие значения переменной *mtry* могут привести к недостаточному соответствию. В связи с этим функция 'tune RF' в пакете 'random Forest' была использована для достижения оптимальных значений параметров обучения (например, *ntree* и *mtry*), а также для уменьшения ошибки ООВ. Таким образом, использовалась модель RF с 215 в качестве количества деревьев и с 2 в качестве количества расколов.

Для измерения степени возможностей RF-модели в процедуре классификации была реализована матрица путаницы. Матрица путаницы состоит из четырех основных параметров, а именно: (1) *TP* (истинно положительный результат) представляет перспективные участки, которые правильно предсказаны, (2) *TN* (истинно отрицательный результат) показывает, что модель правильно предсказала неперспективные участки, (3) *FP* (ложноположительный результат) и (4) *FN* (ложноотрицательный результат) иллюстрируют общее количество перспективных и неперспективных участков, соответственно, которые неправильно предсказаны. Общая точность (*TA*) модели RF определяется как отношение правильно предсказанных перспективных и неперспективных участков к общему числу прогнозируемых участков следующим образом:

$$TA = \frac{TP + TN}{TP + TN + FP + FN} \quad (4)$$

3.3. Кривые успешности.

Выбор эффективных критериев поисков (например, геохимических сигнатур или контролирующих геологических факторов) применим, поскольку участки с высоким уровнем перспективности могут быть распознаны с низкой неопределенностью. Другими словами,

устраняя неэффективные критерии при моделировании минерализованных зон, можно получить достоверные результаты. Для этого были построены кривые успешности, чтобы показать эффективность карт фактических данных. Кроме того, эти кривые могут быть использованы для оценки эффективности различных моделей, связанных с рудными месторождениями. Для построения кривой вероятности успеха ось x определяется как участок исследуемой территории, который классифицируется как благоприятный (P_a), а участок месторождений, который оценен правильно (P_o), отображается на оси y . Кроме того, на кривой успешности есть контрольная линия, которая характеризует успех или неудачу каждой карты фактических данных. Таким образом, если слой доказательств расположен выше калибровочной линии, это демонстрирует соответствие известным месторождениям в исследуемой области. И наоборот, слой доказательств представляет плохую взаимосвязь с известными месторождениями, когда он находится под калибровочной линией на кривой успешности.

4. Результаты и обсуждение.

4.1. Предварительная обработка выбранных элементов.

Первым шагом для применения различных статистических методов с целью выявления геохимических аномалий является определение типа распределения (например, нормального или логарифмически ненормированного) химических элементов. В связи с этим были рассчитаны основные статистические свойства, такие как стандартное отклонение, асимметрия и эксцесс исходных данных, относящихся к элементам, связанным с минерализацией, как показано в таблице 1.

Табл. 1.

Статистические параметры геохимических элементов, связанных с минерализацией.

	As	Au	Cu	Pb	Sb	Zn
N. of samples, valid	1625	1625	1625	1625	1625	1625
Maximum	85.4	604	1353	6637	24	5171
Minimum	4.3	0.3	10.71	8.86	0.21	36.63
Std. deviation	6.19	19.18	51.6	249.87	1.18	198.76
Skewness	4.6	25.98	15.37	18.83	10.9	18.25
Kurtosis	36.67	737.44	327.22	412.11	162.79	377.74

Результаты (основанные на параметре асимметрии) показывают, что значения геохимических элементов не соответствуют нормальной тенденции. С другой стороны, геохимические данные речных отложений выражены в виде систем замкнутых чисел, что

означает, что они имеют композиционную природу. Следовательно, для решения проблемы замыкания и модуляции минимальных и максимальных значений геохимических данных были проведены преобразования логарифмического отношения. В связи с этим исходные данные по шести элементам, включая Au, As, Cu, Pb, Sb и Zn, были подвергнуты clr -трансформации. Преобразование clr подходит для открытия данных о составе в статистическом анализе из-за симметричных результатов и возможность интерпретации полученных значений.

С целью оценки нормальности clr -преобразованных данных были построены графики Q-Q (рис. 4) и выявлено, что в clr -преобразованных данных были некоторые отклонения.

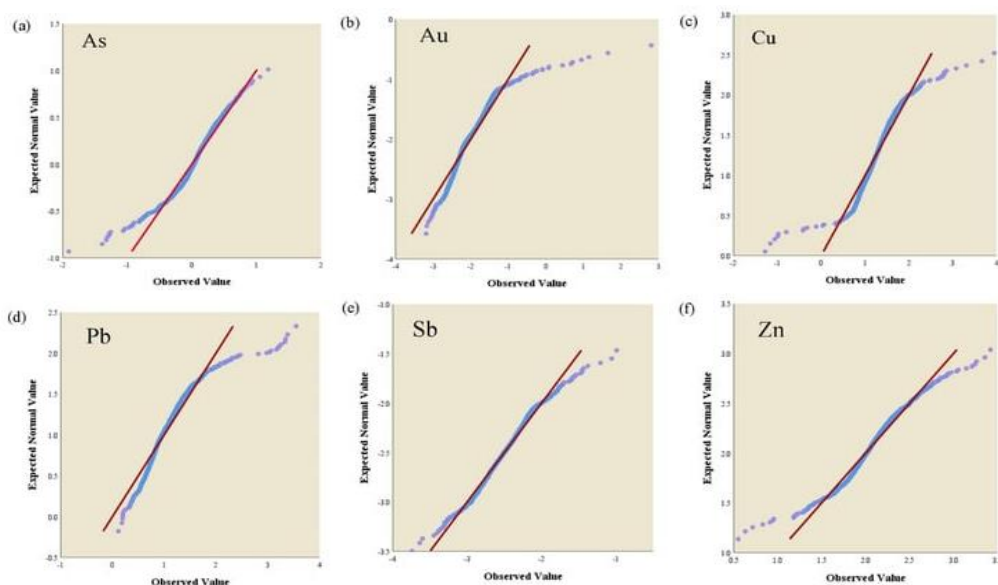


Рис. 4. Q-Q графики элементов, преобразованных CLR.

Можно сделать вывод, что концентрации элементов, связанных с минерализацией, демонстрируют фрактальные/мультифрактальные распределения с множественными геохимическими популяциями из-за сложных геологических процессов в районе.

4.2. Извлечение эффективных геохимических следов.

С геохимической точки зрения идентификация геохимических аномалий в наборе данных о донных отложениях жизненно важна для способности каждого отдельного элемента обнаруживать целевые области.

С этой целью были построены кривые успешности определения эффективных геохимических элементов, преобразованных clr (рис. 5).

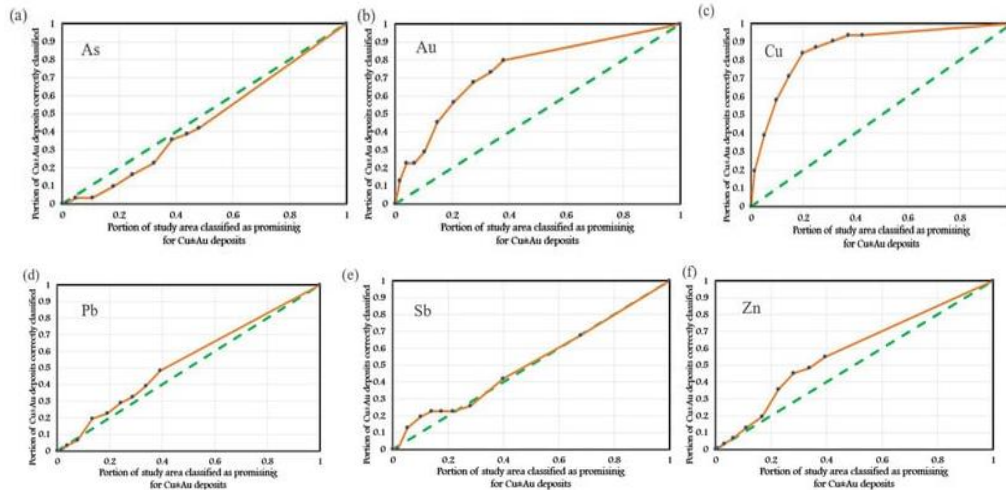


Рис. 5. Кривые успешности для преобразованных в CLR значений шести индикаторных элементов.

Можно видеть, что геохимические значения Cu и Au демонстрируют устойчивую положительную взаимосвязь с известными рудными залежами в районе, поскольку кривые их успешности лежат за пределами калибровочной линии (рис. 5b,c). Pb и Zn классифицируются как умеренно эффективные геохимические элементы на основе кривых их успешности (рис. 5d,f), поскольку их классы аномалий не демонстрируют соответствующей взаимосвязи с месторождениями Cu-Au. Кроме того, Sb (рис. 5e) является наименее эффективным геохимическим элементом, поскольку кривая его успешности полностью лежит на диагональной линии. Наконец, одноэлементное значение As не отображало пространственных связей с местоположениями месторождений в районе, поскольку его кривая успешности полностью расположена под калибровочной линией (рис. 5a).

4.3. Картирование локальных геохимических аномалий.

Сложной задачей настоящего исследования является выявление локальных и сложных геохимических аномалий с помощью геохимических данных о донных отложениях. После распознавания эффективных (наиболее, умеренных и наименьших) и неэффективных геохимических элементов, связанных с минерализацией, которую искали в районе, SM была выполнена для геохимических значений Au, Cu, Pb и Zn, преобразованных clr, чтобы выделить локальные аномалии в исследуемой области (рис. 6).

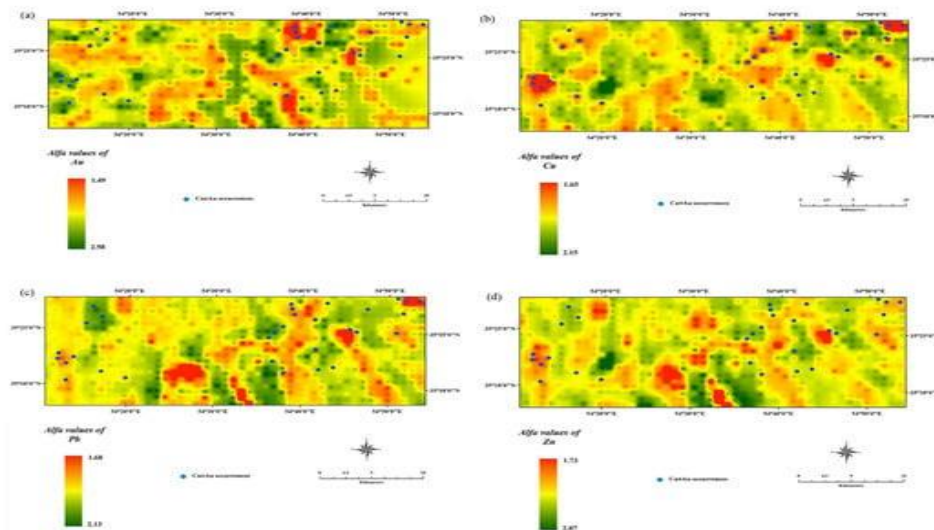


Рис. 6. Карты IDW значений α , связанных с: (a) Au, (b) Cu, (c) Pb и (d) Zn.

Однако при применении SM к геохимическому набору данных, преобразованному clr , возникла проблема, которая состояла из отрицательных значений, что приводило к ошибочным результатам. Для решения этой проблемы первоначально был применен положительный сдвиг к преобразованным в clr значениям выбранных элементов с целью преобразования их в положительную область для использования при анализе особенностей.

Для применения алгоритма SM, во-первых, был выбран соответствующий размер ячейки ($300\text{м} \times 300\text{м}$) для преобразования показателей геохимических элементов, преобразованных clr , в растровую карту на основе структуры выборки (вместо плотности выборок). Затем была установлена группа квадратных раздвижных окон разных размеров ($300\text{м} \times 300\text{м}$, $600\text{м} \times 600\text{м}$, ..., $1500\text{м} \times 1500\text{м}$). Эти размеры были рассчитаны кратно размеру первой ячейки. После этого была вычислена средняя концентрация элементов с заданным размером ячейки для каждого окна. Затем индексы особенностей были получены путем применения метода наименьших квадратов duo к уравнению (3). В конечном итоге, для отображения значений индексов сингулярности был проведен IDW (рис. 6). Алгоритм SM был реализован в программе MATLAB R2031a.

4.4. Определение рудоконтролирующих структурных факторов.

Внезапное падение геонапряжения может привести к образованию разломов, которые являются излюбленными местами миграции и выпадения гидротермальных флюидов. Разломы и точки их пересечения контролируют важные факторы, такие как температура, давление и проницаемость, которые связаны с процессами минерализации.

Процессы минерализации и эволюция третичного вулканизма в поясе TCS напрямую зависят от систем разломов. Идентификация различных ориентаций разломов может быть

признаком возможного оруденения. В связи с этим в качестве тектонического контроля были выделены четыре основных тренда разрывных нарушений (рис. 7).

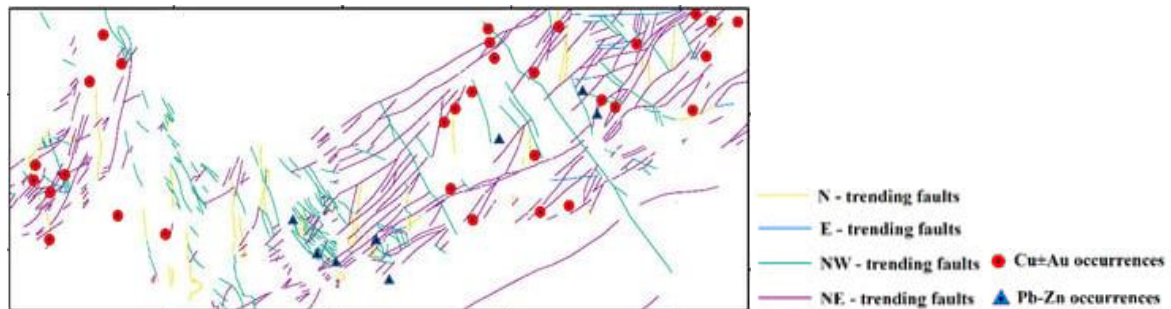


Рис. 7. Связи между разломами и известным оруденением в TCB.

Чтобы определить взаимосвязи между структурными факторами и оруденением, были сгенерированы карты расстояний до разломов в евклидовом порядке расстояний в программном обеспечении ArcMap 10.3. Для каждой ячейки было измерено евклидово расстояние до ближайшего источника. Было установлено максимальное расстояние до края выходного растра (рис. 8a–d). Была составлена карта плотности разломов как еще один тектонический контроль рудообразующих процессов в поясе TCB (рис. 8e).

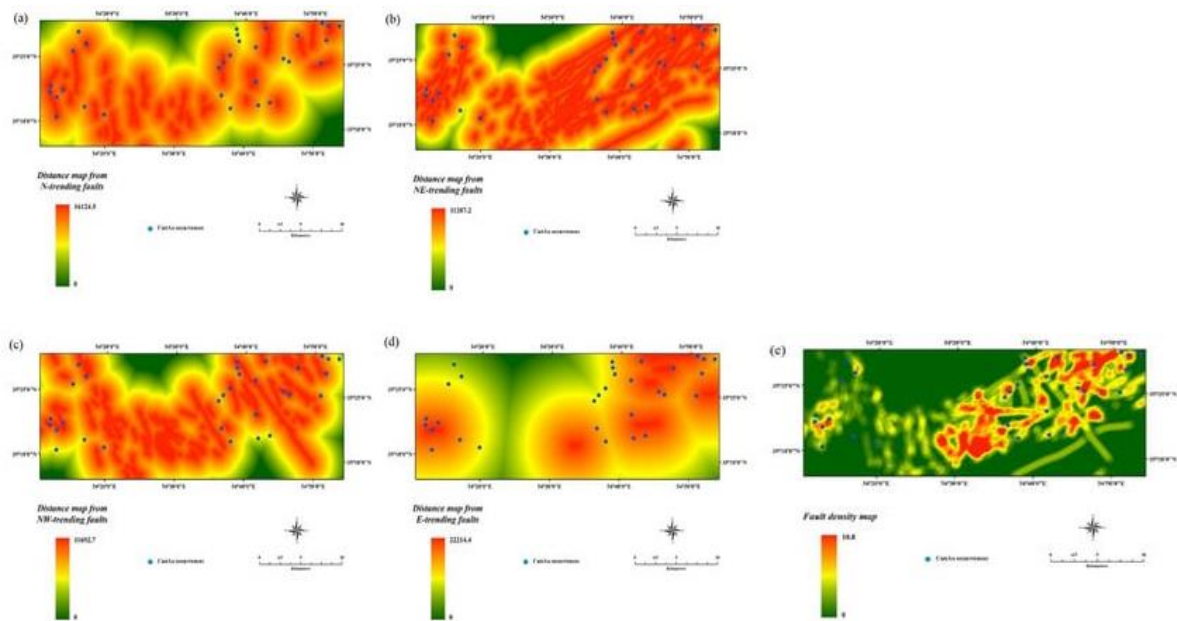


Рис. 8. Карты расстояний от разломов:

(a) N-направление, (b) NE-направление, (c) NW-направление, (d) E-направление и (e) карта плотности разломов.

Благодаря результатам построения кривых успешности, карты расстояния до разломов и их плотности были признаны эффективными структурными слоями (рис. 9b,e). Результаты кривых успешности соответствуют предыдущим исследованиям в TCB. Например, эоцен–олигоценый вулканизм сформировался вдоль разломов СВ направления. Некоторые известные месторождения (например, Ганди, Багу и Аболхассани) в поясе TCS в основном

формируются параллельно СВ структурам. эти разломы (NE-trending) напрямую связаны с рудообразующими процессами в поясе TCS.

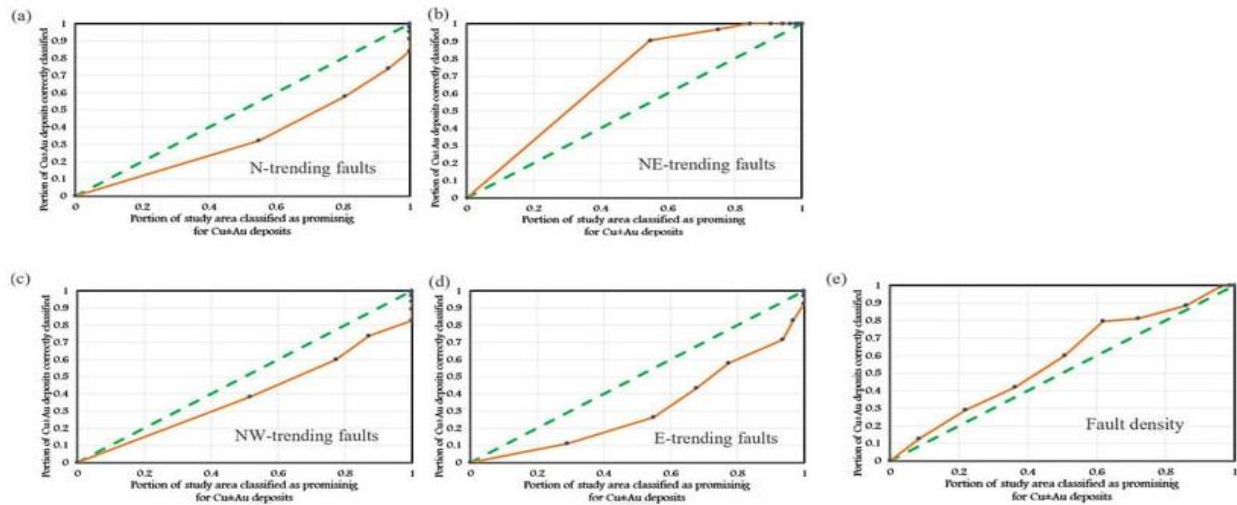


Рис. 9. Кривые успешности для различных разломов:

(a) N-тенденция, (b) NE-тенденция, (c) NW-тенденция, (d) E-тенденция и (e) карта плотности разломов.

Остальные направления (например, N-трендовое, E-трендовое и NW-трендовое) рассматриваются как неэффективные структурные факторы (рис. 9а, с, d).

4.5. Модель случайного леса.

С целью извлечения геопространственных связей между геохимическими аномалиями и $\text{Cu} \pm \text{Au}$ оруденением был применен RF-алгоритм. В качестве исходных данных для создания прогностической модели перспективности Cu-Au были использованы четыре эффективных геохимических слоя на основе SM (альфа-значения Au , Cu , Pb и Zn), а также два значимых структурных фактора (расстояние до разломов СВ направления и плотность). Из шести фактических карт было извлечено в общей сложности 65 583 пиксельных значения для получения тестовых и обучающих данных. Был создан обучающий набор данных на основе перспективных и неперспективных местоположений. Эти местоположения должны быть выбраны по следующим правилам:

(1) Количество неперспективных участков должно быть равно количеству перспективных участков для повышения точности моделей (здесь количество перспективных участков = 31).

(2) Чтобы дифференцировать набор данных с несколькими атрибутами, неперспективные участки должны быть выбраны вдали от перспективных участков (выбор неперспективных участков проводится на основе анализа точечной структуры, представленного Carranza et al., 2008, который продемонстрировал, что неперспективные участки должны быть выбраны на расстоянии не менее 3 км от мест залегания).

(3) В отличие от перспективных участков, которые регулярно группируются, неперспективные участки должны иметь произвольную природу.

Соответственно, был создан обучающий набор данных (2561 значение в пикселях), в котором целевые переменные были помечены 1 как перспективные и 0 как неперспективные. Затем для обучения модели RF было выбрано около трех четвертей от общего количества значений (1920 пикселей) и остаток (641 пиксель), которые были применены в качестве готовых образцов (OOB) и не использовались для процедуры обучения. Образцы OOB использовались для оценки точности обученной модели. RF-алгоритм был выполнен с использованием программного обеспечения RStudio-2023.06.0+421.pro1.

Ошибка OOB составила 1,15%, и, как следствие, точность RF-модели составила 98,85% (табл. 2), что демонстрирует правильность работы алгоритма. Кроме того, на основе матрицы путаницы точность классификации месторождений и участков, не являющихся месторождениями, для моделирования RF составляет 98,87% (ошибка = 1,13%) и 96,97% (ошибка = 3,03%) соответственно.

Табл. 2.

**Классификация погрешности различных RF-моделей
для данных OOB на основе матрицы путаницы.**

	RF via Singularity Values
OOB error	1.15%
Model accuracy	98.85%
Error for the classification of deposit sites	1.13%
Error for the classification of non-deposit sites	3.03%

Наконец, как показано на рисунке 10, модель RF выявила взаимосвязь между районами с высоким уровнем благоприятствования и районами, состоящими из известных залежей Cu ± Au.

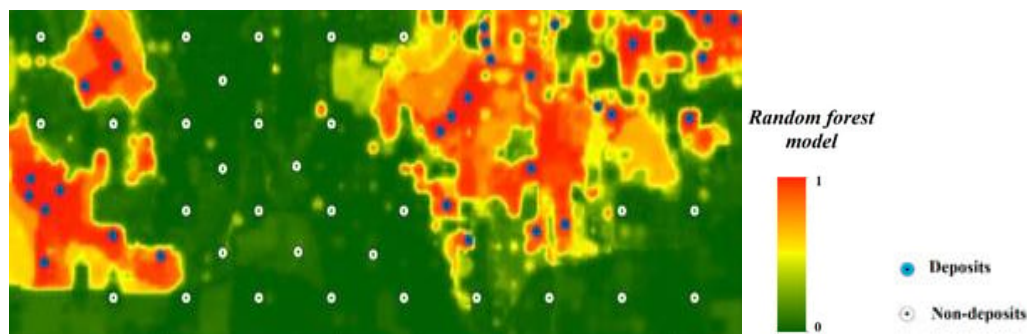


Рис. 10. Прогнозная карта потенциальной минерализации модели сингулярного анализа RF.

4.6. Оценка модели перспективности

В этом исследовании кривая успешности была применена для измерения надежности сгенерированной модели для определения производных объектов геохимических аномалий в районе. В связи с этим, для повышения точности анализа были приняты интервалы в 5 процентилей для построения кривой успешности модели RF.

Как видно на рисунке 11, кривая успешности RF-модели вышла за пределы калибровочной линии, и это означает, что прогностическая модель успешно получила положительную взаимосвязь с известными месторождениями/проявлениями Cu ± Au.

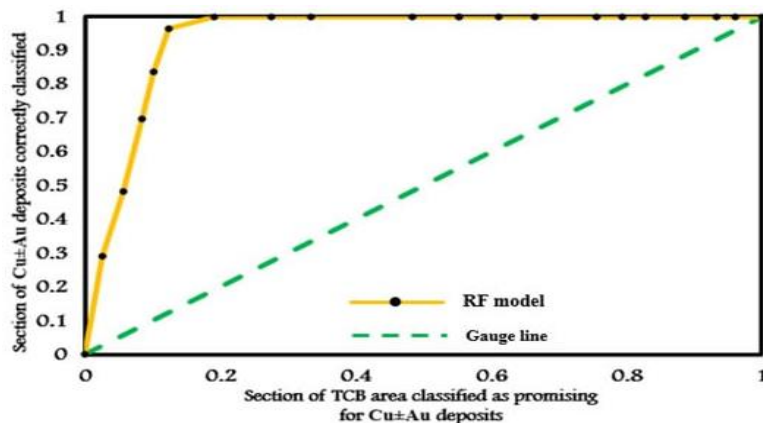


Рис. 11. Кривая успешности RF-прогностической модели месторождений Cu±Au.

4.7. Определение поисковых целей методом *t*-Стьюдента.

Чтобы указать соответствующие пороговые значения для разделения геохимических аномалий, связанных с моделью RF, была использована пространственная статистика *t*-Student. Т-значение Стьюдента, основанное на методе весовых коэффициентов, измеряет пространственную связь между геохимическими значениями и известным оруденением. Чем выше положительные значения *t*, тем более устойчивы положительные взаимосвязи между известными месторождениями полезных ископаемых и геохимическими аномалиями. В связи с этим, для разбиения карты RF на основе непрерывных значений особенностей на дихотомические значимые классы в качестве подходящего порога (0,8) для определения геохимических аномалий было выбрано самое высокое значение *t* Стьюдента (3,95) (рис. 12а). Как показано на рисунке 12b, геохимические объекты, расположенные на прогнозной карте RF, основанной на сингулярности, пространственно коррелируют с большинством известных месторождений полезных ископаемых в ТСВ.

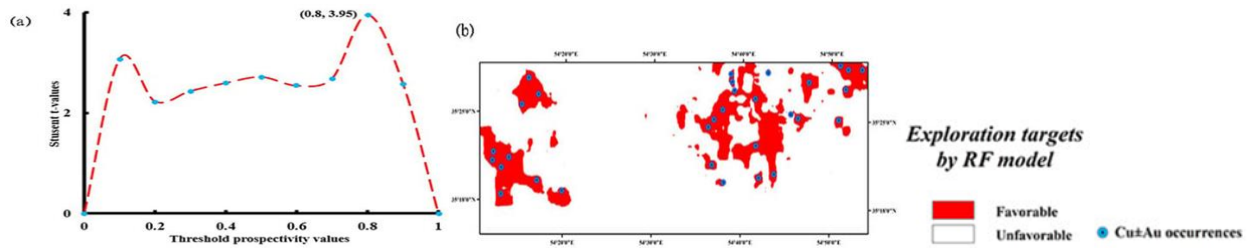


Рис. 12. (а) T -значения Стьюдента для дискретизации прогностической модели; (б) Радиочастотная модель поисковых целей с помощью T -метода Стьюдента.

5. Выводы.

В настоящем исследовании была реализована RF-модель с эффективными геохимическими слоями на основе SM и критическими структурными критериями, направленная на выделение геохимических аномалий, связанных с эпитермальной минерализацией $\text{Cu}\pm\text{Au}$ в TCB. Существенные результаты этого исследования перечислены ниже:

1. Картирование особенностей в качестве метода фильтрации является успешным в выделении рудоперспективных геохимических аномалий в TCB.
2. Прогнозирование рудных районов с высокоточной классификацией (точность = 98,85%) указывает на надежность и эффективность модели RF при отображении геохимических аномалий.
3. Модель перспективности RF (полученная на основе метода t Стьюдента) представляет геохимические аномальные области, совпадающие с положением месторождений $\text{Cu} \pm \text{Au}$.

II. ИНТЕГРАЦИЯ МЕТОДОВ СИНГУЛЯРНОСТИ И ЗОНАЛЬНОСТИ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ КАРТЫ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ «СЛЕПОГО» ОРУДЕНЕНИЯ [5].

1. Введение.

Выявление геохимических аномалий является одной из важнейших задач при поисках ПИ. За последние 20 лет пространственные и непространственные статистические методы, например, график Q-Q, гистограмма, график вероятности, квадратная диаграмма и кригинг применялись для обнаружения геохимических аномалий. Большинство обычных статистических методов требуют предположения о нормальном или логнормальном распределении. Поэтому такие методы могут быть неэффективны для разведки месторождений с экстремальными распределениями значений. Большинство этих методов игнорируют геометрическую информацию, включенную в геохимические данные. Фрактал является одним из методов, который учитывает геометрическую информацию. Фрактальные и мультифрактальные методы обычно используются для обнаружения нерегулярных геологических особенностей.

Индекс локальной сингулярности основан на мультифрактальном методе, который эффективен для обнаружения локальных геохимических аномалий. Аномальные количества высвобождения энергии или накопления массы известны как сингулярность, и эти типы процессов рассматриваются как сингулярные процессы.

Сингулярность является общим свойством нелинейного природного процесса, который порождает изображающую фрактальность или мультифрактальность. Гидротермальные процессы в земной коре определяются высокой концентрацией металлов с фрактальными и мультифрактальными процессами.

Модели сингулярности и мощности с низким показателем продемонстрировали свою пригодность для идентификации гидротермальных месторождений и картирования минеральных потенциалов.

Традиционные методы имеют недостатки при поисках «слепых» месторождений. Поиски скрытых и перекрытых месторождений является одной из проблем, поскольку минерагеническая и геологическая информации, полученные из таких регионов, слаба и неточна.

В последние годы первичные ореолы использовались при поисках слепой минерализации для создания моделей ее зональности. Индексы V_z получаются из соотношения надрудных и подрудных элементов. Высокое значение этих индексов указывает на наличие оруденения на больших глубинах, в то время как низкое значение указывает на то, что месторождение было размыто.

Многие исследования были выполнены с использованием метода сингулярности для обнаружения локальных аномалий. Например, метод сингулярности был использован для прогнозирования жильных месторождений Sn скарнового и гидротермального типов в перекрытой области Гецзю, Восточный Тянь-Шань и Синьцзян, Китай. Также сингулярность индекса V_z была использована для обнаружения слепого медного оруденения в районе Джебель-Барез, Иран.

2. Район исследования.

Рудный район Джебель-Барез расположен в южной части Центрально-Иранской вулканоплутонической магматической дуги (рис. 1).

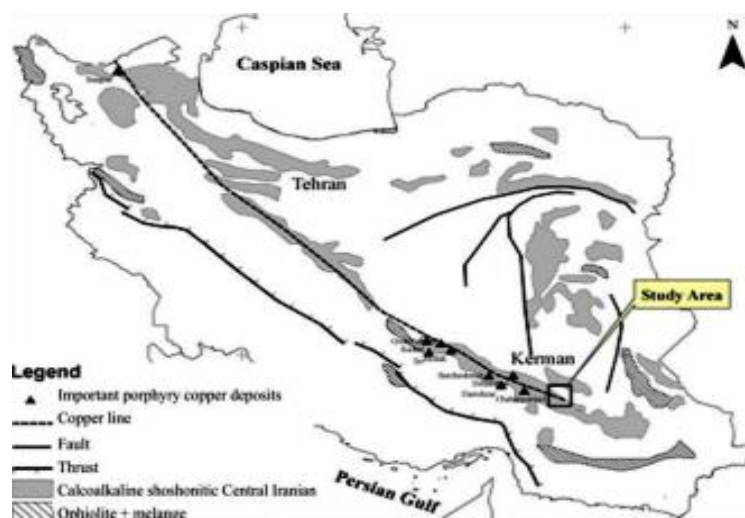


Рис. 1 Район исследования в южной части вулканического пояса Саханд-Басман (Иран).

С геологической точки зрения этот регион можно разделить на две части: северо-западную и юго-восточную. Магматическая активность в этом регионе началась в позднем мелу и продолжалась до среднего-позднего эоцена. Она представлена гранитными и гранодиоритовыми массивами в ЮВ части, а также несколькими дацитовыми куполами. Эти дацитовые купола покрыты вулканокластическими, аргиллитовыми и филлитовыми породами,

Большинство известных месторождений Cu-порфира рудного района характеризуются хорошо развитой зональностью минерализации и сопровождающих гидротермальных изменений. Эта зональность демонстрирует значительные различия в содержания основных оксидов и микроэлементов, отражая изменения в минералогическом и геохимическом составе минерализованных и гидротермально измененных зон вдоль основных разломов СЗ направлений. Гидротермально-метасоматические изменения в районе (пропилитовые, аргиллитовые, кремнистые, кварцевые, калиевые, алуниновые) сопровождают. Рудную

минерализацию с пиритом, малахитом, азуритом, халькопиритом, борнитом, оксидами железа (гематит, лимонит) и оксидами марганца (рис. 2).

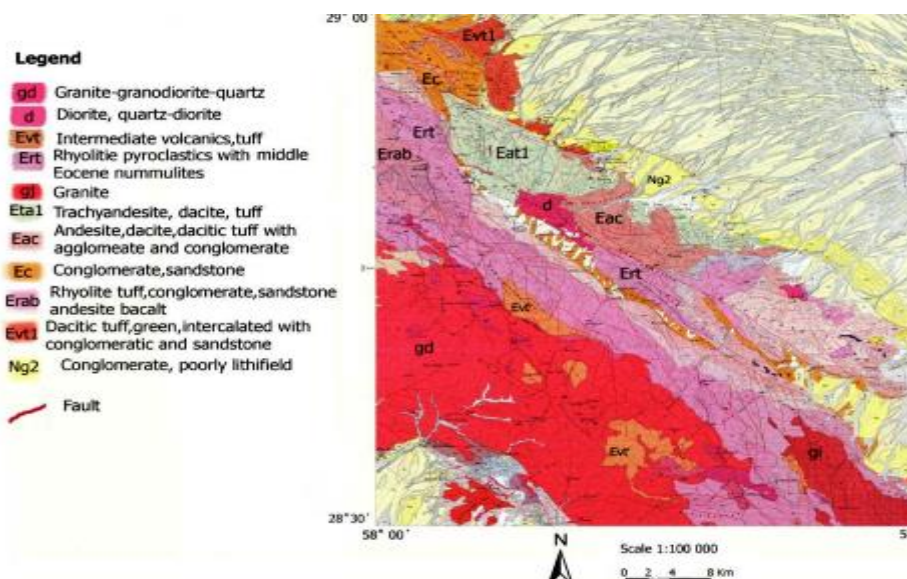


Рис. 2 Геологическая карта района Джебель-Барез.

Рудный район Джебал-Барез является частью медного пояса Центрального Ирана. Этот регион важен своей медной и свинцово-цинковой минерализацией. Свинцово-цинковые месторождения: Сарчешмех, Мейдук, ДаррехЗар, СарКух, Ноу Чун. Медные: Воувед, Кервер, Гангестан, Гигу, Амджазиех, Зариб, Анаракбала, Дех-дарак1, Дех-дарак2, Кервер, Сартагин, Калсанг-Рогеуган, Банди-Разу, Коррех-Дарруд, Рудад и ДаханехБизгу.

Результаты метода оценки веса доказательств по литологии, расстоянию до пересечений разломов, вертикальной зональности гидротермально-метасоматических изменений показывают, что Сангестан, Кервер, Дех-дарак1, Гигу, Банди-Разу, Коррех-Дарруд и Калсанг-Рогеуганаре являются скрытыми объектами в исследуемом районе (рис. 3).

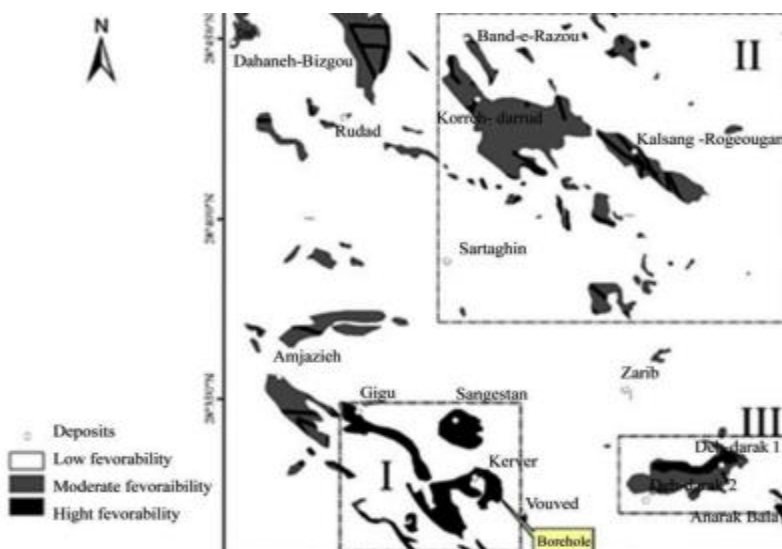


Рис. 3 Вертикальная зональность моделей перспективности медно-порфировых объектов -in-WofE.

3. Методология.

Методы, примененные в данном исследовании, — это методы сингулярности и зональности. В целом, создание карт сингулярностей улучшает идентификацию относительно слабых аномалий концентрации металлов в сложных геологических условиях. Сингулярность используется в ситуациях обширного перекрытия фоновых и аномальных значений или слабых аномальных значений, скрытых в сильной дисперсии фоновых значений. Здесь метод сингулярности применяется. Для решения проблемы слепой минерализации при поисках метод сингулярности сочетается с методом зональности.

3.1. Метод зональности при поисках «слепой» минерализации.

Первичные ореолы месторождений полезных ископаемых возникают в результате взаимодействия вмещающих пород и минерализующих флюидов и характеризуются обогащением/истощением элементов/металлов. Таким образом, эти ореолы являются важными ориентирами при поисках ПИ. Индексы Vz над- и подрудных ореолов являются инструментами для картирования перспективности. Индексы Vz показывают уровень минерализации и их первичные (надрудные и подрудные) ореолы.

Модель определения уровня месторождения по трем индексам Vz показана на рисунке 4.

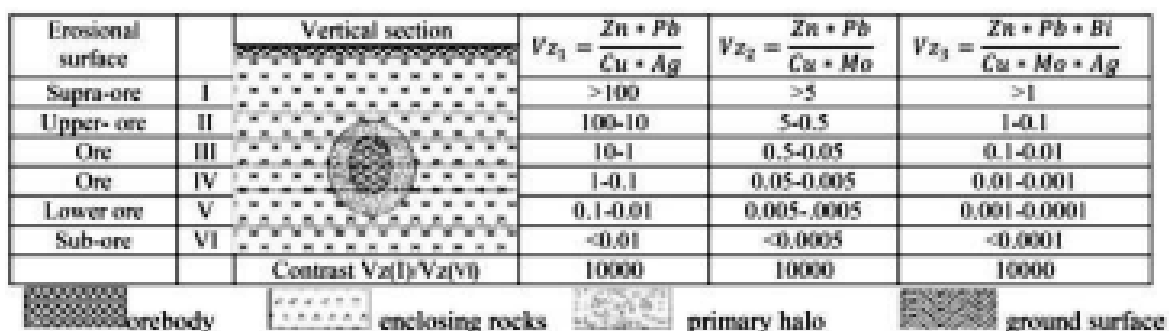


Рис. 4. Модели вертикальной геохимической зональности (Vz) для месторождений Cu-порфира на основе типичных стандартных месторождений Cu-порфира в Казахстане, Болгарии, Армении и Иране.

3.2. Картографирование сингулярностей.

В отличие от других, метод сингулярностей является методом мягкого порога для выявления геохимических аномалий. Он использует локальные динамические пороги исследуемой области, а также некоторые контрасты сингулярностей на основе окон.

Анализ сингулярностей может использоваться на основе непрерывной модели для характеристики геохимических и геофизических аномалий, в которых количество металлов имеет «хвост Парето».

Сингулярность элемента рассчитывается из среднего значения концентрации элемента $C(A)$ в различных размерах A с помощью подгонки методом наименьших квадратов (LS)

прямой линии в логарифмическом масштабе. Эти уравнения представлены следующим образом:

$$C(A) = cA^{\alpha/2-1} \quad (1)$$

$$\log C[A(r_i)] = C_0 + (\alpha - 2) \log(r_i) \quad (2)$$

где $C(A)$ - концентрация металла для области A размером r_i , C и C_0 являются постоянными,

α - показатель степени зависимости.

Согласно уравнению (1), $\log(C)$ против $\log(r_i)$ - это линия с наклоном $\Delta\alpha = \alpha - 2$ и у-пересечением C_0 . Положительное значение наклона линии ($\Delta\alpha > 0$) показывает истощение элементов и наоборот. Таким образом, местоположения, в которых сингулярность ниже 2 ($\alpha < 2$), показывают обогащение элементов концентрации. Другие, в которых $\alpha > 2$, показывают истощение концентрации элемента.

4. Анализ данных, результаты, обсуждение.

В этом исследовании было отобрано 669 образцов донных осадков ручьев среди вулканических и интрузивных пород. Площадь отбора проб составляла $\sim 2\,500\text{ км}^2$ (один образец из каждых 3–4 км^2). Образцы анализировались на Cu, Zn, Ag, Pb, Au, W, As, Hg, Ba, Bi методом атомной абсорбции.

Вычисления карты сингулярности были закодированы в программном обеспечении MATLAB. Алгоритм, используемый в этом исследовании, можно резюмировать следующим образом:

- 1) Сгенерировать карту сетки с помощью интерполяции кригинга.
- 2) Установить семь квадратных окон размером $1 \times 1\text{ км}^2$, $3 \times 3\text{ км}^2$, $5 \times 5\text{ км}^2$, $7 \times 7\text{ км}^2$, $9 \times 9\text{ км}^2$, $11 \times 11\text{ км}^2$ и $13 \times 13\text{ км}^2$.
- 3) Рассчитать среднее значение концентрации элемента путем усреднения значений всех образцов, попадающих в окно для каждого размера окна.
- 4) Сгенерировать два набора значений: среднее значение концентрации $C[A(r_i)]$ и размер окна r_i ($i=1, \dots, 13$), применяя аналогичные процессы для каждого размера окна с центрами в точке один.
- 5) Построить прямую линию для $C[A(r_i)]$ и r_i (вычисленную на предыдущем шаге) на двойном логарифмическом графике с помощью метода наименьших квадратов.
- 6) Рассчитать наклон прямой, которая показывает значение $\alpha - 2$.

4.1. Сингулярность S_i .

Карта сингулярности Cu показана на рисунке 5. Она иллюстрирует, что эта сингулярность на месторождениях Кервер и Сангестан выше 2, и Cu обеднена в этих месторождениях. Эти два месторождения являются наиболее важными «слепыми» объектами в районе Джебель-Барез, которые были подтверждены бурением; поэтому сингулярность Cu в этом случае дает неверные результаты для поисков скрытого оруденения.

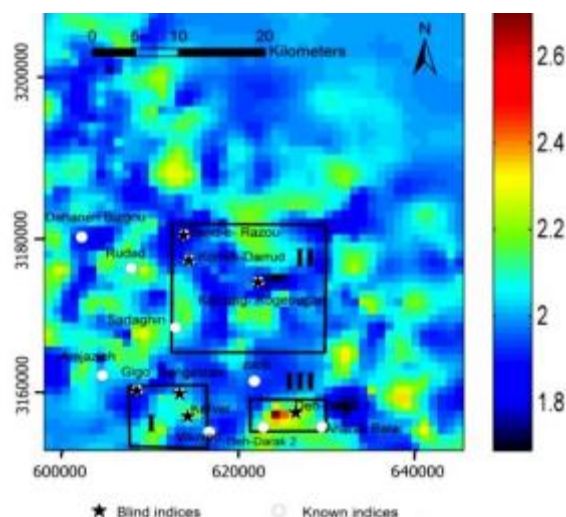


Рис. 5. Карта сингулярностей значения концентрации Cu в районе Джебель-Барез.

4.2. Карта сингулярности вертикальной зональности.

Было предложено использовать вертикальную зональность вместо концентрации Cu для обнаружения «слепой» минерализации. Среди индексов V_z , показанных на рисунке 1, V_z1 (или $Zn \times Pb / Cu \times Ag$) является лучшим индикатором слепых порфирово-медных месторождений (т. е. не содержащих другие металлы, такие как Mo или Au).

Сингулярность индекса $V_z Pb \times Zn / Cu \times Ag$ была рассчитана и показана на рисунке 6.

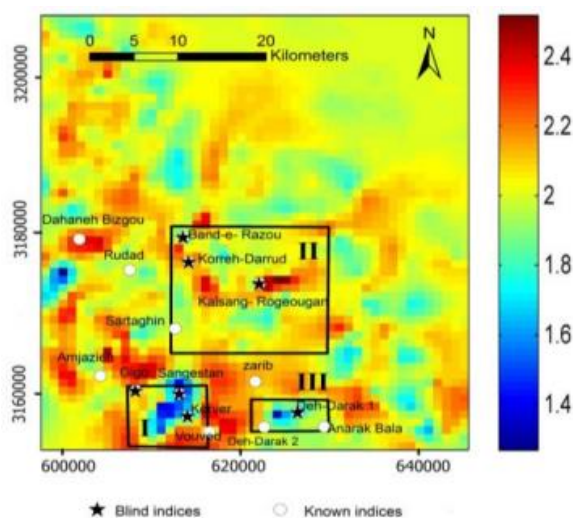


Рис. 6. Карта сингулярностей значения $Pb \times Zn / Cu \times Ag$ в районе Джебель-Барез.

Значение сингулярности ниже 2 в нескольких частях района, что означает, что индекс Vz обогащен в этих местах. Нижнее значение сингулярности Vz находится на юге района в подрайоне I. Два важных месторождения Джебель-Барез расположены в этой части. Месторождения Кервер и Сангестан показаны как два «слепых» объекта, что доказывает, что подрайон I является перспективным для поисков слепого порфирового Cu-оруденения. Это слепое оруденение было подтверждено бурением.

Для количественного измерения пространственной корреляции между областями со значениями α менее 2 с семью известными слепыми минерализациями был применен метод весов доказательств. На рисунке 7 показан график t-значения в зависимости от значения сингулярности.

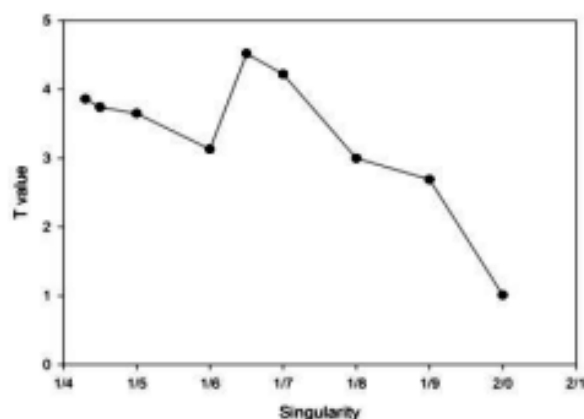


Рис. 7. t-критерия Стьюдента, рассчитанное с помощью метода весов доказательств для измерения пространственной корреляции между местоположениями 7 м-ний Cu и областями со значением α ниже переменных пороговых значений, как выражено вдоль оси x.

Этот график показывает, что корреляция между t-значением и α -значением максимальна, когда $\alpha = 1,65$ (1,65 меньше 2), и t-значение уменьшается с увеличением α . Наивысшее t-значение составляет 4,52, достигнутое при $\alpha = 1,65$.

Карта сингулярности бинерии для $\alpha < 1,65$ показывает существующие слепые объекты на юге района (рис. 8, табл. 1).

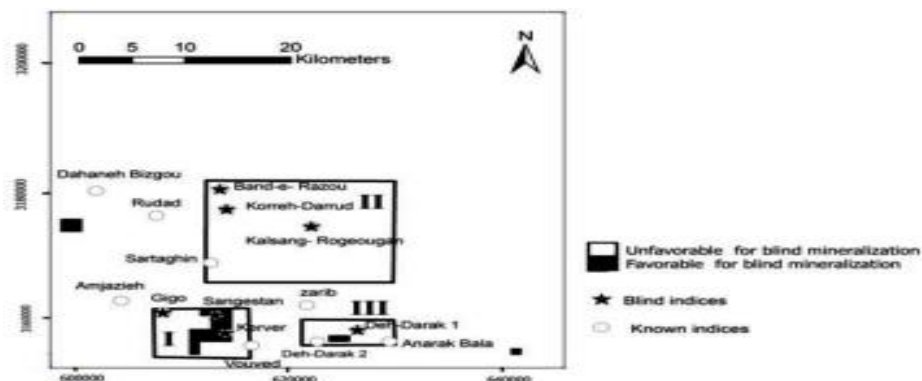


Рис. 8. Бинарная карта сингулярности для значения $\alpha < 1,65$.

Табл. 1.

Характеристика «слепых» объектов в Джебель-Барезе и прилегающих районах.

Indices	Subarea	Geology	Singularity of Vz index	Blind indices base of:			Singularity method in this study
				WOFI Method [19]	Fuzzy method [31]	Drilling Borehole [33]	
Gigo	I	Granite-Granodiorite-quartz-diorite (JebalBarez granite)	>1.65	*	*	*	-
Sangestan	I		<1.65	*	*	*	*
Kerver	I		<1.65	*	*	*	*
Deh-Darak1	III	Porphyrite with contact phenomena(P)	>1.65	*	-	-	-
Band-e- Razou	II		>1.65	*	-	-	-
Korreh-Darrud	II	Rhyoliticpyroclastics (Ert)	>1.65	*	*	-	-
KalsangRogeougan	II	Agglomerat,ash,tuff (Eta3) Dacite pyroclastic	>1.65	*	-	-	-

5. Заключение.

Целью данного исследования было обнаружение слепой минерализации в Джебал-Барезе на юге Ирана. «Слепые» рудные месторождения и связанные с ними первичные ореолы характеризуются вариациями в химическом составе вдоль вертикального направления. Модели Vz вокруг обнаженных месторождений отличаются от моделей, связанных со скрытыми. В данном исследовании индекс Vz (Pb.Zn/Cu.Ag) интегрирован с методом сингулярности для лучшего понимания обогащения индекса Vz. Результаты представили обогащение индекса Vz в Кервере как основную «слепую» минерализацию этого региона. Результат согласуется с данными предыдущих исследований, которые представили подрайон I и Кервер как основные скрытые рудные объекты в регионе.

По результатам данного исследования предлагается использовать сингулярность аномалий геохимической зональности вместо контурной интерполяции в качестве одного из поисковых признаков скрытого оруденения.

III. 3D МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ ПОИСКАХ Мо–Fe ПОРФИРОВО–СКАРНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (*м-ние Шанфангоу, провинция Хэнань, Китай*) [8].

1. Введение.

Применение теории металлогенической системы в сочетании с многопараметрическим (геологическим, геофизическим, геохимическим и гиперспектральным) и многометодическим моделированием и анализом 3D рудообразующего процесса значительно улучшает возможности количественного анализа и сбора больших данных при поисках ПИ. Было доказано, что 3D ГИС или пакеты моделирования (например, Micromine, GOCAD и Surpac) являются эффективными средствами представления и интерпретации данных.

Формирование порфирово–скарнового месторождения Шанфанггоу в основном контролировалось мезозойской тектоно-магматической активизацией. Сложный геологический фон, множество геологических факторов, а также разномасштабные и разноформатные данные о месторождении создают проблемы для 3D-геологического моделирования и прогнозирования.

В последние годы мировая добыча молибдена имела тенденцию к снижению, а ситуация быстрого экономического развития привела к росту его спроса. Поэтому поиски руд Мо в зоне окисления стало важной задачей.

На основе предыдущих исследований в данном материале обсуждаются процессы минерализации и окисления Мо–Fe рудных тел порфирово–скарнового м-ния Шанфанггоу. Обнаружена пространственно–временная генетическая корреляция магнетита и др. минералов с рудными телами, а также исследованы характеристики распределения зоны окисления. Эти результаты дают представление о происхождении и поисках окисленных руд.

2. Геологические условия.

Месторождения молибдена порфирово–скарнового типа - один из важных стратегических и экономических ресурсов Китая. Молибденовый пояс Восточный Циньлин (EQMB) (рис. 1) является одной из наиболее значительных провинций Мо в мире, содержащей запасы около 6 млн млн Мо.

Мо-Fe м-ние Шанфангоу (наряду с м-ниями Нанниху и Сандаочжуан) являются важными объектами рудного района Луаньчуань. Оценочные запасы трех основных месторождений составляют около 2,4 млн т Мо (со средним содержанием 0,109%) и 59,91 млн т Fe со средним содержанием 30,14%.

EQMB является частью Центрально-Китайского орогенного пояса, который ограничен разломом Сан-Бао на севере и разломом Шанг-Дан на юге (рис. 1А). В рудном районе

Луаньчуань, являющемся “столицей Китая в провинции Мо”, выявлены более 30 полиметаллических месторождений, положение которых согласуется с горизонтальным зонированием геохимических аномалий. А именно, они равномерно распределены вокруг порфирового плутона: порфирово–скарновые месторождения Mo–W и сернисто–скарновые полиметаллические месторождения в основном развиты в центральной зоне геохимических аномалий, в то время как гидротермальные жильные месторождения Pb–Zn–Ag в основном распределены в ее средней зоне. Имеется большой потенциал для поисков оруденения на глубине, как в масштабе рудного района, так и в масштабе месторождения.

Рудный район Луаньчуань имеет типичную структуру, состоящую из фундамента и осадочного чехла. Фундаментом является серии метаморфических пород неоархейской группы Тайхуа, рифтовой вулканической формации среднепротерозойской группы Сюньер и обломочно–карбонатная осадочная формация Таовской группы, нижний палеозой (рис. 1В).

Рудное поле Мо Нанниху расположено на севере рудного района Луаньчуань (рис. 1С). Основная минерализация Мо связана с позднемезозойским гранитным магматизмом контролирующим порфирово–скарновые месторождения Мо (рис. 1D).

Основными региональными структурами являются разломы Луаньчуань и Мачаоин СЗ направления и вторичные СВ разломы. На их пересечении образуются основные рудные залежи.

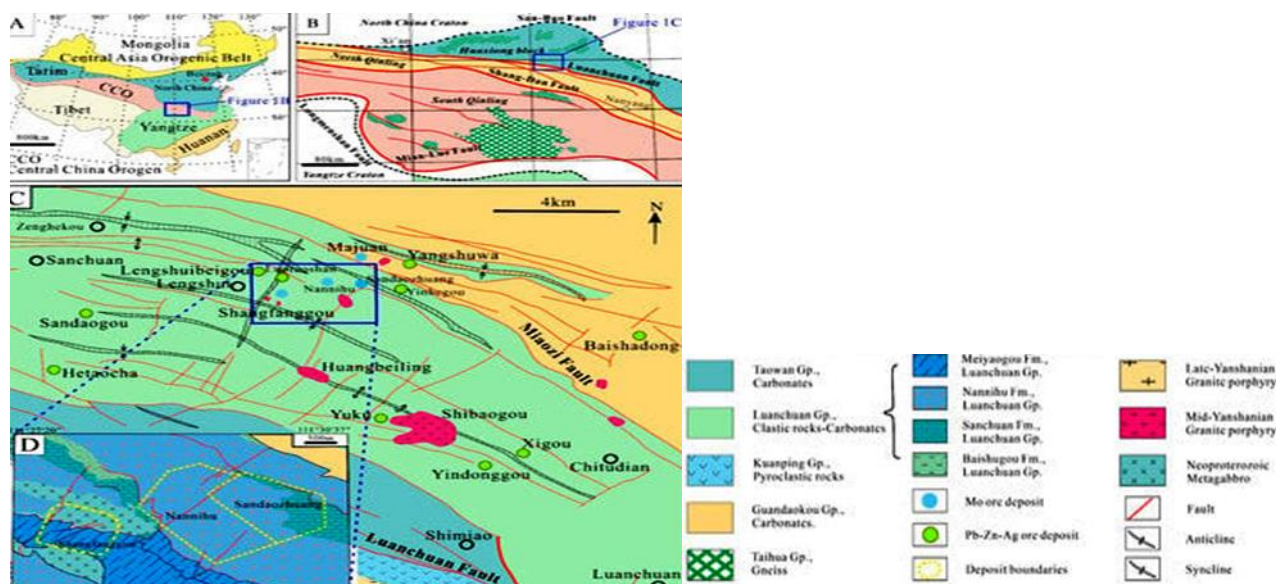


Рис. 1. (А) тектоническая схема Китая, положение Циньлинского орогенного пояса; (В) Циньлинский орогенный пояс, положение Луаньчуаньского рудного района; (С) геологическая карта Луаньчуаньского рудного района, положение Мо–Fe м-ния Шаньфангоу; (D) схема м-ний Шанфангоу, Нанниху и Сандаочжуан.

Генезис м-ния Шанфангтоу тесно связан с гранитно-порфировым плутоном, вмещающими породами (доломитовый мрамор, скарн) и изменениями (рис. 2).

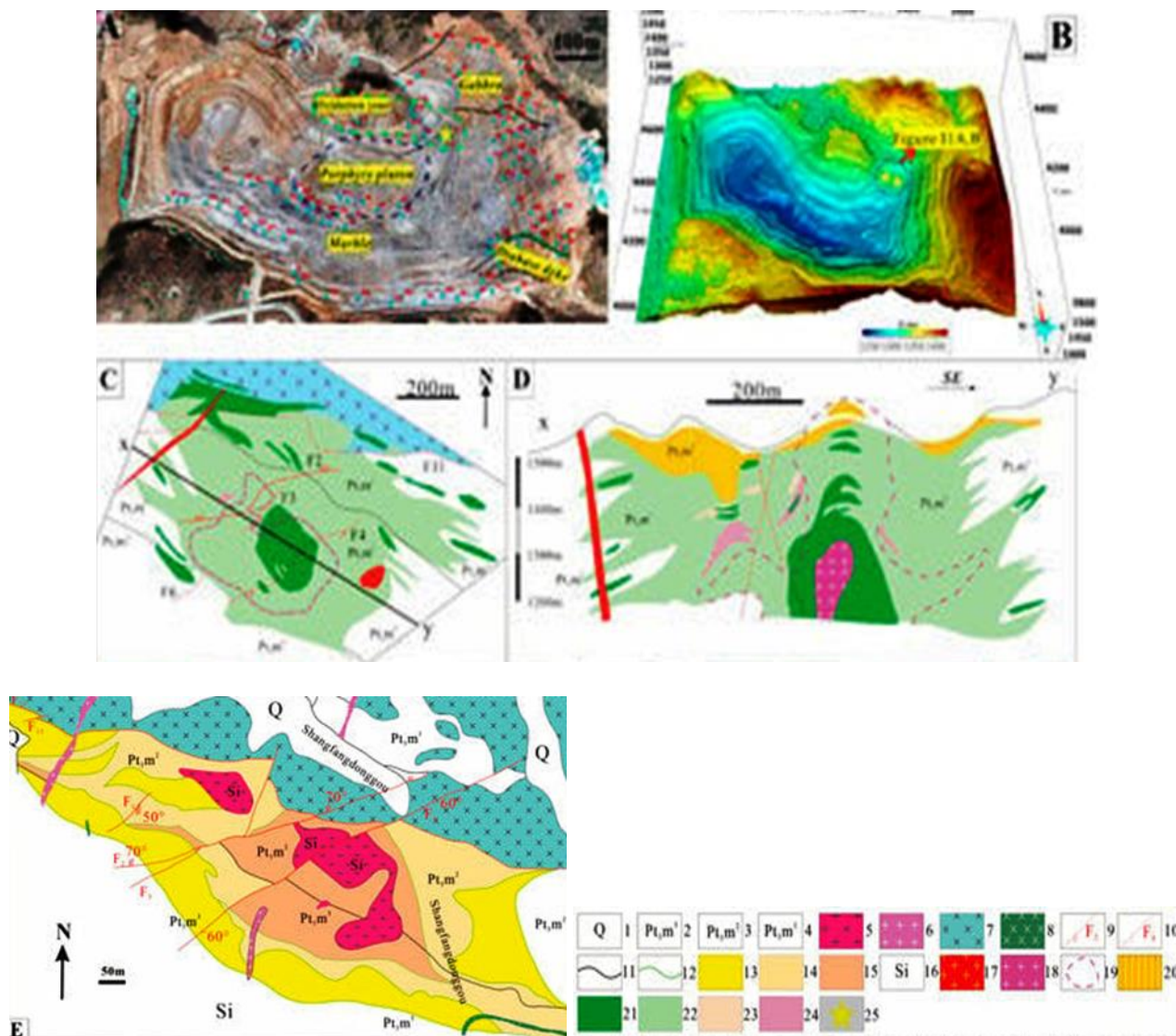


Рис. 2. (А) карьер (красные точки, собраны образцы); (Б) ЦМР м-ние; (С, D) разрезы Мо рудных тел; (Е) геологическая карта м-ния

Изменения вмещающих пород состоят из калишпатизации, окремнения и флогопитизации (рис. 3). При внедрении плутона магнезиальный скарн образовался из доломитового мрамора, который является преобладающим местом залегания руд.

Месторождение контролируется синклиалью Шаньфангоу, которая расположена в поясе зоны разломов Саньчуань–Луаньчуань. Рудные тела находятся не только в магнезиальном скарне, но и в порфировом плутоне и прилегающих к нему метагаббро и роговиках.

Руды типизированы в зависимости от вмещающих пород. Рудные минералы - молибденит, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит и др. В породах преобладают кварц, диопсид, гранат, тремолит, тальк, серпентин, хлорит, полевошпат, серицит, карбонаты, флюорит и др. (табл. 1, рис. 3А–Г).

Стадии минерализации и парагенезиса м-ния Мо-Fe Шанфангоу.

Stages	Minerals
Protolith	Dolomite, K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite, ilmenite, wollastonite
Late magmatism (silicification and potassic alteration) stage (1)	K-feldspar, quartz, biotite ...
Early skarn stage (2)	Garnet, diopside, forsterite ...
Late skarn stage (3)	Tremolite, magnetite, phlogopite, serpentine, calcite, actinolite, chlorite, talc, fluorite, serpentine ...
Hydrothermal stage (4)	Quartz, pyrite, molybdenite, K-feldspar, chalcopyrite, galena, sphalerite, epidote, scheelite, fluorite, pyrrhotite ...
Supergene stage (5)	Molybdenite, ilsemanite, scheelite, limonite, tungsten-powellite ...

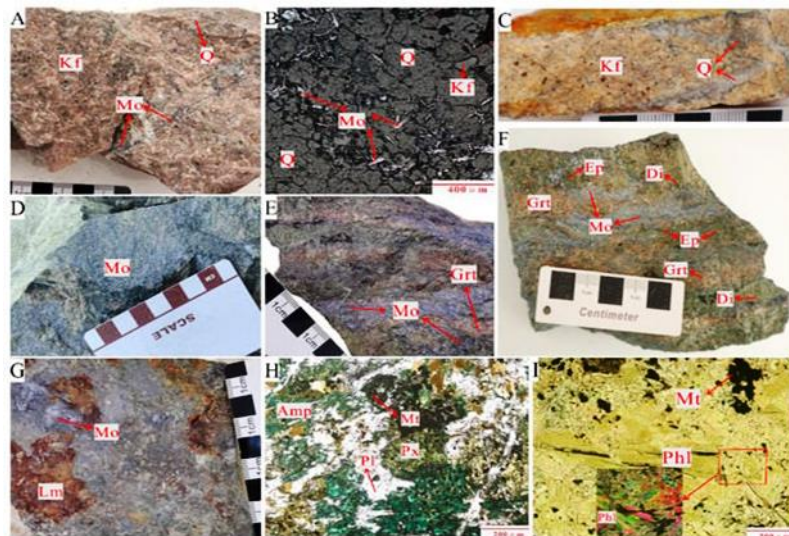


Рис. 3. (А) порфировая Мо руда с калиевыми изменениями; (В) молибденит с листовидной текстурой в К-полево шпате, или в прожилках в гранитном порфире; (С) кварцевые жилы (окремнение) и калиевые примеси в гранитном порфире; (D) Мо-руда мраморного типа; (Е) Мо-руда скарнового типа; (F) Мо-руда скарнового типа с эпидотизацией; (G) Мо-руда метагаббро-типа с ферритизацией; (H) превращение пироксена в амфибол в метагаббро; (I) флогопитизация (интерференционный цвет флогопита).

Габбро служит частью основного рудного тела, на которое влияет минерализация. Рудное тело с Мо встречается также в мета-габбро с магнетитом. В рудах этого типа широко распространено изменение пироксена, который может быть изменен в амфибол и хлорит, что приводит к аргиллизации и ожелезнению (рис. 3G, H).

Скарновые руды Мо распространены вокруг гранит-порфирового массива в висячей стене (юг) и по обе стороны к востоку и западу. Звездчатая и рассеянная минерализацию Мо свидетельствует о его метасоматической природе. Молибденит также часто встречается в трещинах скарновых минералов, таких как диопсид и гранат (рис. 3E, F).

В рудах преобладает зернистая структура, менее распространена метасоматическая реликтовая структура (рис. 4).

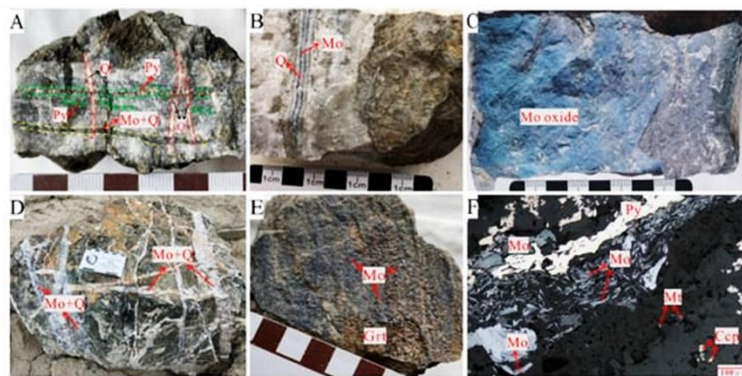


Рис. 4. (А) кварц–молибденитные и пиритовые прожилки; (В) полосчатая структура; (С) мембранная структура Мо руды; (D) штокверковая структура; (Е) рассеянная Мо минерализация в гранатовом-скарне; (F) лепидосомный молибденит и парагенетические пирит, магнетит и халькопирит. Сокращения: Q - кварц; Mo - молибденит; Py - пирит; Grt - гранат; Mt - магнетит; Csp - халькопирит.

3. 3D-геологическое моделирование.

Для построения 3D геологической модели месторождения, были использованы различные наборы данных. 3D-геологическое моделирование обычно состоит из трех этапов: (1) извлечение и обработка данных, (2) 3D-геологическое моделирование и (3) интерпретация и верификация.

3.1. 3D-литологическое моделирование.

В программном обеспечении GOCAD создается 3D-модель литологии на основе наборов данных геологического разреза и гистограмм. На рисунке 5 можно визуально распознать литологию трех пластов: нижняя часть состоит из кварцита, прослоенного слюдястым сланцем и мрамором, средняя и верхняя части состоят из мощного доломитового мрамора. Гранитно-порфировый массив, в центральной части месторождения, разделен разломами и имеет четкую границу контакта с вмещающими породами.

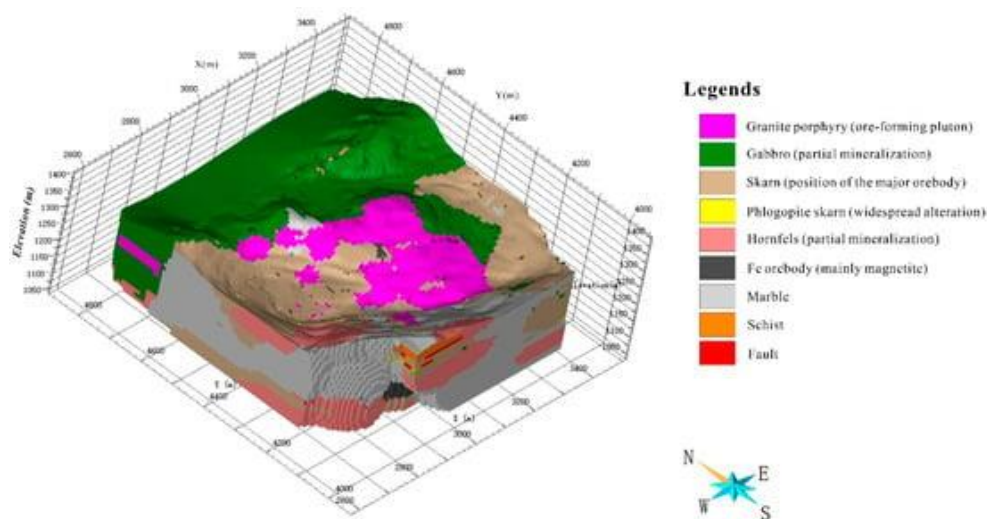


Рис. 5. 3D-литологическая модель м-ния Шанфанггоу.

3.2. 3D структурная модель

Программное обеспечение в основном анализирует следующие объекты: разломы, контуры и контакты и поверхности. Важно отметить, что определение свойств разломов имеет решающее значение.

Доминирующие разломы (серия СЗ надвигов), контролируют формирование основных рудных тел Мо. Они являются рудоносными и рудовмещающими структурами. Кроме того, СВ тренд структур также контролирует формирование оруденения (рис. 6).

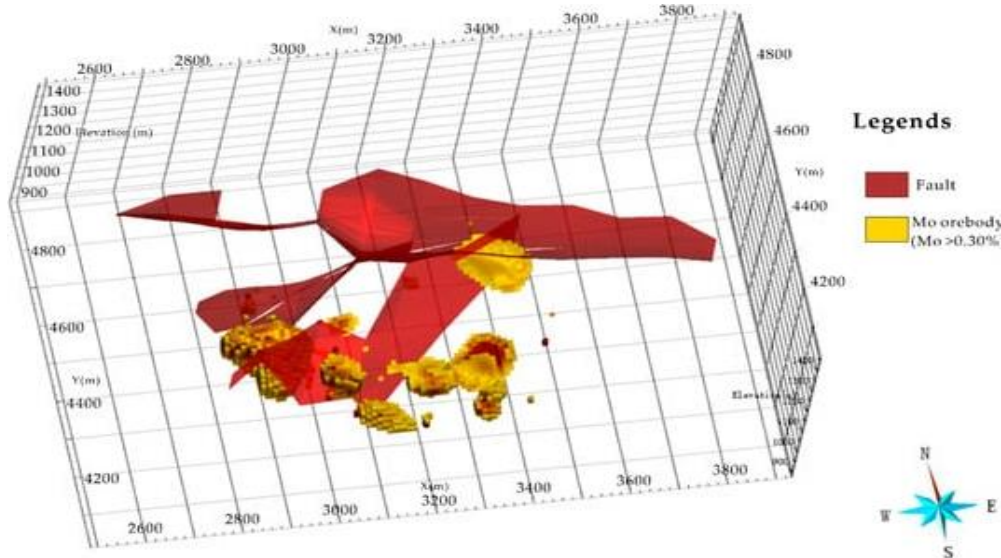


Рис. 6. Пространственная взаимосвязь между рудными телами и основными разломами.

3.3. 3D-моделирование рудных тел.

Геологическое моделирование рудных тел в 3D включает в себя определение зоны изменений, центров и границ рудных тел, а также картирование трещин и разломов. 3D-моделирование рудных тел основано на наборе данных по скважинам с помощью indicator kriging (IK), инструмента геостатистической интерполяции из программного обеспечения GOCAD. В случае наборов данных с благоприятной структурой и большим объемом данных более предпочтительна интерполяция кригинга с помощью функции вариограммы. Функция вариации хорошо влияет на анализ непрерывности пространственных данных. Действительно, рудные тела с оксидом Мо контролируются различными структурами месторождения, и 3D-модель рудного тела полезна для определения геологических событий, связанных с минерализацией. Кроме того, 3D-моделирование рудных тел с помощью IK полезно для идентификации и извлечения различных рудных тел в одном месторождении.

Первичное рудное тело распределено в форме 'перевернутой чашки' с рудными телами с оксидом Мо на неглубокой поверхности. Граница рудного тела неровная, и на восточной и западной сторонах имеется несколько ответвлений. Мощность рудного тела варьируется с

обеих сторон: юго-западная тоньше, а северо-восточная толще. Рудные тела в основном распределены выше 600 м над уровнем моря, но в основном сосредоточены выше 900 м, а также выше 1300 м.

Рудные тела Fe скарнового типа распределены в виде линзовидной, неправильной кистозной и седловидной форм, форма которых определяется залеганием контактной зоны plutона. Анализируя рисунки 5 и 8, можно сделать вывод, что впадина и кровля plutона являются благоприятными местами для обогащения минерализацией Fe. В шахте рудные тела в основном обнаружены выше 1000 м с тенденцией к снижению, которая аналогична характеристикам распределения рудных тел Mo (рисунки 7 и 8). Таким образом, благодаря наложению минерализации Mo, Fe, как ассоциированный элемент, образует рудные тела Mo–Fe вместе с рудными телами Mo, указывая на пространственную корреляцию между рудными телами Fe и Mo и дополнительно предполагая, что они также связаны по генезису. Информация об относительном содержании двух рудных тел приведена на рисунках 9 и 10.

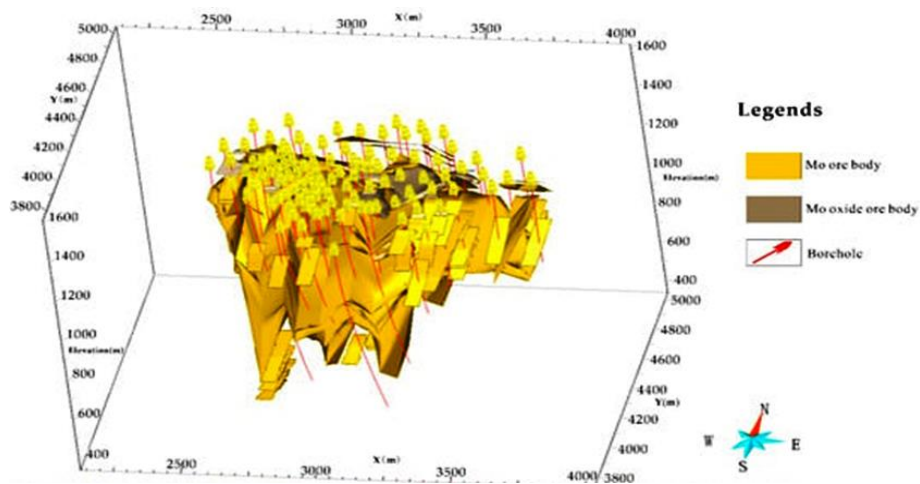


Рис. 7. 3D-модель рудных тел с оксидом Mo и рудных тел с оксидом Mo.

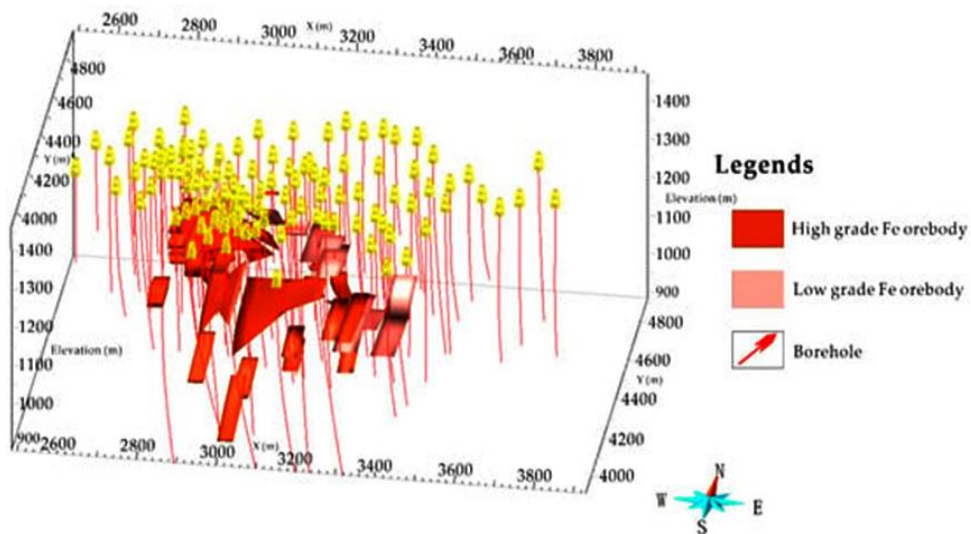


Рис. 8. 3D-модель рудных тел с Fe.

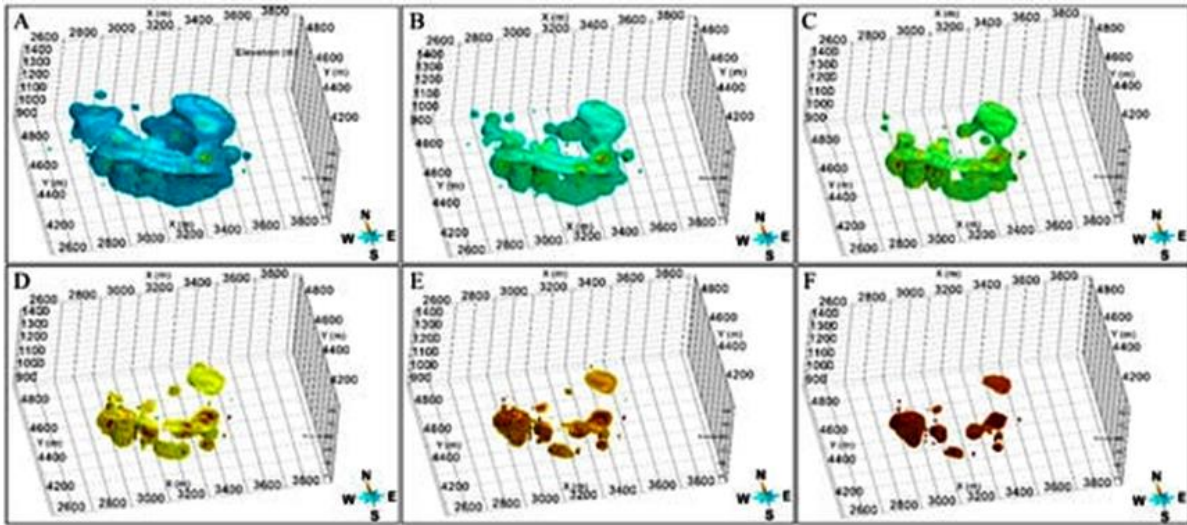


Рис. 9. Распределение рудных тел с различным содержанием Мо: (А) > 0,10%; (В) > 0,15%; (С) > 0,20%; (D) > 0,25%; (Е) > 0,30%; (F) > 0,35%.

Рисунки 5, 7 и 9 иллюстрируют, что в ядре плутона нет руды. Хотя рудные тела обнаружены с обеих сторон, те, что расположены к юго-западу, мощные, концентрированные и высокого качества.

Среднее содержание общего железа (tFe) в рудных телах с железом в этом районе обычно составляет 20-30%, которое в основном сосредоточено в нависающей стенке плутона или верхней стенке породы (магнезиальный скарн) в пределах 100-150 м от зоны контакта плутона с интрузией (рис. 10).

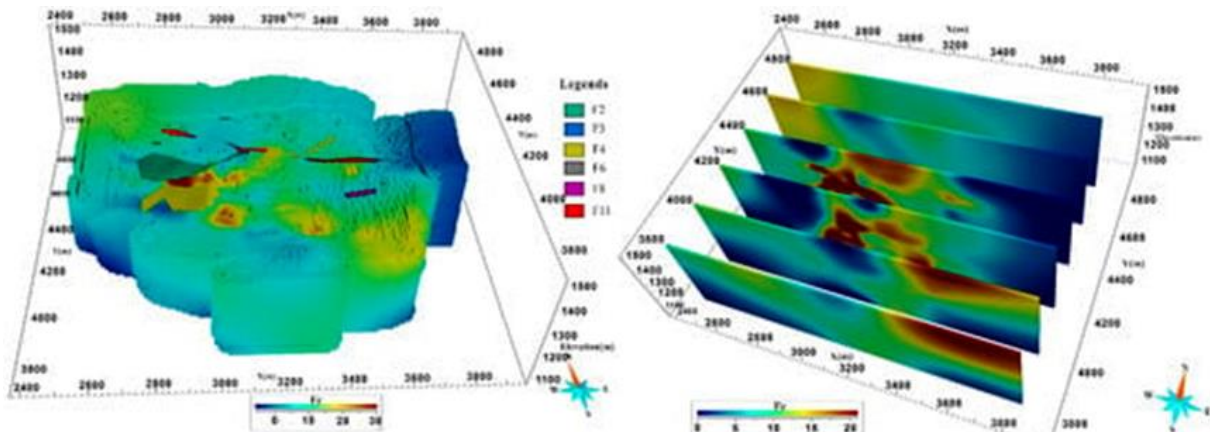


Рис. 10. Трехмерная модель рудных тел Fe.

4. Методы отбора проб и анализа.

Руды с оксидом Мо были собраны из оксидной зоны месторождения для микроскопической идентификации, анализа состава SEM (сканирующий электронный микроскоп)-EDS (энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия) и EPMA (электронно-микронзондовый анализ) (рис. 2).

Определение основных элементов и сканирование поверхности с высоким разрешением и изображения обратного рассеяния были выполнены в Центральной лаборатории генетических минералов Китайского университета наук о земле, Пекин, с использованием FE-SEM Tescan. Кроме того, EPMA был выполнен в Пекинском институте геологии атомной промышленности, Пекин, Китай.

SEM-EDS был использован для проведения полуколичественного анализа молибденита и его оксидов, а также связанных с ними породных минералов, с целью предварительного изучения их состава, содержания и распределения (рис. 11D-I). FE-SEM Tescan: полевой эмиссионный сканирующий электронный микроскоп MIRA 3 XMU, оснащенный спектрометром энергии рентгеновского излучения OXFORD X-Max 20 мм²; разрешение электронного изображения с обратным рассеянием составляло 2,0 нм при 30 кВ с дрейфом луча $\leq 0,2\%$ ч; а энергодисперсионная спектроскопия была оснащена электрическим детектором охлаждения, и отношение пикового значения к обратному было лучше 20 000:1. Более того, Mn-ka превосходит 127 эВ при энергетическом разрешении 20 000 CPS. Данные были проанализированы и обработаны с использованием системы Inca с процессорами микроанализа Inca X-Stream и Inca Mics. Условия точечного анализа были следующими: высокое напряжение 20 кВ; ток излучения 83 мкА; интенсивность электронного пучка 18,36; ток поглощения 4,0 нА; размер пятна 85 нм; время сбора данных 30 с; время обработки 3; время простоя менее 30%; скорость счета более 20 К/с.

Репрезентативные точки измерения были выбраны для более точного компонентного анализа образцов, предварительно проанализированных SEM-EDS для определения продуктов окисления молибденита: инструмент (электронный микрозондовый анализатор) модели JXA-8100. Стандартом внедрения является GB/T 15074-2008 “Общие принципы методов количественного анализа для электронного зондирования”, Китай. Кроме того, условия анализа следующие: для эксперимента использовалось ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка составлял 1×10^{-8} А и угол выхода составлял 40°. Были приняты: метод спектрального анализа и метод коррекции ZAF.

5. Обсуждение.

5.1. Результаты EPMA.

Данные о составе приведены в таблице 2. Содержание WO₃ колеблется от 11,21 до 32,40, в среднем 22,35 (единица измерения: мас.% и все перечисленные ниже). Концентрация MoO₃ варьируется от 39,80 до 60,03, при среднем содержании 49,64; он содержит 24,18–27,08 CaO,

при среднем содержании 25,70 и относительно равномерном распределении; а содержание SO_3 колеблется от 1,18 до 1,93, при среднем содержании 1,42.

Табл. 2.

Репрезентативные результаты анализа (мас. %) руд с оксидом Мо.

Points	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
F	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
SiO_2	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
WO_3	12.59	32.40	32.24	14.11	23.93	17.32	11.21	17.67	28.22	30.08	27.38	18.55	29.50	25.17	31.76
SO_3	1.66	1.26	1.41	1.49	1.33	1.64	1.48	1.49	1.18	1.24	1.19	1.45	1.34	1.35	1.93
Al_2O_3	/	/	/	0.02	/	/	/	/	/	/	/	/	/	0.02	/
MgO	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	0.13	/	/	/
MoO_3	58.51	40.91	40.65	57.55	48.86	53.66	60.03	54.21	43.81	42.54	45.56	51.85	43.74	47.59	39.80
CaO	26.73	24.35	24.37	26.36	25.07	26.69	27.08	26.05	25.97	25.29	25.03	26.77	24.18	25.17	24.80
SeO_2	0.10	0.63	0.66	0.14	0.51	0.26	0.13	0.31	0.44	0.77	0.64	0.34	0.54	0.60	0.63
FeO	0.07	0.10	0.05	0.03	0.12	0.03	/	0.06	0.11	0.07	0.07	0.14	0.20	0.09	0.06
Cl	0.16	0.08	0.11	0.19	0.15	0.14	0.13	0.16	0.14	0.10	0.12	0.13	0.14	0.12	0.07
MnO	/	/	0.04	/	/	/	/	/	0.04	0.07	0.03	0.04	/	/	/
P_2O_5	/	/	/	/	/	/	0.06	/	/	/	/	/	/	/	/
CuO	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
PbO	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
TeO_2	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Total	99.82	99.73	99.53	99.89	99.97	99.74	100.12	99.95	99.91	100.16	100.02	99.40	99.64	100.11	99.05

В пределах предела обнаружения прибора минерал не содержит Cu, Pb, Zn, Si, F, Te и т.д. Mn, Al и т.д. время от времени обнаруживались. С точки зрения содержания, Мо является преобладающим элементом в гранулах оксидных минералов, в то время как элементы Мо в основном присутствуют в вольфрам-пауэллите.

Относительные содержания Мо и Са на седьмом участке являются самыми высокими и составляют 60,03% и 27,08% соответственно, в то время как содержание W самое низкое - всего 11,21%. Содержится незначительное количество Р, и Fe, Mn и др. не включены.

Вольфрам–пауэллит неравномерно распределен в оксидных рудах (рис. 12).

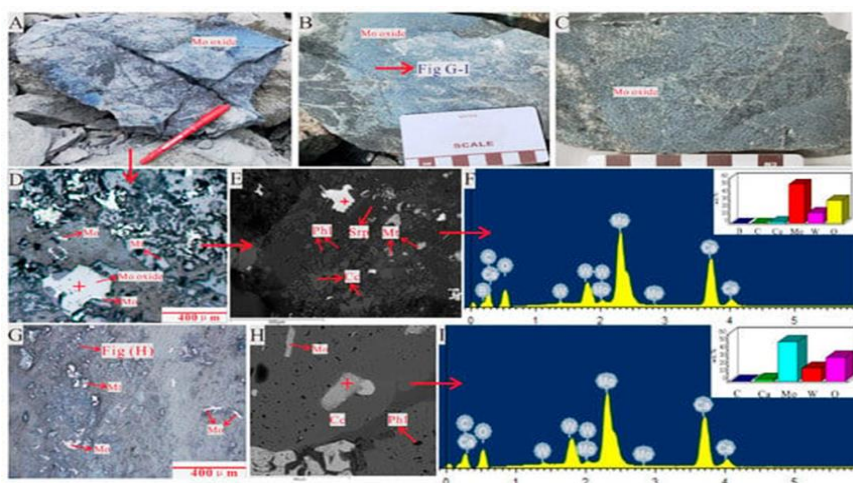


Рис. 11. Образцы руд с оксидом Мо, результаты СЭМ-анализа: (А-С) Руды с оксидом Мо; (D,G) молибденит и связанные с ним магнетиты; (Е,Н) контрольные точки EDS и BSE минералов с оксидом Мо и сопутствующих минералов; (F,I) результаты EDS.

Минералы с оксидом Мо в основном встречаются в скарнизированном мраморе, который обычно связан с флогопитизацией и серпентинизацией. Вольфрам–пауэллит обнаружен между зернами и прожилками кальцита или минералов гидротермального изменения, таких как флогопит и серпентин, что указывает на более позднюю стадию развития вольфрам–пауэллита, а не на стадию скарнов или раньше.

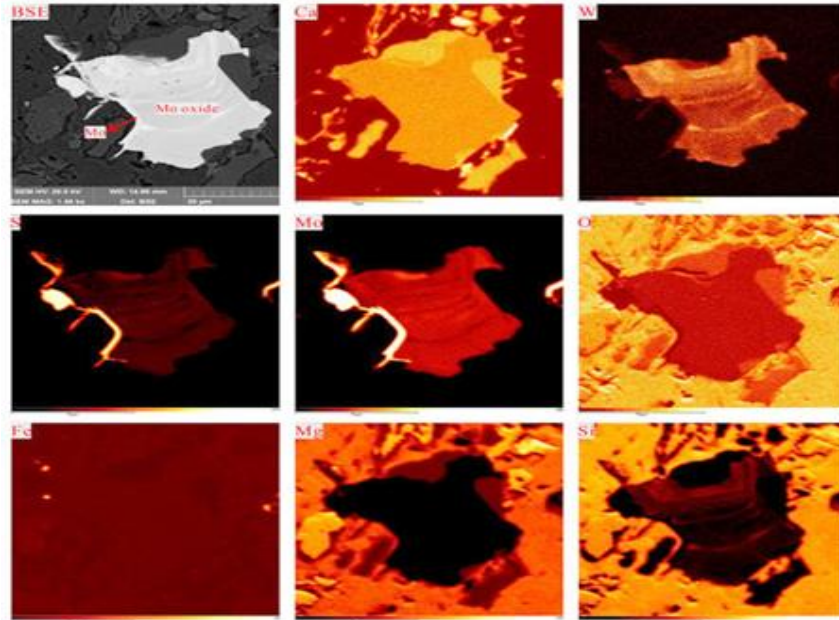


Рис. 12. Результаты сканирования элементов на основе SEM. Сокращение: Мо, молибденит.

На рисунке 12 по сравнению с Мо распределение элемента W неравномерно, видны явные полосы Мо и W, в то время как для элемента распределение Мо относительно равномерное, а содержание Мо в молибдените на (почти) неокисленной окраине выше, чем в середине минерала.

Распределение элементов Ca, Fe и O равномерное, в то время как содержание Fe значительно ниже, чем Ca. Кроме того, S в основном распределен в маргинальном молибдените. Все это согласуется с результатами, приведенными в таблице 2, и характеристиками вольфрам–пауэллита, указывающими на неполное окисление или динамический процесс окисления молибденита. Содержание Мо, Ca и W выше, чем O, Mg и Si, что дополнительно подтверждает окисление молибденита. Характеристики зональной концентрации содержания W также демонстрируют распределение W-содержащего гидротермального раствора.

Когда молибденит окисляется не полностью, можно наблюдать, что псевдоморф молибденита сохраняется в гранулах и распределяется по краю вольфрам–пауэллита (рис. 11D и 12). Кроме того, в образцах время от времени присутствует неокисленный молибденит. Магнетит рассеян и указывает на высокую летучесть кислорода в окружающей среде.

5.2. Процесс минерализации и супергенного окисления.

Минерализация тесно связана с температурой и летучестью кислорода ($f(\text{O}_2)$). Предыдущие исследования показали, что рудообразующие флюиды многих магма-гидротермальных месторождений Восточного Циньлина являются сильными окисляющими флюидами с высокой температурой, соленостью и летучестью кислорода.

Температура кристаллизации и $f(\text{O}_2)$ биотита в плутоне Шанфангоу составляют 750°C – 860°C и $-8,0$ – $-6,5$, соответственно, что указывает на относительно высокую температуру и $f(\text{O}_2)$ среду. Температура кристаллизации и $f(\text{O}_2)$ биотита, связанные с минерализацией Мо, значительно выше, чем у других рудообразующих флюидов. Предполагается, что плутон, связанный с минерализацией Мо, также сформирован в условиях высокой температуры и $f(\text{O}_2)$.

Возрасты K–Ar, Rb–Sr и циркона U–Pb порфирового плутона Шанфангоу составляют от 134 до 158 млн лет, что аналогично изотопному датированию молибденита методом Re–Os (металлогенический возраст $143,8 \sim 145,8$ млн лет), что позволяет предположить, что месторождение имеет магма–гидротермальный генезис в Яншаньяне. Яншаньский магматизм обеспечивает гидротермальные и металлогенические источники для полиметаллической минерализации Мо в исследуемом районе. Источником магмы является смесь земной коры и мантии (с характеристиками гранита I типа, богатого Mg и бедного Fe).

В целом, на стадии минерализации флюидная система эволюционировала от окисления к восстановлению, а состав изменился от сложного к простому. Упрощенная модель месторождения для проведения ГРП представлена на рисунке 13.

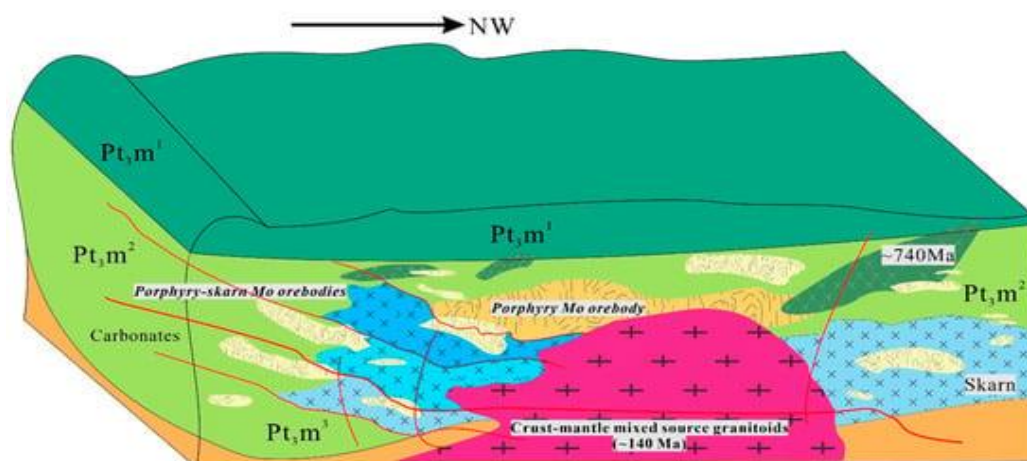


Рис. 13. Модель м-ния Шанфангоу для проведения ГРП.

Согласно исследованиям по изотопам Н-О, рудообразующий флюид месторождения Мо–Fe Шанфангоу в основном представляет собой магматическую среду с небольшим количеством метаморфической воды в пластах. Изотопный состав S довольно постоянен и характеризуется наличием серы из глубоководных источников, которая, возможно, поступает

из плутона. Изотопный состав Pb гранит-порфиров рудного поля Нанниху заметно отличается от изотопного состава плутона Шаньфангоу, который может унаследовать особенности изотопного состава Pb плутона Шаньфангоу.

Можно сказать, что в такой металлогенической среде снижение $f(\text{O}_2)$ и увеличение летучести серы играют важную роль в выпадении молибденита. При локальной окислительно-восстановительной реакции или нейтрализации в зоне контакта между гидротермальным раствором и карбонатами начало выпадать большое количество сульфидов. На стадии высоких и средних температур образовалось значительное количество молибденитов, в результате чего в рудных телах высокого качества преобладает молибденит.

При гидротермальном воздействии молибденит выпадает в осадок в кислых условиях; то есть молибденит наиболее стабилен в кислых условиях. В условиях гипергенной среды молибденит окисляется, выщелачивается и мигрирует со средой в состоянии комплексного иона $\text{MoO}_2 \text{SO}_4$, а затем контактирует с карбонатным раствором для осаждения пауэтита. Таким образом, элементы W и Mo могут быть полностью заменены полным изоморфизмом, образуя уникальные вторичные рудные тела с преобладанием вольфрам–пауэллитов с высокой скоростью окисления в месторождении Mo–Fe Шаньфангоу. Основной процесс реакции заключается в следующем:



Кроме того, пауэтит также метасоматизировал вольфрам–пауэллит. Светлые и темные полосы, попеременно образованные полосами, богатыми Mo или W, в зернах минерала, можно наблюдать в SEM (рис. 12); процентное содержание вольфрам–пауэллита в общем количестве Mo изменяется в зависимости от степени окисления молибденита.

В период металлогенической эпохи, находясь под гидротермальным воздействием, Mo^{4+} может окисляться до йордизита в среде с сильным кислотным восстановлением при низкой температуре и комнатной температуре. Ильсеманнит является продуктом окисления, который в дальнейшем может быть окислен до молибдита.

6. Выводы.

1. В сочетании с 3D-моделью можно подтвердить, что окружающие породы пологой верхней контактной зоны и вершины плутона в большей степени способствуют образованию рудных тел высокого качества, форма рудных тел Mo в основном связана с пространственной морфологией и залеганием небольших плутонов, а в ядре плутона руды нет.

2. Молибденит начал образовываться после выпадения магнетита, что привело к образованию рудных тел с Fe раньше, чем с Mo, в то время как рудные тела с Fe обычно образовывали рудные тела с Mo–Fe, вызванные наложенной минерализацией Mo. В целом, рудные тела с преобладанием магнетита Fe имеют временную, пространственную и генетическую значимость и/или оказывают контрольное воздействие на Mo и его оксидные рудные тела.

3. Месторождение Mo–Fe Шанфанггоу было сформировано в условиях высокой температуры и высокой летучести кислорода, обеспеченное корово–мантийным смешанным источником и магма-гидротермальным рудообразующим источником. Рудообразующему флюиду отдается приоритет магматической воды с возможным добавлением небольшого количества метаморфической воды из пластов.

4. При выпадении молибденита в осадок в нем происходят следующие два различных процесса окисления со снижением температуры, летучести кислорода и кислотности: (1) гипергенное окисление (стадия 5) — молибденит- $\text{MoO}_2 \cdot \text{SO}_4$ — сложные ионно-оксидные минералы с преобладанием пауэтита–вольфрама-пауэллита. В процессе окисления молибденит сначала окисляется до комплексного иона $\text{MoO}_2 \text{SO}_4$, а затем вступает в реакцию с карбонатным раствором с образованием поуэтита, в котором элементы W и Mo могут быть замещены полным изоморфизмом, образуя уникальные вторичные рудные тела с оксидом Mo, в которых преобладает вольфрам-пауэллит; (2) Металлогеническая эпоха (стадия 4) — когда раствор сильно кислый, молибденит сначала превращается в йордизит, а продуктом окисления является ильсеманнит, который в конечном итоге может быть полностью окислен до молибдита.

IV. МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ПРИ ГЛУБИННОЙ РАЗВЕДКЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (*м-ние Гули, Восточно-Куьлуньский металлогенический пояс, Китай*) [2].

1. Введение.

Восточно-Куьлуньский орогенный пояс пережил эволюцию четырех различных тектонических циклов: докембрийского, раннего палеозоя, от позднего палеозоя до раннего мезозоя и от позднего мезозоя до кайнозоя, с широким распространением интрузивных и вулканических пород. Он пережил эволюционные процессы прототетиса, палео-тетиса и неотетиса с палеопротерозоя по настоящее время, сформировав большое количество полиметаллических рудных месторождений (Au-Cu-Co-Ni-Fe-Pb-Zn). Уникальное геотектоническое положение, сложная тектоническая обстановка, частая магматическая активность и различные степени метаморфизма Восточно-Куьлуньского складчатого пояса привели к разнообразию типов металлической минерализации.

Рудный район Гули в восточной части Восточно-Куьлуньского пояса является одним из важнейших районов рудных месторождений Au-Ag-Pb-Zn, связанных с индосинскими металлогеническими флюидами (рис. 1b).

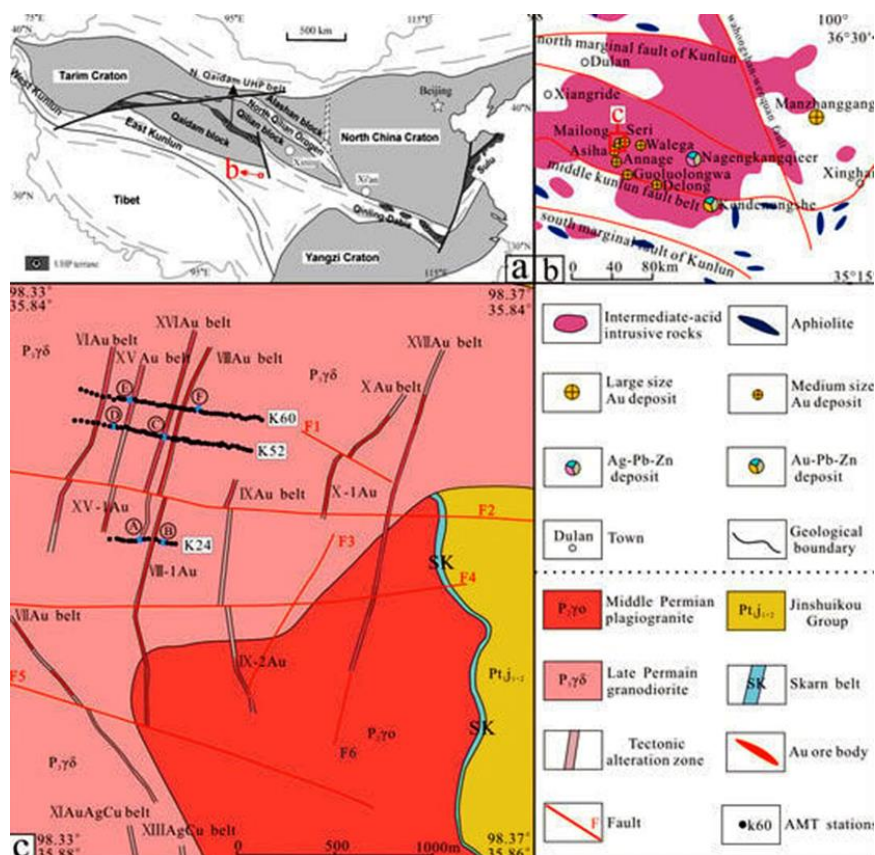


Рис. 1. (а) Схема исследуемой территории и основных тектонических элементов. (б) Схема интрузивных пород, офиолитов и м-ний в районе рудопроявления Гули. (с) Геолого-минералогическая схема, показывающая расположение станций АМТ в районе добычи золота Майлонг.

Майлонг является одним из важных месторождений. Оно расположено на большой высоте со сложным рельефом и имеет скрытый характер. Эти условия ограничивали предыдущие результаты ГРР. В прошлом они в основном основывались на поверхностных геологических исследованиях и геохимических аномалиях. Отсутствие глубинной информации замедляло прогресс ГРР. Для решения этой проблемы была использована технология АМТ exploration для изучения глубинной структуры и определения участков для более глубокой разведки, что дало положительный результат.

Магнитотеллурический метод в настоящее время широко используется при ГРР на скрытое оруденение. АМТ наблюдает электрическую структуру в диапазоне глубин от десятков метров до нескольких километров, наблюдая за звуковым диапазоном частот сигнала геомагнитного поля (0,1 Гц ~ 100 кГц). Благодаря своим быстрым, эффективным преимуществам, при значительной глубине обнаружения, метод широко используется при ГРР в т.ч. на полиметаллические и золоторудные месторождения

2. Геологические и геофизические предпосылки.

Месторождение Майлонг расположено к северу от Средне-Куньлуньского разлома (рис. 1с). Наличие интрузивных пород и зон пересечения разломов создали важные геологические условия для рудной минерализации. Выявлены интрузии средне-кислых пород, в основном поздне-пермских гранодиоритов и средне-пермских плагиогранитов. Основными вмещающими породами являются палео-протерозойская формация Цзиншуйкоу. В районе широко развита разломная тектоника, контролирующая оруденение. Вторичными структурами являются надвиговые разломы север-северо-восточного простирания, с несколькими периодами активности. Часто они являются рудоконтролирующими структурами.

На площади исследуемого района есть гравитационная и магнитная карты (рис. 2a,b).

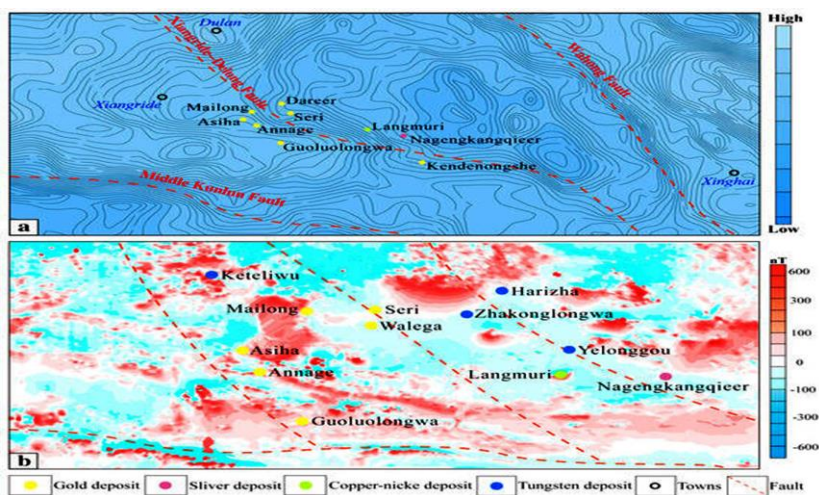


Рис. 2. (a) Гравитационная карта в масштабе 1:1 000 000; (b) карта магнитных аномалий в масштабе 1: 1:50 000.

Гравитационные аномалии в масштабе 1:1 000 000 характеризуются линейными зонами с резко изменяющимся гравитационным градиентом шириной 30-40 км в северо-западном направлении, совпадающим со Средне-Куньлуньским поясом разломов, контролирующим рудные залежи в районе месторождения Гули (рис. 2а).

Полосы положительных и отрицательных магнитных аномалий высокой интенсивности, простираются с востока на запад. Они указывают на то, что регион Восточный Куньлунь состоит из нескольких геологических блоков. Глубинные разломы разделяют эти блоки и контролируют тела основных и ультраосновных пород (рис. 2b). В большинстве амплитуды магнитных аномалий невелики, но есть несколько крупных аномалий, связанных со среднекислыми интрузивными телами. Обнаруженные полиметаллические месторождения в основном расположены в переходных зонах между положительными и отрицательными магнитными аномалиями.

3. Сбор, обработка и анализ данных АМТ.

3.1. Сбор и обработка данных

Глубина проникновения электромагнитного сигнала напрямую связана с квадратным корнем из его частоты. Данные АМТ, использованные в этом исследовании, были собраны Геологической службой Цинхая. Среднее расстояние между станциями составляет ~ 20 м и ~ 10 м для зоны фокусировки. Поляризация определяется с использованием истинного севера как положительной оси x , а востока - как положительной оси y . Ортогональные компоненты электрического поля E_x , E_y и компоненты магнитного поля H_x , H_y были записаны на каждой станции.

Профили АМТ (K60, K52, K24) были ориентированы перпендикулярно простираению металлогенических зон (черные точки на рисунке 1с). Были собраны данные в общей сложности со 123 станций АМТ. Наблюдения за данными АМТ были записаны на всех станциях с помощью приборов MTU-5C компании Phoenix-Geophysics, Торонто, Канада. На каждой станции было собрано не менее 1 часа данных временных рядов, которые затем были преобразованы в передаточные функции для диапазонов периодов от 0,0001 до 10 секунд.

Данные были обработаны с использованием программного обеспечения EMTower (версия 2.21.0). На каждой станции применялись методы дистанционной привязки и робастной оценки. Спектральная плотность мощности была тщательно проанализирована, и данные из временных интервалов помех были устранены. Эти технические меры повысили качество обработки данных (рис. 3).

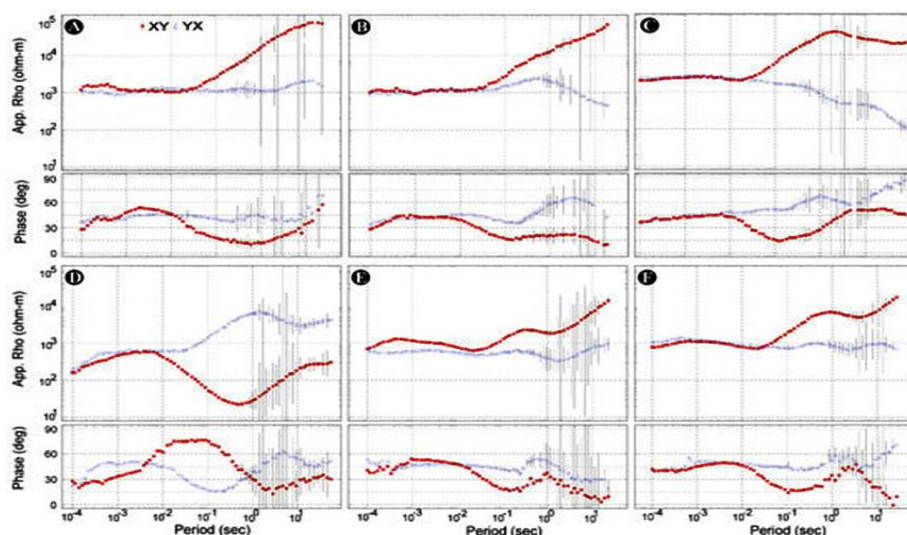


Рис. 3. Кривые зондирования на шести станциях АМТ, их местоположения отмечены (А–F) на рис. 1с.

3.2. Анализ данных.

Перед инвертированием данных был проведен анализ размерности, чтобы точно определить размерность подземных структур. Параметр асимметрии, предложенный Бахром, может быть использован для определения того, удовлетворяют ли данные ЭМ двумерному предположению, на которое в меньшей степени влияет эффект искажения электромагнитного поля. Данные ЭМ можно рассматривать как двумерные, когда значение асимметрии меньше 0,3. В то же время значения асимметрии, превышающие 0,3, могут указывать на наличие трехмерных структур в недрах. На рисунке 4 показаны псевдосечения скосов Бахра, мелководная часть четырех профилей демонстрирует очевидную двумерную структуру, а трехмерные характеристики проявляются только в глубокой части, представленной периодом 1с. Профили удовлетворяют двумерному предположению и могут быть исследованы с помощью двумерной инверсии.

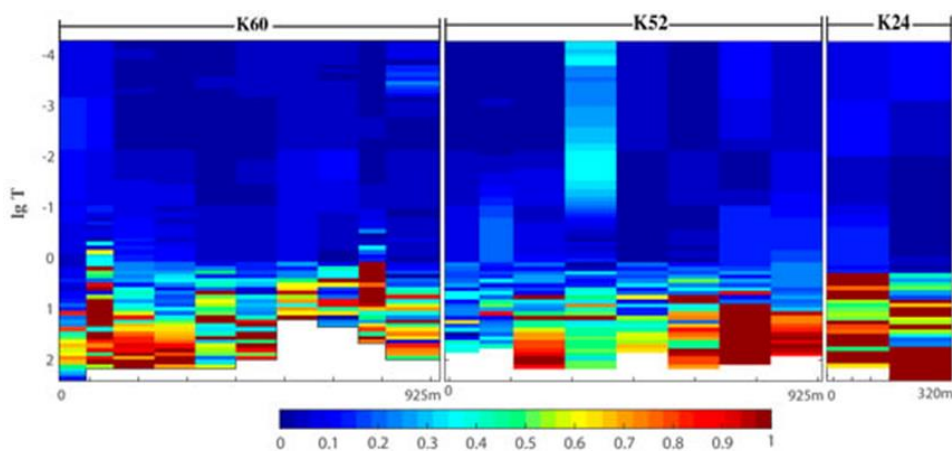


Рис. 4. Псевдосечения барского скоса профилей K60, K52 и K24.

Также использовали тензор фазы для определения размерности. Это наиболее часто используемый метод размерного анализа, преимущество которого заключается в независимости от локальных искажений электрического поля.

Тензор фазы определяется максимальным фазовым углом, минимальным фазовым углом и углом перекоса и показан большой и малой осями эллипса и цветом. Если угол наклона меньше 3° , подповерхностную среду можно рассматривать как двумерную структуру. В общем, большая или малая ось эллипса представляет направление структуры, и когда эллипс становится кругом, подповерхностная среда считается одномерной.

На рисунке 5 показаны результаты фазово-тензорного анализа для всех периодов трех профилей. Углы наклона в основном меньше 3° , а некоторые даже меньше 1° , имеют одинаковую длину большой и малой осей, что предполагает двумерную структуру в мелководной части, при этом некоторые участки демонстрируют одномерные характеристики. Только в последние периоды (1с) многие станции имеют углы наклона, превышающие 3° . Это согласуется с результатами Bahr skews. Подводя итог, размерность исследуемой территории характеризуется в основном 2D-особенностями, и следует провести 2D-инверсионное исследование.

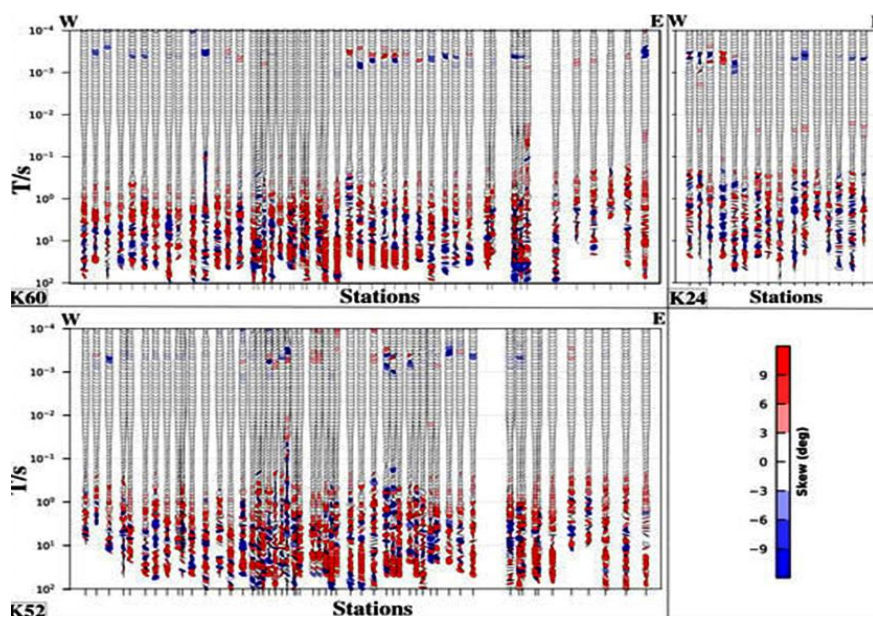


Рис. 5. Распределение фазовых тензоров профилей K60, K52 и K24 АМТ.

После подтверждения того, что двумерная инверсия необходима посредством анализа размерности, важно проанализировать тектонический план региона, и только повернув электромагнитные данные в его направлении, электромагнитные данные можно разложить на две группы независимых режимов поляризации ТЕ и ТМ. Разложение по тензору импеданса широко используется для определения направления удара и устранения гальванических искажений в данных ЭМ. Розовые диаграммы на рисунке 6 показывают направления

простираения, полученные алгоритмом “strike”. Угол простираения, рассчитанный на основе тензорного разложения, может иметь погрешность в 90° , которую можно решить с помощью векторов индукции и региональной геологической информации. Таким образом, синие и красные клинья, перпендикулярные друг другу, показывают два возможных направления простираения. Учитывая результаты поверхностной геологической съемки, синие клинья больше соответствуют направлениям простираения. Для всех профилей может быть четко определен угол $N15^\circ E$, что также согласуется с простираением металлогенических зон. Наконец, все ЭМ-данные в профилях K60, K52 и K24 были повернуты в систему координат $NE15^\circ$ для 2D-инверсии.

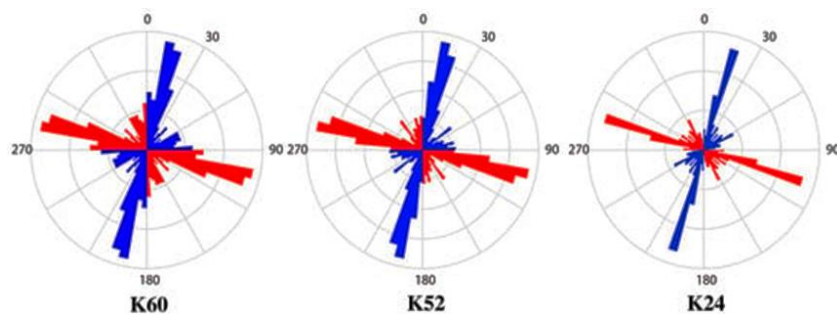


Рис. 6. Результаты декомпозиции тензора импеданса с данными за все периоды в каждом профиле.

3.3. 2D инверсии.

2D-инверсия использует идею нескольких режимов и множества параметров, объединенных для нескольких испытаний 2D-инверсии. Для включения большего количества данных в инверсию и ограничения электрической модели были выполнены совместные инверсии TE+TM с использованием алгоритма инверсии нелинейного сопряженного градиента (NLGG), интегрированного в программное обеспечение WinGLink (2.20.01). При инверсии использовались данные АМТ с периодом 0,0001–1 сек. Исходной моделью было однородное полупространство с удельным сопротивлением 100 Ом·м, благодаря локальным проводящим телам, которые независимо сдвигают частоту кривых кажущегося удельного сопротивления, но оставляют фазовые кривые неизменными. Минимальные значения фазовой погрешности для режимов TM и TE были установлены на уровне 5%, а минимальный уровень ошибки удельного сопротивления TM был установлен на уровне 10%. На данные TE mode легко влияет эффект “статического сдвига”, и данные трудно подогнать под инверсию. Поэтому минимальное значение погрешности удельного сопротивления для режима TE было установлено равным 100%, чтобы уменьшить влияние статического сдвига. Для инверсии используются различные значения коэффициента регуляризации τ . После 200 итераций окончательное

среднеквадратичное несоответствие профилей K60, K52 и K24 составляет 1,6147, 1,5042 и 1,4231 соответственно.

4. Обсуждение и интерпретация.

4.1. Электрические структурные характеристики

М-ние Майлонг имеет сложную геологическую структуру с трещиноватыми и сильно измененными породами. Вблизи поверхности имеются локализованные области электрической неоднородности, что обеспечивает основу для обнаружения различий в физических свойствах пород. Путем применения точной статической коррекции сдвига и 2D-инверсии с данными рельефа были получены 2D-электрические модели профилей k60, k50 и k24 АМТ. 2D-модель удельного сопротивления хорошо согласуется с распределением измененных зон, пород и разломов, обеспечивая четкое и обоснованное изображение основных геологических особенностей и структур. Сравнительные исследования между инверсионными моделями и известными геологическими структурами показывают, что модель может достоверно отражать реальные геологические слои и структуры.

Профиль K60 соответствует разведочной линии №60, модель 2D электрической интерпретации показана на рисунке 7.

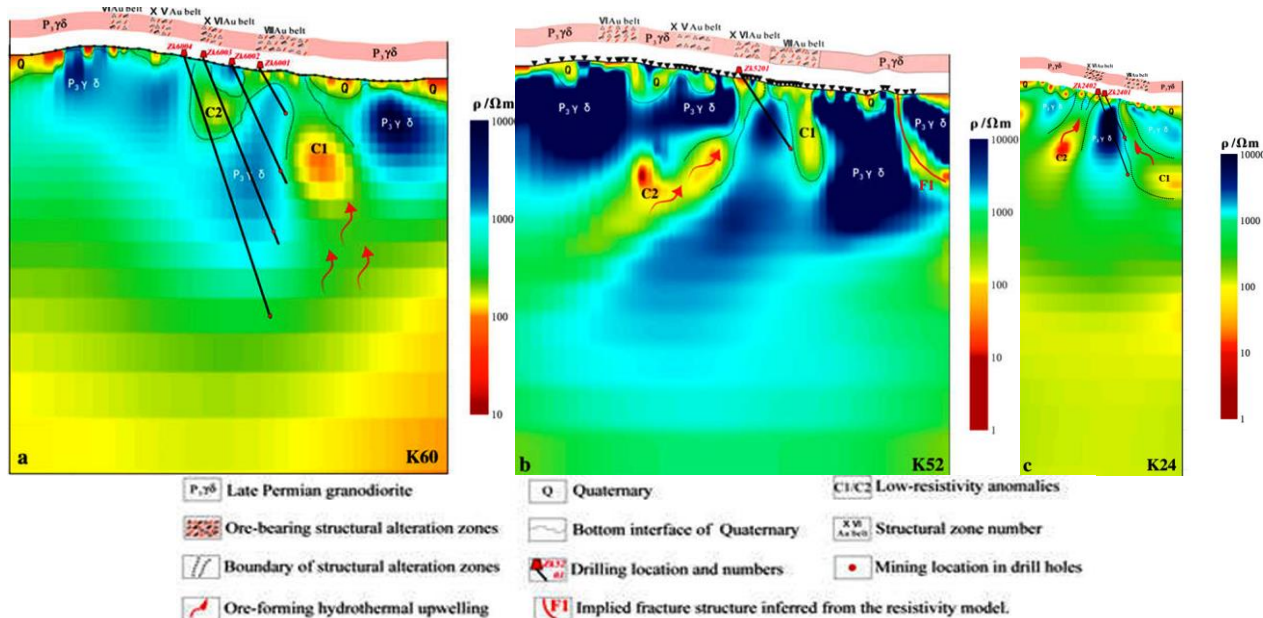


Рис. 7. (а) Комплексные модели геолого-геофизической интерпретации K60. (б) Комплексные модели геолого-геофизической интерпретации K52. (с) Комплексные модели геолого-геофизической интерпретации K24.

Модель демонстрирует характеристику «бокового блока, вертикального расслоения». По вертикали её можно условно разделить на три слоя: приповерхностный слой с низким удельным сопротивлением мощностью 5–50 м, слой с высоким удельным сопротивлением толщиной 50–800 м и более глубокий слой с низким удельным сопротивлением. Удельное

сопротивление меняется от низкого к высокому, от среднего к низкому от поверхности к глубине. Приповерхностный слой состоит из четвертичных аллювиальных и делювиальных отложений с развитыми почвенными слоями, густой корневой системой растительности и относительно небольшой мощностью слоя с низким удельным сопротивлением, что указывает на то, что первый электрический слой соответствует четвертичному покровному слою. Второй электрический слой, как правило, более мощный, с более высокими значениями удельного сопротивления, обычно превышающими 2000 Ом·м, и состоит в основном из среднекислых интрузивных пород, среди которых преобладают гранит и диорит, обладающие высоким удельным сопротивлением. На глубине около 1000 м он демонстрирует низкие характеристики сопротивления. Электрическая модель в основном характеризуется блоками с высоким сопротивлением, которые пересекаются градиентными зонами со средним и низким сопротивлением. Основываясь на геологических данных, эти неглубокие зоны электрического градиента соответствуют известным разломам. Рудоносные зоны изменений в основном полосообразные, жильные и прожилкообразные, в основном встречаются в северо-восточном направлении в грано-диоритах и относительно плотные с кластерным распределением. Все рудные тела распределены в зонах изменений. Таким образом, зоны разделения по электрическому градиенту с низким сопротивлением и относительно низким сопротивлением в профиле отражают региональные зоны структурных разрывов, сформированные во время ранних тектонических движений, которые являются основными рудоконтролирующими структурами. Этот профиль проходит с запада на восток, показывая несколько зон с низким удельным сопротивлением на высоте 200-220 м, 290-310 м, 400-430 м и 520-650 м. Эти аномалии с низким удельным сопротивлением соответствуют четырем основным рудоносным зонам, в основном обнаруженным в результате поверхностных ГРП. Однако аномалии низкого удельного сопротивления, соответствующие рудоносным зонам структурных изменений, довольно малы по масштабу, с протяженностью в глубину всего 20-30 м. В сочетании с данными ГРП вмещающие породы состоят из интрузий средней кислотности и анклавов докембрийских метаморфических пород. Они проявляют в основном высокое удельное сопротивление с точки зрения электрических свойств. В то же время минерализованные тела, в основном состоящие из сульфидов кварцевых жил, заполняющих разломы, в основном демонстрируют низкое сопротивление с точки зрения электрических свойств. Учитывая геологический фон района, электрические свойства горных пород и руды, делается вывод, что рудные зоны малоглубинный характер, на поверхности присутствуют лишь небольшие аномалии с низким удельным сопротивлением. Это соответствует результатам, полученным при поверхностных ГРП. Зона Au XVI является следующей по важности, но простирается всего

на 200 м. Au VIII имеет самый большой масштаб, демонстрируя четкие аномалии низкого удельного сопротивления на глубине (рис. 7а (C1)), что указывает на значительный потенциал разведки. Были пробурены четыре скважины - результаты проверки соответствовали выводам модели.

Профиль K52 соответствует разведочной линии №52, окончательная модель 2D электрической интерпретации показана на рисунке 7b. Эта модель также демонстрирует функцию “бокового блока, вертикального наслоения”. По вертикали ее можно грубо разделить на слой с низким удельным сопротивлением 5-50 м, тело с высоким удельным сопротивлением от 50-900 м с удельным сопротивлением, достигающим 10000 Омм, и ниже 900 м, постепенный переход к характеристикам с низким удельным сопротивлением, демонстрирующий трехслойную электрическую структуру с низким–высоким–низким и средним удельным сопротивлением. Предполагается, что неглубокая аномалия с низким удельным сопротивлением представляет собой четвертичный аллювиальный и остаточный осадочный покров склона в приповерхностной зоне; второй электрический слой имеет общую большую мощность с высокими значениями удельного сопротивления, обычно выше 4000 Омм. Согласно результатам бурения, это тело с высоким удельным сопротивлением состоит из гранитов и диоритов, внедренных в каледонский и герцинский периоды, в основном обладающих высокими характеристиками удельного сопротивления. Электрическая модель в основном показывает блоки с высоким сопротивлением, отчетливо прорезанные полосами градиента от среднего до низкого сопротивления. С запада на восток в этом профиле существуют множественные полосы с низким удельным сопротивлением на глубине 180-220 м, 350-400 м, 480-520 м и 600-650 м. Эти четыре аномалии с низким удельным сопротивлением соответствуют основным рудоносным зонам, обнаруженным при поверхностных ГРП. Рудоносные зоны изменений в основном залегают в ленточных, жильных и тонко-жильноподобных формах в северо-восточном направлении в грано-диорите. Все связанные рудные тела распределены в пределах этих зон изменений. Таким образом, полосы низкого удельного сопротивления этого профиля и градиента относительно низкого удельного сопротивления отражают зоны внутренних разломных структур и являются отличительными характеристиками рудных тел. (рис. 7b (C2, C1). Кроме того, в профиле были обнаружены новые скрытые структуры, вероятно, отражающие зоны трещиноватости.

Профиль K24 соответствует разведочной линии №24, окончательная модель 2D электрической интерпретации показана на рисунке 7с. Эту модель можно условно разделить по вертикали на неглубокий слой с низким удельным сопротивлением толщиной 5–20 м, тело с высоким удельным сопротивлением, достигающим 10 000 Ом·м на глубине 20–500 м, и

постепенно проявляющийся слой с низким удельным сопротивлением на глубине ниже 500 м, демонстрирующий трёхслойную электрическую структуру с низким–высоким–средним удельным сопротивлением. Предполагается, что неглубокая аномалия с низким удельным сопротивлением является покровным слоем; второй электрический слой, как правило, имеет большую мощность и высокое удельное сопротивление, обычно превышающее 3000 Ом·м, что отражает интрузивные породы, в основном демонстрирующие высокое удельное сопротивление. В поперечном сечении электрическая структура в основном демонстрирует сегментированные аномалии с высоким удельным сопротивлением и аномалии со средним и низким удельным сопротивлением. На основе анализа было установлено, что зона электрического градиента с высоким удельным сопротивлением и низким удельным сопротивлением представляет собой зону разлома. Положение рудных зон совпадает с зонами градиента на разрезе (рис. 7с (C1, C2), связанных с неглубоким трендом с низким удельным сопротивлением, что, возможно, указывает на структурную особенность зоны разлома, простирающейся глубоко и обеспечивающей канал для подъема гидротермальных рудоносных растворов.

4.2. Поисково-разведочный результат.

Из 2D-модели удельного сопротивления мы обнаружили, что расположение рудного тела представляет собой пояс контактного преобразования с высоким и низким сопротивлением. Глубина залегания каждой рудной зоны примерно одинакова, и все они имеют тенденцию распространяться на большую глубину. Полосы с низким удельным сопротивлением соответствуют зонам изменения основных тектонических разломов региона. Особенно в профиле K60 в глубине рудного пояса AuVIII четко прослеживается зона с низким удельным сопротивлением, которая, как предполагается, отражает зону глубокой структурной трещиноватости. На глубине могут быть скрыты минерализованные тела, указывающие на хорошие перспективы поисков в глубокой части этого района и очерчивающие благоприятные районы для глубокой разведки. Впоследствии буровая скважина 6004 подтвердила наличие рудного тела мощностью 1,67 м на глубине 660 м с содержанием золота 2,37 г/т, что эффективно подтвердило геофизические и геохимические методы разведки. Считается, что глубинная часть этого района обладает хорошим потенциалом для разведки полезных ископаемых, и предполагается, что может быть проведена проверка скважины глубиной более 1000 м. Аналогичным образом, в профиле K52 была обнаружена значительная аномалия с низким удельным сопротивлением глубоко в рудном поясе Ауксви (рис. 7b(C1), который может служить целевым районом для глубоких поисковых работ. В связи с этим приоритет будет отдан проверке этого района в дальнейшей работе. Кроме того, в K24

мощный четвертичный покров препятствовал продвижению работ на поверхности. Однако двумерный электрический профиль, проходящий через покрытую область, эффективно выявил зону разлома с низким удельным сопротивлением. Было обнаружено, что минеральные пояса AuXVI и AuVIII простираются на юг до окрестностей 24-й разведочной линии. При поверхностном рытье траншей было обнаружено, что это структурно измененная зона с явными характеристиками золотого оруденения, что служит основой для дальнейшей проверки глубинного целевого участка (рис. 7с (C1)). В результате электромагнитный метод дал значительные результаты при разведке золоторудного месторождения Голоу, ознаменовав прорыв в разведочных работах.

4.3. Модель и механизм рудообразования.

Широко распространено мнение, что формирование полиметаллических месторождений в районе Гули тесно связано с региональной магматической тектонической активностью и демонстрирует характеристики нескольких фаз оруденения. Предполагается, что интенсивные тектонические движения во время каледонско-герцинского периода привели к частой и интенсивной магматической активности, что привело к образованию множества зон трещиноватости в разных направлениях и с разными механическими свойствами из-за напряжений сжатия с севера на юг в регионе. Кроме того, продолжающееся утолщение зоны магматической дуги Кунбэй вызвало переплавку коры и мантии, что привело к образованию глубоко залегающей расплавленной магмы. Эта расплавленная магма проникла вдоль структур разломов, способствуя проникновению и миграции гидротермальных флюидов вдоль этих структур, вызывая реакции с окружающими породами, обогащение рудообразующими материалами и их отложению как показано на рисунке 8.

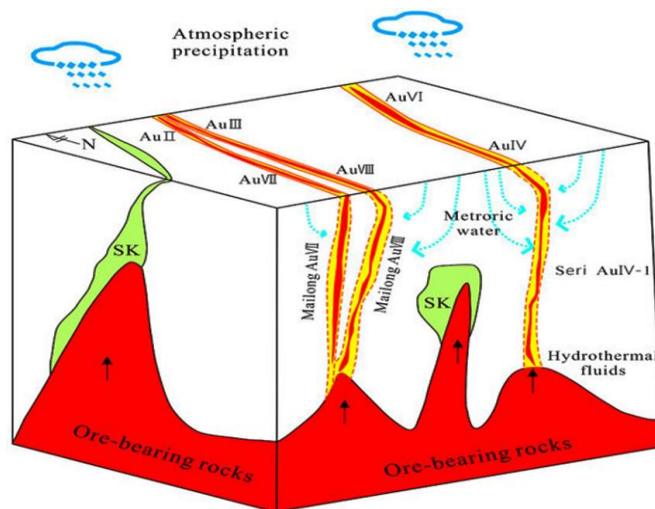


Рис. 8. Механизм рудоформирования и модель рудного района Майлонг.

5. Выводы.

1. На основе результатов поверхностных ГРП был очерчен целевой район поисков скрытого оруденения. Была построена 2D-модель удельного сопротивления на основе высокочастотных магнитотеллурических данных в районе м-ния Гули Восточно-Кунылунского металлогенического пояса.

2. Исследуемая территория контролируется серией крупных разломных структур, контролирующей интенсивную магматическую активность, что привело к образованию обширных обнажений интрузивных пород и сети зон трещиноватости в основном северо-западных сдвиговых и надвиговых разломов, создавших благоприятные рудообразующие геологические условия в районе.

3. 2D-модель удельного сопротивления показывает, что разные зоны трещиноватости формируются на разных глубинах и имеют различную протяженность, обеспечивая пространства для гидротермальной активности и локализации оруденения.

4. Использование высокочастотного магнитотеллурического метода показало хорошие результаты при выявлении скрытого полиметаллического оруденения.

V. РОЛЬ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ М-НИЙ УРАНА ПЕСЧАНИКОВОГО ТИПА (*м-ние Хайцзинь, бассейн Сунляо, СВ Китая*) [3].

1. Введение.

Месторождения урана в песчаниках стали одним из наиболее значимых типов месторождений урана в мире благодаря небольшой глубине залегания, крупным масштабам, пригодности для выщелачивания на месте и низким затратам на добычу. Их формирование тесно связано с условиями осадконакопления песчаников, тектонической эволюцией и последующей деятельностью флюидов. Генезис этих месторождений обычно включает в себя сложные эпигенетические процессы изменения, в том числе перекристаллизацию, метасоматоз и разложение урановых минералов и сопутствующих минералов (например, пирита, кальцита и глинистых минералов), сопровождающиеся миграцией и перераспределением элементов. В частности, миграция и распределение таких элементов, как молибден, ванадий, рений и редкоземельные элементы (РЗЭ), имеют решающее значение для понимания природы и эволюции рудообразующих флюидов. Кроме того, эпигенетические изменения могут влиять на минералогические и геохимические характеристики урановых рудных тел, что приводит к вторичным изменениям морфологии месторождений и усложнению механизмов образования металлов. Таким образом, изучение эпигенетических изменений в месторождениях урана, залегающих в песчаниках, не только расширяет наше понимание рудообразующих флюидов и механизмов минерализации, но и даёт важные рекомендации для поисков, разведки и оценки ресурсов.

В последние годы были достигнуты значительные успехи в разведке месторождений урана в песчаниках в районе Цяньцзядянь на юго-западе бассейна Сунляо, что привело к открытию и выявлению ряда крупных месторождений урана. Это открыло новые возможности для поисков месторождений урана в мезозойско-кайнозойских континентальных осадочных бассейнах на северо-востоке Китая. Исследователи изучали металлогенические характеристики и модели урановой минерализации в районе Цяньцзядянь с разных точек зрения, включая региональные металлогенические условия, тектоническую эволюцию, особенности осадочных пород, содержащих уран, урановых минералов и металлогеническую хронологию. Некоторые поддерживают модель межслойной зоны окисления, предполагая, что рудообразующие флюиды в основном представляли собой урансодержащие окислительные флюиды, образовавшиеся из атмосферной воды. Эти окисленные бикарбонатные воды, богатые ураном, мигрировали через проницаемые песчаники, ограниченные вышележащими и нижележащими глинистыми водоупорами, что привело к осаждению урана и образованию руды посредством

межслойной окислительной инфильтрации. Другие предлагают альтернативные модели, утверждая, что минерализация урана возникла в результате сочетания межслойного окисления и глубинных флюидов, таких как магматические гидротермальные флюиды, углеводороды или природный газ. Таким образом, генетическая модель месторождений урана в песчаниках в районе Цяньцзядянь остаётся нерешённой.

В свете этих неопределённостей в данном исследовании основное внимание уделяется месторождению урана Хайцзин в песчаниках бассейна Сунляо. С точки зрения эпигенетических изменений проявляются их типы и минеральные ассоциации, устанавливается последовательность минеральных изменений и определяются зоны изменений в рудоносных пластах. Это исследование предоставит петрологические и геохимические данные о генетических механизмах месторождения и предлагает теоретическую основу для дальнейших поисков месторождений урана в песчаниках в этом регионе.

2. Геологические условия.

Бассейн Сунляо — это мезозойский нефтегазоносный бассейн с разломно-осевой композитной структурой, расположенный на кратонном фундаменте (рис. 1).

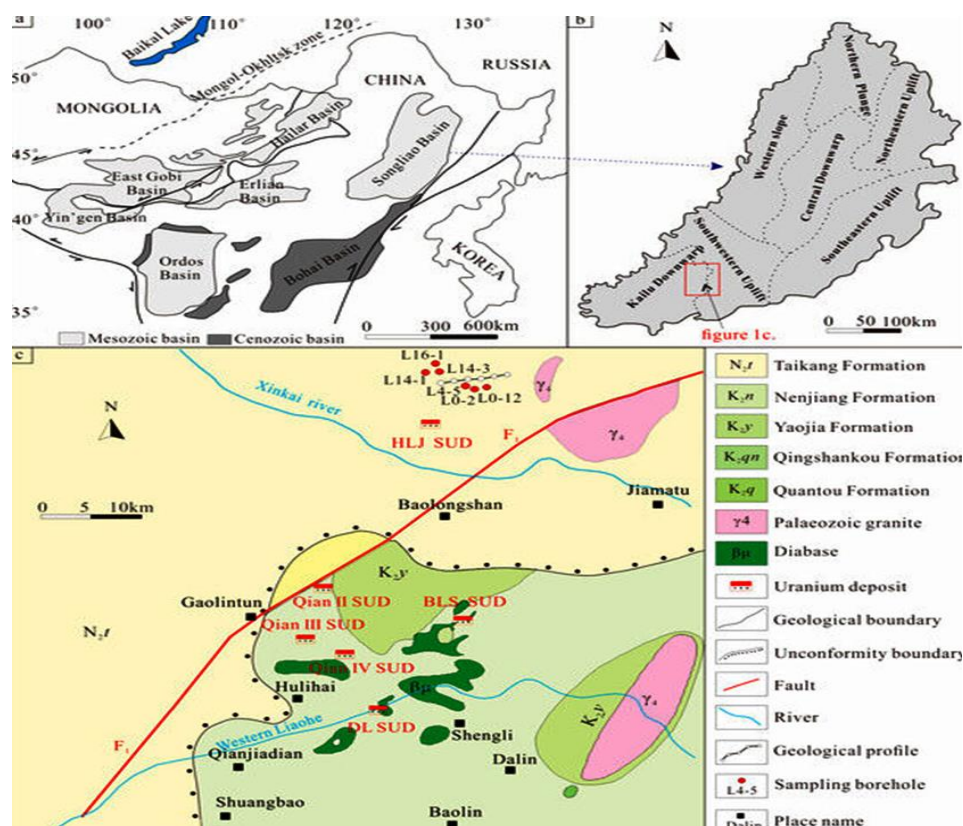


Рис. 1. Структурная карта мезозойских и кайнозойских осадочных бассейнов на севере Китая. (а) тектоническая схема бассейна Сунляо (b); схема района Цяньцзядянь (с). месторождения урана в песчаниках: BLS SUD в Баолуншань; DL SUD в Далин; HLJ SUD в Хайцзинь; Цянь II SUD в Цянь II; Цянь III SUD в Цянь III; Цянь IV.

Бассейн Сунляо находится на пересечении Палеоазиатского и Палеотихоокеанского тектонических поясов, простираясь в направлении с северо-востока на юго-запад. Его эволюцию можно разделить на три основных этапа: позднеюрский (J_3) — раннемеловой (K_1) этап рифтогенеза, позднемеловой (K_2) этап впадины и последующий этап тектонической инверсии. На этапе рифтогенеза в бассейне Сунляо образовалось более 30 контролируемых разломами суббассейнов разного масштаба, сопровождавшихся многочисленными угленосными осадочно-вулканическими толщами. Стадия прогибания была критическим периодом для формирования ключевых потенциально ураноносных целевых формаций, в том числе формации Цюаньтоу (K_2q), формации Циншанькоу (K_2qn) и формации Яоцзя (K_2y). Тектоническая инверсия произошла в позднем нэньцзянском (K_2n) и позднем миншуйском (K_2m) периодах, что привело к поднятию и образованию зон разрядки в песчаниках разных стратиграфических уровней и литологий. Эти зоны декомпрессии создавали благоприятные условия для масштабной миграции и фильтрации ураносодержащих флюидов, способствуя минерализации урана.

Бассейн Сунляо можно разделить на семь тектонических единиц первого порядка: Северное погружение, Центральное опускание, Северо-Восточный подъём, Юго-Восточный подъём, Юго-Западный подъём, Западный склон и Кайлуское опускание (рис. 1b). Эти единицы, в свою очередь, состоят из различных прогибов и поднятий. Месторождение урана Хайцзинь расположено в переходной зоне между Юго-Западным поднятием и Кайлуским прогибом, вдоль края Цяньцзядяньской впадины (рис. 1c). В районе добычи развит домезозойский разлом фундамента, среди которых разлом F_1 в юго-восточной части наиболее тесно связан с месторождением урана Хайцзинь (рис. 1c). Разлом F_1 изначально был сбросовым разломом, но из-за тектонической инверсии в позднем нэньцзяне он превратился в надвиг. Эта структурная инверсия привела к поднятию и эрозии пластов в районе, образовав структурное эрозионное окно Баолуншань. Кроме того, разлом F_1 проникает в фундамент, создавая благоприятные условия для фильтрации и миграции глубинных восстановительных флюидов.

Данные бурения в районе свидетельствуют о наличии нескольких стратиграфических единиц, в том числе формации Циншанькоу верхнего мелового периода (K_2qn), формации Яоцзя (K_2y), формации Нэньцзян (K_2n), формации Сифангтай (K_2s), неогеновой формации Тайкан (N_2t) и четвертичных отложений. Месторождение урана Хайцзинь расположено в серых песчаниках формации Нижний Яоцзя (K_2y), которая является частью красноцветной осадочной структуры. Окисленные породы имеют цвет от ярко-красного, светло-красного и красновато-коричневого до коричневатого-красного и желтовато-коричневого. Желтоватые песчаники встречаются относительно редко и обычно имеют переходные оттенки, например, серовато-

желтые песчаники (рис. 2 и 3). В отличие от них, серые песчаники представляют собой осадочные породы серого, серовато-белого и серовато-зелёного цветов. По вертикали эти серые песчаники встречаются в виде линзовидных или шарообразных тел, находящихся внутри красновато-пёстрой осадочной породы. Рудные тела урана в основном имеют пластинчатую форму и многослойную структуру (рис. 4).

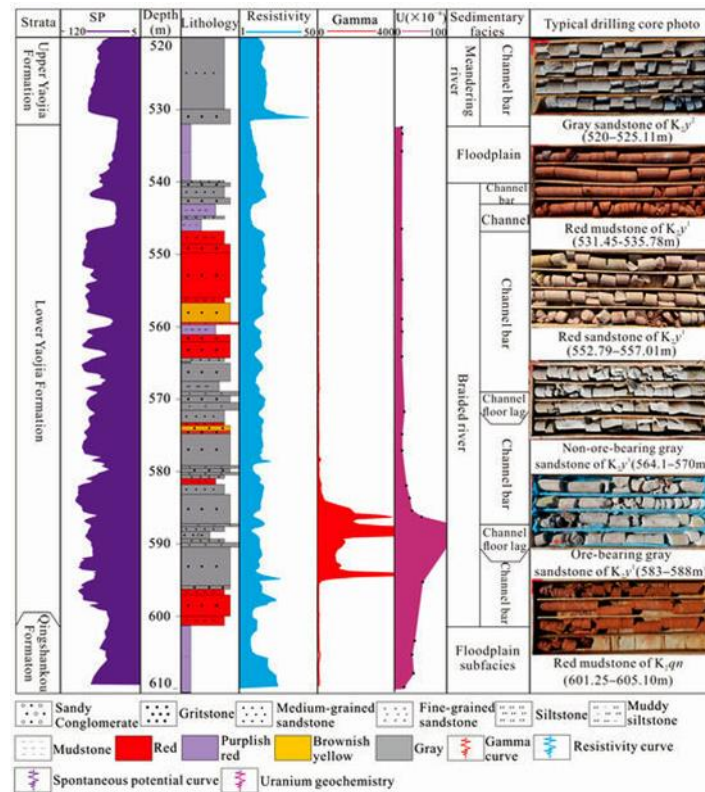


Рис. 2. Стратиграфическая колонка пластов уранового месторождения Хайцзинь.

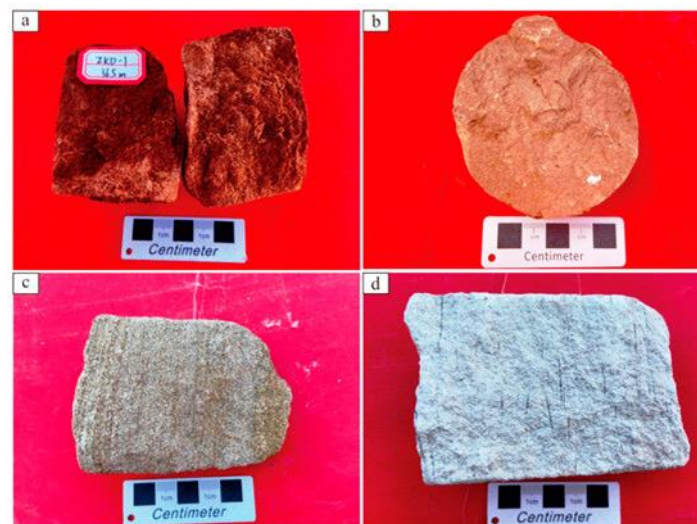


Рис. 3. Макроскопические характеристики горных пород на м-нии урана Хайцзинь.
(а) ярко-красный среднезернистый песчаник; (b) светло-красный мелкозернистый песчаник; (с) желтовато-коричневый среднезернистый песчаник; (d) серый среднезернистый песчаник с чёрными органическими включениями..

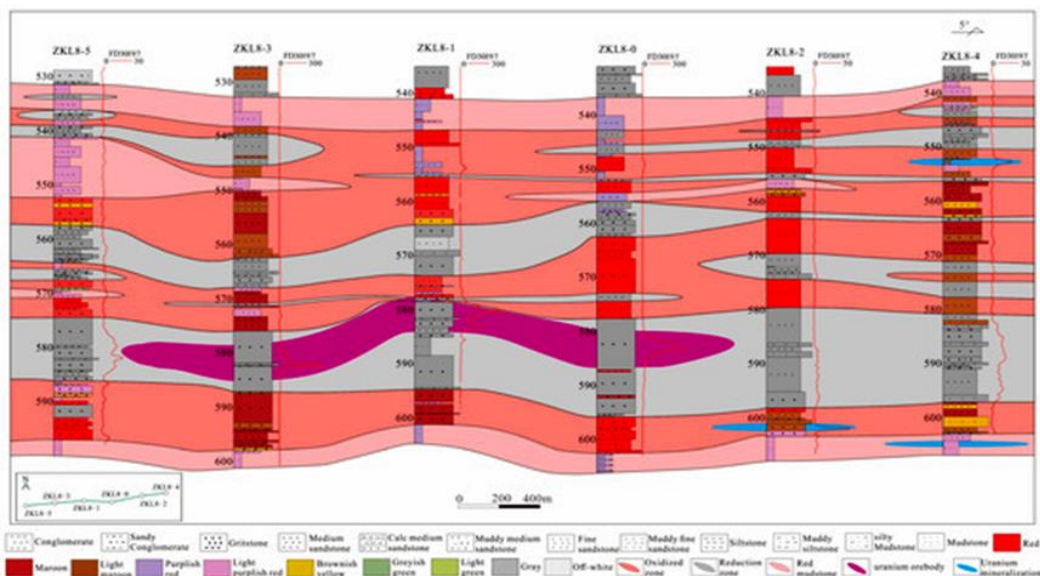


Рис. 4. Геологический разрез на м-нии Хайлицзинь.

3. Аналитические методы.

Для систематического изучения характеристик изменений уранового м-ния Хайцзин были отобраны образцы характерных красно-пятнистых и серых песчаников из ключевых кернов (места отбора образцов показаны на рис. 1). Все петрографические, геохимические, рентгеноструктурные (РСА) и сканирующие электронные микроскопические (СЭМ) анализы были проведены в аналитическом и испытательном центре Пекинского научно-исследовательского института геологии урана. Конкретные аналитические методы заключаются в следующем:

(1) Петрографическая идентификация

Петрографический анализ проводился с помощью поляризационного микроскопа Leica DM4P с отражённым светом и флуоресцентного микроскопа Zeiss Axioskop 40 с проходящим светом. Эти анализы были направлены на определение минерального состава, текстур, структур и изменений минеральных комплексов в образцах.

(2) Анализ основных и микроэлементных веществ

Состав основных элементов был проанализирован с помощью спектрографа рентгеновской флуоресценции (XRF) AB104L Axios-mAX с точностью анализа более 5%. Анализ микроэлементов был проведён с помощью масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) ELEMENT XR. Перед анализом образцы были измельчены до 200 меш, и 0,5 г каждого образца были растворены в азотной кислоте. Аналитическая точность составила более 3%. В ходе эксперимента лабораторные условия поддерживались при температуре 25°C и относительной влажности 24%.

(3) Рентгеноструктурный анализ (XRD)

Рентгенофазовый анализ проводился с использованием дифрактометра Panalytical X'PROMPD в соответствии с отраслевыми стандартами SY/T 5163-1995. Условия работы включали напряжение 40 кВ и ток 40 мА, а источником рентгеновского излучения была медная мишень. Угол сканирования варьировался от 3° до 30°.

(4) Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ)

СЭМ-анализ проводился с использованием сканирующего электронного микроскопа Nova Nano SEM450 в строгом соответствии с требованиями JY/T 0584-2020. Прибор работал при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 100 пА. Анализ элементного состава проводился с помощью энергодисперсионного спектрометра EDAX-GENESIS (EDS) в соответствии со стандартом JY/T 010-1996.

4. Результаты.

4.1. Типы изменяющихся минералов.

На основе детальной петрографической идентификации, сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), рентгеноструктурного анализа горных пород (РСА) и анализа глинистых минералов в нижней части формации Яоцзя на м-нии урана Хайцзин были выявлены шесть типов минералов-изменений. К ним относятся гематитизация, лимонитизация, карбонизация, пиритизация, глинизация и баритизация.

(1) Гематитизация

Гематитизация обычно характеризуется наличием большого количества гематита, придающего породе красноватый оттенок (рис. 5). На урановом м-нии Хайцзин гематит встречается либо в виде коллоидных вкраплений по краям обломочных зёрен кварца и полевого шпата (рис. 5a), либо в виде вкраплений в матрице (рис. 5b). При микроскопии в отражённом свете гематит имеет отчётливый тёмно-красный оттенок (рис. 5c). Петрографический анализ показывает, что гематитизация наиболее интенсивна в ярко-красных песчаниках и красных аргиллитах, за ними следуют бледно-красные и красновато-коричневые песчаники, а в коричневато-жёлтых и серовато-жёлтых песчаниках наблюдается более слабое изменение. Кроме того, в серых песчаниках гематит обычно проявляется в виде отдельных пятен по краям обломочных зёрен или внутри матрицы (рис. 5d). В целом интенсивность гематитизации демонстрирует явную тенденцию к снижению в последовательности: ярко-красный песчаник → бледно-красный и красновато-коричневый песчаник → коричневато-жёлтый и серовато-жёлтый песчаник → рудоносный серый песчаник.

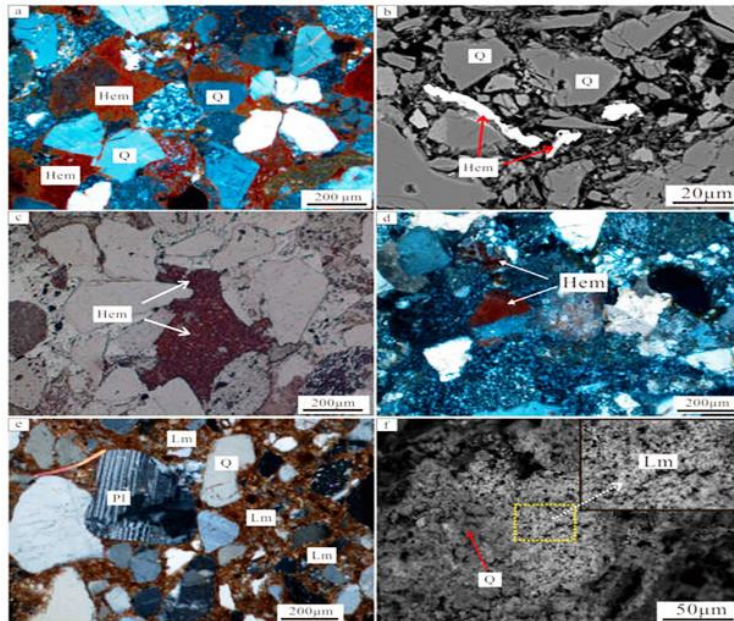


Рис. 5. Гематитизация и ферритизация нижнеоязьянской формации на урановом м-нии Хайцзинь.

(а) гелеобразный гематит на краях кварца, полевого шпата и других обломочных частиц (перекрестно поляризованный свет); (б) гематит в матрице цементующего материала (электронное изображение с обратным рассеянием); (с) коричневатно-красным гематит в отраженном свете; (д) пятна гематита в сером песчанике; (е) гелеобразный лимонит в желтом песчанике (перекрестно поляризованный свет); (ф) игольчатый ярозит (электронное изображение с обратным рассеянием).

(2) Лимонитизация

Лимонитизация обычно наблюдается в коричневато-жёлтых и серовато-жёлтых песчаниках и проявляется в коллоидной или зернистой форме (рис. 5е). Исследования показали, что лимонит представляет собой смесь гидроксидов железа, в том числе гетита, лепидокроцита и ярозита, причём содержание и степень смешивания гетита и лепидокроцита являются основными факторами, влияющими на жёлтую окраску породы. При сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) наблюдаются смеси гётита и лепидокроцита, заполняющие межзерновые пространства или покрывающие поверхности обломков полевого шпата и кварца (рис. 5ф). Кроме того, по краям зёрен пирита иногда наблюдается локальная лимонитизация, указывающая на то, что лимонитизация является процессом постдиагенетических изменений.

(3) Карбонизация

Карбонатизацию можно разделить на три типа: анкерит, кальцит и сидерит. Анкерит обычно встречается в минерализованных серых песчаниках, распределяясь в виде гранул или мозаики в межзерновой пористости обломочных зёрен (рис. 6а) или замещая обломочные зёрна по их краям в виде цемента (рис. 6б). Серпентин часто растёт по краям анкерита, образуя серпентинную кайму (рис. 6с), что указывает на то, что время цементирования анкерита совпадает с определённой стадией минерализации урана. Это позволяет предположить, что анкерит — минерал, образовавшийся в период формирования руды. Кальцит обычно встречается в красных песчаниках и может быть разделён на две категории: в одной кальцит

заполняет межзерновую пористость между обломочными минералами в качестве цементирующего материала (рис. 6d), а в другой образует полусферические или сферические зернистые заполнители в порах (рис. 6e). Это указывает на то, что кальцит в этих красных песчаниках является продуктом постдиагенетических изменений. Спорадически кальцит также встречается в рудоносных серых песчаниках. Сидерит редко встречается в минерализованных серых песчаниках и часто замещается анкеритом, что указывает на то, что образование сидерита предшествовало образованию анкерита (рис. 6f).

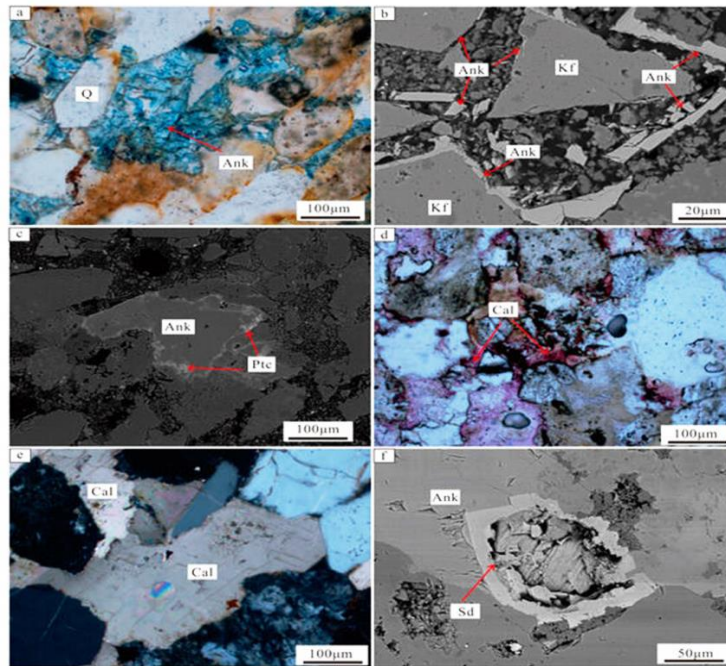


Рис. 6. Карбонатизация нижнего яоцзянского пласта на м-нии Хайлицзинь.

(a) В минерализованном сером песчанике - окрашенный анкерит (плоскополяризованный свет); (b) анкерит изменяет края калиевого полевого шпата (электронное изображение с обратным рассеянием); (c) роговая обманка вдоль края анкерита (электронное изображение с обратным рассеянием); (d) оранжево-красный кальцит (плоскополяризованный свет); (e) в красном песчанике гранулированный кальцит заполняет межзеренные поры детритовых частиц (перекрестно поляризованный свет); (f) сидерит в минерализованном сером песчанике (изображение электрона с обратным рассеянием).

(4) Пиритизация

В серых песчаниках часто наблюдается пиритизация, в том числе коллоидный пирит (I-тип), фрамбоидальный пирит (II-тип) и гранулированный пирит (III-тип) (рис. 7a–d). Пирит I- и II-типа преобладает и часто неравномерно распределён в межзерновых порах обломочных частиц, порах растворения в обломках горных пород и в органическом веществе. Некоторые зёрна пирита имеют кольцевую структуру роста, при этом ядро состоит из пирита II-го типа, а внешние края — из пирита I-го типа (рис. 7a), что указывает как минимум на две фазы пирита. Пирит I-го типа обычно связан с роговой обманкой (рис. 7e), или эти два минерала сосуществуют в органическом веществе, образуя комплекс «роговая обманка+пирит+органическое вещество», что позволяет предположить, что эти типы пирита являются продуктами фазы минерализации. Кроме того, иногда наблюдается

микроскопический и наноразмерный уранинит, прилипающий к поверхности пирита II-го типа (рис. 7f). Пирит III-го типа в основном имеет кубическую и додекаэдрическую форму, встречается в относительно закрытой диагенетической среде и считается продуктом диагенетической стадии.

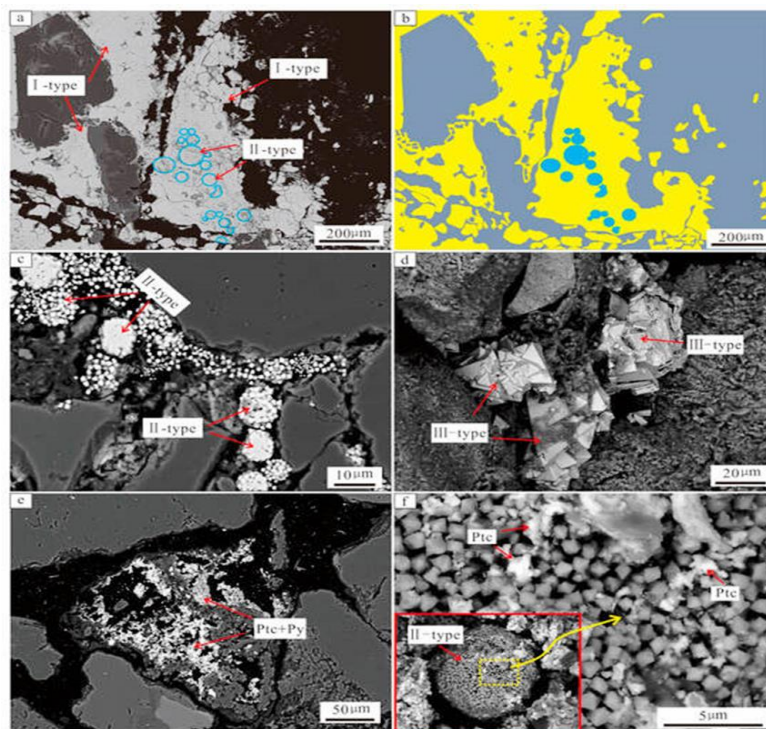


Рис. 7. Пиритизация нижней формации Яоцзя на м-нии Хайцзинь.

(a) кольцеобразный зональный пирит с ядром из пирита II типа и внешней зоной из пирита I типа - две стадии образования пирита (электронное изображение с обратным рассеянием); (b) пояснительная диаграмма к фотографии (a), желтые области - пирит I типа, в то время как синие области - пирит II типа; (c) Пирит II типа в порах между обломочными частицами (электронное изображение с обратным рассеянием); (d) пирит III типа в межзерновых порах между обломочными частицами (изображение с обратным рассеянием электронов); (e) пирит I типа с роговой обманкой (изображение с обратным рассеянием электронов); (f) поверхность пирита II типа адсорбирует урановую смолку (изображение с обратным рассеянием электронов).

(5) Глинистые изменения.

В рудоносных песчаниках уранового м-ния Хайцзинь обычно наблюдается глинизация, при этом наиболее распространены каолинит и серицит, за которыми следуют смешанные слои иллит-сметтит (I/S) и иллит. Серицитизация наблюдается в песчаниках разных цветов, в основном в виде тонкого слоя серицита вдоль ядра плагиоклаза (рис. 8a). Каолинит в основном встречается в виде пластинчатых или чешуйчатых агрегатов в межзерновых порах обломочных частиц (рис. 8b). Рентгеновский анализ показывает, что содержание каолинита в серых песчаниках и рудах значительно выше, чем в песчаниках других цветов (табл. 1). Минералы урана тесно связаны с каолинитом, при этом уран часто встречается в виде микрокристаллов, микрокристаллических агрегатов или наноразмерной роговой обманки, адсорбированной на поверхности каолинита или в его межзерновых порах (рис. 8c). Иллит в основном встречается в виде небольших чешуйчатых или пластинчатых агрегатов на поверхности обломочных частиц

или в межзерновых порах (рис. 8d). I/S и монтмориллонит редко встречаются в урановом м-нии Хайцзинь.

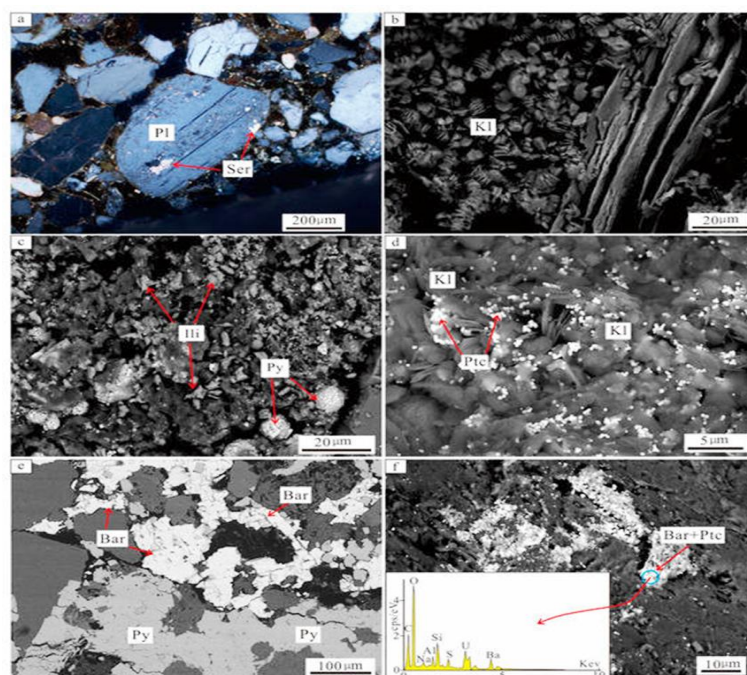


Рис. 8. Характеристики аргиллизации и баритизации формации Нижний Яоцзя на м-нии Хайцзинь. (а) изменения плагиоклаза при серицитизации (перекрестно поляризованный свет); (б) каолинит в форме чешуйки в межзеренных порах (изображение с обратным рассеянием электронов); (с) мелкочешуйчатый, пластинчатый каолинит на поверхности обломочных частиц (изображение с обратным рассеянием электронов); (д) крупнозернистые битуминозные урановые руды на поверхности каолинита (изображение с обратным рассеянием электронов); (е) барит с пиритом в сером песчанике (изображение с обратным рассеянием электронов); (ф) барит с урановой смолой.

(6) Баритизация

Барит встречается только в минерализованных серых песчаниках или серых рудах, обычно замещая породу песчаника или встречаясь в сочетании с пиритом (рис. 8е). Барит в рудах часто встречается в сочетании с роговой обманкой (рис. 8f), что позволяет предположить, что образование барита тесно связано с минерализацией урана.

Табл. 1.

Результаты рентгеноструктурного анализа на м-нии Хайцзинь.

Sample No.	Lithology	U ($\times 10^{-6}$)	Mineral Content (wt%)											
			Q	Kf	Pl	Cal	Hem	Py	Ank	Kl	I/S	Ili	Chl	Sme
L0-2-1	Red medium-grained sandstone	2.76	55.30	6.30	13.60	7.60	5.90	/	0.40	4.25	3.27	3.38	/	/
L0-2-3	Red fine-grained sandstone	3.63	63.10	8.90	15.50	1.00	1.10	/	/	3.19	3.09	4.02	/	/

L0-2-6	Red coarse-grained sandstone	1.43	65.90	8.80	12.60	/	/	/	/	4.95	4.83	2.92	/	/
L0-2-38	Red medium-grained sandstone	2.25	76.20	5.80	6.00	/	/	/	/	6.00	2.52	3.48	/	/
L0-2-36	Red medium-grained sandstone	4.63	62.60	6.00	13.10	7.00	/	/	/	5.38	3.92	1.90	/	/
L16-1-4	Light red fine-grained sandstone	3.22	69.10	13.70	5.40	1.00	/	/	/	5.18	3.13	2.48	/	/
L16-1-14	Light red medium-grained sandstone	2.2	73.40	10.70	1.50	/	2.00	/	/	7.44	2.73	2.23	/	/
L14-3-42	Light red fine-grained sandstone	2.25	77.20	9.00	/	/	/	/	/	7.39	4.09	2.31	/	/
L14-3-44	Light red fine-grained sandstone	10.6	67.30	9.30	6.00	/	2.40	/	/	7.95	3.60	3.45	/	/
L16-1-13	Light yellow medium-grained sandstone	2.2	70.10	9.30	5.60	2.20	/	/	/	7.68	2.94	2.18	/	/
L16-1-15	Yellowish-brown medium-grained sandstone	1.57	78.70	9.60	/	/	/	/	/	6.20	3.63	1.87	/	/
L0-12-2	Yellowish-brown medium-grained sandstone	5.12	71.60	6.60	10.40	/	/	/	/	3.42	2.51	5.47	/	/
L14-3-26	Grayish-yellow fine-grained sandstone	2.04	64.10	7.30	5.60	/	/	0.30	/	11.35	3.18	8.17	/	/
L14-3-31	Grayish-yellow fine-grained sandstone	2.62	73.80	7.20	/	/	/	/	/	10.58	4.54	3.78	/	/
L4-5-8	Grayish-yellow fine-grained sandstone	5.23	85.00	6.20	/	/	/	/	/	4.49	2.29	2.02	/	/
L14-3-13	Gray fine-grained sandstone	11.3	67.70	7.60	8.50	/	/	/	/	8.26	4.70	3.24	/	/
L14-3-22	Gray fine-grained sandstone	1.46	69.60	7.50	5.40	/	/	/	/	10.50	2.80	4.20	/	/
L14-3-27	Gray fine-grained sandstone	13.6	75.70	8.00	/	/	/	1.10	2.60	8.69	2.27	1.64	/	/
L14-3-34	Light gray fine-grained sandstone	3.02	70.80	7.00	/	0.60	/	0.90	/	11.80	5.18	3.73	/	/
L14-3-33	Light gray fine-grained sandstone	5.63	75.70	10.90	/	/	/	/	/	8.71	2.68	2.01	/	/
L14-3-38	Light gray fine-grained sandstone (ore)	62.8	68.90	7.20	/	/	/	/	1.40	13.05	3.38	6.08	/	/
L0-2-19	Gray medium-grained sandstone (ore)	211.4	61.70	4.20	6.10	/	/	/	1.10	13.72	5.38	7.80	/	/
L0-2-29	Off-white coarse-grained sandstone	12.4	74.70	6.70	3.40	/	/	/	/	7.60	5.47	2.13	/	/
L0-2-24	Off-white fine-grained sandstone	14.7	72.30	6.10	/	/	/	/	5.60	10.34	2.07	3.50	/	/
L0-2-45	Gray fine-grained sandstone	15.1	72.70	5.30	/	/	/	/	7.60	10.51	1.87	2.02	/	/
L0-12-12	Gray medium-grained sandstone	12.2	73.80	6.50	/	/	/	/	/	11.82	5.71	2.17	/	/
L0-2-25	Off-white fine-grained sandstone (ore)	138	70.20	3.30	/	/	/	/	/	16.70	4.77	5.04	/	/
L0-2-44	Gray medium-grained sandstone (ore)	34.4	79.50	4.50	/	/	/	/	/	8.64	4.48	2.88	/	/
L4-5-12	Gray medium-grained sandstone (ore)	1833	73.80	6.20	2.80	/	/	3.90	/	11.17	/	2.13	/	/
L4-5-13	Gray medium-grained sandstone (ore)	34.9	67.40	3.80	6.50	/	/	/	12.70	5.95	2.02	1.63	/	/
L14-3-41	Off-white fine-grained sandstone (ore)	65.2	59.20	9.40	/	/	/	/	18.10	8.78	3.86	0.67	/	/
L4-5-17	Gray medium-grained sandstone (ore)	1164	69.60	6.10	/	/	/	1.40	2.20	14.49	4.14	2.07	/	/

4.2. Измененные Минеральные ассоциации.

Различные типы горных пород характеризуются определёнными минеральными ассоциациями, возникающими в результате изменений (рис. 9). На урановом м-нии Хайцзинь минеральная ассоциация, возникающая в результате изменений ярко-красного песчаника, характеризуется «гематитом + кальцитом + каолинитом + иллитом + серицитом», при этом наиболее характерной особенностью является сильная гематитизация. Эти породы обычно формируются в засушливых или полужасушливых климатических условиях и связаны с первичными красными осадочными образованиями. Состав изменённых светло-красных и

коричневато-красных песчаников аналогичен составу ярко-красных песчаников, но с чуть меньшей степенью гематитизации. Типы изменений коричневато-жёлтых и серовато-жёлтых песчаников характеризуются «гетитизацией + гематит + каолинит + иллит», при этом в некоторых серовато-жёлтых песчаниках присутствует небольшое количество пирита. Степень гематитизации этих песчаников ниже, чем у светло-красных песчаников. Минеральный состав изменённого серого песчаника характеризуется «анкеритом + пиритом + каолинитом + иллитом + серицитом + сидеритом + баритом», причём «пирит + анкерит + каолинит + барит» является наиболее типичным (рис. 9). Состав изменений в рудах аналогичен составу изменений в неминерализованных серых песчаниках, но с заметно более высоким содержанием каолинита по сравнению с другими типами горных пород (табл. 1). Это указывает на тенденцию к снижению содержания каолинита в рудах → неминерализованных серых песчаниках → красных песчаниках. Кроме того, в серых песчаниках и рудах часто встречаются пятна гематита, что указывает на то, что серые песчаники могли подвергнуться воздействию восстановительных флюидов. Серые песчаники до восстановления могли быть окисленными, а пятна гематита — остатками неполного восстановления.

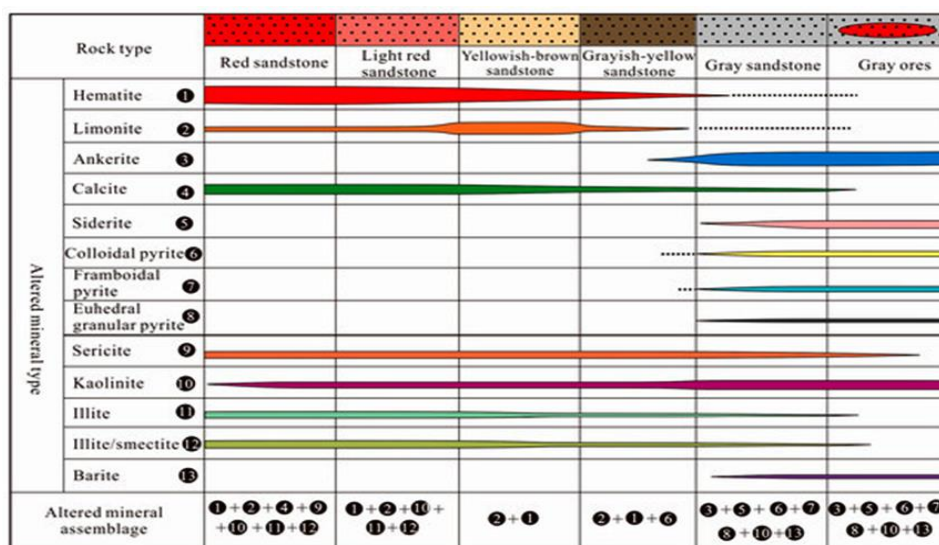


Рис. 9. Минеральные ассоциации изменений в нижней части формации Яоцзя на м-нии Хайцзинь.

5. Обсуждение

5.1. Изменение последовательности образования минералов

Различные минералы-изменений образуются на разных гидротермальных стадиях и развиваются в последовательности, зависящей от времени или геологических условий. Изучение последовательности образования минералов-изменений имеет решающее значение для выявления индикаторов минерализации, анализа температур флюидов и уровней pH,

определения источника рудообразующих материалов и понимания генезиса рудных месторождений.

Минералы-изменений, образовавшиеся на диагенетической стадии, в первую очередь включают новые минералы, образовавшиеся в рудоносных песчаниках во время осаждения и диагенеза, такие как значительное количество гематита, каолинита, иллита, I/S и пирита (в основном пирита II-го и III-го типов) в первичных красных песчаниках, образовавшихся в условиях засушливого и полусушливого климата (рис. 10). Минералы-попутчики, образовавшиеся на стадии минерализации, в основном состоят из минералов, тесно связанных с урановыми минералами, которые образуются в результате взаимодействия флюидов с породой на стадии минерализации урана. К таким минералам относятся анкерит, барит, пирит (в основном пирит I-типа) в серых песчаниках и рудах (рис. 10).

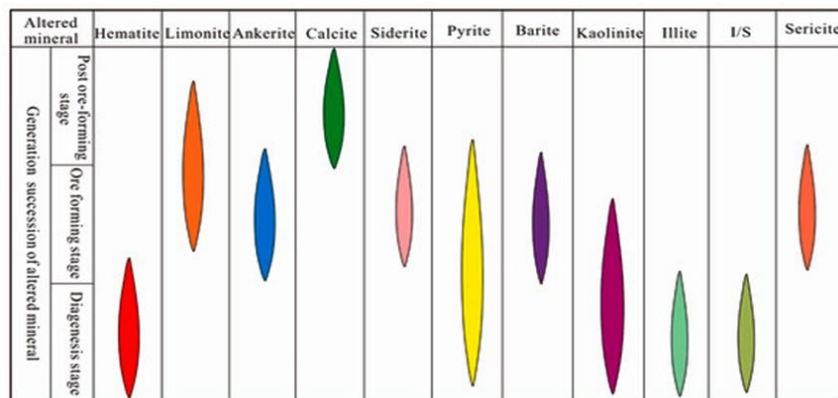


Рис. 10. Последовательность минералов-алюминатов в нижней части формации Яоцзя на м-нии Хайцзинь.

Результаты исследования пирита в ураноносных песчаниках м-ния Хайцзинь показывают, что гелеобразный пирит (пирит I-типа) содержит значительно более высокие концентрации As, Mo, Sb и Se на границе по сравнению с ядром (рис. 11). Более того, такие элементы, как Mo, Ni, Zn, Cu и Ba, демонстрируют сильную положительную корреляцию с U, что говорит об их включении в процессе образования пирита. Концентрация As, Co, Sb и Se в пирите положительно коррелирует с температурой, что указывает на то, что рудообразующая жидкость, содержащая эти металлы, имела относительно высокую температуру. Что касается изотопов серы, то значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ в пиритовых ядрах варьируются от $-2,58\text{‰}$ до $-26,53\text{‰}$, что заметно выше, чем на границах ($-36,50\text{‰}$ до $-49,24\text{‰}$). Эта вариация тесно связана с влиянием глубоко залегающих восстановительных флюидов. На ранних стадиях сульфат (SO_4^{2-}), обогащенный тяжелой серой в пластовой воде, восстанавливался анаэробными бактериями и вступал в реакцию с ионами Fe^{2+} во флюиде, образуя ядра пирита, обогащенные тяжелой серой. По мере того как глубоко залегающие восстановительные флюиды мигрировали в рудоносные пласты, основным источником H_2S переместился в глубинные флюиды, которые

были биогенного происхождения и, следовательно, обогащены более лёгким изотопом серы ^{32}S . Из-за постоянного притока глубинных восстановительных флюидов значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ пирита становились всё более отрицательными, что привело к чёткой закономерности: в ядре значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ выше, чем на периферии. Исходя из этого, можно сделать вывод, что урановое м-ние Хайлицзинь подверглось воздействию глубинных восстановительных флюидов во время минерализации урана. Часть колломорфного пирита (тип I), присутствующего в сером песчанике и урановой руде, образовалась на этом этапе минерализации (рис. 10). Кроме того, образование барита тесно связано с минерализацией пирита. Высокотемпературные глубоко залегающие восстановительные флюиды, богатые H_2S , взаимодействовали с большим количеством Ba^{2+} , что привело к образованию барита. Кроме того, в юго-западной части бассейна Сунляо в эоцене (50–45 млн лет назад) наблюдалась обширная магматическая активность. При внедрении магматических гидротермальных флюидов могло высвободиться значительное количество H_2S , который впоследствии вступал в реакцию с Ba^{2+} , что привело к образованию гидротермального барита.

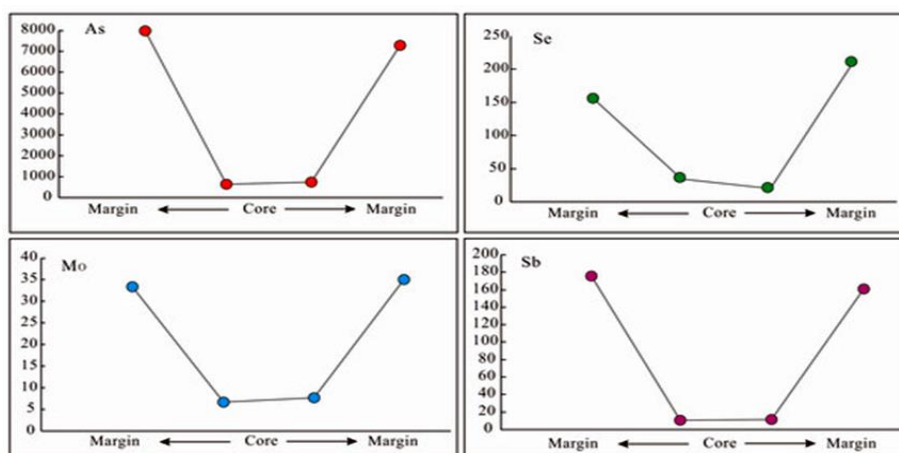


Рис. 11. Диаграмма распределения микроэлементов в пирите с зональной структурой.

Содержание каолинита в сером песчанике и руде уранового м-ния Хайлицзинь значительно выше, чем в других породах (табл. 1). Микрометровые частицы урановой смолки обычно адсорбируются на поверхности каолинита или в его межзерновых порах (рис. 8d). Как правило, каолинит образуется в кислой среде при тёплых и влажных климатических условиях, однако засушливый климат периода Яоцзя в исследуемом районе был неблагоприятным для его образования. Вместо этого такие условия были бы более благоприятными для образования иллита или I/S. Это позволяет предположить, что аномальное обогащение каолинитом серого песчаника и руды не является прямым следствием палеоклимата. Кроме того, благодаря большей удельной площади поверхности по сравнению с каолинитом, монтмориллонит и иллит обладают гораздо более высокой способностью к адсорбции урана. Однако в урановом м-нии

Хайцзинь урановая смолка тесно связана с каолинитом. На основании этого наблюдения можно сделать вывод, что аномально высокое содержание каолинита в сером песчанике и руде является результатом эпигенетических процессов. В частности, на этапе минерализации урана рудоносный песчаник подвергся как минимум одному эпизоду изменения под воздействием слабокислых флюидов, поступающих из более глубоких слоёв. Поэтому эта часть каолинита относится к периоду минерализации (рис. 10).

Минералы-изменений, образовавшиеся после стадии минерализации, в основном состоят из кальциевого цемента, заполняющего межзерновые поры обломочных частиц в красных песчаниках (рис. 10). В целом, минералы-изменений на стадии диагенеза включают гематит, глинистые минералы, пирит II-го типа (фрамбоидальный пирит) и пирит III-го типа (эвтектический зернистый пирит). Минералы-изменений на стадии минерализации включают анкерит, барит, некоторое количество пирита I-го типа, незначительное количество каолинита. Минералы, образовавшиеся после минерализации, представляют собой преимущественно кальциевый цемент, заполняющий межзерновые поры в красных песчаниках (рис. 10).

5.2. Зонирование изменений.

Нижний яоцзяйский горизонт уранового м-ния Хайлицзинь характеризуется красно-пятнистой осадочной толщей, в которой залежи урана находятся в серых песчаниках. Серые песчаники окружены красно-пятнистыми окисленными песчаниками в слоистой, линзовидной или узловой форме (рис. 4). Такая пространственная структура не соответствует принципу нормальной непрерывности осадочной толщи. Другими словами, связь между серым песчаником и красно-пятнистым песчаником не может быть легко объяснена с помощью традиционной осадочной стратиграфии. Полевые наблюдения за керновыми образцами показывают, что серый песчаник часто имеет замкнутые или бухтообразные контакты с красным песчаником (рис. 12a), а в красном песчанике встречаются обломки серого песчаника или серого ила (рис. 12b). Это говорит о том, что красный песчаник был частично изменён восстановительными флюидами, что согласуется с характерным появлением пятен гематита в сером песчанике (рис. 5d). Из-за присущей красным песчаникам плотности и низкой проницаемости в окружающих их песчаниках с более высокой проницаемостью наблюдаются серо-зелёные структуры, которые являются результатом воздействия глубинных восстановительных флюидов (рис. 12c). Кроме того, серый песчаник часто содержит гипс — минерал, указывающий на засушливые и полужасушливые климатические условия (рис. 12d), что позволяет предположить, что до изменения серый песчаник изначально образовался в засушливых и полужасушливых условиях как красный песчаник. В одной и той же скважине цвет песчаника нижней формации Яоцзя обычно меняется от ярко-красного у основания до

серого песчаника с разной степенью светло-красного, красновато-жёлтого и серовато-жёлтого песчаника между ними (рис. 12е). Эти породы также отражают неполную модификацию восстановительными флюидами, хотя их изменение менее интенсивное, чем у серого песчаника, из-за ограничений движущей силы флюида и конечных эффектов флюида.

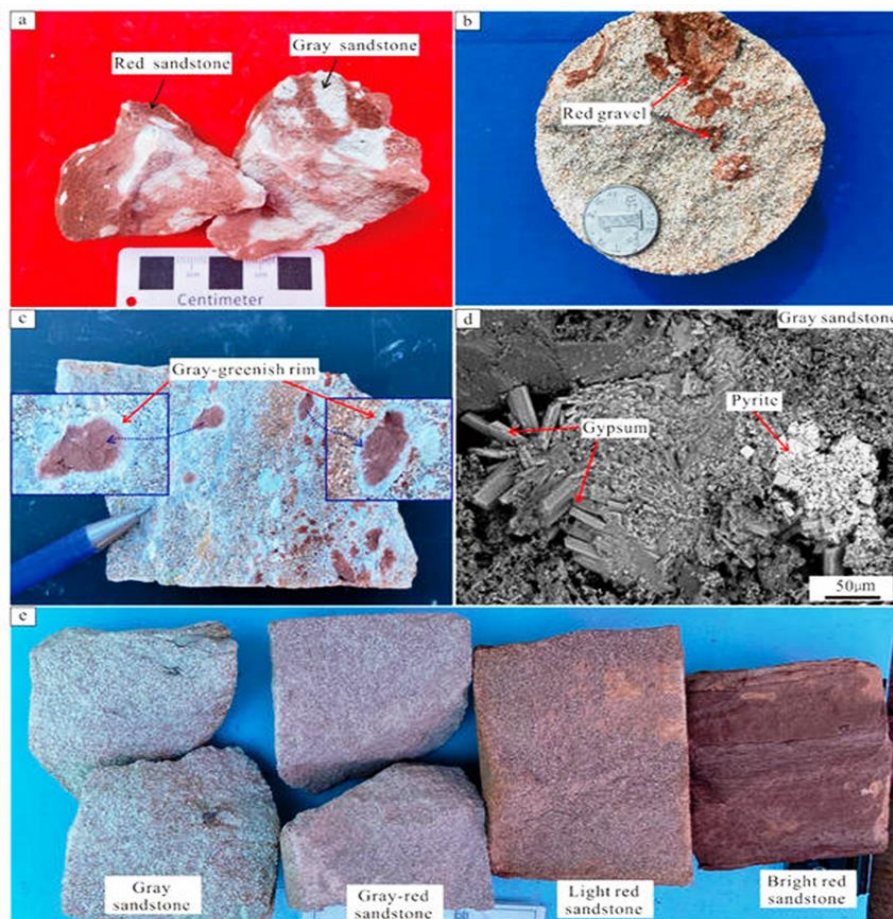


Рис. 12. Петрологические характеристики рудоносного песчаника на м-нии Хайцзинь.

(а) красный и серый песчаник находятся в инкапсулированном контакте, похожем на залежь; (б) красные глинистые обломки наблюдаются в сером песчанике; (с) красные глинистые обломки в сером конгломерате имеют серо-зеленую структуру обода, указывающую на изменение восстановительными жидкостями; (д) серые песчаники часто содержат гипс, диагностический минерал, указывающий на засушливые и полусухие климатические условия, это говорит о том, что серые песчаники изначально были первичными красными песчаниками до восстановления; (е) в том же песчаном массиве в формации Яоцзя породы переходят от ярко-красного цвета у основания к серому кверху.

На основании приведённого выше петрографического и минералогического анализа можно предположить, что рудоносный песчаник уранового м-ния Хайцзинь подвергся воздействию восстановительных флюидов из глубинных пластов в период урановой металлогении. Серый песчаник, вероятно, является прямым продуктом этого восстановления и изменения первичного красного песчаника восстановительными флюидами. Следовательно, на урановом месторождении Хайцзинь были выявлены первичная красная зона, слабо восстановленная розовая зона, умеренно восстановленная серовато-жёлтая зона и сильно восстановленная серая зона (рис. 13).

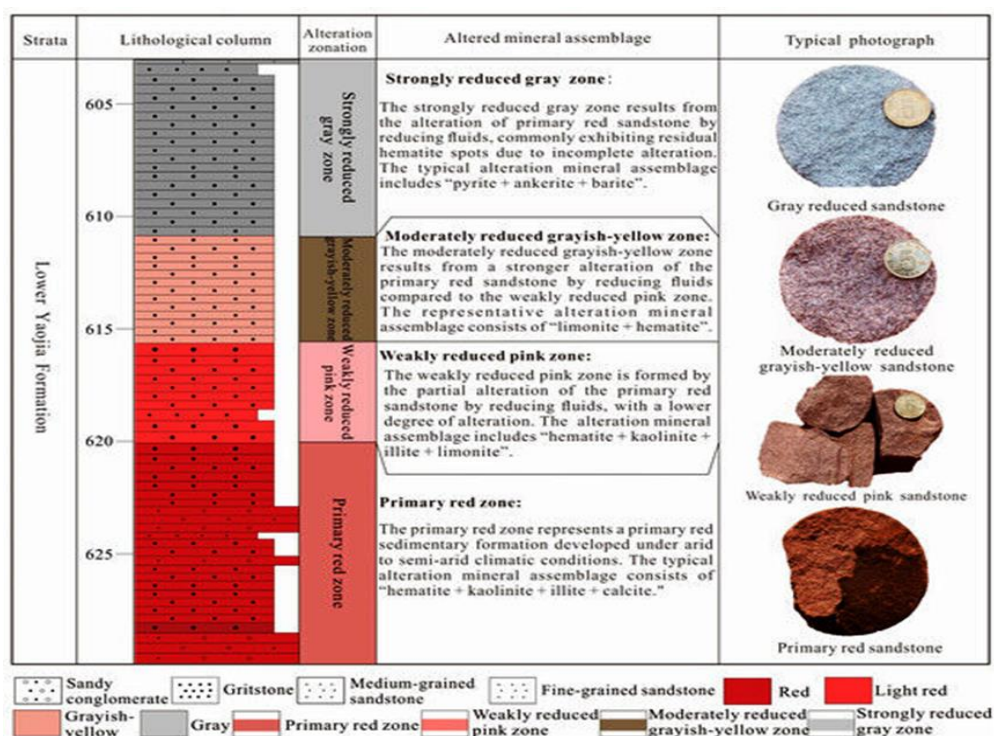


Рис. 13. Зональность изменений в нижней части формации Яоцзя на месторождении Хайцзинь.

Что касается основных элементов, то в песчаниках первичной красной зоны, слабо восстановленной розовой зоны и умеренно восстановленной серовато-жёлтой зоны содержится больше Fe^{3+} и меньше Fe^{2+} , в то время как в сильно восстановленном сером песчанике и руде наблюдается противоположная тенденция (табл. 2). Это согласуется с минералогическими характеристиками, согласно которым песчаники из первичных красных, слабо восстановленных и умеренно восстановленных зон имеют красный, светло-красный, красновато-жёлтый и серовато-жёлтый цвет из-за высокого содержания Fe^{3+} . Кроме того, содержание Al_2O_3 в руде выше, чем в других типах горных пород, что соответствует более высокому содержанию каолинита в руде, которое, вероятно, было вызвано изменением слабокислых флюидов в период уранового металлогенеза. Что касается микроэлементов, то по сравнению с первичными красными песчаниками, слабо восстановленными розовыми песчаниками и умеренно восстановленными песчаниками серовато-жёлтой зоны, сильно восстановленные серые песчаники более обогащены такими элементами, как Mo, Re, V, Pb, Cr, Cu и Zn, причём эти элементы ещё более концентрированы в рудах (табл. 3). Это говорит о том, что в период формирования урана такие элементы, как Re, Ni, Co, Zn, Cu, V и Pb, были мобилизованы в рудоносный песчаник м-ния Хайлицинь. Эти сульфидообразующие элементы (Pb, Zn, Cu) и такие элементы, как V, Ni и Co, скорее всего, поступают из глубинных высокотемпературных флюидов, что ещё раз подтверждает участие глубинных восстановительных флюидов в процессе формирования урана.

Табл. 2.

Результаты анализа основных элементов в нижнем пласте уранового м-ния Хайцинь (в мас.%).

Sample No.	Lithology	Alteration Zonation	Depth (m)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Fe ³⁺	Fe ²⁺
L14-1-1	Light red sandstone	Weakly reduced pink zone	569.6	77.0	0.412	11.40	1.30	0.86	0.043	0.511	0.732	0.384	3.42	0.104	3.74	0.91	0.67
L14-1-2			570.6	76.3	0.277	10.30	0.94	0.95	0.042	0.827	1.700	0.361	3.37	0.062	4.74	0.65	0.74
L14-1-3			571.6	75.2	0.473	11.20	1.20	1.20	0.036	0.757	1.380	0.342	3.43	0.071	4.62	0.84	0.93
L14-1-4	Gray sandstone	Strongly reduced gray zone	572.6	77.3	0.426	11.30	0.26	0.94	0.021	0.575	1.080	0.344	3.46	0.069	4.19	0.18	0.73
L14-1-5			576	78.0	0.262	10.10	0.28	1.00	0.022	0.679	1.400	0.332	3.37	0.057	4.3	0.20	0.78
L14-1-6			577	77.4	0.257	11.00	0.37	0.81	0.022	0.628	1.230	0.366	3.61	0.060	4.14	0.26	0.63
L14-1-7	Gray Sandstone (Ore)	Strongly reduced gray zone	578	78.6	0.264	9.87	0.26	0.88	0.024	0.678	1.390	0.300	3.23	0.065	4.32	0.18	0.68
L14-1-8			579	75.6	0.247	14.60	0.06	0.66	0.019	0.402	0.776	0.332	3.6	0.078	3.54	0.04	0.51
L14-1-9			580.7	78.7	0.280	13.10	0.03	0.70	0.010	0.181	0.287	0.294	3.29	0.111	2.96	0.02	0.54
L14-1-10			581.7	79.0	0.254	11.57	0.03	0.79	0.021	0.441	0.776	0.250	3.18	0.104	3.4	0.02	0.61
L14-1-11			582.7	79.0	0.247	12.64	0.20	0.77	0.020	0.434	0.732	0.289	3.27	0.079	3.21	0.14	0.60
L14-1-12			583.7	77.7	0.348	11.00	0.30	1.06	0.031	0.576	0.897	0.318	3.34	0.084	4.15	0.21	0.82
L14-1-13			585.5	76.5	0.454	12.00	0.49	1.28	0.037	0.535	0.546	0.319	3.36	0.105	4.23	0.34	1.00
L14-1-14			586.5	77.8	0.323	10.70	0.21	0.79	0.051	0.608	1.300	0.356	3.37	0.108	4.2	0.15	0.61
L14-1-15			587.5	78.3	0.311	10.00	0.35	0.81	0.042	0.601	1.380	0.360	3.27	0.075	4.25	0.25	0.63
L14-1-16	Gray-yellow sandstone	Moderately reduced grayish-yellow zone	588.5	79.4	0.323	10.80	1.06	0.34	0.025	0.388	0.619	0.379	3.43	0.077	3.06	0.74	0.26
L14-1-17			589.5	78.4	0.320	11.60	0.99	0.41	0.024	0.376	0.554	0.385	3.61	0.086	3.15	0.70	0.32
L14-1-18	Light red sandstone	Weakly reduced pink zone	591.1	76.0	0.397	11.90	1.31	0.52	0.032	0.448	0.642	0.363	3.52	0.123	3.6	0.92	0.40
L14-1-19	Red sandstone	Primary red zone	592.1	76.2	0.369	11.40	1.12	0.65	0.053	0.533	0.867	0.343	3.43	0.100	3.79	0.78	0.51
L14-1-20			593.1	76.6	0.351	11.10	1.25	0.46	0.071	0.535	0.899	0.363	3.47	0.087	3.72	0.87	0.36

Табл. 3.

Результаты анализа содержания микроэлементов на м-нии Хайлицинь ($\times 10^{-6}$).

Sample No.	Lithology	Alteration Zonation	Depth (m)	U	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Re	Pb	Th	Zr
L14-1-1	Light red sandstone	Weakly reduced pink zone	569.6	2.75	22.00	14.70	4.68	4.29	5.11	31.10	<0.002	18.20	11.60	182.00
L14-1-2			570.6	2.02	26.50	11.30	4.37	4.17	4.42	24.60	<0.002	17.80	8.98	118.00
L14-1-3			571.6	3.08	26.10	25.50	5.28	3.38	6.28	29.40	<0.002	25.40	12.60	114.00
L14-1-4	Gray sandstone	Strongly reduced gray zone	572.6	17.10	22.40	18.80	7.55	5.60	5.54	37.20	<0.002	18.30	10.40	163.00
L14-1-5			576	19.30	22.20	21.30	4.91	4.58	3.88	31.70	<0.002	22.50	6.91	104.00
L14-1-6			577	17.30	30.40	14.60	3.07	7.85	4.65	33.10	0.01	14.10	8.31	131.00
L14-1-7	Gray Sandstone (Ore)	Strongly reduced gray zone	578	129.00	21.70	16.40	11.43	5.94	9.10	39.80	0.01	23.60	8.05	102.00
L14-1-8			579	986.00	41.90	27.54	19.10	6.32	9.64	46.40	0.13	20.70	6.40	132.00
L14-1-9			580.7	1469.00	49.40	29.18	18.70	12.80	12.03	40.50	0.72	30.60	5.64	154.00
L14-1-10			581.7	49.00	24.60	13.89	6.93	8.01	6.07	32.70	0.00	25.60	6.51	90.80
L14-1-11			582.7	55.40	22.80	9.72	9.97	6.23	8.91	37.10	0.04	18.20	7.45	99.90
L14-1-12			583.7	75.10	27.20	19.50	7.48	7.43	5.80	40.40	0.02	22.80	9.26	139.00
L14-1-13			585.5	84.40	27.50	27.70	6.44	9.21	8.81	49.30	0.05	21.30	11.10	136.00
L14-1-14			586.5	93.30	36.80	17.30	3.94	4.74	6.23	31.40	0.05	29.40	8.33	106.00
L14-1-15			587.5	44.50	21.30	14.10	11.70	3.98	6.12	29.80	0.01	17.50	8.66	111.00
L14-1-16	Gray-yellow sandstone	Moderately reduced grayish-yellow zone	588.5	9.69	20.00	15.60	4.44	4.65	3.92	32.60	0.00	14.00	7.98	129.00
L14-1-17			589.5	12.65	17.90	12.50	5.70	4.50	3.08	26.60	0.00	14.50	7.56	121.00
L14-1-18	Light red sandstone	Weakly reduced pink zone	591.1	1.97	13.10	18.40	2.93	4.93	5.90	34.40	<0.002	17.50	9.06	144.00
L14-1-19	Red sandstone	Primary red zone	592.1	1.91	24.40	12.20	3.37	3.48	2.76	27.70	<0.002	15.00	9.05	128.00
L14-1-20			593.1	1.80	12.00	11.20	3.47	2.42	5.04	21.90	<0.002	16.80	8.71	118.00

5.3. Обсуждение генезиса Месторождения

Генезис урановых месторождений в песчаниках в районе Цяньцзиадянь в бассейне Сунляо уже давно является предметом научных дискуссий. Основываясь на всестороннем исследовании, объединяющем геологию, геохимию и геохронологию, большинство исследователей по-прежнему считают, что первичным источником месторождения является межслойное окисление, и предлагают металлогенную модель «многоэтапной минерализации, многоисточникового поступления урана и тектоно-осадочной связи». В последние годы теория «глубокой минерализации, опосредованной флюидами» привлекает всё больше внимания. Исследования показали, что карбонатный цемент в рудоносных песчаниках региона

Цяньцзянь имеет очень низкое соотношение изотопов углерода и кислорода, при этом большинство значений являются отрицательными ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PBD}}$ обычно менее -20‰). Значения изотопов серы $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ для пирита также характеризуются крайне низкими отрицательными значениями (в диапазоне от $-36,50\text{‰}$ до $-49,24\text{‰}$). Кроме того, анализ температуры гомогенизации и солёности вторичных налётов кварца и карбонатных цемента в руде показывает, что минерализующие флюиды имели относительно высокую температуру и солёность. Кроме того, в рудоносных песчаниках часто встречаются многочисленные включения нефти (газа) и углеводородные компоненты. Исследования методом газовой масс-спектрометрии показывают, что основными углеродными числами углеводородных компонентов являются C_{17} и C_{18} , что указывает на их происхождение от низших водных организмов, таких как водоросли. Сравнительные исследования показывают высокую степень корреляции между этими углеводородами и материнскими породами нижнемеловой формации Цзюфотан, которая также является богатой ураном материнской породой (содержание урана достигает 10×10^{-6}). Это позволяет предположить, что формация Цзюфотан может служить глубинным источником урана для приповерхностной урановой минерализации.

Позднемеловой период Яоцзя (K_2u , 88–85 млн лет назад) знаменует собой фазу осадочного диагенеза рудоносных пластов. Засушливые и полусушливые палеоклиматические условия в это время привели к отложению первичного красного песчаника в нижней части формации Яоцзя с минеральным комплексом, состоящим из гематита, глинистых минералов, пирита II-го и III-го типов (рис. 9). В то же время породы-источники формации Цзюфотан достигли порога генерации углеводородов (90–75 млн лет назад), и богатые ураном восстановительные флюиды начали мигрировать по разлому F_1 в рудоносные слои формации Яоцзя, что привело к образованию локализованной урановой минерализации. U-Pb изохронный возраст этой минерализации составляет от 78 до 88 млн лет. В конце нэньцзянского периода (K_2n , 73 млн лет назад) региональная компрессионная инверсия привела к перераспределению ранее существовавших нефтяных и газовых резервуаров в нижнем меловом периоде, в то время как выработка углеводородов из исходных пород достигла пика. В формацию Яоцзя просочился большой объём богатых ураном восстановительных флюидов. Из-за резкого снижения температуры и давления, а также изменения pH со слабокислого на щелочной, органические комплексы урана, которые ранее были стабильны в флюиде, выпали в осадок и образовали залежи урановой руды. U-Pb изохронный возраст для этого периода урановой минерализации преимущественно составляет от 56 до 62 млн лет. Эта фаза также соответствует масштабному формированию вмещающих серых песчаников. Приток слабокислых минерализующих флюидов привёл к растворению полевых шпатов с образованием пластинчатого каолинита, что

привело к более высокому содержанию каолинита в вмещающих серых песчаниках и рудах по сравнению с другими типами горных пород (табл. 1). В то же время более глубокие, высокотемпературные слабокислые флюиды, богатые CO_2 и H_2S , создали условия для образования минералов, связанных с минерализацией, таких как анкерит, барит и пирит (рис. 9).

Начиная с эоцена (E_2 , 50 млн лет назад) региональные магматические интрузии приносили с собой высокотемпературную тепловую энергию, которая ускоряла процесс образования углеводородов из органического вещества и способствовала быстрому высвобождению урана. В результате возраст эоценовой минерализации (40–48 млн лет назад), вероятно, включает в себя эффекты гидротермальных изменений. Кроме того, основные магматические гидротермальные флюиды содержали некоторое количество CO_2 и H_2S , что способствовало образованию минералов-изменений, таких как анкерит и барит. В олигоцен-миоценовый период (33–5 млн лет назад) бассейн Сунляо постепенно вступил в фазу дифференциального поднятия, что привело к постепенному ослаблению последствий основных магматических тепловых процессов. Таким образом, минерализация в этот период (21–29 млн лет назад) вряд ли была обусловлена гидротермальными изменениями.

6. Выводы.

1. В рудоносном песчанике уранового месторождения Хайлицзинь можно выделить шесть типов изменений: гематитизацию, лимонитизацию, карбонизацию, пиритизацию, глинизацию и баритизацию. К минералам диагенетических изменений относятся гематит, глинистые минералы, пирит II типа (ромбовидный пирит) и пирит III типа (эвтектический зернистый пирит). К минералам, связанным с минерализацией, относятся анкерит, барит, пирит I-типа (коллоидный пирит) и небольшое количество каолинита. Минералы, связанные с постминерализационными изменениями, в основном представлены кальцитовым цементом в красных песчаниках.

2. Зональность изменений на м-нии урана Хайлицзинь можно разделить на первичную красную зону, слабо восстановленную розовую зону, умеренно восстановленную серовато-жёлтую зону и сильно восстановленную серую зону. Песчаник первичной красной зоны образовался в засушливо-полузасушливых климатических условиях в период Яоцзя. Слабо восстановленная розовая зона, умеренно восстановленная серовато-жёлтая зона и сильно восстановленная серая зона представляют собой результат разной степени восстановления под воздействием глубоко залегающих восстановительных флюидов, воздействующих на

первичный красный песчаник. Сильно восстановленная серая зона демонстрирует наиболее сильное изменение.

3. Генезис уранового м-ния Хайлицинь тесно связан с богатыми ураном слабокислыми восстановительными флюидами, происходящими из нижнемеловой формации Цзюфотан в районе Цяньцзянь. В период урановой минерализации эти флюиды мигрировали вверх по разлому F_1 , пересекающему пласты формации Яоцзя. При изменении физических и химических условий в системе происходила разгрузка, осаждение и обогащение урана, что в конечном итоге привело к образованию многослойных и таблитчатых тел урановой руды

VI. ГЕНЕЗИС И ПОИСКИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИИ ГРАНАТА, КАССИТЕРИТА, КВАРЦА И МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В НИХ (м-ние Гунцзюэлонг в террейне Идун, Китай) [7].

1. Введение.

Полиметаллические жильные системы, связанные с магматическими центрами, демонстрируют чёткие закономерности распределения элементов. В центральной части систем, как правило, обогащены такие металлы, как Sn и Cu, а минералы преимущественно состоят из оксидов (например, касситерита) и сульфидов, которые осаждаются в условиях высоких температур и низкого уровня окисления. По мере охлаждения минерализующих флюидов вмещающие породы, прилегающие к жилам, постепенно обогащаются Pb, Zn и Ag за счёт осаждения рассеянных сульфидов Pb–Zn. Распределение элементов в жилах более сложное и является результатом взаимодействия между эволюцией магматических флюидов и последующими процессами минерализации. Пространственная взаимосвязь между Sn и Pb, Zn и Ag позволяет предположить, что эти элементы могут происходить из одной и той же системы минерализации, а эволюция флюидов и магматические процессы контролируют их распределение. Наличие олова наряду с минералами, содержащими свинец, цинк и серебро, не только повышает экономический потенциал месторождения, но и позволяет вести добычу полиметаллов. Понимание взаимосвязи между оловом и минерализацией свинца, цинка и серебра необходимо для эффективных поисков месторождений и экономической оценки.

За последние 20 лет в центральной части Йидунского террейна, расположенного на юго-западе Китая, было выявлено несколько месторождений олова, а также гидротермальных месторождений серебра, свинца, цинка и олова (рис. 1).

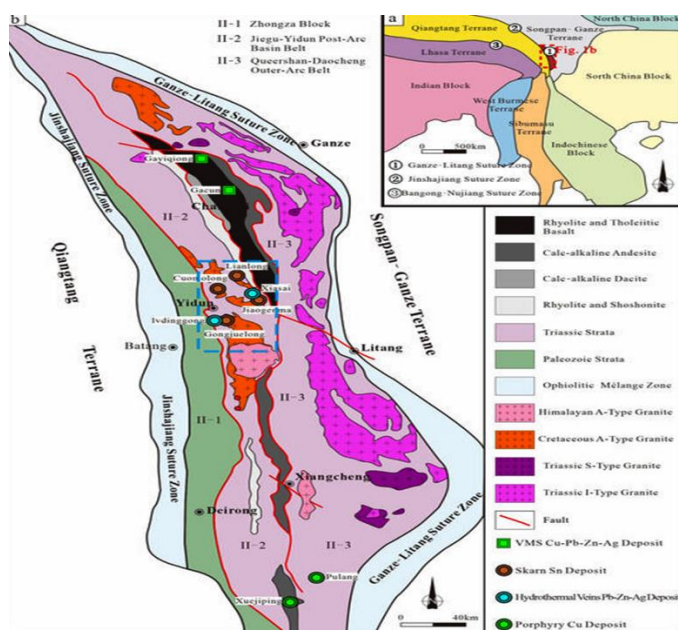


Рис. 1. Тектоническая схема (а) и региональная геологическая карта (б) Идунского террейна в Китае.

Эти месторождения образуют Сясаи-Ляньлунскую металлогеническую зону, которая дала более 4,6 млн тонн свинца и цинка, 17 600 тонн серебра и 0,27 млн тонн олова, что делает её одним из важнейших металлогенических регионов Китая по добыче полиметаллов. К скарновым месторождениям Sn–Ag (Pb–Zn) относятся м-ния Куомолун, Ляньлун и Гунцзюэлун, в то время как гидротермальные м-ния (Sn) Ag–Pb–Zn представлены м-ниями Шаси, Цзяогэньма и Сясай. Генетическая связь между минерализованными системами и близлежащими гранитными магматическими породами была выявлена с помощью изотопного анализа. Эти анализы включают биотитовое ^{40}Ar – ^{39}Ar датирование Хайцзышаня и Квиршаня, циркониевое U–Pb датирование Ронгицюо, Сясаи и Хайцзышаня, а также Rb–Sr датирование пород в Ляньлуне, Ронгицюо и Хайцзышане. Геохронология предполагает, что рудоносные граниты образовались в период от 105 до 89 млн лет назад. Эти позднемеловые граниты относятся к А-типу, для которого характерно высокое содержание SiO_2 , Nb, Ta, Ga и Y и более низкое содержание Al_2O_3 , CaO, MgO, Sr и Eu.

Вопрос о том, образовались ли скарновые месторождения Sn и гидротермальные месторождения (Sn) Pb–Zn–Ag в этом регионе в одной и той же металлогенной системе, остаётся предметом споров. Были проведены геохронологические исследования с использованием нескольких методов: (1) LA-ICP-MS U–Pb датирование касситерита из кварц-касситеритовых жил дало возраст $99,2 \pm 0,8$ млн лет, (2) Rb–Sr датирование сфалерита из кварц-сульфидных жил дало возраст 99 ± 3 млн лет, и (3) цирконовое U–Pb датирование вмещающих пород дало возраст 101 ± 1 млн лет. Эти исследования подтвердили генетическую связь между Sn и Pb–Zn–Ag на м-нии Сясай. Однако исследования их связи со скарновыми отложениями Sn остаются недостаточными.

М-ние олова Гунцзюэлун расположено в центральной части террейна Идун. В этом исследовании с помощью метода ЭММА был проведён анализ основных элементов в гранате и касситерите, а также анализ микроэлементов методом LA-ICP-MS в индикаторных минералах, включая гранат, касситерит и кварц. Физико-химические условия минерализации остаются неясными, а генетическая связь между минерализацией олова и минерализацией свинца, цинка и серебра до сих пор чётко не определена. Чтобы ответить на эти вопросы, воспользовались геохимическими данными по гранату, чтобы обсудить физико-химические условия образования м-ния олова Гунцзюэлунг. Кроме того, проанализировали геохимические данные по касситериту и кварцу в сочетании с существующими данными по м-нию свинца, цинка и серебра в центральной части террейна Идун, чтобы изучить генетическую связь между

оловянной минерализацией и минерализацией свинца, цинка и серебра. Это исследование направлено на то, чтобы заложить теоретическую основу для будущих поисков в регионе.

2. Геологические условия.

Террейн Идунь расположен на восточном Тибетском нагорье, между террейнами Цянтан и Сонгпан-Гарзе (рис. 1а). Они разделены двумя крупными океаническими швами: швом Ганьцзэ-Литанг и швом реки Цзиньша, которые простираются на несколько тысяч километров в направлении с СЗ на СВ. Разлом Сянчэн-Гэза делит террейн Идун на Западный (блок Чжунцза) и Восточный террейны Идун (рис. 1б). Рудный район Гунцзюэлун расположен на западном склоне синклинория Идун-Мойаба и характеризуется разнообразной стратиграфией и литологией с пермскими, триасовыми и четвертичными отложениями. Пермские пласты в основном состоят из карбонатных и обломочных пород с небольшим количеством вулканических пород, образующими пояс вдоль разлома Шамаке-Намаку. Наиболее широко обнажаются триасовые пласты, в том числе формации Тумугоу, Кугаси, Данг'эн, Лиэй и Лабая, которые в основном состоят из метаморфических песчаников, сланцев и известняков.

Террейн Идунь является частью тектонической области Янцзы-Цянтан. Его ЮВ граница примыкает к кратону Янцзы, а западная граница связана с блоком Цянтан-Чанду. Региональная тектоническая структура включает в себя складчатый пояс Яцзян-Бэк-Арк, офиолитовую зону меланжа Ганза-Литанг, складчатый пояс Идун-Арк, блок Чжунцза и офиолитовую зону меланжа реки Цзиньша (рис. 1б). Йидунский террейн подвергался тектоническим процессам с индосинийского по яньшаньский и гималайский периоды, включая спрединг морского дна, субдукцию, столкновение океанической дуги с континентом и внутриконтинентальную конвергенцию. В регионе преобладают три основные структурные тенденции: с северо-северо-запада на северо-восток, с северо-запада на северо-восток и с юго-запада на северо-восток.

Пермские базальты и метаморфизованные вулканические породы обнажаются в ограниченном количестве, в основном вдоль южных границ блока Чжунцза и террейна Идун. Вулканические породы террейна Идун демонстрируют дифференциацию с севера на юг: в северной части преобладают известково-щелочные андезиты, риолиты и базальты, а в южной части — известково-щелочные андезиты, трахиты, дациты и слабощелочные базальты.

Йидунский террейн подвергся множественным магматическим преобразованиям в период с триаса до позднего мелового периода, в результате которых образовались сотни plutonic интрузий от средних до кислых. Распределение этих интрузий указывает на формирование нескольких крупномасштабных плутонов в период 230–204 млн лет назад, в то время как более мелкие и рассредоточенные порфиновые интрузии образовались в период 105–

80 млн лет назад. В южной части террейна Идун картируются окисленные и менее дифференцированные гранит-порфиры позднего триаса и кислые порфиры позднего мелового периода. В северной части террейна Идун примерно на 160 км простирается гранитный пояс Чандуоке-Джин, который состоит из восьми крупных гранитных плутонов, а также более мелких интрузий и даек, в том числе Хагале, Ронгицюо, Ляньлун и Руолуолун. Эти плутоны, простирающиеся в северо-северо-западном направлении, внедряются в пласты от пермского до верхнетриасового периодов, образуя зоны изменений шириной от нескольких сотен до тысяч метров. Плутоны в целом однородны и в основном состоят из биотитового монцогранита.

3. Геология м-ния Гонгджулунг.

С запада на восток стратиграфия в районе м-ния включает в себя формацию Кугаси верхнего триаса (T_3q), состоящую из третьей подгруппы (T_3q^3), состоящей из песчаника, сланца и кварцевых конгломератов, и четвёртой подгруппы (T_3q^4), состоящей из кристаллического известняка, биокластического известняка, мелкого песчаника и сланца. Формация Тумугоу (T_3t^1) состоит из кварцевых конгломератов, галечных песчаников, алевролитов и ритмичных слоёв сланца (рис. 2).

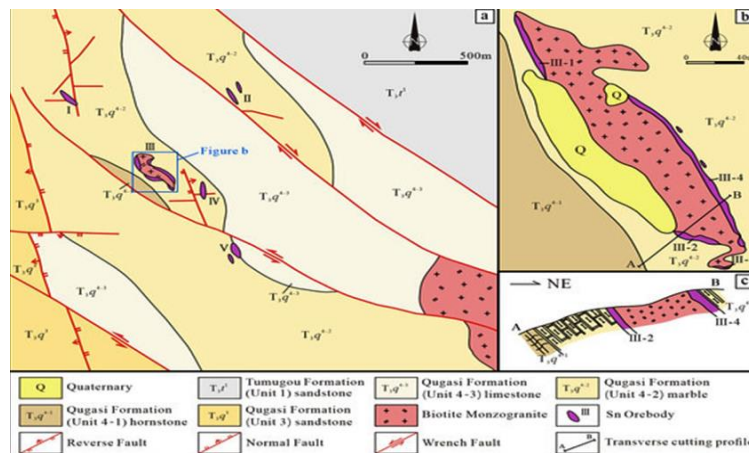


Рис. 2. Геологическая карта (a, b) и поперечный разрез (c) м-ния Гунцзюэлун.

Эти породы в разной степени подверглись роговообманковым и мраморным изменениям. Район характеризуется значительными складчатостью и разломами, при этом четыре основных набора разломов ССЗ, СЗ, ЮЗ и СВ направлений пересекаются, вызывая обширную деформацию. Разломы ССЗ направления преобладают в структурном каркасе, вмещающая рудоносные вторичные разломы СВ направления, которые пересекаются с ЮЗ разломами, что отражает сжатие, за которым последовало растяжение. Разломы, простирающиеся в СЗ направлении, расположены эшелонами, имеют протяжённость 2–5 км и свидетельствуют как минимум о двух периодах активности, сыгравших ключевую роль в формировании рудных тел.

Также присутствуют два набора трещин (простирающихся в СЗ и СВ направлениях): рудные жилы и дайки расположены вдоль трещин, простирающихся в СЗ направлении, а трещины, простирающиеся в СВ направлении, пересекают рудные жилы. Последовательность активности разломов — с ССЗ на СЗ, затем на З, на ЮЗ и на СВ, при этом разломы, ориентированные с ССЗ на СЗ, демонстрируют несколько фаз движения.

Магматические породы в районе относятся к Хайцзышаньскому комплексному гранитному интрузиву, который сформировался на первом этапе позднего яньшаньского периода. Эти породы в основном состоят из мелкозернистого биотитового монцогранита с распространёнными гранитными прослоями, апофизами и дайками, ориентированными с ССЗ на СЗ. Основной рудоносный плутон представляет собой средне- и крупнозернистую биотитовую монцонитовую породу длиной около 280 м и шириной 50–70 м. Он внедряется в четвёртый член формации Кугаси, простираясь с СЗ на СВ.

На площади примерно 1 км² было обнаружено 11 рудных тел (рис. 2b,c). Они в основном приурочены к скарнам, расположенным вдоль зон контакта между гранитом и мрамором или роговиками, а также в пределах вторичных разломов и межпластовых зон скольжения. Рудные тела вытянуты в СЗ направлении вдоль восточного склона горы Гунцзелонг. Рудное тело III расположено вдоль зоны контакта между гранитным массивом и мрамором. Из-за падения гранитного массива на северо-восток в юго-западной части мрамор является подстилающей породой, а гранит — висячей породой, в то время как в северо-восточной части всё наоборот. Рудное тело III имеет пять выходов на поверхность, самый длинный из которых составляет 163 м, а мощность варьируется от 0,9 до 3,2 м. Оно имеет жилообразную или полосчатую морфологию и локальные структуры в форме бусин или веретена. Другие выходы на поверхность имеют протяжённость 1065 м, мощность 0,24 м и жилообразную и линзовидную формы. Все они наклонены на СВ под углом от 35° до 77°. Четыре дополнительных рудных тела (I, II, IV, V) находятся в пределах небольших разломов или межпластовых зон скольжения и имеют жилообразную и линзовидную форму, их длина составляет 132 м, а мощность — 0,24 м. Некоторые рудные зоны согласуются со структурами вмещающих пород, в то время как другие имеют наклонное расположение. Большая часть руды имеет вкраплённую текстуру, с небольшими зонами массивной и прожилковой руды. Изменения, связанные с минерализацией, в основном представляют собой скарнирование, а также грейзенизацию, турмалинизацию, флюоритовые изменения, силикатизацию и карбонатные изменения.

Текстура руды в основном вкраплённая и массивная, с небольшими прожилками и сетчатыми структурами. Рудные минералы включают касситерит, халькопирит, пирротин и арсенопирит, а также в небольших количествах сфалерит и пирит. Породообразующие

минералы состоят в основном из кварца, кальцита, граната, диопсида, эпидота и актинолита, а также из вторичных и сопутствующих минералов, включая хедбергениит, силлиманит, хлорит, апатит и флюорит. Основываясь на макроскопических наблюдениях и микроскопическом анализе, минерализацию месторождения Гонджуэллонг можно разделить на три стадии: прогрессивную стадию (I), представленную гранатово-пироксеновой стадией; ретроградную стадию (II), которая включает эпидот–актинолит-подэтап (II-1) и кварц–касситеритовую подэтап (II-2); и сульфидную стадию (III), состоящую из халькопирит-пирротиновой подэтапа (III-1) и арсенопирита -подэтап сфалерита (III-2).

Стадии минерализации описываются следующим образом (рис. 3 и 4).

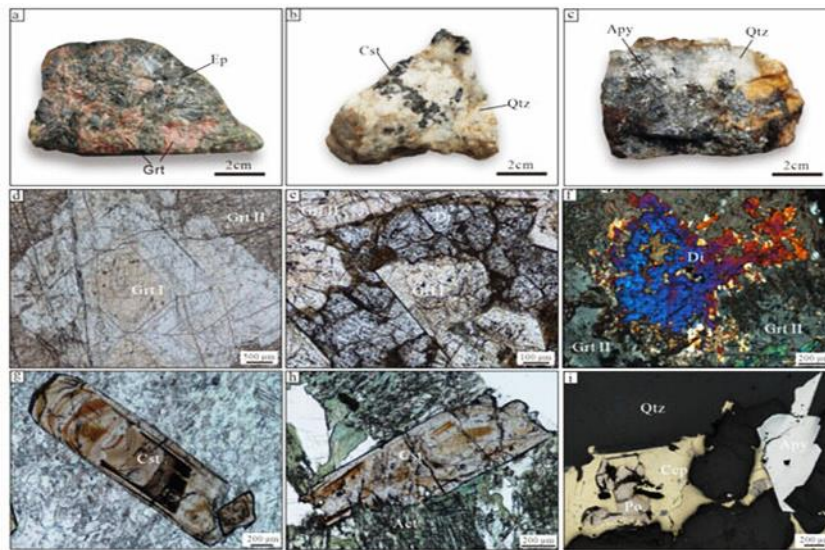


Рис. 3. Фотографии образцов и фотомикрографии руд м-ния Гунцзюэлуна:

(а) Два типа граната в виде зёрен с эпидотом в тёмно-зелёном скарне. (б) Прожилки самородного касситерита внутри кварцевой жилы. (с) Арсенопирит в виде массивных и рассеянных агрегатов с кварцем. (д) Гранат-I замещается гранатом-II. (е) Гранат с диопсидом (в плоскополяризованном свете). (ф) Гранат-II с диопсидом (в скрещенно-поляризованном свете). (г) Кристаллы касситерита тёмно-коричневого цвета. (h) Касситерит с радиальным тёмно-зелёным актинолитом. (и) Пирротин, халькопирит и арсенопирит в кварце.

Stages	Prograde Stage(I)	Retrograde Stage (II)		Sulfide Stage (III)	
	Garnet-Pyroxene Stage(I)	Epidote-Actinolite Stage(II-1)	Quartz-Cassiterite Stage(II-2)	Chalcopyrite-Pyrrhotite Stage(III-1)	Arsenopyrite-Sphalerite Stage(III-2)
Garnet I	Major				
Garnet II	Major				
Diopside	Major				
Epidote		Major			
Chlorite		Accessory			
Actinolite		Major	Minor		
Sillimanite		Accessory	Minor		
Calcite				Major	Major
Quartz			Major	Major	Major
Cassiterite			Major	Minor	
Apatite	Minor				
Fluorite					Accessory
Pyrite				Major	
Chalcopyrite				Major	
Pyrrhotite				Major	
Arsenopyrite					Major
Sphalerite					Major

Major Minor Accessory

Рис. 4. Парагенетическая последовательность минералов руды и вмещающей породы на м-нии Гонцзюэлуна.

Образование скарнов начинается со стадии граната-пироксена (I), характеризующейся высокотемпературными безводными силикатными минералами. Образцы имеют отчётливый красноватый оттенок, в них преобладает массивный гранат, местами ассоциирующийся с диопсидом, а столбчатый апатит иногда окружён ранним гранатом (Grt-I). По мере остывания системы начинается стадия эпидот-актинолит (II-1), характеризующаяся образованием гидратированных минералов, таких как крупнозернистый эпидот (до 15 см) и лучистый актинолит, а также хлорита и силлиманита. Руда имеет тёмно-зелёный цвет, а межзерновые пространства заполнены кварцем и кальцитом, в то время как актинолит частично превращается в хлорит. Кварц-касситеритовая стадия (II-2), когда касситерит становится преобладающим, встречаясь в рассеянных текстурах с кварцем и кальцитом. Касситерит коричневатый, короткопризматический, с отчетливой зональностью, иногда срастающийся с актинолитом и силлиманитом. Под микроскопом касситерит демонстрирует хорошо развитые эугедральные формы, с некоторыми зёрнами, имеющими признаки поверхностного растворения и незначительные трещины. Далее следует стадия халькопирит-пирротин (III-1), характеризующаяся выпадением халькопирита и пирротина в рассеянной форме, тесно связанной с кварцем и кальцитом. Эти сульфиды замещают скарновые минералы, в том числе эпидот и актинолит, а также присутствуют в небольших количествах арсенопирит и сфалерит. Наконец, стадия арсенопирит-сфалерит (III-2) характеризуется кварц-кальцит-сульфидными прожилками, пересекающими ранее рассеянные руды. Эти жилы содержат крупные кристаллы кварца и кальцита, а также арсенопирит и сфалерит в качестве основных сульфидов, сопровождающихся незначительным количеством халькопирита, пирротина и флюорита. Эта последовательность этапов отражает эволюцию от высокотемпературного образования скарнов до низкотемпературного гидротермального изменения и сульфидной минерализации.

4. Методы отбора проб и анализа.

В этом исследовании анализ основных элементов в гранате и касситерите из месторождения Гунцзюэлонг был проведён с помощью электронно-зондового микроанализа (EPMA). Кроме того, анализ микроэлементов был проведён в двух типах граната из гранатово-скарновой стадии, касситерите из кварцево-касситеритовой стадии и кварце из сульфидной стадии месторождения Гунцзюэлонг с помощью LA-ICP-MS (лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой и масс-спектрометрией).

4.1. Электронно-зондовый микроанализ (EPMA).

Состав граната был проанализирован компанией Nanjing Hongchuang Geological Exploration Technology Service Co., Ltd., Нанкин, Китай. В качестве электронно-зондового

микроанализатора использовался JEOL JXA-iSP100 (JEOL, Токио, Япония). Прибор работал при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе пучка 20 нА и диаметре пучка 5 мкм. Для элементов Ti и Y время счёта пиков было установлено на 10с, а для Si, Ca, K, P, Na, Mg, Al, Cr, Fe и Mn — на 5с. Время счёта фона было установлено в половину времени счёта пиков как для позиций с высоким, так и с низким фоном. Все данные были скорректированы с учётом матричных эффектов методом ZAF-коррекции. Были использованы следующие стандарты: 53-19 хромдиопсид (Si), 53-23 оксид титана (Ti), 53-19 хромдиопсид (Ca), 53-40 иттриевый Al-гранат (Y), 53-13 ортоклаз (K), 53-20 Ар-5пА–20 мкм (P), 53-06 альбит (Na), 53-19 хромдиопсид (Mg), 53-28 альмандин (Al), 53-24 оксид хрома (Cr), 53-26 родонит (Mn) и 53-28 альмандин (Fe); стандартное отклонение (сигма) обычно составляет 0,1–0,5 мас. % для основных элементов (>1 мас. %) и 0,01–0,1 мас. % для микроэлементов (<1 мас. %).

Состав касситерита также был проанализирован компанией Nanjing Hongchuang Geological Exploration Technology Service Co., Ltd., Нанкин, Китай. В качестве электронного микронзондового микроанализатора использовался JEOL JXA-iSP100 (JEOL, Токио, Япония). Ускоряющее напряжение, ток пучка и диаметр пучка были одинаковыми и составляли 15 кВ, 20 нА и 5 мкм соответственно. Для Sn время счёта пиков составляло 5с, а для Ti, Nb, Zr, Si, Al, W, Ta, Fe и Mn — 10с. Как и в случае с гранатом, время счёта фона составляло половину времени счёта пиков как для позиций с высоким, так и с низким фоном. Ко всем данным применялся метод коррекции ZAF для учёта влияния матрицы. Использовались следующие стандарты: 53-23 оксида титана (Ti), 53-43 касситерита (Sn), 44-21 ниобия (Nb), 53-41 кубического циркония (Zr), 53-19 хромдиопсида (Si), 53-06 альбита (Al), 44-34 вольфрама (W), 44-33 тантала (Ta), 53-33 гематита (Fe) и 53-26 родонита (Mn).

4.2. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS)

Анализ касситерита на содержание микроэлементов был проведён в компании Guangzhou Tuoyan Analytical Technology Co., Ltd., Гуанчжоу, Китай. В качестве системы лазерной абляции использовалась система твёрдых образцов с эксимерным лазером GeoLasPro 193 (Coherent, Санта-Клара, Калифорния, США) в сочетании с квадрупольным масс-спектрометром с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) серии X 2 от Thermo Fisher (Уолтем, Массачусетс, США). В качестве газа-носителя использовался гелий (He), а в качестве вспомогательного газа — аргон (Ar). Анализ проводился в режиме одноточечной абляции с размером лазерного пятна 60 мкм, частотой 6 Гц и плотностью энергии 7 Дж/см². За 20-секундным периодом сбора фоновых сигнала следовали 50 секунд сбора сигнала образца. В качестве внешнего стандарта использовалось стандартное стекло NIST610, а теоретическая концентрация Sn в касситерите

применялась в качестве внутреннего стандарта для калибровки микроэлементов. NIST612 использовался в качестве стандарта мониторинга для обеспечения точности данных. Обработка данных после анализа проводилась с помощью программного обеспечения ICPMSDataCal 10.7; стандартное отклонение обычно составляет 0,1–1 мас. % для основных элементов и 0,01–0,1 мас.% для микроэлементов.

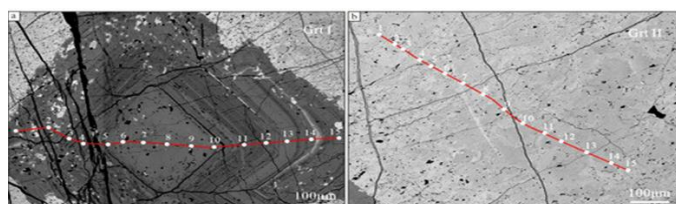
Для анализа кварца на содержание микроэлементов исследование было проведено в лаборатории геохимического микроанализа рудных месторождений при Китайском университете наук о Земле в Пекине. Анализ проводился с помощью твердотельной системы пробоотбора GeoLasPro 193 нм (Coherent, Санта-Клара, Калифорния, США) в сочетании с квадрупольным масс-спектрометром ICP-MS серии X (Thermo Fisher Scientific, Уолтем, Массачусетс, США). В качестве газа-носителя использовался гелий (He), а в качестве компенсирующего газа — аргон (Ar). Анализ проводился в режиме одноточечной абляции с размером лазерного пятна 60 мкм, частотой 6 Гц и плотностью энергии 12 Дж/см². Для сбора фонового сигнала использовалось 20 секунд, а для сбора сигнала образца — 50 секунд. В качестве внешнего стандарта использовалось стандартное стекло NIST610, а теоретическое содержание кремния (Si) в кварце использовалось в качестве внутреннего стандарта для калибровки по микроэлементам. Для мониторинга использовался природный кварцевый стандарт Q7. Обработка данных проводилась с помощью программного обеспечения ICPMSDataCal 10.7.

Анализ гранатов на содержание микроэлементов был проведён в лаборатории геохимического микроанализа рудных месторождений при Китайском университете наук о Земле в Пекине. Для лазерной пробоподготовки использовалась система GeoLasPro-193 нм от Coherent, а интенсивность ионных сигналов измерялась с помощью ICP-MS X-Series 2 от Thermo Fisher. В качестве газа-носителя использовался гелий, а в качестве вспомогательного газа — аргон. Анализ проводился в режиме одноточечной абляции с размером пятна 32 мкм и частотой 6 Гц.

5. Результаты.

5.1. Основные элементы граната и касситерита.

Состав граната на м-нии Гонцзюэлуэне представлен на рисунках 5 и 6.



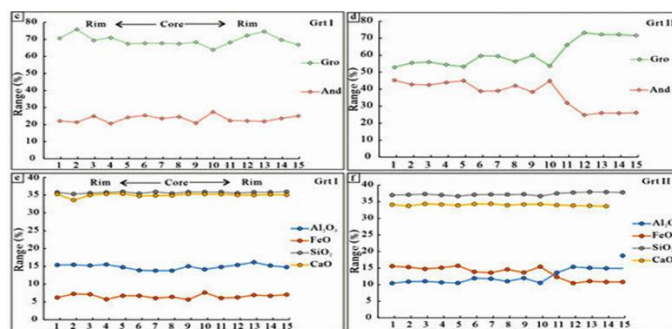


Рис. 5. BSE-изображения Grt-I (a) и Grt-II (b), карты состава конечных членов Grt-I (c) и Grt-II (d), а также карты изменений содержания основных элементов Grt-I (e) и Grt-II (f) на м-нии Гунцзюэлу.

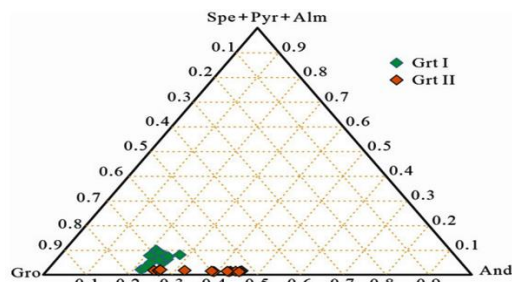


Рис. 6. Диаграмма состава гранатов м-ния Гонцзюэлу.

Grt-I: содержание SiO_2 варьируется от 35,9% до 35,3%, в среднем составляя 35,7%. Содержание CaO составляет 33,6–35,4%, в среднем 35%. Содержание Al_2O_3 относительно высокое, от 13,8% до 16,1%, в среднем 14,9%. Содержание FeO варьируется от 5,7% до 7,6% со средним значением 6,6%. Содержание TiO_2 , MgO и MnO ниже (0,5%–3,1%, 0,4%–2,2% и 0,2%–0,3% соответственно), а содержание P_2O_5 , Na_2O и K_2O составляет $\leq 0,01\%$. По составу основных элементов гранат в основном состоит изgrossуляра (Gro) — 64–76%, затем андрадита (And) — 21–28%, с небольшим количеством пироба (Pyr) (2–10%) и спессартина (Spe) (0,5–0,8%). Grt-I относится к серии грузула (Gro) — андрадита (And) (Gro₆₄₋₇₆, And₂₀₋₂₈, Spe + Pyr + Alm₂₋₁₀, среднее значение = And₇₀, Gro₂₄, Spe + Pyr + Alm₆).

Grt-II: содержание SiO_2 варьируется от 36,7% до 37,9% в среднем 37,3%. Содержание CaO варьируется от 33,6% до 34,3% в среднем 33,9%. Содержание FeO выше и составляет от 10,4% до 15,7% в среднем 15,5%, в то время как содержание Al_2O_3 снижается (10,4%–15,4%, в среднем 13,5%). Содержание MnO составляет 0,5%–0,9%, а содержание TiO_2 ниже, чем в Grt-I, и составляет от 0,04% до 0,20% в среднем 0,12%. Другие элементы (MgO , Na_2O , P_2O_5 , K_2O) составляют менее 0,01%. Грт-II состоит в основном изgrossуляра (Gro) с примесью андрадита (And), относящегося к серии Gro-And (Gro₅₂₋₇₃, And₂₅₋₄₅, Spe + Pyr + Alm_{1,5-2,4}). Содержание Spe и Pyr варьируется от 1,2% до 2,1% и от 0,1% до 0,4% соответственно. Изменения в содержании основных элементов указывают на увеличение содержания FeO и уменьшение содержания Al_2O_3 от Grt-I к Grt-II. И Grt-I, и Grt-II относятся к ряду твёрдых растворов grossуляр-андрадит, но Grt-II содержит больше андрадита и меньше grossуляра по

сравнению с Grt-I. Содержание других компонентов, таких как спессартин, пироп и альмандин, значительно снижается.

Состав основных элементов касситерита на основной стадии минерализации месторождения Гунцзелонг был проанализирован с помощью электронно-зондового микроанализа. Два образца (GJL-3-1 и GJL-3-3) показывают, что наиболее распространенные микроэлементы включают Fe, Ti, Nb, Ta и W, тогда как вторичными микроэлементами являются Zr, Al, Mn и Si. Электронно-зондовый анализ выявил небольшие количества TiO_2 (<0,72 мас.%), WO_3 (<0,35 мас.%), FeO (<0,65 мас.%), Nb_2O_5 (<0,07 мас.%) и Ta_2O_5 (<0,07 мас.%) в касситерите из м-ния Гонджуэлонг. Дополнительно, также были обнаружены следовые количества ZrO_2 (<0,04 мас.%), Al_2O_3 (<0,04 мас.%), MnO (<0,02 мас.%) и SiO_2 (<0,04 мас.%). На бинарных диаграммах видно, что содержание SnO_2 постепенно уменьшается от ядра к краю касситерита, тогда как содержание TiO_2 и FeO увеличивается. Содержание Ti, Fe, W, Nb и Sn демонстрирует отрицательную корреляцию (рис. 7).

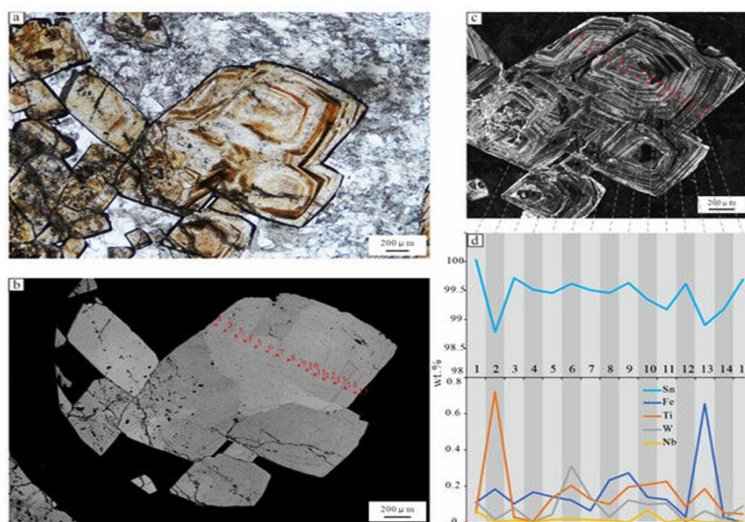


Рис. 7. Фотомикрографии

(а) изображение в обратно-рассеянных электронах, (b) CL (c) и композиционные вариации (d) образцов касситерита из м-ния Гунцзюэлун.

5.2. Следовые элементы в составе граната, касситерита и кварца.

Данные LA-ICP-MS по редкоземельным элементам (РЗЭ) для граната показывают относительно высокое общее содержание РЗЭ: $\Sigma\text{РЗЭ}$ (без Y) составляет от 42,6 до 203 ppm. Для Grt-I общее содержание РЗЭ значительно выше: $\Sigma\text{РЗЭ}$ составляет от 165 до 3973 ppm, в среднем 1022 ppm. Содержание ЖРД колеблется от 114 до 3757 ppm, что составляет 93% от общего содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), тогда как содержание HREEs колеблется от 27,2 до 216 ppm. Соотношение LREE/HREE колеблется от 2,3 до 32,8, при среднем значении 11,6. Структура распределения REE показывает выраженное обогащение светлыми REE и заметный наклон вправо. Наблюдается значительная отрицательная аномалия по Eu (δEu = от 0,1 до 0,7,

в среднем = 0,28) и небольшая отрицательная аномалия по Ce (δCe = от 0,8 до 1,0, в среднем = 0,9). Соотношение $(\text{La/Yb})_N$ варьируется от 1,8 до 97,3, что указывает на заметное фракционирование между лёгкими и тяжёлыми РЗЭ, а также между ЛРЗЭ и ТРЗЭ (рис 8).

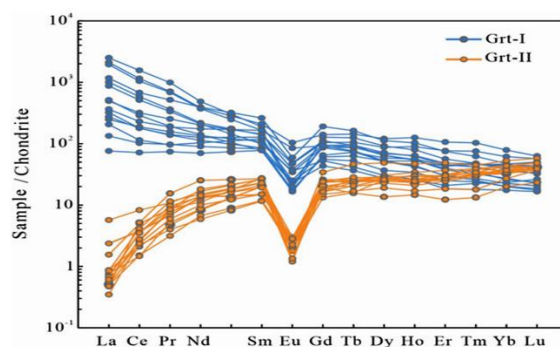


Рис. 8. Нормированные по хондриту спектры РЗЭ граната Гонгджулонг.

Для Grt-II содержание РЗЭ сравнительно ниже: $\Sigma\text{РЗЭ}$ варьируется от 31,2 до 402 ppm, в среднем составляя 62,9 ppm. Содержание ЛРЗЭ варьируется от 6,4 до 332 ppm, а содержание НРЗЭ — от 15,2 до 70 ppm. Соотношение ЛРЗЭ/НРЗЭ варьируется от 0,2 до 4,7, в среднем составляя 0,8. Распределение РЗЭ показывает обогащение тяжёлыми РЗЭ с умеренным наклоном влево. Отмечена умеренная отрицательная аномалия Eu (δEu = от 0,04 до 0,2, в среднем = 0,10) и слабая положительная аномалия Ce (δCe = от 0,7 до 1,9, в среднем = 1,3). Соотношение $(\text{La/Yb})_N$ варьируется от 0,01 до 5,4, что указывает на значительное фракционирование между лёгкими и тяжёлыми РЗЭ.

Результаты показывают, что концентрация микроэлементов в касситерите значительно варьируется (рис. 9).

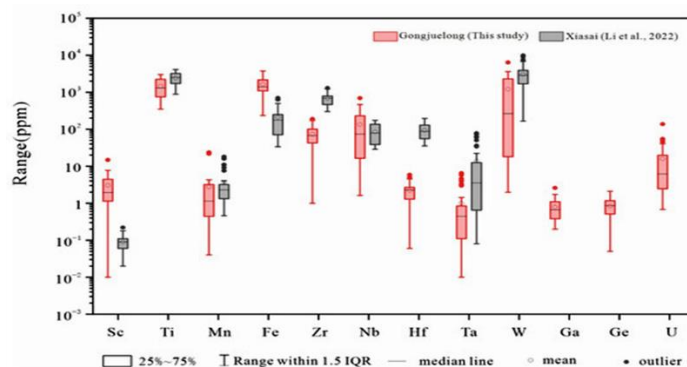


Рис. 9. Диаграммы размаха для выбранных микроэлементов в касситерите из Гунцзюэлуна.

Наиболее распространёнными микроэлементами являются Fe, Ti и W, концентрация которых составляет от 235 до 3740 ppm, от 350 до 3015 ppm и от 1,9 до 6364 ppm соответственно. Все проанализированные зёрна касситерита содержат заметное количество Nb и Zr, при этом концентрация Nb варьируется от 1,6 до 694 ppm, а концентрация Zr — от 1 до 190 ppm. Кроме того, в касситерите присутствуют и другие микроэлементы: Mn (менее 23,7 ppm), Hf (0,1–5,8

ppm), Ta (менее 6,5 частей на миллион), Sc (менее 14,8 ppm), Ga (0,2–1,7 ppm), Ge (менее 2,1 ppm) и U (0,7–138 ppm). Концентрация редкоземельных элементов, рублидия и стронция в касситерите обычно ниже предела обнаружения. Наблюдается положительная корреляция между содержанием W, Mn, Fe, Hf, Zr, Nb и Ta.

Содержание микроэлементов в кварце м-ния Гунцзелонг показано на рисунке 10.

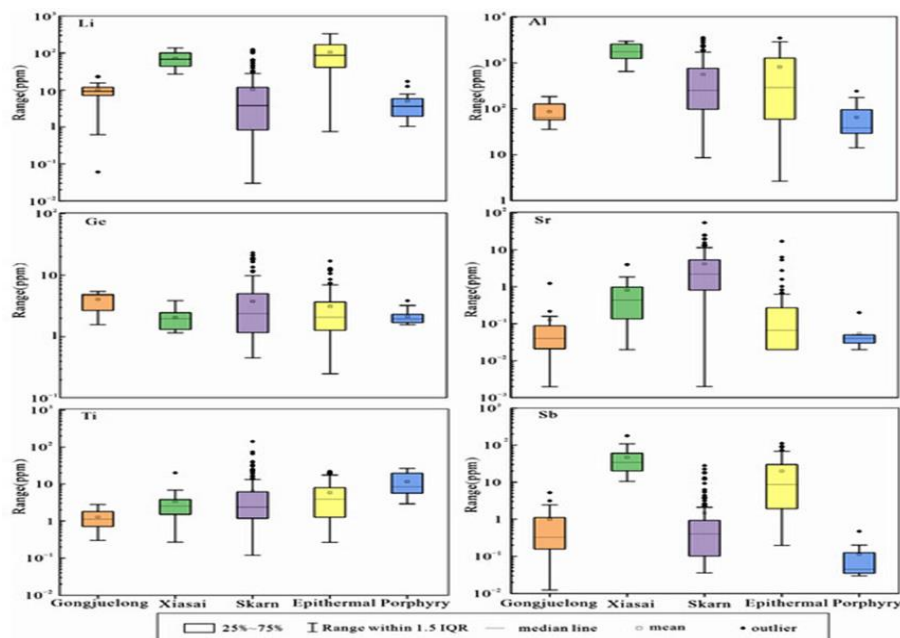


Рис. 10. Диаграммы размаха для микроэлементов в кварце из м-нии Гунцзелонг, Сясаи и других. (оранжевый цвет – м-ние Гунцзелонг, зелёный — м-ние Сясаи, фиолетовый — скарновые, жёлтый — эпитеермальные, синий — порфировые).

Наиболее распространёнными микроэлементами в кварце являются Li, Al, Ti, Ge и P. Из них Li, Al и Ti в основном используются для интерпретации данных. Концентрация микроэлементов в кварце на этапе III м-ния Гунцзелонг следующая: содержание Li варьируется от 0,1 до 23,4 ppm, в среднем составляя 10,0 ppm. Концентрация алюминия варьируется от 35,8 до 185 ppm, в среднем составляя 86,5 ppm. Концентрация титана варьируется от 0,9 до 2,8 ppm, в среднем составляя 1,0 ppm. Концентрация германия варьируется от 1,6 до 5,5 ppm, в среднем составляя 4,0 ppm. Содержание фосфора варьируется от 14,0 до 173 ppm, в среднем составляя 64,3 ppm.

6. Обсуждение.

6.1. Механизмы замещения.

РЗЭ в гранате ценны для отслеживания источников флюидов и взаимодействия флюидов с горными породами благодаря схожим химическим свойствам, которые позволяют разделять их в определённых геологических условиях. Общая формула граната — $X_3Y_2Z_3O_{12}$, где X обозначает двухвалентные катионы, Y — трёхвалентные катионы, а Z преимущественно

содержит Si^{4+} в тетраэдрической структуре кремния. Основными механизмами включения микроэлементов в кристаллы граната являются поверхностная адсорбция, замещение и изоморфное замещение. U , REE^{3+} и Y^{3+} обычно замещают Ca^{2+} в позиции X кристаллической решетки граната. Исходя из ионных радиусов и их влияния на кристаллическую структуру граната, наиболее вероятной позицией замещения для редкоземельных элементов является октаэдрическая позиция X (например, Ca^{2+}). Учитывая, что ионный радиус Eu^{2+} составляет 1,12 Å, что аналогично радиусу Ca^{2+} (0,99 Å), и оба иона имеют одинаковый заряд, Eu^{2+} , скорее всего, замещает Ca^{2+} в позиции X. Однако поведение REE^{3+} и Eu^{2+} при замещении в гранате различается, что требует совместного замещения или образования вакансий для сохранения баланса заряда. Предыдущие исследования предложили несколько механизмов для поддержания баланса заряда, которые можно обобщить следующим образом:



В этих уравнениях X^+ обозначает Na^+ , X^{2+} в основном обозначает Ca^{2+} , Z^{3+} обозначает Al^{3+} или Fe^{3+} , Y^{3+} преимущественно замещается Al^{3+} , Y^{2+} соответствует Mg^{2+} или Fe^{2+} , а [] обозначает вакансии (Ca). Когда содержание Na^+ в гранате высокое, Na^+ может замещать катионы в решётке для поддержания баланса заряда, тем самым способствуя включению РЗЭ по первому механизму. Однако содержание Na в гранате из Гонгджулонг преимущественно ниже предела обнаружения, что указывает на то, что первый механизм не является основным механизмом включения РЗЭ. Если РЗЭ включаются в гранат по второму механизму, компенсация заряда происходит за счёт замещения трёхвалентных катионов в тетраэдрических позициях. На диаграммах корреляции элементов для образцов граната из м-ния Гонцзюэлонг не наблюдается чёткой корреляции между содержанием $\Sigma\text{РЗЭ}$ и Al или Fe (рис. 11b,d), что указывает на то, что второй механизм замещения вряд ли является доминирующим механизмом включения РЗЭ. Кроме того, низкое содержание Mg в обоих типах граната указывает на то, что Mg недостаточно для такого замещения. Следовательно, третий механизм замещения вряд ли является доминирующим процессом в этой области. Определённая степень линейной положительной корреляции с $\Sigma\text{РЗЭ}$ наблюдается только у Eu. Таким образом, четвёртый механизм замещения, вероятно, является основным механизмом включения РЗЭ в гранат. Однако предыдущие исследования показали, что замещение РЗЭ в гранате определяется не только химической структурой кристалла; на него также существенно влияют физико-

химические свойства флюида (например, pH , f_{O_2}), соотношение воды и породы, а также динамика роста минералов.

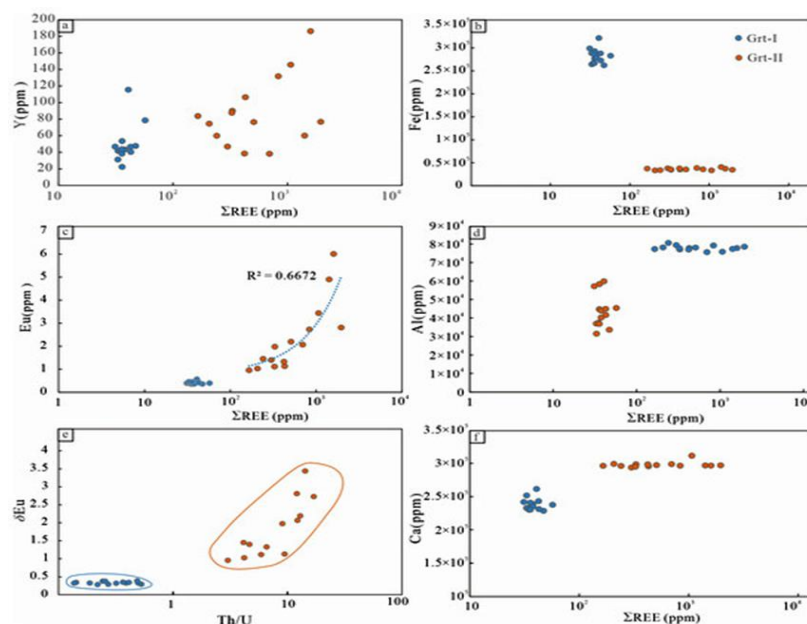


Рис. 11. Диаграмма (a–d, f) Y, Fe, Eu, Al и Ca в зависимости от ΣREE и (e) δEu в зависимости от Th/U.

Механизмы замещения элементов в касситерите в первую очередь включают: (1) $Fe^{3+} + (Nb, Ta)^{5+} \rightarrow 2Sn^{4+}$; (2) $2(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+} \rightarrow 3Sn^{4+}$; (3) $Ti^{4+}, Zr^{4+}, U^{4+} \rightarrow Sn^{4+}$; (4) $V^{5+} + Sc^{3+} \rightarrow 2Sn^{4+}$. В магматическом касситерите, который встречается в богатых редкоземельными элементами гранитах и пегматитах, доминирующим механизмом замещения является $2(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+} \rightarrow 3Sn^{4+}$.

Содержание Nb и Ta в касситерите м-ния Гунцзюэлун аналогично содержанию в касситерите м-ния Сясай, в то время как содержание Fe и Mn значительно выше (рис. 12b). Эти значения сопоставимы с теми, которые наблюдаются в касситерите из оловосодержащих гранитов и скарновых руд месторождения Гэдзю. Отсутствие чёткой корреляции между Fe + Mn и Nb + Ta (рис. 12f) дополнительно указывает на то, что ни один из этих механизмов замещения не является доминирующим в м-нии Гунцзюэлун. В касситерите простейший механизм баланса заряда достигается путём замещения двух ионов Sn^{4+} на трёхвалентный катион (например, Fe^{3+} , Al^{3+} , Sc^{3+} , Ga^{3+}) и пятивалентный катион (например, V^{5+} , Nb^{5+} , Ta^{5+}). Если этот механизм является доминирующим, то можно ожидать баланса заряда 1:1 между трёхвалентными и пятивалентными катионами. Однако содержание трёхвалентных катионов (преимущественно Fe^{3+}) намного выше, чем содержание пятивалентных катионов, и это насыщение также наблюдается в крупных м-ниях олова в Гэдзю, Дачан и Сясаи. Это говорит о необходимости дополнительного механизма для размещения избытка трёхвалентных катионов.

Поэтому предполагается, что механизм замещения $\text{Fe}^{3+} + \text{OH}^- \rightarrow \text{Sn}^{4+} + \text{O}^{2-}$ является основным процессом.

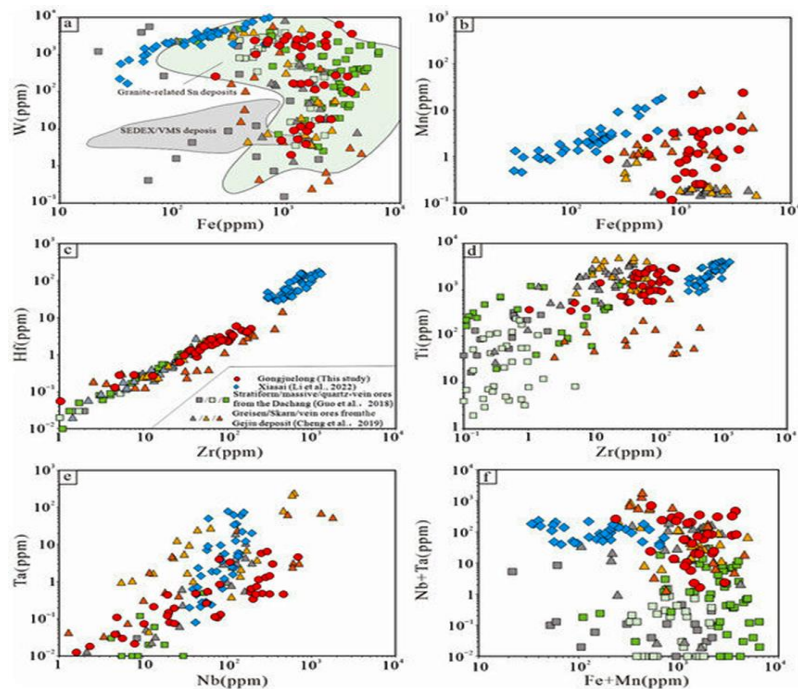


Рис. 12. Бинарные диаграммы микроэлементов в касситерите из м-ния Гунцзюэлун.
(a) W против Fe (b) Mn против Fe (c) Hf против Zr (d) Ti против Zr (e) Ta против Nb (f) Nb+Ta против Fe+Mn.

Кроме того, касситерит содержит относительно высокие концентрации вольфрама и титана, которые демонстрируют значительную отрицательную корреляцию с оловом (рис. 7d). Эти элементы (W^{4+} , Ti^{4+}) могут напрямую замещать Sn^{4+} в кристаллической решётке.

Чтобы интерпретировать включение и совместное замещение основных катионов в кристаллическую решётку кварца, концентрации микроэлементов были пересчитаны в атомы на формульную единицу (рис. 13a–c). Содержание Al^{3+} (190 атомов на формульную единицу) значительно выше, чем содержание других трёхвалентных катионов, таких как B^{3+} (73,5 атома на формульную единицу) и Sb^{3+} (0,5 атома на формульную единицу), в кварце из м-ния Гунцзюэлун. Это связано с тем, что алюминий часто встречается в земной коре, а его ионный радиус аналогичен радиусу Si^{4+} ($r = 0,34 \text{ \AA}$) и Al^{3+} ($r = 0,47 \text{ \AA}$). Следовательно, замещение Al^{3+} на Si^{4+} в кристаллической решётке кварца, приводящее к образованию структурного центра $[\text{AlO}_4/\text{M}^+]^0$, является основным механизмом включения микроэлементов в кварц. К ионам M^+ относятся H^+ , Li^+ , Na^+ , K^+ , Cu^+ и Ag^+ . Среди трёхвалентных катионов преобладают Al^{3+} , Sb^{3+} и B^{3+} . Среди одновалентных катионов наиболее распространены Li^+ , Na^+ и K^+ . Пятивалентные катионы представлены преимущественно P^{5+} . В целом, включение катионов в кристаллическую решётку кварца в основном определяется процессами сопряжённого замещения: $(\text{Al}^{3+}, \text{Sb}^{3+}, \text{B}^{3+}) + (\text{Li}^+, \text{Na}^+, \text{K}^+, \text{H}^+) \leftrightarrow \text{Si}^{4+}$ и $(\text{Al}^{3+}, \text{Sb}^{3+}, \text{B}^{3+}) + (\text{P}^{5+}) \leftrightarrow 2\text{Si}^{4+}$.

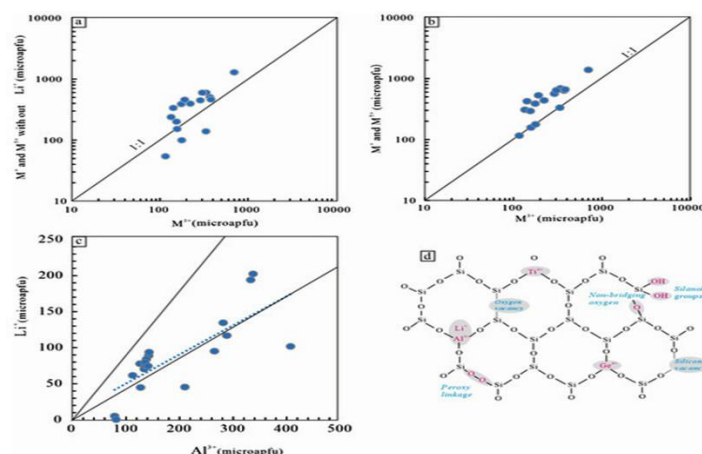


Рис. 13. График зависимости M^{3+} от M^+ и M^{5+} без Li^+ (а). График зависимости M^{3+} от M^+ и M^{5+} (б). График зависимости Al^{3+} от Li^+ (с) для кварца из м-нии Гунцзюэлонг. Схематическое изображение структуры кварца с наиболее распространенными типами дефектов (д).

Предыдущие исследования показали, что механизм замещения микроэлементов, попадающих в кварц, может включать реакцию $Sb^{3+} + Li^+ \leftrightarrow Si^{4+}$, если соотношение Li^+/Al^{3+} в кварце превышает 1:1. В противном случае соотношение Li^+/Al^{3+} составляет примерно 1:1, и механизм замещения может быть следующим: $Al^{3+} + Li^+ \leftrightarrow Si^{4+}$. И наоборот, когда соотношение Li^+/Al^{3+} меньше 1:1, это указывает на конкуренцию между Na^+ , K^+ или P^{5+} и Li^+ , который соединяется с Al^{3+} , замещая Si^{4+} в кристаллической решётке кварца. В м-нии Гунцзюэлонг соотношение Li^+/Al^{3+} ($\approx 1:2$) и $(M^+ + M^{5+})/M^{3+}$ ($\approx 1:1$) в кварце указывает на два возможных механизма замещения катионов: (1) совместное замещение через $Al^{3+} + (Li^+/Na^+/K^+) \leftrightarrow Si^{4+}$ и (2) замещение с балансировкой заряда через $Al^{3+} + P^{5+} \leftrightarrow 2Si^{4+}$.

6.2. Геохимическое значение гранатов.

Изменения физико-химических условий при формировании граната в скарновых месторождениях влияют на химический состав граната. Таким образом, химический состав граната может служить показателем физико-химических условий при его формировании. Предыдущие исследования показали, что андрадит обычно образуется в окислительной среде, аgrossуляр — в восстановительной.

Гранат-I в м-нии Гонгдзулонг состоит в основном изgrossуляра, в меньших количествах содержит андрадит и в следовых количествах — марганцево-алюминиевый гранат и магнезиально-алюминиевый гранат ($Gro_{64-76}And_{20-28}Spe+Pyr+Alm_{2,39-10,33}$). Он похож на поздние гранаты из медных месторождений скарнового типа в районе Хунню на западе Юньнани. Это указывает на то, что Grt-I обогащён алюминием и образовался в среде с низким содержанием кислорода и умеренной кислотностью. Что касается Grt-II, то в нём преобладает grossуляр, а содержание андрадита увеличивается. Grt-II является частью ряда твёрдых растворов между grossуляром и андрадитом ($Gro_{52-73}And_{25-45}Spe+Pyr+Alm_{1-2}$), при этом содержание андрадита в

нём немного ниже, чем в грузуляре, что позволяет предположить, что Grt-II образовался в слабо восстановительной, почти нейтральной среде. От Grt-I к Grt-II наблюдается заметное увеличение содержания FeO, в то время как содержание Al_2O_3 незначительно снижается (рис. 5). В Grt-II количествоgrossуляра уменьшается, а количество андрадита постепенно увеличивается. Это говорит о том, что содержание кислорода в гранате на м-нии Гунцзюэлун увеличивалось от Grt-I к Grt-II, а рудообразующая среда менялась от относительно восстановительных условий к относительно окислительным, что отражает постепенные изменения в рудообразующей среде. Однако в конечном составе по-прежнему преобладает grossуляр, что указывает на то, что оба типа граната на м-нии Гунцзюэлун образовались в восстановительных условиях. Между этими двумя типами наблюдаются заметные различия в характеристиках REE (рис. 8). Распределение REE в Grt-I имеет ярко выраженный сдвиг вправо, в то время как в Grt-II наблюдается более плавный сдвиг влево. Левосторонний сдвиг в распределении PЗЭ в Grt-II аналогичен таковому в гранате из м-ний Шичжюань и Цзиньчуаньтан на юге провинции Хунань в Китае, в то время как правосторонний сдвиг в Grt-I аналогичен таковому в гранате из м-ния Хуаншэпин в том же регионе. Помимо различий в распределении PЗЭ, аномалии Eu в двух типах граната также значительно отличаются: в Grt-II наблюдается более выраженная отрицательная аномалия Eu (рис. 8). Кроме того, соотношение LREE/HREE в двух типах граната различается. В Grt-I соотношение LREE/HREE выше (от 2,3 до 32,8, в среднем 11,6). Напротив, Grt-II показывает более низкий коэффициент (от 0,2 до 4,7, в среднем 0,8).

Было высказано предположение, что pH является ключевым фактором фракционирования PЗЭ. В слабокислой среде на распределение PЗЭ в гранате в большей степени влияет Cl^- , который повышает стабильность растворимого Eu^{2+} по сравнению с $PЗЭ^{3+}$, что приводит к выраженной положительной аномалии Eu, обогащению LREE и истощению HREE. С другой стороны, почти нейтральные условия приводят к образованию флюидов, обогащённых тяжёлыми редкоземельными элементами и обеднённых лёгкими редкоземельными элементами, которые обычно демонстрируют отрицательные аномалии Eu или не демонстрируют их. В Гунцзюэлун в Grt-I наблюдается явная отрицательная аномалия Eu и резкий сдвиг вправо в распределении PЗЭ, в то время как в Grt-II наблюдается более значительная отрицательная аномалия Eu, чем в Grt-I, а также постепенный сдвиг влево в распределении PЗЭ. Это говорит о том, что Grt-I и Grt-II, вероятно, образовались в слабокислых и почти нейтральных условиях соответственно. Содержание урана в гранате может служить показателем окислительно-восстановительных условий в гидротермальных флюидных системах. Из-за различий в ионных радиусах U^{4+} с большей вероятностью замещает U^{6+} в

гранате. В результате более низкая концентрация урана и более высокое соотношение Th/U в Grt-II указывают на более окислительную среду (более высокое f_{O_2}) по сравнению с Grt-I (рис. 11e). И Grt-I, и Grt-II демонстрируют сильную линейную корреляцию между Y и Ho (рис. 14a). На диаграмме Y/No-La/No (рис. 14b) Grt-I и Grt-II располагаются на одной горизонтальной линии, что позволяет предположить, что они являются продуктами одного и того же рудообразующего флюида. Была проведена микротермометрия и лазерная рамановская спектроскопия флюидных включений в гранате из м-ния Гунцзюэлу. Результаты показывают, что ранние рудообразующие флюиды характеризовались высокими температурами гомогенизации ($T_h = 435,2\text{--}500^\circ\text{C}$) и высокой соленостью (36,9–42,5 мас.%), представляя собой систему NaCl-H₂O-CH₄. Присутствие CH₄ указывает на то, что ранние рудообразующие флюиды были относительно восстановительными, что согласуется с обсуждением граната.

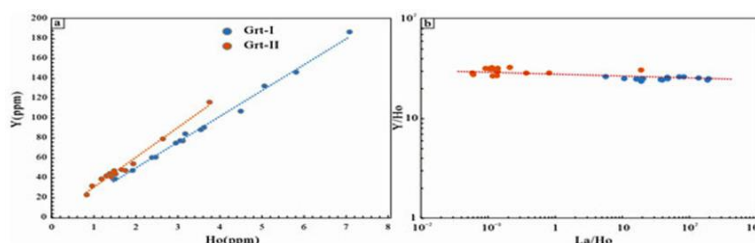


Рис. 14. Диаграммы Y-Но (a) и Y/No-La/No (b) гранатов в полиметаллическом м-нии Гунцзюэлу.

6.3. Генетическая модель и ее значение для поисков.

Чтобы установить генетическую связь между минерализацией олова и минерализацией свинца, цинка и серебра в Йидунском террейне, в этом исследовании систематически сравниваются геология, основные и второстепенные элементы касситерита и кварца, изотопы (например, S, Pb и H-O), включения флюидов и возраст минерализации двух типов месторождений (табл. 1).

Табл. 1.

Металлогенные факторы м-ний Sn Гонгджуэлу и Ag-Pb-Zn Ксиасай.

Type	Location	Host Rock	Mineralization Age	Mineral Assemblage	Sulfur Isotopes (‰)	Lead Isotopes	Hydrogen and Oxygen Isotopes of Quartz (‰)	Fluid Inclusions T_h (°C)	Salinities (wt%)	Reference
Gongjuolun skarn Sn deposit	Situated within the contact zones between granite and Triassic carbonate rocks.	Skarns, marble, or hornfels	Cassiterite U-Pb 97 ± 2 Ma	Ore minerals include cassiterite, chalcopyrite, pyrrhotite, and arsenopyrite, with minor sphalerite and pyrite.	$\delta^{34}\text{S} = (-6.74)\text{--}(-3.56)$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.182\text{--}18.826$ $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.575\text{--}15.704$ $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.444\text{--}39.083$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = (-117)\text{--}(-98.4)$ $\delta^{18}\text{O} = 1.1\text{--}1.8$ (unpublished)	Quartz: 172.6–232.1	5.2–13.6	[77]
Xiasai hydrothermal vein type Ag-Pb-Zn deposit	Occurs within the metamorphosed sandstone and shale that are located distal to the causative granite intrusions.	Sandstones, carbonate rock, and siliceous slate	sphalerite Rb-Sr 99 ± 3 Ma	Cassiterite, arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, galena, Ag-bearing minerals, and native bismuth.	$\delta^{34}\text{S} = (-10.1)\text{--}(-1.2)$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.711\text{--}18.748$ $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.711\text{--}15.752$ $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.104\text{--}39.225$	Quartz from sub-stage II-2: $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -104$, $\delta^{18}\text{O} = 8.4$ Quartz from sub-stage II-3: $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = (-105)\text{--}(-138)$, $\delta^{18}\text{O} = (-3.3)\text{--}(-0.9)$	Quartz from stage I: 423–481 Quartz from stage II-1: 285–386 Quartz from stage II-3: 158–242	14.9–19.0 3.5–8.0 3.4–5.7	[4]

Месторождения олова и гидротермальные месторождения свинца, цинка и серебра с примесью олова в центральной части террейна Идун обычно располагаются в

непосредственной близости от позднемеловых восстановленных и высокодифференцированных гранитов. Большинство месторождений олова расположены в зонах контакта между гранитами и карбонатными породами триасового возраста. Среди примечательных примеров — крупные месторождения олова Куомолун и Цзяогэньма на севере плутона Ронгицюо, а также небольшое месторождение олова Гунцзюэлун на западе плутона Хайцзышань. В отличие от них, гидротермальные м-ния свинца, цинка, серебра и олова обычно встречаются в метаморфизованных песчаниках и сланцах, расположенных на удалении от гранитных интрузий. С точки зрения изменения вмещающих пород, в месторождениях $\text{Sn} \pm \text{Ag}$ обычно наблюдаются высокотемпературные изменения, в том числе скарнизация, грейзенизация и турмалинизация. Основными рудными минералами в этих месторождениях являются касситерит, халькопирит, пирит и, в меньшей степени, галенит и сфалерит. В свою очередь, м-ния $\text{Pb-Zn-Ag} \pm \text{Sn}$ обогащены F, Si и карбонатами, с локализованной скарнизацией и грейзенизацией. Основными рудными минералами в этих месторождениях являются сфалерит и галенит, а также в небольших количествах касситерит и другие минералы.

На основании сравнения координации ионов и ионного радиуса с Sn^{4+} можно сделать вывод, что несколько микроэлементов, таких как Fe, Ga, V, Cr, Sc, Sb, W, U, Zr, Hf, Ti, Nb и Ta, совместимы с касситеритом. По составу касситерита можно судить об источнике флюида, условиях осаждения и типе минерализации. Касситерит м-ния олова Гунцзюэлонг характеризуется относительно высокой концентрацией вольфрама (от 1,9 до 6364 ppm) и железа (от 235 до 3740 ppm), что соответствует показателям касситерита из гранитных месторождений олова и свинцово-цинково-серебряного месторождения Сясай (рис. 12а). Касситерит м-ния Гунцзюэлонг отличается высоким содержанием Zr и Hf, при этом соотношение Zr/Hf варьируется от 18,7 до 49,4. При катодолюминесцентной (КЛ) визуализации касситерита видны чередующиеся светлые и тёмные полосы, а включения циркона не обнаружены (рис. 7с). Это позволяет предположить, что гидротермальные изменения, а не обмен флюидами или фракционирование циркона, являются основным фактором, влияющим на колебания соотношения Zr/Hf. Кроме того, наличие флюорита в м-нии Гунцзюэлонг указывает на то, что минерализующие флюиды богаты фтором. Известно, что флюиды, обогащённые фтором, повышают подвижность Zr и преимущественно извлекают Zr, а не Hf. Соотношение Zr/Hf в касситерите Гунцзюэлун сопоставимо с соотношением Zr/Hf в касситерите из скарновых руд (17,8–61,5, среднее значение = 34,0) в м-нии Гэдзю, что соответствует характеристикам, типичным для оловянной минерализации, связанной с гранитами. По сравнению с касситеритом м-ния Сясай, касситерит м-ния Гунцзюэлун содержит примерно такое же количество титана (от 350 до 3015 ppm) и значительно меньше циркония

(рис. 12с). Соотношение Ti/Zr в касситерите Гунцзюэлун варьируется на порядок, вероятно, из-за локального фракционирования элементов во время роста кристаллов. Однако отсутствие минералов, богатых Ti или Zr , в Гунцзюэлуэне позволяет предположить, что кристаллизация играет минимальную роль в фракционировании Ti/Zr . В месторождениях олова, связанных с гранитами, снижение соотношения Ti/Zr в касситерите обычно отражает постепенное уменьшение содержания Ti по сравнению с Zr по мере того, как минерализующие флюиды эволюционируют и мигрируют от гранитной интрузии. Эта тенденция согласуется с более высокой растворимостью Zr по сравнению с Ti в гидротермальных флюидах. Исследования на полиметаллическом м-нии олова Гэдзю показали, что соотношение Ti/Zr в касситерите из различных типов руд (например, оловосодержащего гранита, грейзенизированных руд, скарновых руд, полуокисленных руд, окисленных руд и прожилочных руд) неуклонно снижается по мере удаления от вмещающего гранита. Аналогичная картина наблюдается в Боливийском оловянном металлогеническом поясе в Центральной Южной Америке. Соотношение Fe/W и Zr/Hf в касситерите указывает на то, что оба минерала имеют магматический и гидротермальный генезис, связанный с гранитами. Более того, соотношение Ti/Zr в касситерите из Гунцзюэлуна, расположенного ближе к гранитам (в среднем = 36,8), заметно выше, чем в более удалённом м-нии Сясай (в среднем = 3,7).

В магматических и гидротермальных системах, формирующих руду, гидротермальный кварц, образовавшийся в условиях низких температур (300°C или ниже), содержит большое количество Al и Li , в то время как кварц, образовавшийся в условиях высоких температур (близких к 400°C), обычно содержит меньше Al и Li . Соотношение Ge/Ti служит эффективным индикатором магматического фракционирования из-за различий в геохимическом поведении Ge и Ti в процессе эволюции магмы. Германий (Ge) — умеренно несовместимый элемент, который по мере фракционирования обогащается в расплаве, в то время как титан (Ti) — совместимый элемент, который в основном содержится в таких минералах, как ильменит и рутил, что приводит к снижению его концентрации по мере фракционирования. В результате соотношение Ge/Ti значительно увеличивается по мере фракционирования магмы, где более высокие значения Ge/Ti указывают на магмы с более высокой степенью эволюции. Были собраны данные о содержании микроэлементов в кварце из 1220 образцов различных типов месторождений, в том числе из 196 пегматитов, 66 месторождений Карлинского типа, 52 порфировых месторождений, 74 эпитеpmальных месторождений, 203 скарновых месторождений, 565 гранитов и 64 орогенных месторождений. На основе ИИ была предложена новая диаграмма различения, использующая соотношение Ti / Ge в зависимости от P в кварце для классификации типов месторождений. Таким образом, химический состав кварца может

дать ценную информацию о гидротермальных условиях окружающей среды и типах месторождений. Средние концентрации Li и Al в кварце м-ния Гонджуэлонг составляют 10 ppm и 86,5 ppm соответственно. Кварц м-ния Сясай обогащен как Li, так и Al, причем концентрации примерно на порядок выше, чем в м-нии Гунцзюэлун. Различия в составе микроэлементов в кварце позволяют эффективно различать генетические типы гидротермальных месторождений с разными типами минерализации, что обусловлено значительным влиянием температуры, pH и давления на распределение таких элементов, как Li, Al, P, Ti и Ge в кварце. Содержание фосфора (от 13,9 до 173,1 ppm; в среднем 64,3 ppm), алюминия и лития, а также соотношение Ti/Ge (от 0,1 до 1,1; в среднем 0,4) в кварце III стадии из Гунцзюэлуна аналогичны показателям кварца с сульфидами из свинцово-цинково-серебряного м-ния Сясай (рис. 15a,b).

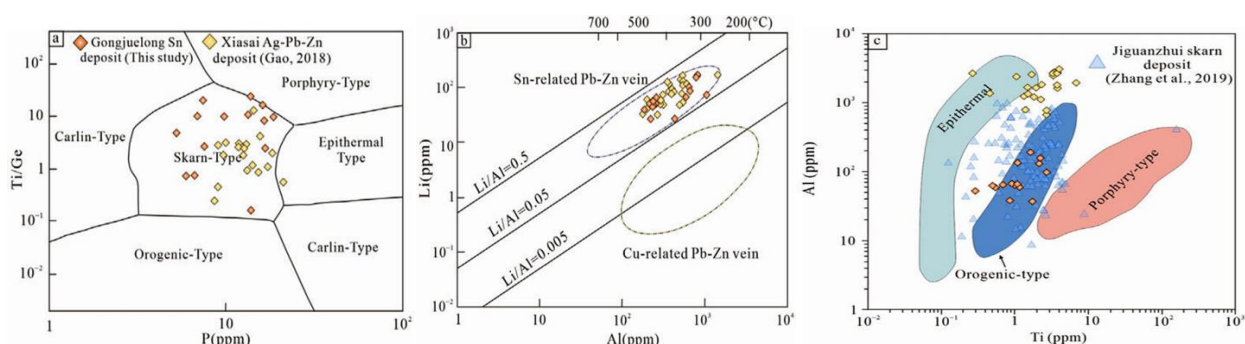


Рис. 15. Диаграммы определения генезиса руды на основе химического состава кварца

(a,b) диаграммы кварца Al-Ti и Ti/Ge-P для различных типов м-ний; (c) диаграмма кварца Li-Al для м-ний Pb-Zn±Ag жильного типа с Sn.

Интересно, что содержание микроэлементов в кварце из м-ний Гунцзюйлун и Сясай соответствует содержанию микроэлементов в кварце из месторождений скарнового типа и восстановленных свинцово-цинковых жил, связанных с оловом. С другой стороны, содержание алюминия и титана в кварце из м-ния Гунцзюйлун, связанного с оловом, соответствует содержанию этих элементов в кварце из месторождений скарнового типа и значительно отличается от содержания этих элементов в кварце из эпитермальных и порфировых месторождений (рис. 15c). В отличие от м-ния олова Гунцзюэлун, м-ние свинца, цинка и серебра Сясай имеет аналогичное содержание титана, но более высокое содержание алюминия. Оба месторождения расположены между полями эпитермальных и порфировых месторождений, перекрываясь с областью распространения скарновых месторождений. Однако в кварце м-ния Сясай содержится больше алюминия, что приближает его к области распространения эпитермальных месторождений. Содержание микроэлементов в кварце и касситерите из м-ния Гунцзюэлонг имеет определённое сходство с содержанием микроэлементов в кварце и касситерите из м-ния Сясай, что указывает на их магматическое происхождение.

В Идунском террейне были выявлены высокотемпературные галитсодержащие трехфазные (твердое вещество-жидкость-пар) водные включения в кварце, связанные с сульфидами. Паровая фаза этих включений содержит летучие компоненты, в том числе CH_4 , N_2 и H_2S , что дополнительно подтверждает генетическую связь между Pb-Zn минерализацией и магматико-гидротермальными флюидами в регионе. С другой стороны, значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов из м-ния Гонгджуэлонг Sn варьируются от $-6,74\text{‰}$ до $-3,56\text{‰}$, что совпадает со значениями из м-ния Сясай Pb-Zn-Ag ($-10,1\text{‰}$ до $-1,2\text{‰}$). Предыдущие измерения $\delta^{34}\text{S}$ для плутона Ляньлун в этом регионе дали значение $-8,1\text{‰}$, аналогичное значениям для м-ния олова Гунцзюэлу и м-ния свинца, цинка и серебра Сясай. Это позволяет предположить, что сера в обоих типах месторождений, возможно, поступает из гранитных магм, а дополнительная сера попадает из вмещающих пород. Изотопный состав сульфидов Pb месторождения Гонджуэлонг ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,182\text{--}18,826$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,575\text{--}15,704$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,444\text{--}39,083$) аналогичен сульфидам месторождения Сясай ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,702\text{--}18,731$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,680\text{--}15,718$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,000\text{--}39,128$). Эти значения соответствуют значениям, полученным для орогенных поясов и верхней части земной коры, что позволяет предположить общий источник свинца в обоих месторождениях. Изотопный состав H-O кварца м-ния Гонджуэлонг ($\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = \text{от } -117 \text{ до } -98,4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 1,1\text{--}1,8\text{‰}$) и м-ния Сясай (подэтап II-2: $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -104$, $\delta^{18}\text{O} = 8,4$; подэтап II-3: $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = \text{от } -105 \text{ до } -138$, $\delta^{18}\text{O} = -3,3 \text{ до } -3,9$) оба показывают характеристики смешивания магматических гидротермальных флюидов и метеоритной воды. В заключение отметим, что рудообразующие материалы в обоих месторождениях в основном поступают из гранитных пород, а сера и свинец попадают из окружающих пород, в то время как рудообразующие флюиды представляют собой сочетание магматических гидротермальных и метеоритных флюидов. Приведённые выше доказательства указывают на то, что на минерализацию свинца и цинка, по-видимому, влияет не только один магматический гидротермальный процесс. Слои или окружающие породы также могут служить источником рудообразующих материалов. Таким образом, во время проникновения метеоритных флюидов или магматических гидротермальных флюидов существует определённая вероятность того, что минерализация свинца и цинка происходит в результате реакции воды и горных пород. Однако магматический гидротермальный процесс по-прежнему играет важную роль в минерализации свинца и цинка.

В центральной части террейна Идун меловые гранитоиды включают плутоны Ронгицюо, Руолулунг, Ляньлун, Сясай и Хайцзышань. Радиометрическое датирование изохрон Rb-Sr в цельных породах показало, что возраст плутонов Ляньлун, Ронгицюо и Хайцзышань составляет от 81 до 93 млн лет. Более точное U-Pb датирование циркона методом LA-ICP-MS указывает

на то, что эти граниты центрального Йидунского террейна образовались в период от 94,4 до 108 млн лет назад. Эти результаты подтверждают, что гранитоиды в этом регионе в основном образовались в период с раннего мелового периода до начала позднего мелового периода. Предыдущие исследования, посвящённые диагенетическому и металлогенному возрасту, показали, что магматическая активность и металлогенез в центральной части Идунского террейна в основном происходили в позднем меловом периоде. Эти процессы были связаны с растяжением, последовавшим за тектоническим столкновением. В центральной части Идунского террейна выделяются два типа минерализации: оловянная по типу скарнов и свинцово-цинково-серебряная по типу гидротермальных жил. Оба типа минерализации тесно связаны с позднемеловыми гранитами А-типа. Кроме того, изохронный возраст 99 ± 3 млн лет для сфалерита в кварц-халькопиритовых и сфалеритовых жилах, что позволяет приблизительно определить возраст минерализации Pb-Zn-Ag. Что касается минерализации Sn, то U-Pb датирование касситерита из кварц-касситеритовых жил Сясаи методом LA-ICP-MS дало U-Pb возраст $99,2 \pm 0,8$ млн лет. Касситерит из кварцево-касситеритовой жилы м-ния олова Гунцзюэлонг имеет возраст по методу Терра-Вассербурга $96,88 \pm 1,36$ млн лет, что соответствует опубликованным данным о возрасте минерализации свинца, цинка и серебра (99 ± 3 млн лет) и гранитов позднего мелового периода (94,4–108 млн лет).

Эти объединённые данные по геологии, геохронологии и геохимии гидротермальных минералов убеждают в том, что минерализация олова тесно связана с минерализацией свинца, цинка и серебра с точки зрения времени, пространства и генезиса. Эта маγμα-гидротермальная рудная система, состоящая из близповерхностной минерализации олова и удалённой минерализации свинца, цинка и серебра, образовалась в результате растворения восстановленных и сильно фракционированных гранитов в позднем меловом периоде. Зоны рудных металлов распространены в магматических и гидротермальных системах минерализации, включая порфировые Cu-Mo-Au, грейзеновые W-Sn и скарновые Fe-Cu/W-Sn рудные системы. Медно-молибден-золотая минерализация порфирового типа и железисто-медная минерализация скарнового типа обычно связаны с окисленными, слабо дифференцированными и богатыми водой магматическими породами, в то время как скарновая минерализация вольфрама и олова связана с восстановленными, высокодифференцированными и бедными водой магматическими породами. Минерализация железа, меди и золота в основном связана с частичным плавлением мантии и магматической коры, в то время как минерализация вольфрама и олова в основном связана с частичным плавлением осадочной коры. Минерализация свинца, цинка и серебра обычно происходит в периферийных слоях вокруг этих систем. Например, на м-нии Вейласитуо, где добывают цинк, медь и серебро, в южной

части хребта Великий Синъянь недавно была обнаружена минерализация вольфрама и олова на глубине. Аналогичным образом вокруг лейкогранитов Куонадонг сформировалась серия гидротермальных месторождений свинца, цинка, сурьмы и серебра (например, Чжаксикан, Кэйюэ и Суоюэ), в ходе разработки которых постепенно были обнаружены минерализация W-Sn-Be скарнового типа и минерализация Be-Nb-Ta с пегматитового типа.

При поисках в первую очередь следует обратить внимание на участки, где между зонами контакта высоко фракционированного гранита и карбонатов наблюдаются скарновые изменения, которые могут указывать на потенциальную минерализацию олова, а минерализация свинца, цинка и серебра, скорее всего, будет наблюдаться в окружающих более мелких пластах. Недавно в северном гранитоидном массиве Хайзышань было обнаружено 16 жил редких металлов (Be, Nb, Ta). Таким образом, этот регион обладает потенциалом не только для минерализации олова, свинца, цинка и серебра, но и для разведки редких металлов.

7. Выводы.

1. Два типа граната на м-нии Гонцзюэлун, Grt-I и Grt-II, являются частью серии твёрдых растворовgrossуляра и андрадита и отражают изначально восстановительную среду, в которой формировалась руда. При переходе от Grt-I к Grt-II восстановительная среда, в которой формировалась руда, сменилась с умеренно кислой восстановительной на слабо восстановительную нейтральную.

2. Содержание микроэлементов в гранате, касситерите и кварце м-ния Гонгджулунг позволяет предположить, что минерализация олова обусловлена восстановительными условиями, возникшими в результате магматических интрузий или вокруг них. Кварц в этом месторождении образовался при относительно высоких температурах. Рудообразующий флюид, образовавшийся из высокотемпературных, восстановительных, умеренно кислых флюидов на ранней стадии, связанных с гранатом, указывает на то, что м-ние Гонгджулунг является проксимальным скарновым месторождением.

3. Магматическо-гидротермальная система в центральной части Йидунского террейна сосредоточена вокруг низкотемпературных, высокодифференцированных гранитов позднего мелового периода. Система включает в себя проксимальные скарновые месторождения олова и дистальные гидротермальные месторождения свинца, цинка, серебра и олова. Дальнейшие исследования должны быть направлены на выявление минерализации свинца, цинка и серебра, а также минерализации редких металлов в дистальных, структурно контролируемых областях. Места минерализации свинца и цинка могут служить ориентирами для поисков залежей олова на глубине.

VII. КАРТИРОВАНИЕ ЛИТИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ДАЕК НА ОСНОВЕ ТЕХНОЛОГИИ WORLDVIEW-3 (*район Шалигоу, регион Куньлунь*) [6].

1. Введение

В последние годы поиски и прогнозирование месторождений пегматитового типа, особенно месторождений лития, стали приоритетными и перспективными направлениями. Литиевые месторождения с экономическим потенциалом развития включают в основном месторождения рассольного типа, гранитно-пегматитового типа и гранитного типа. Среди них литиевые месторождения гранитно-пегматитового типа стали основным источником поставок лития в мире благодаря их высокой концентрации, отработанным технологиям добычи и переработки, а также коротким циклам инвестирования и строительства. На этом фоне было обнаружено множество потенциальных зон минерализации редких металлов, таких как литий и бериллий, в регионе Западных Куньлунь-Алтынских гор.

Западный регион Куньлунь известен своими богатыми минеральными ресурсами и крупными месторождениями пегматитов, которые обеспечивают значительную часть мировых запасов редких металлов. Кроме того, регион Куньлунь, будучи важным тектоническим поясом, содержит важную информацию об эволюции земной коры и даёт ключевое представление о формировании и распределении месторождений пегматитового типа. Технологии ГРП, использовавшиеся в регионе, послужили ценным ориентиром для поисков в прилегающих районах, особенно литий и бериллия.

В пределах тектонического пояса выделяется район Шалигоу, привлекая внимание благодаря своим уникальным геологическим особенностям и потенциальным ресурсам лития.

Однако жилы пегматита в этом районе имеют сложные характеристики залегания, в том числе небольшие жилы шириной обычно 1–5 м и значительный эоловый песчаный покров. Традиционные гравитационные, магнитные и электрические методы поисков в таких условиях малоэффективны. В таких условиях технологии дистанционного зондирования продемонстрировали значительный потенциал для решения этих проблем. Данные WorldView-3 с высоким разрешением (пространственное разрешение 0,31 м) в сочетании с методами спектрального картирования минералов были использованы для разбраковки минерализованных и неминерализованных пегматитовых жил. Данные ASTER используются для определения литологии в этом регионе, а затем для предварительной идентификации более крупных пегматитовых жил технологией WorldView-3. Затем с помощью метода спектрального картирования (SAM) извлекается информация о пространственном распределении таких минералов, как сподумен и лепидолит. Наконец, с помощью анализа распределения

пегматитовых жил и спектральных минеральных индикаторов достигается высокоточная идентификация литийсодержащих пегматитовых жил.

2. Региональная геология.

Горы Алтыншань на северо-западе Китая образуют тектонический пояс вдоль северо-восточной границы Тибетского нагорья, простирающийся вдоль зоны разломов Алтыншань (рис. 1).

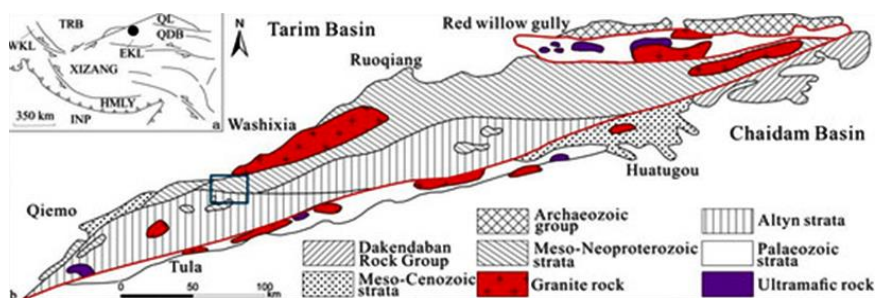


Рис. 1. Структурные подразделения Алтын-Тагского орогена.

Район исследования расположен в западной части Алтайских гор, где обнажаются в основном архейские породы миланской группы ($Ar_{1-2}M$), палеопротерозойские породы алтайской группы (Pt_2A), породы системы Чанчэн Бэйкэтан (Chb), породы системы Цзисянь Цзиняньшань (Jxj) и четвертичные породы (Q) (рис. 2).

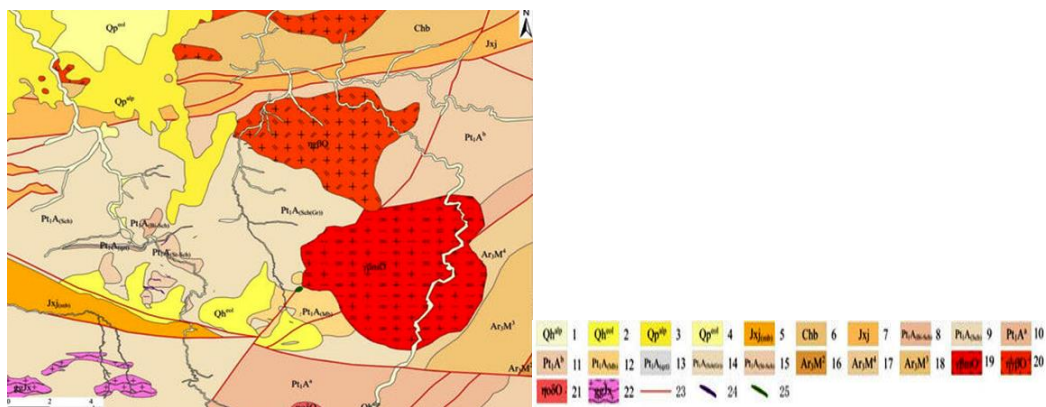


Рис. 2. Геологическая карта исследуемой территории.

Миланская группа состоит из сильно деформированных и метаморфизованных обломочных пород, карбонатов и вулканических пород, которые в основном распространены в юго-восточной части исследуемой территории. Алтынская группа, широко распространённая в центральной и юго-западной частях исследуемой территории, состоит из метаморфических пород от зеленосланцевых до амфиболитовых, включая метаморфизованные обломочные, карбонатные и метавулканические породы. Группа Бейкэтан системы Чанчэн состоит из метаморфических пород, а в группе Цзисянь системы Цзиняньшань, распространённой по

обеим сторонам долины Кумукэцзякоу и простирающейся примерно с востока на запад, преобладают мраморные породы.

В районе добычи лития и бериллия в Шалигоу, расположенном в центральной части исследуемого региона, находятся многочисленные гранитные пегматитовые дайки, выходящие на поверхность и ориентированные с востока на запад. К основным рудным минералам относятся лепидолит, сподумен и берилл, а к породообразующим минералам — в основном кварц, натриевый полевой шпат, калиевый полевой шпат и слюда.

3. Материалы и методы.

3.1. ДДЗ «Aster» и «WorldView»

Усовершенствованный космический радиометр теплового излучения и отражения (ASTER) оснащен 14 спектральными диапазонами, охватывающими видимую, ближнюю инфракрасную, коротковолновую инфракрасную и тепловую инфракрасную области с пространственным разрешением от 15 до 90 м. ASTER широко используется при разведке минеральных ресурсов, геологическом анализе и мониторинге окружающей среды, в ходе которого он дает ценную информацию о составе и структуре поверхностных минералов. В этом исследовании были выбраны данные уровня ASTER-L1T (табл. 1). Этот уровень данных прошел точную коррекцию рельефа и радиометрическую калибровку датчика, что обеспечивает более высокую геометрическую точность по сравнению с более часто используемыми данными уровня L1B.

Табл. 1.

Параметры, относящиеся к ASTER

Spectral Region	Band	Spectral Range	Spatial Resolution
Visible-near infrared (VNIR)	1	520–600 nm	15 m
	2	630–690 nm	
	3	780–860 nm	
Short-wave infrared (SWIR)	4	1600–1700 nm	30 m
	5	2150–2190 nm	
	6	2190–2230 nm	
	7	2240–2290 nm	
	8	2300–2370 nm	
	9	2360–2430 nm	
Thermal infrared (TIR)	10	8130–8480 nm	90 m
	11	8480–8830 nm	
	12	8930–9280 nm	
	13	10,250–10,950 nm	
	14	10,950–11,650 nm	

В настоящее время для извлечения информации об изменениях с помощью мультиспектральных ДДЗ часто используются данные из таких источников, как ASTER и ETM+, которые доказали свою эффективность. Однако WorldView-3 с самым высоким пространственным разрешением среди коммерческих мультиспектральных спутников предлагает существенные преимущества по сравнению с WorldView-2, ETM+, ASTER и аналогичными наборами данных. Пространственное разрешение WorldView-3 0,31 м

значительно повышает возможность идентификации крупномасштабных пегматитовых даек в пределах исследуемой территории. Кроме того, WorldView-3 предлагает восемь новых коротковолновых инфракрасных (SWIR) диапазонов, которых нет в WorldView-2, что расширяет возможности применения изображений (рис. 3 и табл. 2). Эти SWIR-диапазоны особенно ценны для получения информации об изменениях, поскольку они выявляют характерные особенности поглощения и спектральные вариации минералов, которые трудно различить в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах. Эта расширенная возможность позволяет более точно определять типы минералов. Для оптимальной поддержки данных при извлечении спектральной информации для этой области исследования в таблице WorldView-3 указаны конкретные параметры.

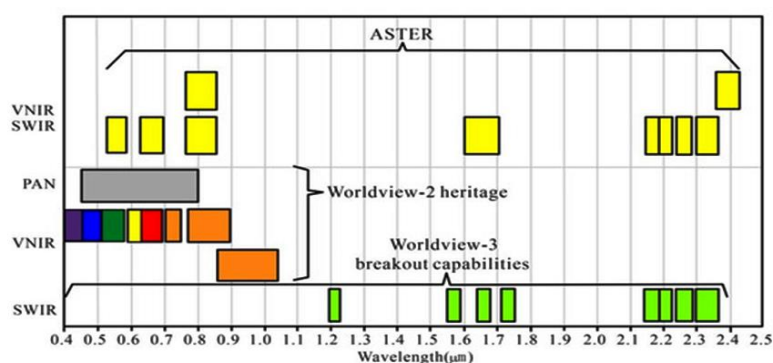


Рис. 3. Сравнение настроек каналов для WorldView-2, WorldView-3 и данных ASTER.

Табл. 2.

Параметры, связанные с WorldView-3.

Spectral Region	Band	Spectral Range	Spatial Resolution
Multispectral (MUL)	VNIR1	400–450 nm	1.2 m
	VNIR2	450–510 nm	
	VNIR3	510–580 nm	
	VNIR4	585–625 nm	
	VNIR5	630–690 nm	
	VNIR6	705–745 nm	
	VNIR7	770–895 nm	
	VNIR8	860–1040 nm	
Short-wave infrared (SWIR)	SWIR1	1195–1225 nm	3.7 m
	SWIR2	1550–1590 nm	
	SWIR3	1640–1680 nm	
	SWIR4	1710–1750 nm	
	SWIR5	2145–2185 nm	
	SWIR6	2185–2225 nm	
	SWIR7	2235–2285 nm	
	SWIR8	2295–2365 nm	
Panchromatic (PAN)	Pan	450–800 nm	0.31 m

3.2. Предварительная обработка изображений.

Исходные снимки дистанционного зондирования, прошедшие лишь минимальную обработку, часто содержат мало информации и имеют низкую среднюю яркость. Геологические объекты, такие как границы тел и структуры, выглядят размытыми и плохо различимыми. Чтобы решить эти проблемы, необходимо повысить уровень яркости и свести к минимуму ошибки, возникающие при получении изображений, с помощью предварительной обработки.

Это обеспечит высокое качество данных для последующего точного и эффективного извлечения информации.

В этом исследовании данные в видимом ближнем инфракрасном диапазоне (VNIR) и SWIR от ASTER были радиометрически откалиброваны, при этом данные SWIR были повторно отобраны до 15 м для согласования с данными в ближнем инфракрасном диапазоне. Затем эти наборы данных были объединены, и объединенные данные были подвергнуты атмосферной коррекции с использованием метода быстрого атмосферного анализа спектральных гиперкубов в прямой видимости (FLAASH). Модуль коррекции FLAASH, использующий код модели переноса излучения MODTRAN4+, устраняет влияние атмосферных условий и освещения, тем самым восстанавливая истинные физические параметры поверхности, такие как коэффициент отражения, яркость и температура поверхности. Помимо этих этапов, обработка изображений WorldView-3 (WV3) включает дополнительный этап геометрической коррекции. Эта коррекция устраняет геометрические искажения на ДДЗ и объединяет мультиспектральные (MUL) и коротковолновые инфракрасные (SWIR) диапазоны с панхроматическим (PAN) диапазоном, повышая точность и детализацию.

Спектральные характеристики горных пород и минералов составляют основу для извлечения информации из ДДЗ. Они имеют решающее значение для определения типов поверхностных материалов и их распределения. Широко используемой справочной базой является спектральная библиотека Геологической службы США, которая предоставляет спектральные данные, измеренные в контролируемых условиях, и точно отражает спектры отражения чистых минералов. Она предоставляет ценные справочные материалы для анализа ДДЗ, особенно при отсутствии данных локальных измерений. Однако ДДЗ могут демонстрировать региональную изменчивость. Один и тот же минерал может демонстрировать спектральную изменчивость в разных географических условиях из-за присущего ему эффекта спектрального смещения, особенно в недиагностических спектральных областях, где преобладают смешанные пиксельные сигнатуры. Хотя диагностические характеристики поглощения в целом стабильны, на недиагностические спектральные диапазоны могут влиять факторы окружающей среды, такие как выветривание и композиционное смешение. Таким образом, измеренные спектры более точно отражают истинные характеристики местных минералов, помогая уменьшить потенциальные ошибки, возникающие при использовании только стандартных спектральных библиотек.

В этом исследовании использовался удобный спектрометр SVC-HR-1024 для проведения многократных измерений типичных образцов горных пород и минералов в исследуемой области с использованием профессионального лабораторного источника освещения в тёмной

комнате с диапазоном длин волн от 350 до 2500 нм и эталонной белой доски с диффузным отражением, что позволило получить их средние спектры отражения. Эти измеренные данные более точно отражают фактические условия окружающей среды, устраняя ограничения, связанные с региональной изменчивостью, присущей опубликованным эталонным спектральным библиотекам. Этот подход обеспечивает надёжную поддержку при извлечении информации из ДДЗ при региональных геологических исследованиях (рис. 4).

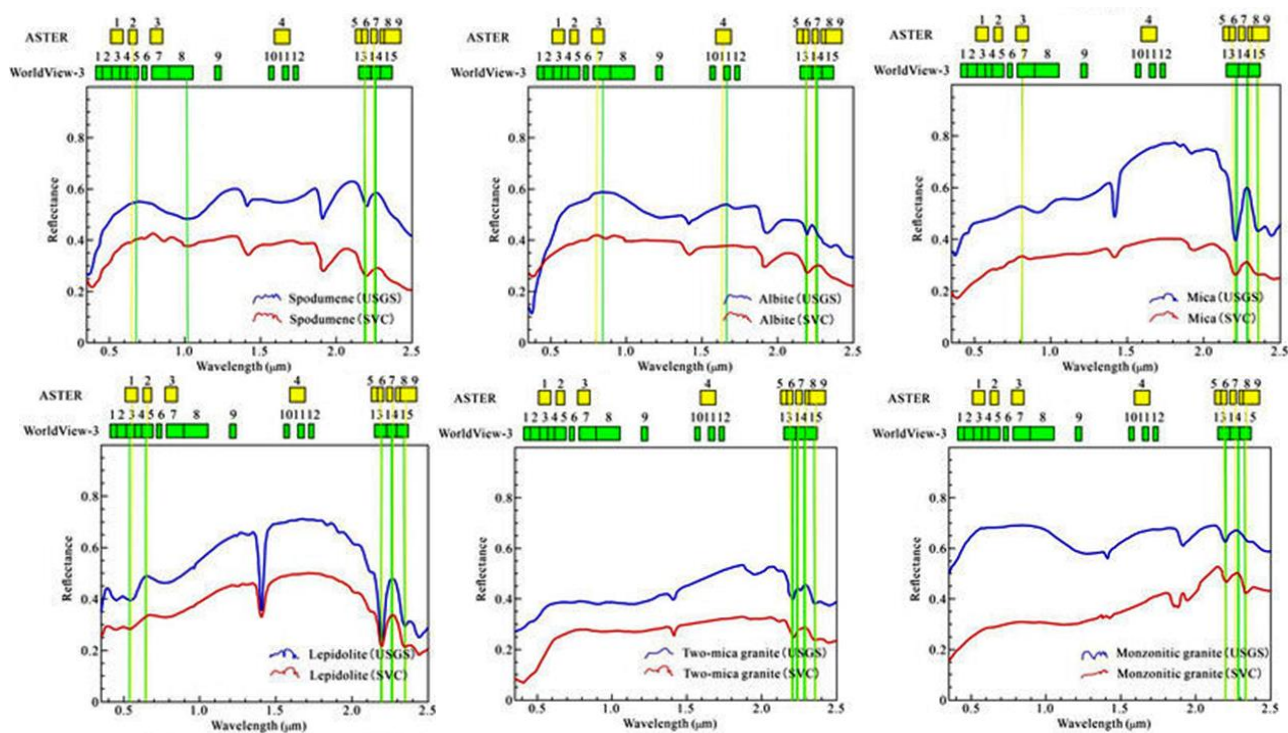


Рис. 4. Сравнение измеренных спектров (SVC) и стандартных спектров (USGS).

3.3. Методология.

При обработке ДДЗ независимый компонентный анализ (ICA) — это мощный метод разделения сигналов, используемый для извлечения взаимонезависимых компонентов растительного или минерального происхождения из смешанных спектральных данных. ICA работает на основе предположения, что спектральные сигналы различных типов растительного покрова статистически независимы. Применяя линейное разложение к изображениям дистанционного зондирования, ICA может независимо извлекать спектральные характеристики различных типов растительного покрова. Ключевым преимуществом ICA при обработке ДДЗ является его способность эффективно различать спектральные характеристики различных типов растительного покрова, особенно в сложных условиях или при наличии смешанных пикселей.

Картографирование минералов включает в себя анализ ДДЗ для определения и картирования распределения минералов на поверхности Земли. К распространённым методам

относятся спектральное сопоставление, разложение на конечные элементы и спектральное угловое картирование (SAM). При спектральном сопоставлении спектральные кривые на ДДЗ сравниваются со спектральной библиотекой известных минералов для определения наиболее похожих типов минералов. Этот метод основан на уникальных спектральных характеристиках минералов и позволяет точно идентифицировать конкретные виды минералов. С другой стороны, выделение конечных элементов используется для разделения смешанных пикселей в ДДЗ. Этот метод предполагает, что каждый пиксель содержит линейную смесь различных минералов. Выделяя спектры каждого «конечного элемента», можно определить относительное содержание различных минералов, что делает этот метод особенно полезным для участков со смешанным распределением минералов. SAM вычисляет спектральный угол между спектром пикселя и известными спектрами минералов, чтобы определить тип минерала в пикселях дистанционного зондирования. Меньший угол указывает на более близкое соответствие между спектрами. SAM эффективен для идентификации минералов со схожими спектральными характеристиками и менее чувствителен к изменениям интенсивности спектра. Учитывая особые условия исследуемой территории, для составления карты минералов был выбран метод SAM, поскольку он эффективно идентифицирует минералы со схожими спектральными характеристиками, такие как сподумен и лепидолит, которые часто встречаются в этом регионе.

4. Идентификация Li-содержащих пегматитовых даек.

Снимки ASTER обладают уникальными возможностями для интерпретации ДДЗ минералов и горных пород и широко используются для дифференциации литологических единиц. Для повышения эффективности и точности предварительно обработанные данные ASTER были использованы для литологической идентификации и извлечения данных. ICA была проведена с использованием 6-го, 7-го и 8-го каналов ASTER. Полученное цветное композитное изображение показало, что литологическая информация в значительной степени соответствует геологической карте. Гранит был выделен красным цветом, а двуслюдяной гранит на юге — тёмно-зелёным. Сочетание цветов PC3 (R), PC4 (G) и PC5 (B) из ICA позволяет отличить их от других геологических образований. Выходы гранита на поверхность отмечены на карте пунктирными жёлтыми линиями. Ключевые различия заключаются в следующем: (1) Ордовикский монцогранит на юго-востоке, присутствующий только на западной стороне долины, ориентированной с севера на юг, имеет меньшую площадь распространения по сравнению с площадью, показанной на геологической карте. (2) В южной части исследуемой территории были обнаружены два новых гранитных тела, предположительно представляющие собой двуслюдяные граниты (рис. 5).

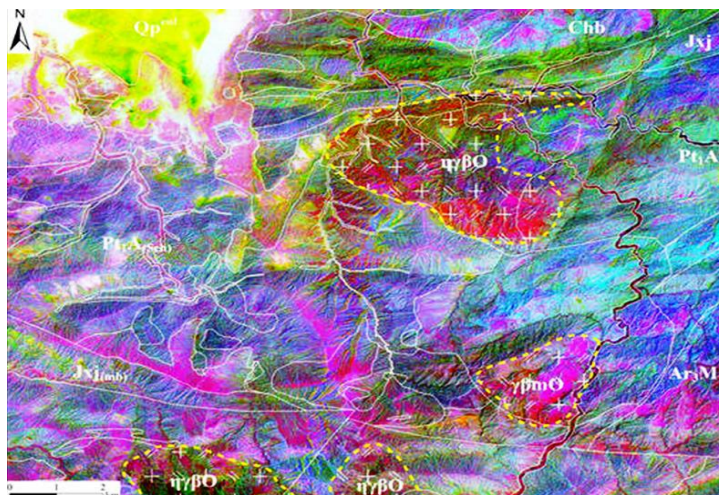


Рис. 5. Результаты идентификации гранита.

Интерпретация ДДЗ включает в себя как визуальный, так и цифровой анализ данных. Визуальная интерпретация предполагает использование когнитивных навыков для качественной оценки пространственных закономерностей на изображениях и остаётся одним из наиболее распространённых методов в дистанционном зондировании. Учитывая, что многие задачи интерпретации в значительной степени зависят от субъективной оценки характеристик изображений, визуальная интерпретация продолжает играть важную роль в практических приложениях. В этом исследовании методы визуальной интерпретации использовались для анализа пегматитовых даек в пределах исследуемой территории. Систематическое изучение изображений и их сопоставление с геологическими картами и отчётами о полевых исследованиях позволили выявить и интерпретировать основные характеристики пегматитовых даек, что обеспечило необходимую поддержку для последующего анализа минерализации.

Ключевой отличительной особенностью пегматитовых даек по сравнению с другими дайками является их высокая устойчивость к выветриванию по сравнению с окружающими породами. В районах, покрытых эоловым песком, в исследуемом регионе пегматитовые дайки выглядят как длинные точечные выступы и линейные структуры. Кроме того, в районах с резкими перепадами высот эти дайки разрушаются и представляют собой прерывистые линейные структуры из белого цвета. Эти визуальные характеристики типичны для пегматитовых даек в этом регионе и могут быть использованы для распознавания большинства таких даек. Данные ASTER на рисунке 6, прошедшие выравнивание гистограммы, помогают выделить эти пегматитовые дайки, что упрощает их пространственное распределение. На основе этих наблюдений было выявлено 249 значительных пегматитовых даек (рис. 6а). Пегматитовые дайки имеют различные формы, в том числе линейные полосы (рис. 6б) и разветвлённые структуры (рис. 6с).

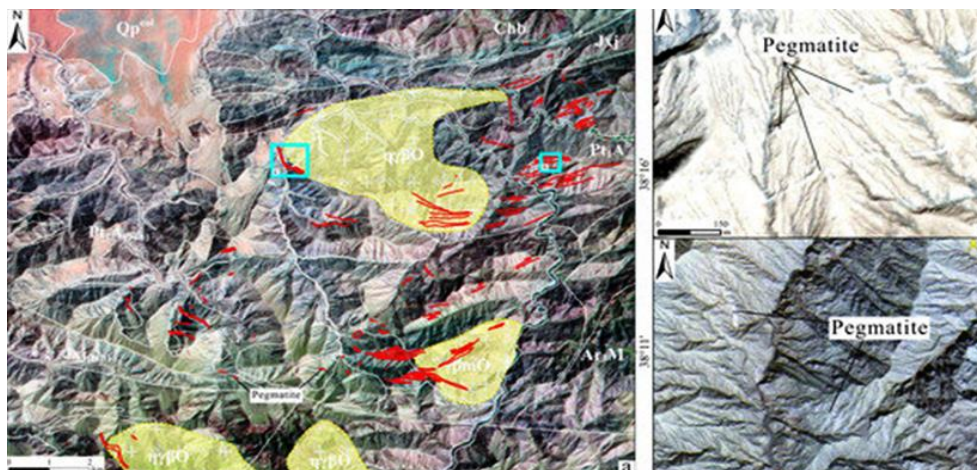


Рис. 6. (а) Интерпретационная карта пегматитовых даек; (b) полосчатые дайки; (c) разветвленные дайки.

Основными рудными минералами в литиевых месторождениях пегматитового типа в районе Шалигоу являются лепидолит и сподумен, а пустая порода состоит преимущественно из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, альбита и слюды. Пегматиты, как правило, содержат больше лития, чем вмещающая порода. Литиевые минералы часто отсутствуют вблизи вмещающей породы. Примечательно, что минералогические ассоциации и пространственное распределение сподумена, альбита, слюды и кварца играют важнейшую роль в процессе минерализации. Полевые исследования типичных литиевых месторождений сподуменового типа в регионе показали, что обнажающиеся минерализованные пегматитовые дайки содержат ключевые минералы-индикаторы, в том числе сподумен, лепидолит, кварц и альбит.

Измеренные спектры с исследуемой территории были использованы для применения традиционного метода SAM, который применялся для картирования ключевых минералов, таких как лепидолит, сподумен, слюда и альбит.

Результаты минералогического картирования показывают, что сподумен значительно менее распространён, чем лепидолит, примерно в 10 раз реже. Сподумен распределён прерывисто, в виде полос, простирающихся в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль восточной и западной частей гранита. На западном фланге гранита наблюдается чёткая зональность, при которой сподумен, альбит и слюда образуют разные зоны. С запада на восток последовательность зон включает в себя зону альбит-слюда-лепидолит-сподумен, зону альбит-слюда с небольшим количеством лепидолита и зону альбит-слюда-сподумен. На восточном фланге преобладают слюда и альбит. Широкое распространение альбита вблизи гранита объясняется преобладанием монцонитового гранита в регионе, что приводит к более широкому распространению альбита. Кроме того, в спектре поглощения альбита в области 2200 нм наблюдаются слабые полосы поглощения, что делает его восприимчивым к помехам от других

минералов, содержащих гидроксид алюминия, которые могут повлиять на точность обнаружения аномалий минерализации (рис. 7).

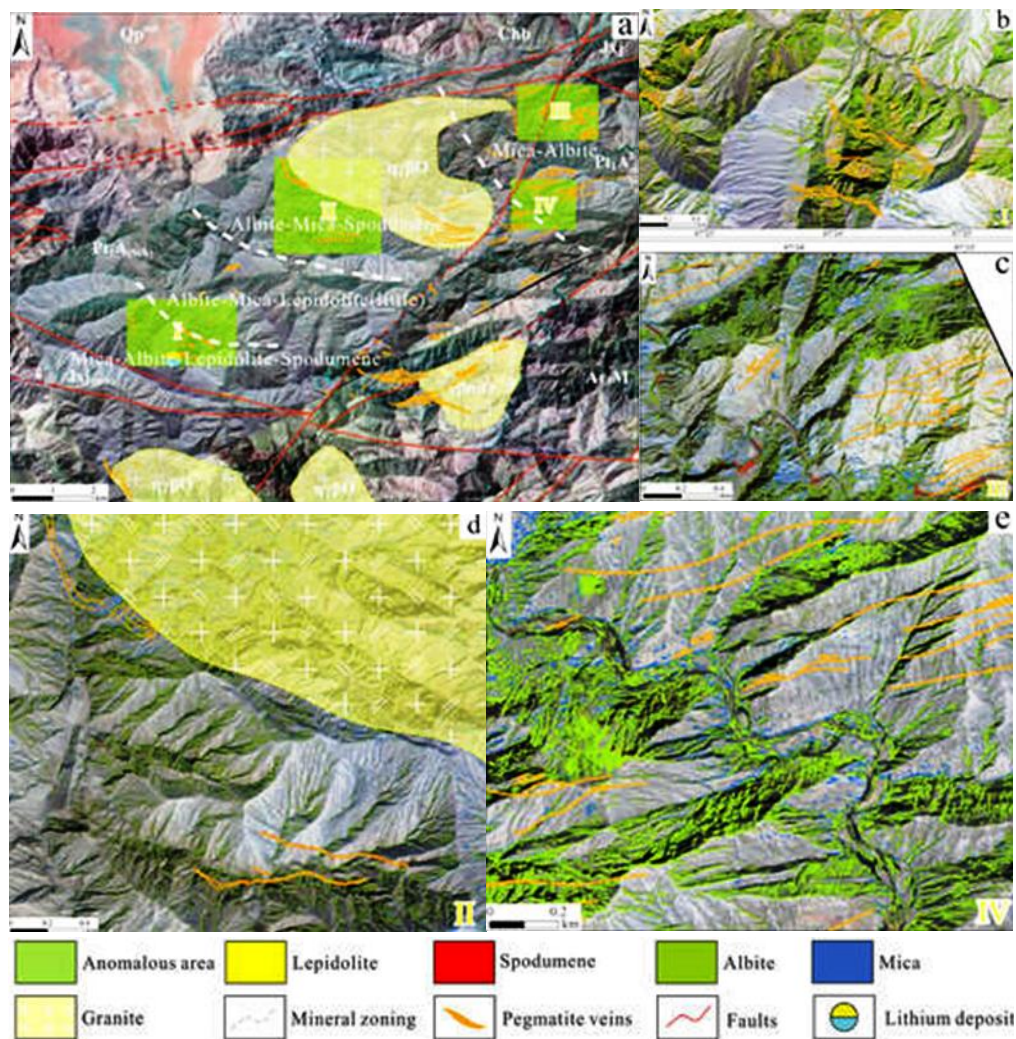


Рис. 7. (a) Картирование типичных минералов; (b) Цель I; (c) Цель III; (d) Цель II; (e) Цель IV.

5. Анализ минерального потенциала.

С помощью минералогического картирования пегматитовые дайки были точно классифицированы по их минерализационному потенциалу, что позволило выявить 22 пегматитовые дайки, содержащие литий. На основе анализа зональности и характеристик распределения минерального состава были выделены четыре отдельные цели для сравнительного анализа минерализации. Было обнаружено, что цели I и II содержат минералы лития, в то время как цели III и IV не содержат признаков минерализации лития.

Участок I расположен к юго-западу от тела монцогранита и к востоку от двуслюдяного гранита, хотя и на значительном расстоянии от него. Результаты экстракции минералов указывают на явные признаки минерализации. В северо-восточной части участка преобладает зона натриевого полевого шпата-сподумена (в небольших количествах), но к юго-западу она

постепенно переходит в зону слюды-натриевого полевого шпата-сподумена. Центральная часть этой цели покрыта толстым слоем золотого песка, который скрывает любую заметную минерализацию. Эта цель включает в себя известное месторождение лития в Шалигоу, расположенное к югу от ущелья Вакси (рис. 7а).

Участок II расположен на границе между телом диоритового гранита и горными породами Алтын-Тага. Северо-восточная часть этого участка была идентифицирована как часть тела диоритового гранита, для которого характерна высокая концентрация натриевого полевого шпата и небольшое количество слюды, что соответствует типичному минеральному составу грано-диорита. В аномальной зоне наблюдается высокая минерализация лития, а натриевый полевой шпат широко распространён. В «негранитных» участках доминирующей минеральной ассоциацией является пояс из натриевого полевого шпата и литиевого пироксена, при этом количество литиевого пироксена уменьшается по мере приближения к гранитному телу. На снимках WV3 была обнаружена серия пегматитовых даек, простирающихся с северо-востока на юго-запад. Среди них пегматитовые дайки в южной части гранитного тела демонстрируют значительные аномалии литиевой минерализации, а те, что расположены ближе к гранитному телу или внутри него, демонстрируют более слабую литиевую минерализацию.

Объекты III и IV расположены на восточной стороне гранитного массива, где пересекаются несколько зон разломов, что приводит к сложной структурной обстановке. С помощью снимков WV3 было выявлено несколько крупномасштабных пегматитовых даек как в пределах аномальной зоны, так и за её пределами. Преобладающий минеральный состав состоит в основном из натриевого полевого шпата и слюды. Это позволяет предположить, что минерализация лития эффективно отличает минерализованные пегматитовые дайки от неминерализованных.

При полевой заверки обследовали в общей сложности 12 точек в зонах I и III (рис. 8).

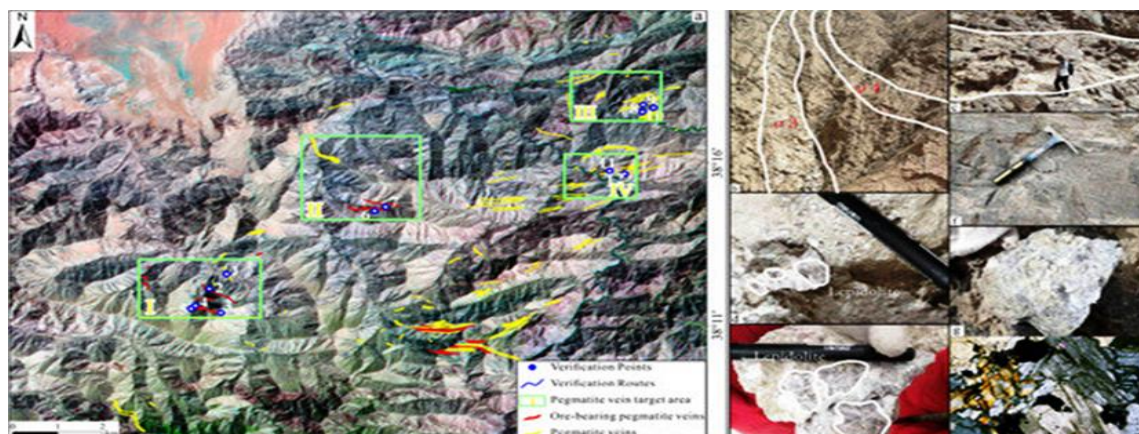


Рис. 8. Полевые исследований: (а) пегматитовые дайки; (б) I -5 литиевые дайки; (с) III-9 пегматитовых даек; (d,e) фото лепидолита;; (f) биотитово-кварцевый сланец с гранатом; (g) кварцевый пегматит с мусковитом; (h) фотомикрограммы сподумена.

В полевых условиях пегматитовые дайки преимущественно выглядят белыми, а сильно выветренные и разрушенные обнажения имеют желтовато-белый оттенок. Макроскопически нет заметной разницы между минерализованными и неминерализованными дайками. Обычно они имеют форму линз или неправильных пластин, вкраплённых в окружающую породу. Ширина даек обычно составляет от 0,3 до 5 м. Длина варьируется от нескольких метров до нескольких сотен метров, и дайки линейно распределены вдоль структурных элементов. Пегматитовые дайки состоят из блочных или столбчатых кристаллов, имеют выраженную минералогическую зональность и содержат большое количество литийсодержащих минералов, таких как сподумен и лепидолит. В микроскопическом масштабе минерализованные пегматитовые дайки характеризуются более крупными кристаллическими зёрнами с чёткими границами минералов. Сподумен и лепидолит имеют пластинчатую или игольчатую структуру, при этом сподумен отличается более высокой прозрачностью и стекляннным блеском. Распределение минералов в дайках неравномерное, обычно они концентрируются в конкретных местах, где сопровождаются вторичными минералами, такими как содалит и слюда. Эти минералы имеют сложную структуру срастания и различаются по составу. С помощью дистанционного зондирования в обеих зонах было выявлено в общей сложности девять минерализованных пегматитовых даек. Полевая проверка подтвердила 84-процентную точность определения минерализации. Однако рекомендуется провести дополнительный геохимический анализ. Хотя в образце не было обнаружено сподумена, лепидолита или берилла, он всё равно может содержать повышенные концентрации лития и других металлов, связанных с пегматитами.

Были выбраны две наиболее репрезентативные точки отбора проб для подробного описания. Первая репрезентативная точка — это точка 5 в целевом участке I, которая расположена в пределах среднепротерозойской формации Алтын-Таг, состоящей в основном из биотитового сланца. В этом месте макроскопически были обнаружены две безрудных пегматитовых дайки, простирающиеся под углом 110° и имеющие ширину от 2 до 4 м и протяжённость около 1000 м (рис. 8а). Дайки, как правило, круто падают на юг, а некоторые цели имеют крутые падения на север. Они имеют относительно простую морфологию крупных даек, в то время как в восточной части минерального тела наблюдаются ответвления и составные элементы. Длина обнажений на поверхности составляет около 240 м, и обнажение утолщается с востока на запад, прежде чем покрыться четвертичным золовым песком. Образцы, взятые из даек, содержат такие минералы, как лепидолит, слюда и натриевый полевой шпат (рис. 8с,д). Окружающая порода — биотитовый кварцевый сланец с гранатом (рис. 8е).

Второй репрезентативной точкой является точка 9 в зоне III, расположенная в пределах среднепротерозойской группы Алтын. Основным типом горных пород в этой точке является биотитовый сланец, который пересекает разлом, простирающийся с севера на северо-восток. В этом месте макроскопически была обнаружена одна безрудная пегматитовая дайка, простирающаяся под углом 80° , шириной от 2 до 4 м и протяжённостью около 1 км (рис. 8b). В образцах, взятых из дайки, были обнаружены такие минералы, как альбит, турмалин, слюда и кварц (рис. 8f). Альбит обычно имеет серовато-белый цвет, встречается в виде таблитчатых или призматических кристаллов размером от 5 до 30 мм. Турмалин чёрного цвета и часто встречается в виде игольчатых или радиально-лучистых агрегатов длиной от 2 до 10 мм. Кварц преимущественно дымчато-серого или бесцветного цвета, встречается в виде агрегатов и блоков, обладает жирным блеском и имеет размеры кристаллов в среднем от 2 до 8 мм.

6. Выводы.

(1) Спектральные измерения образцов из района Шалигоу были проведены для создания спектральной библиотеки типичных типов горных пород и минералов. Эта библиотека включает такие минералы и горные породы, как сподумен, лепидолит, альбит, слюда, двуслюдяной гранит и монцонит.

(2) Определение исходного тела горной породы имеет важное значение для разведки месторождений редких минералов пегматитового типа. Снимки ASTER с их уникальными возможностями интерпретации ДДЗ минералов и горных пород эффективно помогают в литологической идентификации. В исследуемой области были обнаружены четыре гранитных тела: два из которых точно соответствуют геологической карте, и два новых двуслюдяных гранитных тела, обнаруженных в ходе этого исследования.

(3) В исследуемой области было выявлено в общей сложности 249 пегматитовых даек. Детальный анализ минерального состава и пространственного распределения этих даек выявил закономерности распределения основных минералов, таких как сподумен, лепидолит, натриевый полевой шпат и слюда. На основе этого анализа была проведена детальная оценка минерализации пегматитовых даек, которая позволила уточнить уровни минерализации и перспективность различных регионов.

(4) Это исследование служит ориентиром для будущих поисковых работ, помогая определить приоритетность литиевых даек с более высоким экономическим потенциалом.

VIII. КОМПЬЮТЕРНЫЙ АНАЛИЗ ИЗОБРАЖЕНИЙ В ПЕТРОГРАФИИ В ПРОГНОЗНЫХ ЦЕЛЯХ С ПОМОЩЬЮ ИСКУССТВЕННЫХ МЕХАНИЗМОВ САМООСОЗНАНИЯ [4].

1. Введение.

В философии разума и в нейробиологии самосознание относится к способности человека интроспективно воспринимать и осознавать свое собственное существование, мысли, чувства и переживания отдельно от окружающего мира и от других людей. Это включает в себя ряд аспектов, включая самовосприятие, самоидентификацию, самосознание и саморефлексию. Это позволяет людям ощутить свою индивидуальность и осознать себя как отдельные сущности со своими собственными мыслями, эмоциями и перспективами. Самосознание также предполагает осознание того, как собственные действия, поведение и решения могут повлиять на тебя самого и других.

В этом материале обсуждается, как реализовать элементарную форму самосознания и саморефлексии в искусственных нейронных сетях. Подчеркивается термин “рудиментарный”, потому что невозможно развить у искусственных агентов какое-либо самосознание, минимально сопоставимое с естественным самосознанием биологических объектов. Однако, признавая это ограничение, предполагается, что улучшение архитектуры глубокого обучения с помощью элементарного самоосознания и способностей к саморефлексии может дать важные преимущества при решении конкретных технических проблем. Несколько исследований и приложений в области искусственного интеллекта и робототехники подтверждают эту интригующую идею. Ниже приведены некоторые из возможных ожидаемых преимуществ, мотивирующих данное исследование.

Улучшенная адаптивность: благодаря включению базовых способностей к самосознанию искусственные нейронные сети могут автономно (без какого-либо прямого вмешательства человека) адаптировать гиперпараметры своих кодов и архитектур к динамическим условиям (в контексте искусственного интеллекта) и развивающимся наборам данных. Это актуально, например, в дисциплинах о Земле, а также в медицинских науках и во многих других областях, где структуры данных и характеристики часто несбалансированы и могут меняться с течением времени. В принципе, самосознание позволяет сети отслеживать собственную производительность и соответствующим образом корректировать свое поведение.

Улучшенное обнаружение и обработка ошибок: нейронные сети с базовыми механизмами самоосознания и саморефлексии могут обнаруживать и обрабатывать собственные ошибки более эффективно. Они могут оценивать достоверность или неопределенность своих прогнозов и выявлять ситуации, когда их результаты могут быть ненадежными. Например, в приложениях

наук о Земле эта возможность имеет решающее значение для процессов принятия важнейших решений.

Повышение надежности: самоосознание, даже если оно реализовано в рудиментарных формах, позволяет нейронным сетям распознавать свои собственные ограничения и реагировать соответствующим образом. Например, в дисциплинах, связанных с Землей, где данные могут быть зашумленными, неполными или несбалансированными, наличие сети, которая может автономно оценивать качество и достоверность своих результатов, может привести к более надежным и точным результатам, включая классификацию и прогнозирование сложных наборов данных как с точки зрения рядов данных, так и с точки зрения изображений, а также другой смешанной информации. Это особенно актуально в различных областях, таких как анализ минералогических и петрографических изображений; геологические/геохимические поиски месторождений; гидрология; определение характеристик газовых/водных/геотермальных систем; прогнозирование погодных, экологических, сейсмических и вулканических опасностей.

Эффективное распределение вычислительных ресурсов: Нейронные сети с базовыми возможностями самоосознания могут оптимизировать распределение вычислительных ресурсов. Они могут динамически оценивать сложность задачи, соответствующим образом распределять ресурсы и расставлять приоритеты для наиболее важных вычислений. Это может привести к значительному повышению эффективности в сложных с точки зрения вычислений областях науки о Земле, таких как крупномасштабное моделирование, мультифизическая инверсия геофизических геопространственных данных, моделирование климата, объединение биологических данных и расширенная визуализация (объединение данных из различных экспериментальных методов, таких как геномика, протеомика, метаболомика и визуализация с высоким разрешением).

Объяснимость: Механизмы самосознания могут дать представление о процессе принятия решений нейронными сетями, делая их результаты более объяснимыми и интерпретируемыми. Это критически важно практически во всех научных областях, где ученым, аналитикам, необходимо понимать факторы, лежащие в основе прогнозов или классификаций, рассуждения, предвзятость и распространение ошибок. Самоосознание может повысить прозрачность и достоверность моделей, способствуя лучшему сотрудничеству и принятию обоснованных решений.

В данном материале представляется новый подход для включения некоторых базовых механизмов самосознания и саморефлексии в искусственные нейронные сети, улучшая их производительность и адаптивность к конкретным задачам. Этот тип *самоосознающей*

искусственной сети обозначен как **SA-net**, а подход - как *самоосознающее обучение*, или кратко, **SAL**.

В следующих разделах представлены основные методологические аспекты подхода SAL и объяснены его архитектура и рабочий процесс. Показано, как SAL может решать задачи классификации и прогнозирования с помощью тестов на синтетических данных - конкретно, применимость подхода SAL к реальным наборам петрологических данных, его преимущества и ограничения.

2. Методология SAL, адаптивное обучение и самоконтроль.

Адаптивное обучение - это метод обучения, который использует компьютерные алгоритмы и искусственный интеллект для повышения вовлеченности «учащихся» и предоставления персонализированных «учебных материалов и занятий», адаптированных к конкретным требованиям «отдельных учащихся». Этот учащийся может быть человеком или искусственным агентом. Если рассмотреть искусственного обучаемого, представленного моделью нейросети, можно предложить следующую всеобъемлющую итеративную формулу для выражения ключевой идеи искусственного адаптивного обучения:

$$\theta(t+1; \Omega) = \theta(t; \Omega) - \alpha \cdot \nabla L(\theta(t; \Omega)) \quad (1)$$

В этой формуле, $\theta(t; \Omega)$ представляет параметры сетевой модели и ее архитектуру (гиперпараметры) на временном шаге t , α обозначает скорость обучения и $\nabla L(\theta(t; \Omega))$ обозначает градиент функции потерь по отношению к параметрам сети и ее гиперпараметрам (определяющим ее архитектуру).

Параметры “стандартной” нейронной сети (вне парадигмы SAL) обычно соответствуют весам связей, и они изучаются на этапе обучения. Вместо этого в методологии SAL, $\theta(t; \Omega)$; также включите гиперпараметры (ключевые архитектурные элементы самой сети), обозначенные здесь общим символом Ω . Этими гиперпараметрами обычно являются размер партии, количество эпох, количество скрытых слоев, количество нейронов в каждом слое и другие архитектурные элементы. Они влияют на производительность сети и на то, как будут изучаться ее параметры (веса соединений). Обычно эти гиперпараметры оптимизируются с помощью таких методов, как поиск по сетке или случайный поиск, а также методом проб и ошибок, с помощью прямого вмешательства человека. В подходе SAL параметры, гиперпараметры и вся архитектура изучаются посредством самоконтроля и самоадаптивного обучения. Сетевая модель обновляет всю свою функциональную структуру автономно (в смысле, поясняемом ниже) путем вычитания масштабированного градиента, позволяя ей адаптировать свои внутренние представления на основе обратной связи от функции потерь. В общей глубокой нейронной сети функция потерь представляет собой математическую

функцию, которая количественно определяет расхождение между прогнозируемым результатом и истинным результатом. Он измеряет ошибку, или “потерю”, прогнозов модели, указывая, насколько хорошо или плохо работает сеть. Одной из часто используемых функций потерь является среднеквадратичная ошибка (MSE). Другой часто используемой функцией потерь в глубоких нейронных сетях является функция потерь кросс-энтропии. Это часто используется в задачах классификации, где целью является отнесение входных данных к различным категориям или классам. Общее выражение функции кросс-энтропийных потерь для многоклассовой задачи классификации выглядит следующим образом:

$$L = - \sum_{i=1}^N [y_i \cdot \log(p_i)] \quad (2)$$

где:

L представляет собой потерю кросс-энтропии;

$\sum$ обозначает суммирование по всем N классам;

y_i является истинным обозначением класса i (0 или 1 в зависимости от того, принадлежит образец к этому классу или нет); и

p_i это прогнозируемая вероятность класса i .

В подходе SAL скорость обучения α контролирует размер шага обновления как параметра, так и гиперпараметра. Более высокая скорость обучения допускает большие корректировки, в то время как более низкая скорость обучения обеспечивает меньшие и более осторожные обновления. Следовательно, функция потерь также зависит от Ω .

Градиент $\nabla L(\theta(t; \Omega))$ ∇ ; вычисляется с использованием таких методов, как обратное распространение, которое вычисляет производную функции потерь по каждому параметру и гиперпараметру в модели. Это предоставляет информацию о том, как изменяется функция потерь по мере изменения всей структуры сети/архитектуры, позволяя модели соответствующим образом корректировать свои внутренние представления.

В контексте подхода SAL как механизмы самоадаптивного обучения, так и механизмы самоконтроля играют решающую роль в оценке производительности сетевой модели на каждом временном шаге. Функция самоконтроля, обозначаемая как $M()$, принимает выходные данные модели $O(t)$ в качестве входных данных и вычисляет показатель производительности, который обеспечивает оценку того, насколько хорошо модель справляется с конкретной задачей. Формально можно выразить это как:

$$P(t; \Omega) = M(O(t; \Omega)) \quad (3)$$

Здесь, $P(t; \Omega)$; представляет показатель эффективности на временном шаге t (эпоха) для данного параметра и набора гиперпараметров Ω .

Показатель эффективности может варьироваться в зависимости от задачи и желаемых критериев оценки. Например, в задачах классификации показателем эффективности может быть точность обучения и/или валидации, которая указывает на долю правильно классифицированных/прогнозируемых образцов. В регрессионных задачах показателем эффективности может быть среднеквадратичная ошибка, которая количественно определяет среднеквадратичную разницу между прогнозируемыми и целевыми значениями. Функция самоконтроля. $M(O(t; \Omega))$ инкапсулирует расчет показателя эффективности. Использует выходные данные модели. $O(t; \Omega)$ используется в качестве входных данных и вычисляет желаемый показатель производительности.

Благодаря включению в сеть возможностей самоконтроля модель получает возможность отслеживать свои собственные показатели с течением времени. Показатель эффективности $P(t; \Omega)$ обеспечивает обратную связь с моделью, позволяя ей оценить свои текущие возможности и потенциально инициировать адаптивные изменения в процессе обучения на основе обратной связи о производительности. Эти адаптивные изменения могут включать корректировку скорости обучения, изменение гиперпараметров и архитектуры модели или обновление распределения обучающих данных.

В целом, механизмы самоконтроля позволяют модели оценивать собственную производительность, предоставляя ценную информацию для процессов принятия решений в адаптивном обучении. Постоянно отслеживая свою производительность (на протяжении эпох), модель может адаптировать свой процесс обучения, параметры и гиперпараметры для улучшения своей производительности.

3. Архитектура, рабочий процесс и функциональные возможности.

3.1. Архитектура и рабочий процесс

Рисунок 1 представляет собой блок-схему, показывающую ключевые этапы процесса SAL.

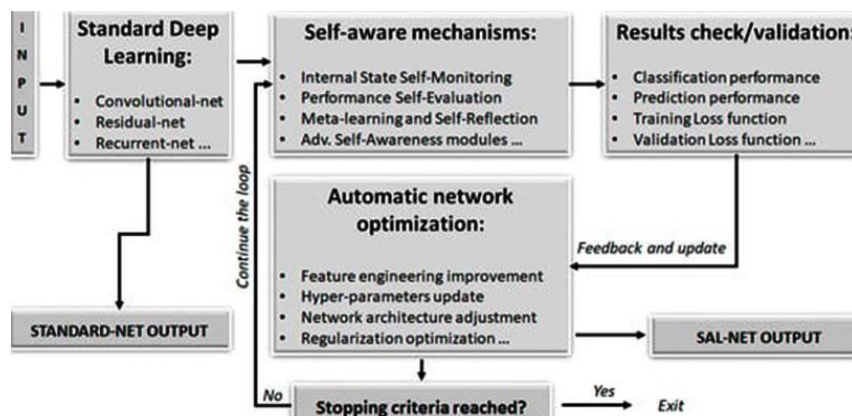


Рис. 1. Схема архитектуры и рабочего процесса SAL

В левой части схемы видно, что “стандартные” сети, такие как сверточные или остаточные, изначально обрабатывают входные данные в зависимости от конкретных задач. Эти сети генерируют предварительный результат, которым может быть, например, классификация наборов данных изображений или прогнозирование данных временных рядов. Во время и после запуска сети все ключевые гиперпараметры анализируются с использованием специальных механизмов самоосознания (описано ниже). Цель состоит в том, чтобы автономно оценивать производительность сети в режиме реального времени, без внешнего вмешательства со стороны пользователя, и обновлять архитектуру сети для улучшения результатов. Это означает максимизацию всех критериев точности и, в то же время, минимизацию функции потерь при проверке, ограничивая эффекты переобучения. Производительность итеративно сравнивается с результатами, полученными на предыдущем этапе, и гиперпараметры соответствующим образом корректируются (см. Уравнение (1)). Этот цикл продолжается до тех пор, пока не будет выполнен один или несколько из следующих критериев остановки:

- *Максимальное количество итераций*: заранее определяется максимальное количество итераций, чтобы предотвратить бесконечное выполнение алгоритма. Как только этот предел достигнут (установлен эмпирически), процесс обучения можно остановить.

- *Конвергенция гиперпараметров*: сеть самостоятельно контролирует конвергенцию гиперпараметров, отслеживая их изменения между итерациями. Если изменения опускаются ниже заранее определенного порога, это может указывать на то, что сеть достигла стабильной конфигурации (например, устанавливается порог, основанный на относительном изменении значений гиперпараметров между итерациями).

- *Повышение производительности*: сеть самостоятельно отслеживает интересующие показатели производительности (например, точность или потери) в наборе валидационных данных или во время перекрестной валидации. Если показатель производительности не показывает существенного улучшения за определенное количество итераций, это может указывать на то, что дальнейшие обновления гиперпараметров вряд ли принесут значительные выгоды.

- *Ограничения ресурсов*: если процесс обучения превышает эти заранее установленные временные ограничения без существенного улучшения производительности, цикл автоматически останавливается.

- *Ранняя остановка*: механизм ранней остановки, основанный на предопределенном критерии, устанавливается заранее, например, на результатах проверки набора. Если производительность не улучшается или начинает ухудшаться после определенного количества

итераций, обучение можно остановить раньше, чтобы избежать переобучения или напрасной траты вычислительных ресурсов.

Все эти критерии остановки адаптированы к конкретной сети самоосознания и решаемой проблеме. Важно сбалансировать стремление к дальнейшей оптимизации с практическими ограничениями и риском переоснащения.

3.2. Функциональные возможности SAL

Ниже приведены основные функции SAL:

- *Мониторинг внутреннего состояния:* механизмы в архитектуре нейронной сети, которые отслеживают ее внутреннее состояние, включая активацию нейронов и поток информации через нейронные слои, которые определяют архитектуру сети. Это обеспечит сети базовый контроль над своей собственной деятельностью посредством непрерывного/автономного анализа фундаментальных гиперпараметров.

- *Самооценка производительности:* механизмы в архитектуре нейронной сети, которые позволяют нейронной сети самой оценивать свою производительность и распознавать ошибки. Это такие методы, как прогнозирование потерь и оценка достоверности, которые оценивают неопределенности сети в ее прогнозах и выявляют возможные проблемы конвергенции.

- *Метапознание:* Интегрированные метакогнитивные механизмы, позволяющие сети оценивать свои собственные знания и контролировать процесс обучения. Это поможет сети выявлять пробелы в своих знаниях и принимать более обоснованные решения. Другими словами, одной из ключевых функций метапознания в SAL является выявление пробелов или недостатков в знаниях сети. Это включает распознавание ситуаций, когда сеть неопределенна или когда ее прогнозы ненадежны. Выявляя пробелы в знаниях, сеть может уделять приоритетное внимание обучению в этих областях или искать дополнительные данные или тренировки для улучшения своего понимания. Важным аспектом метапознания является саморефлексия (в специальном разделе ниже).

- *Постоянная адаптация и обучение:* Нейронная сеть предназначена для поддержки постоянной адаптации к новым ситуациям и изменениям окружающей среды. Это может включать обновления архитектуры (здесь называемые “механизмами искусственной пластичности”) для облегчения непрерывного обучения с течением времени.

- *Продвинутые нейронные функции:* к ним относятся, например, “механизмы внимания”. Специальные модули позволяют сети фокусировать внимание на конкретных аспектах своего внутреннего состояния или окружающей среды. Другими функциями являются самооптимизация предварительной обработки, автоматическое извлечение объектов, автоматическое ранжирование объектов и оптимальная нормализация данных.

Предварительная обработка включает подготовку входных данных перед их подачей в нейронную сеть. Это может включать такие задачи, как изменение размера изображений до стандартного размера, нормализация значений пикселей или применение методов увеличения данных для увеличения разнообразия обучающих примеров. Например, в задаче компьютерного зрения, где нейронная сеть обучается классифицировать изображения рукописных цифр, предварительная обработка может включать изменение размера всех входных изображений до фиксированного размера (например, 28×28 пикселей) и нормализацию значений пикселей, чтобы они лежали в определенном диапазоне (например, от нуля до единицы).

3.3. Саморефлексия.

Важнейшим метакогнитивным аспектом архитектуры SAL является возможность реализации элементарных механизмов саморефлексии в глубоких нейронных сетях. Механизмы саморефлексии, также известные как самоконтроль или самообучение, представляют собой методы, используемые в нейронных сетях для улучшения их обучения и производительности. Они предполагают введение дополнительных задач или целей в процесс обучения сети, направленный на улучшение ее возможностей обучения репрезентации и обобщения. По сравнению со стандартными функциями нейронной сети механизмы саморефлексии предлагают ряд преимуществ, таких как вспомогательные классификаторы, адаптивные веса потерь и адаптивная регуляризация на основе градиента. Вспомогательные классификаторы представляют собой дополнительные нейронные сети, которые помогают улучшить обучение модели саморефлексии. Эти вспомогательные классификаторы обычно устанавливаются на промежуточных нейронных уровнях архитектуры основной сети. Каждый вспомогательный классификатор учится предсказывать те же категории, что и основной классификатор, но на основе другого представления входных данных. Такой подход может привести к повышению производительности обобщения и надежности, особенно в сложных задачах классификации.

Адаптивные веса потерь позволяют модели саморефлексии присваивать разные веса потерям из основного классификатора и вспомогательных классификаторов. Адаптивная регуляризация на основе градиента (AGBR) сочетает в себе принципы градиентной оптимизации и адаптивной регуляризации. Он динамически регулирует силу регуляризации в процессе обучения на основе информации о градиенте параметров модели. Это направлено на достижение баланса между снижением сложности модели и сохранением важных закономерностей в данных. Адаптивно изменяя силу регуляризации, AGBR помогает

предотвратить переоснащение, эффективно контролируя возможности модели и избегая чрезмерной зависимости от шумных или нерелевантных функций.

Отсев и Импульс - это два дополнительных важных гиперпараметра, которые итеративно корректируются в ходе рабочего процесса SAL.

Отсев - это еще один метод регуляризации, который помогает предотвратить переобучение в нейронных сетях. Это работает путем создания ансамбля более мелких подсетей внутри основной сети, затрудняя запоминание сетью обучающих данных. Во время тестирования или вывода ни один объект не выбывает, и для прогнозирования используется вся сеть. Коэффициент выбывания - это настраиваемый гиперпараметр, который определяет долю объектов, выбывающих во время обучения.

Импульс - это метод, используемый в алгоритмах оптимизации, таких как стохастический градиентный спуск (SGD), для ускорения конвергенции и преодоления локальных минимумов. В контексте сетей SAL Импульс - это гиперпараметр, который управляет обновлением весов сети во время обучения. К текущему обновлению добавляется часть предыдущего изменения веса, что позволяет оптимизатору поддерживать определенную скорость или импульс при обновлении веса. Импульс помогает оптимизатору избежать резких локальных минимумов и перейти к глобальным решениям. Значение импульса - это гиперпараметр, который определяет долю предыдущего обновления веса, добавляемую к текущему обновлению.

4. Синтетический тест.

Чтобы показать эффективность SAL, с помощью синтетических тестов сравнили характеристики подхода SAL со “стандартной” глубокой нейронной сетью (здесь кратко обозначенной как ST-net), основанной на двух или более скрытых слоях. Это было создано с использованием хорошо известной библиотеки Python “Keras”. В первом тесте первый скрытый слой состоит из полностью связанного (плотного) слоя с 16 элементами (нейронами). Применяется функция активации выпрямленной линейной единицы (ReLU) для введения нелинейности в сеть. Входными данными для этого слоя являются выходные данные предыдущего слоя (input layer). Второй скрытый слой - это еще один полностью связанный слой с 8 блоками и активацией ReLU. В качестве входных данных он принимает выходные данные предыдущего слоя. Наконец, выходной уровень представляет собой последний уровень сети; он отвечает за создание выходных прогнозов. Это также полностью связанный уровень, но количество единиц определяется количеством выходных классов или категорий. Функцией активации, используемой в этой стандартной модели, является Softmax, которая нормализует выходные данные в вероятности, позволяя модели предсказывать вероятности классов для

каждой входной выборки. "Последовательный контейнер" из библиотеки "Keras" используется для последовательного наложения этих слоев, создавая "стандартную" модель нейросети.

Этот тип теста направлен на классификацию синтетически сгенерированных данных (созданных с помощью компьютерного моделирования) в двух или более классах на основе пяти признаков (это всего лишь произвольный выбор, позволяющий сделать тест относительно простым) и сравнить точность результатов с точностью, полученной с помощью подхода SAL. Проблема в данном конкретном случае состоит в том, что данные сильно перекрывают пространство объектов, как показано на рисунке 2.

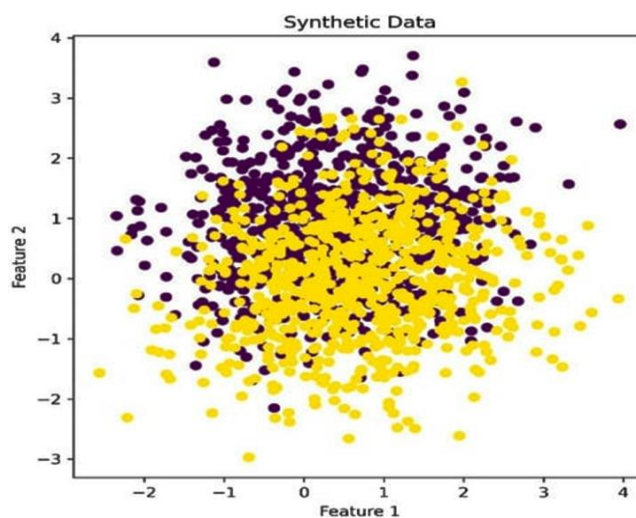


Рис. 2. Пример синтетического (смоделированного) распределения данных в пространстве объектов, в данном случае определяемого первыми двумя объектами (фиолетовый и желтый обозначают два разных класса).

Следуя схеме, приведенной на рисунке 1, реализуется архитектура SAL (здесь обозначенную как модель саморефлексии), внедрив механизмы саморефлексии в рабочий процесс. Был использован генетический алгоритм для итеративного (и без вмешательства человека) обновления таких механизмов саморефлексии. Наш (проприетарный) код генерирует совокупность возможных сетевых архитектур, обучает и оценивает их, выбирает наиболее эффективные модели и выполняет мутации для создания гиперпараметров следующего поколения. Процесс повторяется в течение определенного количества поколений (эпох). Лучшая архитектура, найденная в процессе, постоянно оценивается на тестовом наборе. Затем код отображает точность обучения и потери, а также точность валидации и потери как для наилучшей найденной архитектуры SAL, так и для стандартной модели.

Модель саморефлексии начинается всего с одного или двух скрытых слоев и 16 нейронов (это произвольный выбор для начала с простой сетевой архитектуры). После каждой эпохи модель оценивает точность обучения и валидации, а также потери при обучении и валидации. На каждой итерации модель автономно обновляет свои гиперпараметры (количество скрытых

слоев, нейронов, веса соединений, регуляризацию, отсев, импульс и т.д.) и продолжает обучение.

Этот обновленный код направлен на повышение производительности модели SAL путем адаптации ее архитектуры и гиперпараметров во время обучения на основе механизмов саморефлексии.

На рисунке 3 показано сравнение Стандартной модели и модели саморефлексии.

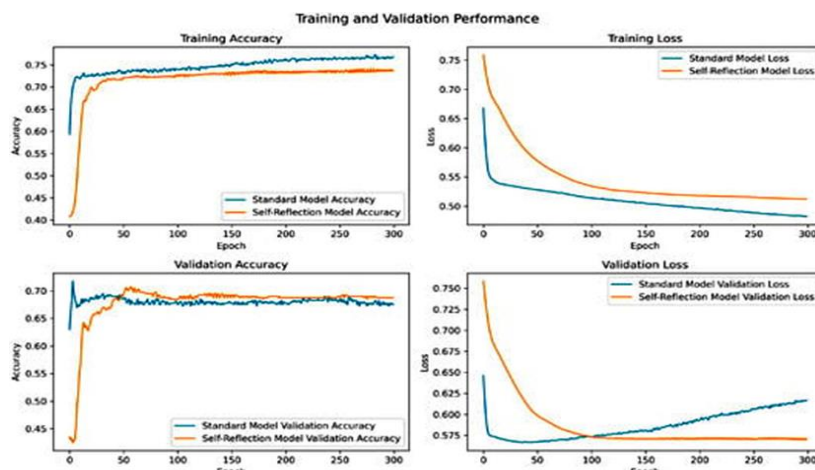


Рис. 3. Сравнение точности обучения (верхние панели) и валидации (нижние панели) и потерь между стандартной моделью (синие кривые) и моделью саморефлексии (оранжевые кривые).

Глядя на графики точности обучения (верхние графики), Стандартная модель показывает тенденцию к более высокой точности обучения и меньшие потери при обучении, чем модель саморефлексии. Это означает, что процесс обучения кажется более эффективным для Стандартной модели, чем для модели саморефлексии. Однако, сравнивая характеристики двух моделей в наборе данных проверки (нижние графики), можем видеть, что на стандартную сеть влияет сильное переобучение для увеличения итераций (эпох). Вместо этого мы не видим этих эффектов переосмысления в случае модели саморефлексии. Более того, точность проверки стандартной модели обычно ниже точности модели саморефлексии. Отмечаем, что точность валидации и тенденции потерь являются показателями того, насколько хорошо модель обобщается на новые данные. Точность валидации представляет собой процент правильно предсказанных выборок в наборе валидации. Стабильная и высокая точность проверки предполагает, что модель изучила значимые закономерности и способна делать точные прогнозы на основе невидимых данных.

Другими словами, Стандартная модель хорошо обучена, но демонстрирует плохие способности к обобщению из-за явных проблем с переобучением. Напротив, модель саморефлексии демонстрирует более стабильную тенденцию к проверке данных и небольшие

или нулевые эффекты переобучения, демонстрируя более высокие возможности обобщения. Это одно из преимуществ подхода SAL, который включает механизмы саморефлексии.

5. Тест на реальных петрологических данных.

В этом разделе представляется приложение, предназначенное для классификации набора данных из примерно 1500 образцов горных пород на основе 10 химических характеристик (основных оксидов) и 8 классов горных пород, общим количеством около 15 000 экземпляров. Список оксидов, рассматриваемых в этом приложении: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и P_2O_5 (в мас. %).

Был использован набор данных, доступный в GEOROC (Геохимия горных пород океанов и континентов). Образцы были проанализированы с помощью методов геохимии *in situ*.

Среди этих классов преобладают некоторые типы горных пород, такие как андезит, базальтовый андезит, риолит и дацит. Кроме того, есть несколько “второстепенных” классов со значительно меньшим количеством образцов. Химический/минералогический состав этих классов частично перекрывается, как показано на рисунке 4.

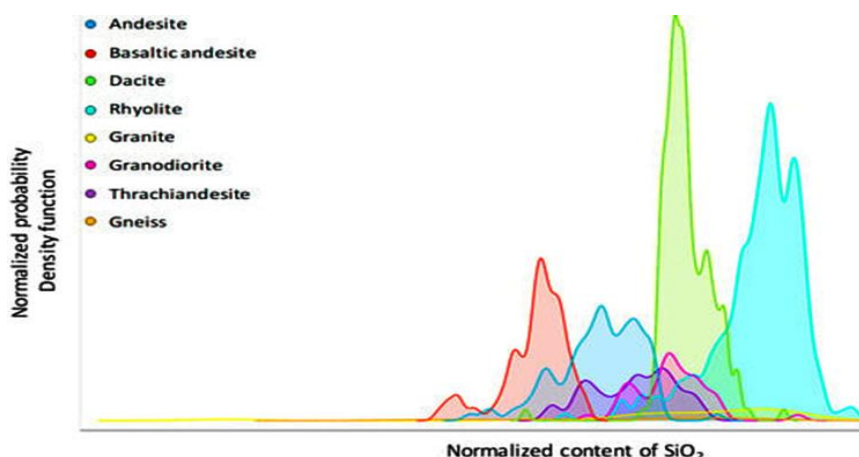


Рис. 4. Пример распределения пород по классам, основанного на нормированном содержании SiO_2 .

Такое очевидное совпадение в пространстве объектов концептуально аналогично совпадению, показанному в синтетическом тесте, обсуждаемом в предыдущем разделе, что лучше проясняет смысл и мотивацию самого теста. Другими словами, цель - показать, как подход SAL может быть более эффективным, чем стандартные методологии машинного обучения, для классификации сложных наборов данных, которые демонстрируют значительное совпадение в пространстве объектов, как это происходит в случае различных типологий горных пород.

Ограниченное количество образцов, принадлежащих к классам, отличным от риолита, дацита, андезита и базальтового андезита, создает своего рода “фоновый шум”, который

негативно влияет на процесс классификации. Другими словами, эти образцы имеют химический состав, частично сходный с одним или несколькими из четырех/пяти основных классов, что усложняет классификацию. Была применена модель SAL для классификации типов горных пород, используя все доступные химические характеристики. Начали с очень простой модели глубокой нейросети, включающей всего два скрытых слоя по 50 нейронов в каждом слое. Затем, используя итерационный подход SAL, алгоритм автономно обновил архитектуру сети, увеличив количество скрытых слоев и количество нейронов для каждого слоя. Более того, модель итеративно повторно адаптировала другие гиперпараметры (скорость обучения, количество итераций, коэффициент регуляризации, тип решателя и т.д.) с конечной целью повышения точности классификации и других показателей производительности. Обновленная модель SAL включала пять скрытых слоев с количеством нейронов от 300 до 500, низким коэффициентом регуляризации (α , от 0,0005 до 0,001), решателем ADAM и функцией активации RELU.

Наконец, сравнили характеристики обновленной модели SAL с характеристиками других методов классификации, основанных на различных алгоритмах машинного обучения. В таблице 1 показаны точность классификации и значения точности для модели SAL, Деревя решений, случайного леса, наивного Байеса, логистической регрессии, индуктора правил CN2 и алгоритмов адаптивного усиления, обученных на одном и том же маркированном наборе данных (около 20% от общей выборки данных).

Табл. 1.

**Сравнение показателей производительности нейронной сети SAL
и других алгоритмов машинного обучения**

Model	Classification Accuracy	Precision
SAL Neural Network	0.705	0.735
Decision Tree	0.579	0.529
Random Forest	0.684	0.691
Naive Bayes	0.56	0.583
Logistic Regression	0.613	0.546
CN2 Rule Inducer	0.421	0.28
Adaptive Boosting	0.664	0.672

Глядя на таблицу 1, можно видеть, что модель SAL демонстрирует в целом более высокую производительность, чем другие подходы. Наконец, достигаются удовлетворительные результаты классификации за счет разделения основных классов на отдельные области объектов с лишь частичным и неизбежным перекрытием (рис. 5). В частности, существует некоторое ожидаемое совпадение между базальтово-андезитовыми, трахиандезитовыми и андезитовыми породами.

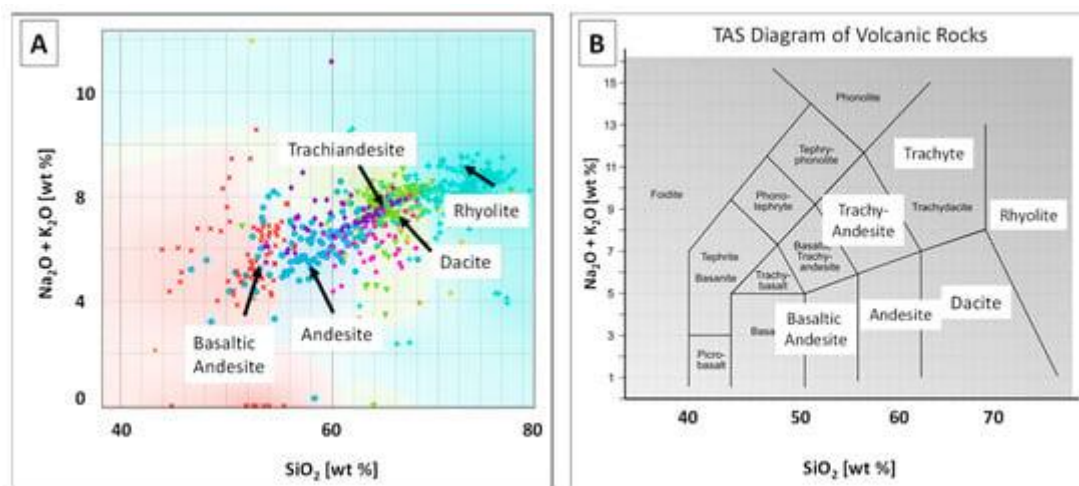


Рис. 5. Пример классификации с помощью сети моделей SAL, использующей общее количество щелочи в сравнении с кремнеземом в качестве диагностических признаков.
(А) результат классификации (разные цвета для разных классов пород); (В) диаграмма TAS (общее содержание щелочи и кремнезема).

Рисунок 5 иллюстрирует график, созданный с помощью классификатора SAL, используя сумму оксидов Na_2O и K_2O в сравнении с SiO_2 (вес. %) в качестве примеров диагностических признаков. Однако в процессе классификации используются все десять химических признаков, доступных в базе данных.

6. Анализ изображений шлифов использованием SAL.

Подход SAL применим для классификации экспериментального набора изображений шлифов, представляющих различные типы магматических пород. Для теста были выбраны два типа изображений с разрешением NX, а также N//; увеличение: $2 \times$ (длинная сторона = 7 мм).

В этом случае методология добавляет предварительную обработку изображений и оптимизацию метода встраивания изображений в рабочий процесс оптимизации самоотражения, описанный в предыдущих разделах. В этом тесте, как и в ранее описанных приложениях, ключевое новшество заключается во включении механизмов саморефлексии в архитектуру глубокой нейронной сети для улучшения интерпретируемости модели и процесса классификации. Ниже приведены основные этапы рабочего процесса.

Во-первых, создали помеченный набор данных, содержащий изображения и соответствующие метки для обучения и оценки.

Во-вторых, исследовали и проанализировали набор данных, чтобы понять его характеристики.

Набор данных состоит из нескольких сотен изображений шлифов четырех типов горных пород, сохраненных в виде файлов jpeg с низким разрешением. Затем применили различные методы предварительной обработки данных, такие как изменение размера, нормализация и

аугментация, чтобы улучшить обобщение модели. Изменение размера включает в себя приведение размеров входных изображений к стандартному размеру. Это обеспечивает единообразие входных данных, что может быть полезно для нейронных сетей, поскольку им часто требуются входные данные согласованных размеров. Изменение размера особенно распространено в задачах компьютерного зрения, где изображения могут иметь различные размеры, но их необходимо вводить в модель с фиксированными размерами.

Нормализация - это процесс масштабирования числовых значений входных изображений до стандартного диапазона. Это помогает стабилизировать и ускорить процесс обучения, поскольку гарантирует, что функции в равной степени способствуют процессу обучения модели. Например, в наборе данных изображения нормализация может включать масштабирование значений пикселей из их исходного диапазона (например, 0-255 для изображений в оттенках серого) до диапазона от 0 до 1 путем деления каждого значения пикселя на 255.

Расширение данных - включает в себя создание новых обучающих примеров путем применения преобразований или возмущений к существующим данным. Эти преобразования могут включать вращение, переводы, перевороты, изменения яркости или контрастности и многое другое. Аугментация помогает увеличить разнообразие набора обучающих данных, что может улучшить способность модели обобщать невидимые данные и уменьшить переобучение.

Затем итеративно оптимизировали архитектуру глубокой нейронной сети, включая механизмы саморефлексии, описанные выше. В частности, оптимизация использовала метод встраивания изображений.

Встраивание изображений - это метод, используемый в компьютерном зрении и машинном обучении для представления изображений в виде векторов объектов, позволяющий выполнять различные задачи, такие как классификация изображений, обнаружение и извлечение изображений. В подходе SAL для классификации тонких минералогических разрезов сеть итеративно тестирует несколько алгоритмов встраивания, в конечном итоге принимая оптимальный метод (тот, который обеспечивает наивысшие параметры производительности). В данном конкретном случае метод встраивания SqueezeNet оказался наиболее эффективным. Это эффективная в вычислительном отношении архитектура нейронной сети, сочетающая сверточные слои и модули для извлечения объектов изображения при сохранении высокой точности. В частности, метод встраивания SqueezeNet использует комбинацию эффективных вариантов архитектурного проектирования, таких как методы сжатия модели, для достижения хорошего баланса между вычислительной эффективностью и точностью в задачах классификации изображений. Это делает его особенно подходящим для

развертывания на устройствах с ограниченными ресурсами или в сценариях, где эффективность вычислений имеет решающее значение.

Сеть SAL также исследовала другие методы, включая VGG-16 и VGG-19, а также “Painters”, метод синтеза изображений для создания встраивания. Кроме того, в нем был рассмотрен “DeepLoc”, алгоритм, разработанный для задач субклеточной локализации белка, использующий несколько слоев сверточной нейронной сети для встраивания изображений.

VGG-16 и VGG-19 - это хорошо известные архитектуры сверточных нейронных сетей, которые позволяют достигать более высокой точности в задачах классификации изображений. Однако это происходит за счет увеличения вычислительных ресурсов и требований к памяти.

Метод “Painters” синтезирует изображения для создания вложений, вероятно, используя генеративные состязательные сети (GAN) или аналогичные методы. Хотя это может давать визуально привлекательные результаты, его точность для задач классификации изображений может варьироваться в зависимости от таких факторов, как качество синтезированных изображений и эффективность процесса встраивания. Он может не достигать того же уровня точности, что традиционные методы на основе сверточных нейронных сетей, такие как SqueezeNet, VGG-16 или VGG-19.

“DeepLoc” - это алгоритм, специально разработанный для задач субклеточной локализации белка, использующий несколько слоев сверточной нейронной сети для встраивания изображений. Хотя его точность может варьироваться в зависимости от конкретной задачи и набора данных, “DeepLoc” оптимизирован для данного конкретного биологического приложения и может достигать высокой точности в задачах локализации белка. Однако его эффективность может не проявляться напрямую в других задачах классификации изображений.

Следующий шаг был сосредоточен на сокращении переобучения; наша модель SAL включает методы для уменьшения переобучения, такие как отсев, регуляризация, ранняя остановка и так далее.

Как *Отсев*, так и регуляризация помогают улучшить производительность модели при обобщении, способствуя более простому и надежному представлению данных и предотвращая запоминание моделью шума в обучающих данных. Используя эти методы, специалисты по машинному обучению могут создавать модели, которые хорошо работают не только с обучающими данными, но и с новыми, «невидимыми» данными.

Сеть SAL оценила результаты на отдельном наборе тестовых данных, чтобы получить объективную оценку своей эффективности. Наконец, были измерены точность классификации, прецизионность, отзывчивость, оценка F1 и другие соответствующие показатели для

количественной оценки производительности модели. После надлежащего обучения модель SAL выполнила вывод на основе новых, невидимых изображений для классификации всего набора данных.

На рисунке 6 показан пример классифицированных изображений с точностью, близкой к 80%.

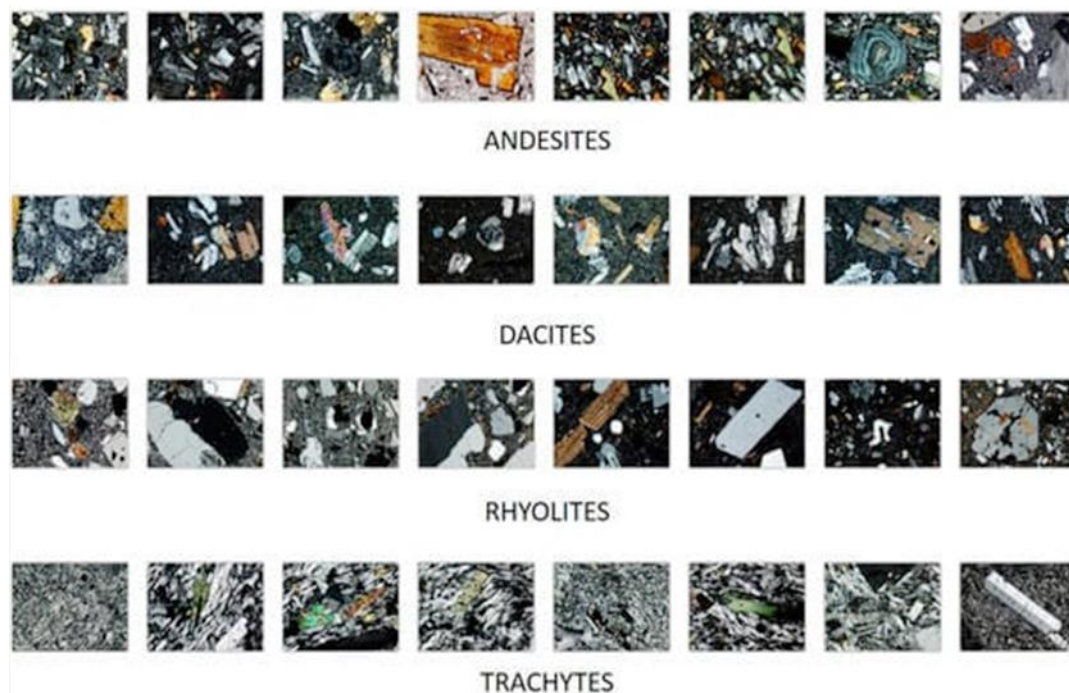


Рис. 6. Примеры классификации с помощью сети моделей SAL различных типов магматических пород.

Ограниченное количество примеров, используемых для обучения, приводит к тому, что около 20% изображений классифицируются неправильно (на рисунке не показаны). Ожидается, что за счет увеличения размера набора обучающих данных результаты классификации могут значительно улучшиться.

Сравнивались характеристики обновленной модели SAL с характеристиками других методов классификации, основанных на различных алгоритмах машинного обучения. В таблице 2 показаны точность классификации и значения точности для модели SAL,

Табл. 2.

Сравнение показателей производительности нейронной сети SAL и других алгоритмов машинного обучения

Model	Classification Accuracy	Precision
SAL Neural Network	0.781	0.817
Decision Tree	0.625	0.681
Random Forest	0.719	0.71
Logistic Regression	0.618	0.551
CN2 Rule Inducer	0.428	0.311
Adaptive Boosting	0.625	0.655

Деревя решений, случайного леса, логистической регрессии, алгоритмов индукции правил CN2 и адаптивного усиления, все они обучены на одном и том же маркированном наборе данных.

7. Выводы.

1. Обучение самоосознанию (SAL) на основе глубоких нейронных сетей, обновленных механизмами саморефлексии и самоадаптации, может значительно улучшить производительность стандартных глубоких нейронных сетей. Фактически, эти модели могут непрерывно отслеживать свои собственные характеристики и соответствующим образом адаптировать свои гиперпараметры. Такая адаптивность позволяет сети динамически корректировать свою структуру/архитектуру и оптимизировать свое поведение на основе изменений окружающей среды и набора входных данных. Одним из существенных преимуществ сетей самоосознания является их способность смягчать проблемы с переоснащением. Постоянно адаптируя свои гиперпараметры, эти модели могут динамически управлять сложностью сети, предотвращая запоминание шумов или нерелевантных шаблонов в данных и, наконец, повышая производительность.

2. Тесты как на синтетических, так и на реальных петрологических данных подтвердили преимущества сетей самоосознания. В частности, подход SAL может улучшить точность и общие характеристики глубоких нейронных сетей для классификации петрологических данных на основе как химических характеристик, так и изображений тонких разрезов. Эти приложения обсуждались отдельно, но ясно, что одна и та же модель SAL может применяться одновременно к числовым атрибутам и атрибутам изображения с целью использования полной матрицы с множеством признаков для автоматической классификации. Другими словами, производительность подхода SAL может быть дополнительно улучшена за счет объединения множества взаимодополняющих типов атрибутов, расширяя возможности этого подхода для задач классификации и прогнозирования. Все тесты продемонстрировали улучшенную производительность, лучшее обобщение и способность обрабатывать различные характеристики данных. Адаптивный характер этих моделей позволяет им автоматически настраивать гиперпараметры, такие как скорость обучения, параметры регуляризации или процент отсева, уменьшая необходимость ручной настройки.

3. Таким образом, сети самоосознания способствуют более эффективным процессам обучения, оптимизируя себя на основе имеющихся данных и сложности задач. Они предлагают гибкий и автономный подход к настройке гиперпараметров, что приводит к повышению общей производительности без необходимости обширных ручных экспериментов.

ИСТОЧНИКИ:

1. Amirreza Bigdeli, Abbas Maghsoudi and Reza Ghezelbash. «RECOGNIZING GEOCHEMICAL ANOMALIES ASSOCIATED WITH MINERAL RESOURCES USING SINGULARITY ANALYSIS AND RANDOM FOREST MODELS IN THE TORUD-CHAHSHIRIN BELT, NORTHEAST IRAN». *Minerals* 2023, 13.
2. Ji'en Dong, Peng Wang, Hua Li, Huiqing Zhang, Mingfu Zhao, Haikui Tong, Xiaoliang Yu, Jie Li and Binshun Zhang. «STUDY OF THE GENESIS PROCESS AND DEEP PROSPECTING BREAKTHROUGH IN THE GOULI ORE CONCENTRATION OF THE EAST KUNLUN METALLOGENIC BELT USING AUDIO MAGNETOTELLURIC DATA». *Minerals* 2024, 14.
3. Mingming Tian, Ziyang Li, Licheng Jia, Jungang Liu, Jun Ning and Jimu Li. «EPIGENETIC ALTERATION OF THE HAILIJIN SANDSTONE-HOSTED URANIUM DEPOSIT AND ITS INDICATIONS ON URANIUM METALLOGENESIS IN THE SONGLIAO BASIN, NE CHINA». *Minerals* 2025, 15.
4. Paolo Dell'Aversana «ENHANCING DEEP LEARNING AND COMPUTER IMAGE ANALYSIS IN PETROGRAPHY THROUGH ARTIFICIAL SELF-AWARENESS MECHANISMS». *Minerals* 2024, 14.
5. S. Safari, M. Ziaii, M. Ghoorchi. «INTEGRATION OF SINGULARITY AND ZONALITY METHODS IN PREPARATION OF PROSPECTIVITY MAP OF BLIND MINERALIZATION». *International Journal of Mining and Geo-Engineering*, 2016.
6. Xiaoqian Zhang, Fang Xia, Shiqi Xu, Lingling Gao, Wei Wang, Xiaofei Du and Chuan Chen. «IDENTIFICATION OF LITHIUM-BEARING PEGMATITE DIKES BASED ON WORLDVIEW-3 DATA: A CASE STUDY OF THE SHALIGOU AREA IN WESTERN ALTYN». *Minerals* 2025, 15.
7. Yuchang Zhou, Yiwei Peng, Chang Liu, Jianji Tian, Zhi Wang, Mingwei Song and Yan Zhang. «GENESIS OF THE GONGJUELONG SN POLYMETALLIC DEPOSIT IN THE YIDUN TERRANE, CHINA: CONSTRAINTS FROM THE IN SITU GEOCHEMISTRY OF GARNET, CASSITERITE, AND QUARTZ». *Minerals* 2025, 15.
8. Zhifei Liu, Ling Zuo, Senmin Xu, Yaqing He, Chunyi Wang, Luofeng Wang, Tao Yang, Gongwen Wang, Linggao Zeng, Nini Mou and Wangdong Yang. «3D MULTI-PARAMETER GEOLOGICAL MODELING AND KNOWLEDGE FINDINGS FOR MO OXIDE OREBODIES IN THE SHANGFANGGOU PORPHYRY-SKARN (Mo-Fe) DEPOSIT, HENAN PROVINCE, CHINA». *Minerals* 2022, 12.