



**ФГБУ «ВИМС»**

*ЗАРУБЕЖНЫЕ ИНТЕРНЕТ-МАТЕРИАЛЫ*

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

**№ 2**

*Редактор-составитель: В.В. Коротков*

## СОДЕРЖАНИЕ:

	стр.
1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТОНКИХ И ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ ( <i>Китай</i> ).....	3
2. ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ ( <i>по программе GEM, Канада</i> ).....	18
3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗОТОПОВ U м-ния МЯНЬХУАКЭН ( <i>Южный Китай</i> ) .....	32
4. МЕТОДЫ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА ПРИ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ РОССЫПНОГО м-ния МАГНЕТИТА С ПОМОЩЬЮ МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНОЙ КАМЕРЫ, УСТАНОВЛЕННОЙ НА БПЛА ( <i>Япония</i> ).....	44
5. U-РЬ ДАТИРОВКА АПАТИТА И ОГРАНИЧЕНИЯ СОСТАВА ДЛЯ МАГМА-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГИГАНТСКОГО РЗМ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕНЛИ ( <i>Южный Китай</i> ).....	61
6. РОЛЬ ИЛЬМЕНИТА В ФОРМИРОВАНИИ ПЕСЧАНИКОВЫХ U м-ний ( <i>Северный Китай</i> ).....	73
<i>Источники</i> .....	83

# 1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТОНКИХ И ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ (*Kumai*) [5]

Геохимические аномалии, как прямые индикаторы наличия оруденения, сыграли значительную роль в поиске месторождений полезных ископаемых на протяжении последних нескольких десятилетий когда были усовершенствованы методы разложения и селективного выщелачивания, что привело к улучшению пределов их обнаружения. Например, в Китае с помощью геохимической съемки выявлено 2 570 рудных месторождений, в том числе 700 средних и крупных золоторудных месторождений с запасами золота более 4 000 тонн.

Геохимическая аномалия обычно описывается с точки зрения трех аспектов: концентрация (высокая/низкая), размер (большой/маленький) и набор элементов (один элемент/многоэлементный). Большинство геохимических аномалий характеризуются высокими концентрациями элементов, крупными размерами и совпадением комплексов элементов (аномалии высокого-крупного-совпадения) и на этом основании с высокой степенью достоверности выделено большое количество месторождений полезных ископаемых в Китае. Малозаметная (тонкая) геохимическая аномалия, являющаяся противоположностью аномалии высокого-крупного совпадения, характеризуется низкой концентрацией, и/или малым размером, и/или неполным комплексом элементов (рис. 1).

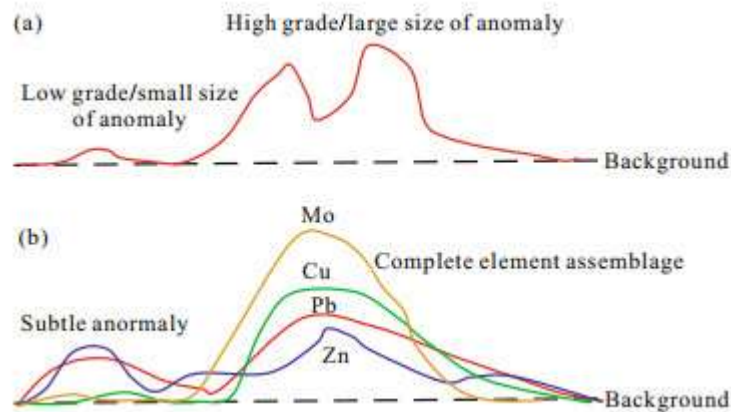


Рис. 1. Мультипликационная диаграмма малозаметной геохимической аномалии. (а) низкая степень/небольшой размер аномалий; и (б) по сравнению с правыми аномалиями, левые слабые аномалии демонстрируют отсутствие аномалий Cu и Mo.

Из-за маскирующего эффекта различных покровов, глубоко залегающая минерализация обычно имеет малозаметные геохимические аномалии на поверхности. Однако поиск месторождения полезных ископаемых становится сложной задачей при обработке геохимических данных традиционными методами, не учитывающими локальную пространственную структуру геохимических закономерностей, в связи с чем

полученные геохимические аномалии имеют тенденцию к подавлению или сглаживанию. Поэтому необходимы более совершенные подходы к обработке данных геохимических поисков.

Области со значениями металлов/элементов выше определенного порога представляют собой положительные геохимические аномалии. Отрицательные геохимические аномалии относятся к областям с содержаниями элементов, явно более низкими, чем средние фоновые концентрации (т.е. с сильным истощением концентраций металлов/элементов) (рис. 2).

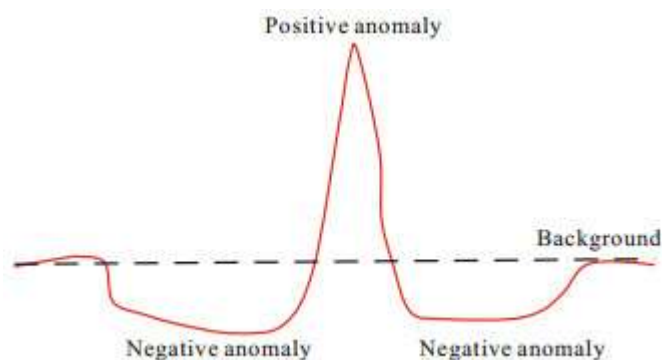


Рис. 2. Мультипликационная схема отрицательной геохимической аномалии.

Однако, по сравнению с положительными геохимическими аномалиями, отрицательным геохимическим аномалиям традиционно не уделялось большого внимания при геохимических поисках. Изучение отрицательных геохимических аномалий важно для понимания пространственного распределения элементов и минерализации.

В этом исследовании были обработаны два набора данных об отложениях ручья для выявления малозаметных геохимических аномалий и разработки надежного индекса, который учитывает как положительные, так и отрицательные геохимические аномалии для картирования геохимических аномалий, связанных с минерализацией. Были также рассмотрены возможности и проблемы оценки малозаметных геохимических аномалий, связанных с минерализацией, и преимущества картирования отрицательных аномалий.

#### **Исходные данные и методы.**

##### *Данные*

Для изучения малозаметных и отрицательных геохимических аномалий были выбраны два магмо-гидротермальных минерализованных района, поскольку ряд элементов участвует во взаимодействии флюид-порода, причем одни элементы обогащены, а другие обеднены. Исходные данные, которые содержат концентрации 39 основных и микроэлементов, были собраны при плотности приблизительно 1 образец на км<sup>2</sup>. Исходными точечными геохимическими данными были составные пробы,

состоящие из смешанных 4 подвыборок, отобранных с плотностью 1 подвыборка на км<sup>2</sup>.

Первый набор данных был собран из рудного района Гэцзю (провинция Юньнань, Китай) с крупными месторождениями олова скарнового типа (рис. 3).

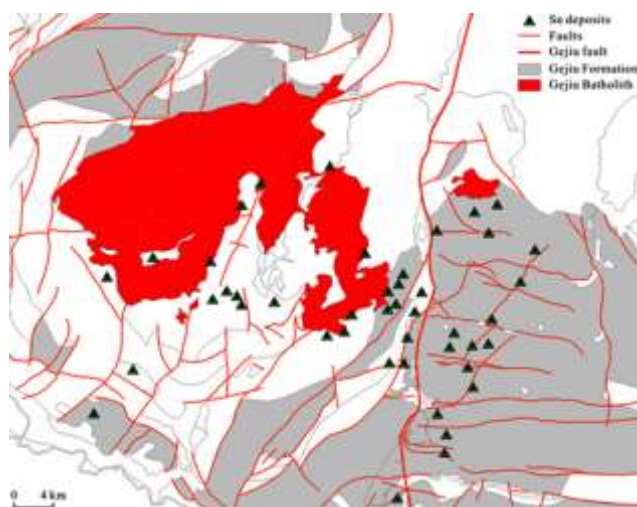


Рис 3. Упрощенная геологическая карта района Гэцзю и Sn м-ния скарнового типа.

Ранее выполненные исследования выявили тесную пространственную взаимосвязь между геологическими факторами, такими как формация Гэцзю, батолит Гэйцзю и разломы северо-восточного и широтного простирания, и положением м-ний олова. Отмечается высокая концентрации оловорудных объектов в восточной части региона и низкая в западной. Концентрации Sn и Cu определяли с помощью эмиссионной спектрометрии и рентгеновской флуоресценции, пределы обнаружения составляли 1 ppm.

Второй набор данных был собран в юго-западной части провинции Фуцзянь, где выявлен ряд железорудных м-ний также скарнового типа (рис. 4).

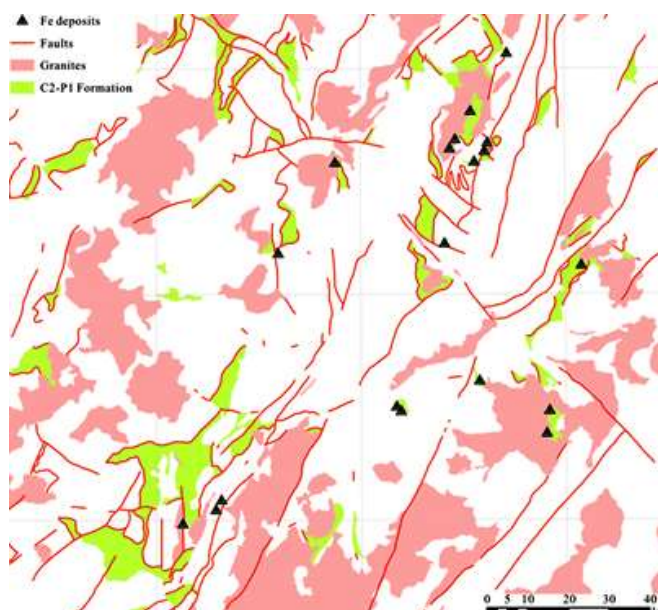


Рис. 4. Упрощенная геологическая карта и положение Fe м-ний скарнового типа в провинции Фуцзянь.

Эти месторождения связаны с интрузиями, карбонатными образованиями каменноугольно-пермского возраста и разломами ССВ простираения. Показатели  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ва и Мп были выбраны из набора данных, поскольку первые два элемента обеднены в магмо-гидротермальной рудной системе, а отношение Мп/Ва является поисковым геохимическим признаком. Концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ва и Мп определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой, пределы обнаружения  $\text{Na}_2\text{O}$  составляли 0,05%, Ва – 50 ppm, Мп – 30 ppm.

### *Методы*

Различные методы выявления геохимических аномалий можно разделить на частотные и частотно-пространственные. Они включают классический статистический анализ, исследовательский анализ данных, одномерный/многомерный анализ, геостатистику, фрактальные/мультифрактальные модели и алгоритмы машинного обучения. Некоторые из этих методов также могут применяться для выявления малозаметных и распознавания отрицательных геохимических аномалий геохимических аномалий. Например, были использованы значения контраста в сочетании с методом скользящего среднего для определения отрицательных и положительных геохимических аномалий; или анализ локальной сингулярности для обнаружения тонких геохимических аномалий на территориях в Китае.

Различные районы различаются по фоновым и пороговым геохимическим значениям из-за различий в геологических характеристиках. Традиционные методы разделения фоновых аномалий предполагают постоянный порог и, таким образом, не различают малозаметные геохимические аномалии. Напротив, мультифрактальные модели, такие как мультифрактальный анализ области спектра (SA), могут различать фоновые и аномальные компоненты на основе различных характеристик в частотной области.

Анализ SA основан на фрактальной модели концентрации-площади. Пространственные структуры сначала преобразуются из пространственной области в частотную с использованием преобразования Фурье, затем строится логарифмический график зависимости спектральной плотности (S) от площадей (A) со спектральной плотностью больше, чем S. N прямых ( $N \geq 2$ ) строится на основе графика SA с помощью метода наименьших квадратов. N прямых линий определяют N+1 фильтров, чтобы разделить исходную карту на несколько компонентов. Карты геохимических аномалий и компонентов фона могут быть получены путем перевода каждого из этих

компонентов из частотной области в пространственную с использованием обратного преобразования Фурье.

Кроме того, площадь под кривой рабочей характеристики приемника (AUC) используется для оценки пространственной корреляции между изучаемой геохимической картиной и расположением известных месторождений полезных ископаемых. Значение AUC колеблется от 0 до 1.  $AUC > 0,5$  предполагает положительную пространственную корреляцию,  $AUC < 0,5$  указывает на отрицательную пространственную корреляцию. Чем больше AUC, тем сильнее пространственная корреляция.

## **Результаты**

### ***Тонкие геохимические аномалии оловянного оруденения.***

Преобразование изометрического логарифмического отношения (ILR) использовалось для обработки данных, чтобы уменьшить влияние проблемы закрытия данных. Затем был использован метод обратного взвешивания расстояния, поддерживаемый ArcGIS 10.2, для интерполяции исходных точечных данных в растровые карты с размером ячейки 1 км%1 км. Пространственное распределение олова и меди в восточной части района Гэцзю показывает, что наблюдаются высокие аномалии олова и меди и ряд месторождений. Напротив, западная часть характеризуется относительно низкими аномалиями Sn и Cu и небольшим количеством месторождений. Таким образом, традиционные частотные методы могут обнаруживать геохимические аномалии на востоке, но не могут различать малозаметные (тонкие) геохимические аномалии на западе (рис. 5).

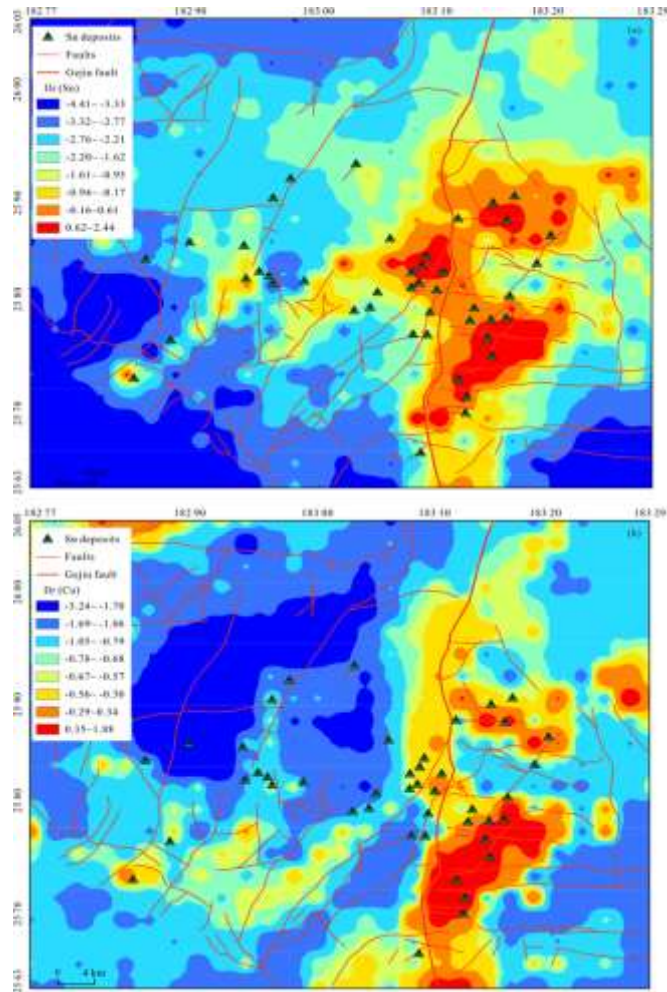


Рис. 5. Карты, показывающие пространственное распределение (а) Sn и (б) Cu.

Модель SA применялась для разложения карт Sn и Cu на фоновую и аномальную составляющие и выделения тонких геохимических аномалий, связанных с оловянным оруденением.

Фоновые карты Sn и Cu демонстрируют аналогичную картину, где большинство аномальных значений Sn и Cu фиксируются на востоке района. Площади с различными геологическими характеристиками имеют различные фоновые значения. Видно, что в восточной части района фоновые значения Sn и Cu выше, чем в западной (рис. 6).



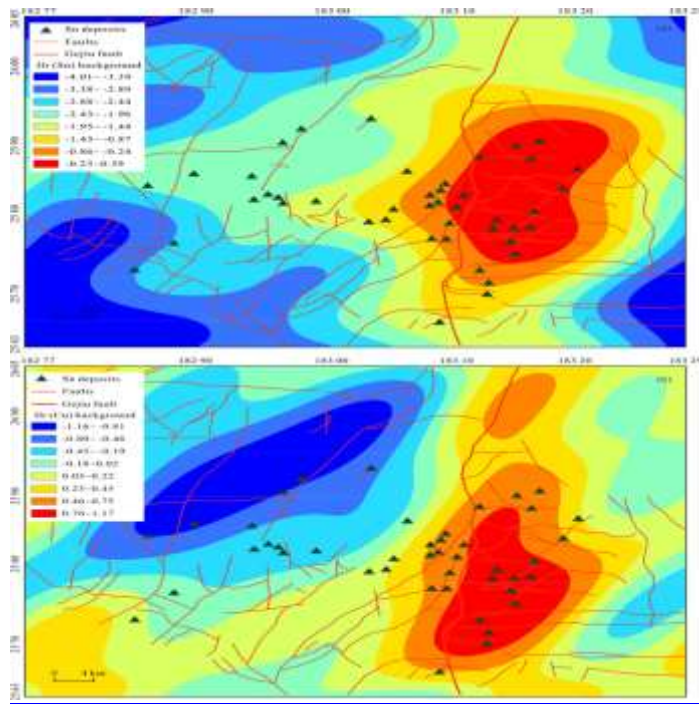


Рис. 6. Карты пространственного распределения геохимического фона для Sn (а) и Cu (б).

На картах аномалий (рис. 7) выявлены малозаметные (тонкие) геохимические аномалии и в западной части района, где была также обнаружена интенсивная локальная геохимическая аномалия вокруг известного месторождения олова (рис. 7а).

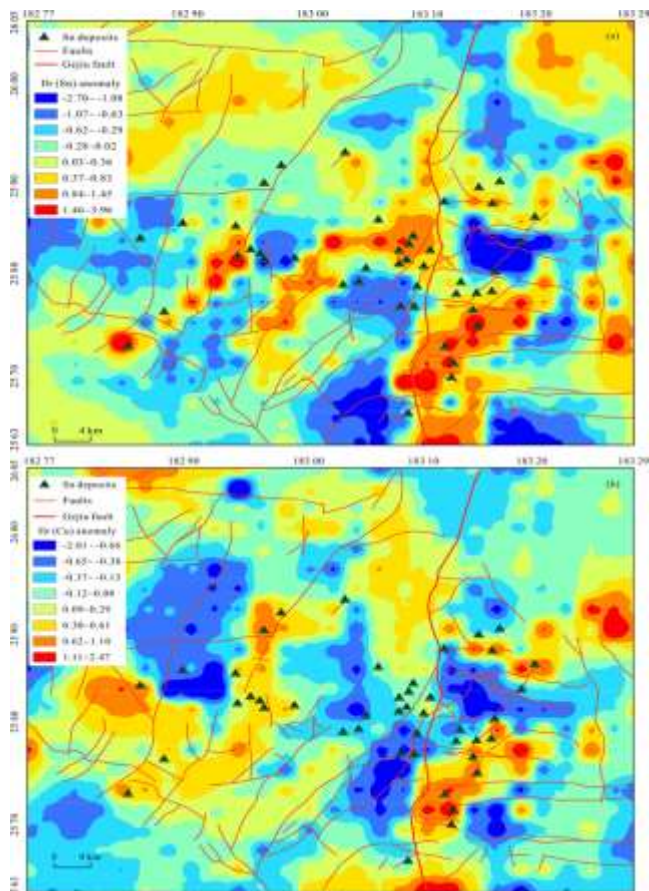


Рис. 7. Карты пространственного распределения тонких геохимических аномалий Sn (а) и Cu (б).

### *Отрицательные геохимические аномалии железорудных объектов.*

Пространственное распределение  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Ba}$  показывает, что большая часть известных железорудных объектов находится в областях с низкими концентрациями  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Ba}$ . AUC  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,263) и  $\text{Ba}$  (0,224) ниже 0,5, что указывает на то, что пространственные структуры  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Ba}$  отрицательно коррелируют с расположением оруденения  $\text{Fe}$ . В отличие от  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Ba}$ , высокие значения  $\text{Mn}$  (AUC  $\text{Mn}$  составляет 0,853) указывает на сильную положительную связь  $\text{Mn}$  с пространственным распределением железорудной минерализации (рис. 8).

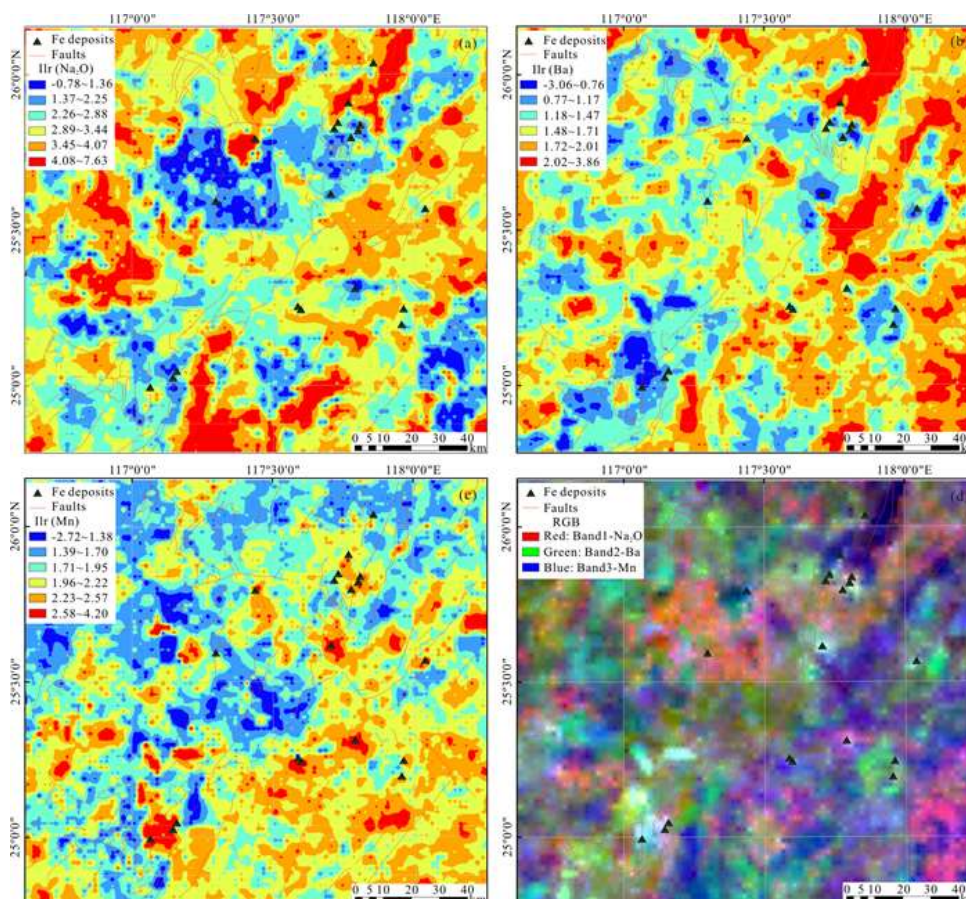


Рис. 8. Карты, показывающие пространственное распределение (а)  $\text{Na}_2\text{O}$ , (б)  $\text{Ba}$ , (в)  $\text{Mn}$  и (д) интегрированного RGB  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Ba}$  и  $\text{Mn}$ .

Модель сочетания цветов RGB характеризуется тремя цветами (красным, зеленым и синим). Каждый находится в диапазоне от 0 до 255. Было создано цветное составное изображение, объединяющее  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Ba}$  и  $\text{Mn}$  (рис. 8d), Оно представляет собой три альтернативные геохимические модели вместе: карты  $\text{Na}_2\text{O}$  (рис. 8a),  $\text{Ba}$  (рис. 8б) и  $\text{Mn}$  (рис. 8с) с использованием метода равноинтервальной классификации с помощью ArcGIS. Известная железорудная минерализация встречается либо вокруг участков белого цвета (с низким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Ba}$  и с высоким содержанием  $\text{Mn}$ ), либо голубого (с низким содержанием  $\text{Ba}$  и высоким содержанием  $\text{Mn}$ ), желтого (с низким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Ba}$ ) и пурпурного (с низким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и с высоким



содержанием Mn). Эта модель включает три исходные, которые положительно и отрицательно коррелируют с известной минерализацией и, следовательно, может предоставить больше информации, чем одна.

Карты фона и аномалий  $\text{Na}_2\text{O}$  и Ва, полученные с помощью анализа СА, показывают тесную пространственную связь с железорудной минерализацией, большей частью с низким фоном и аномальными значениями  $\text{Na}_2\text{O}$  и Ва (рис. 9, 10).

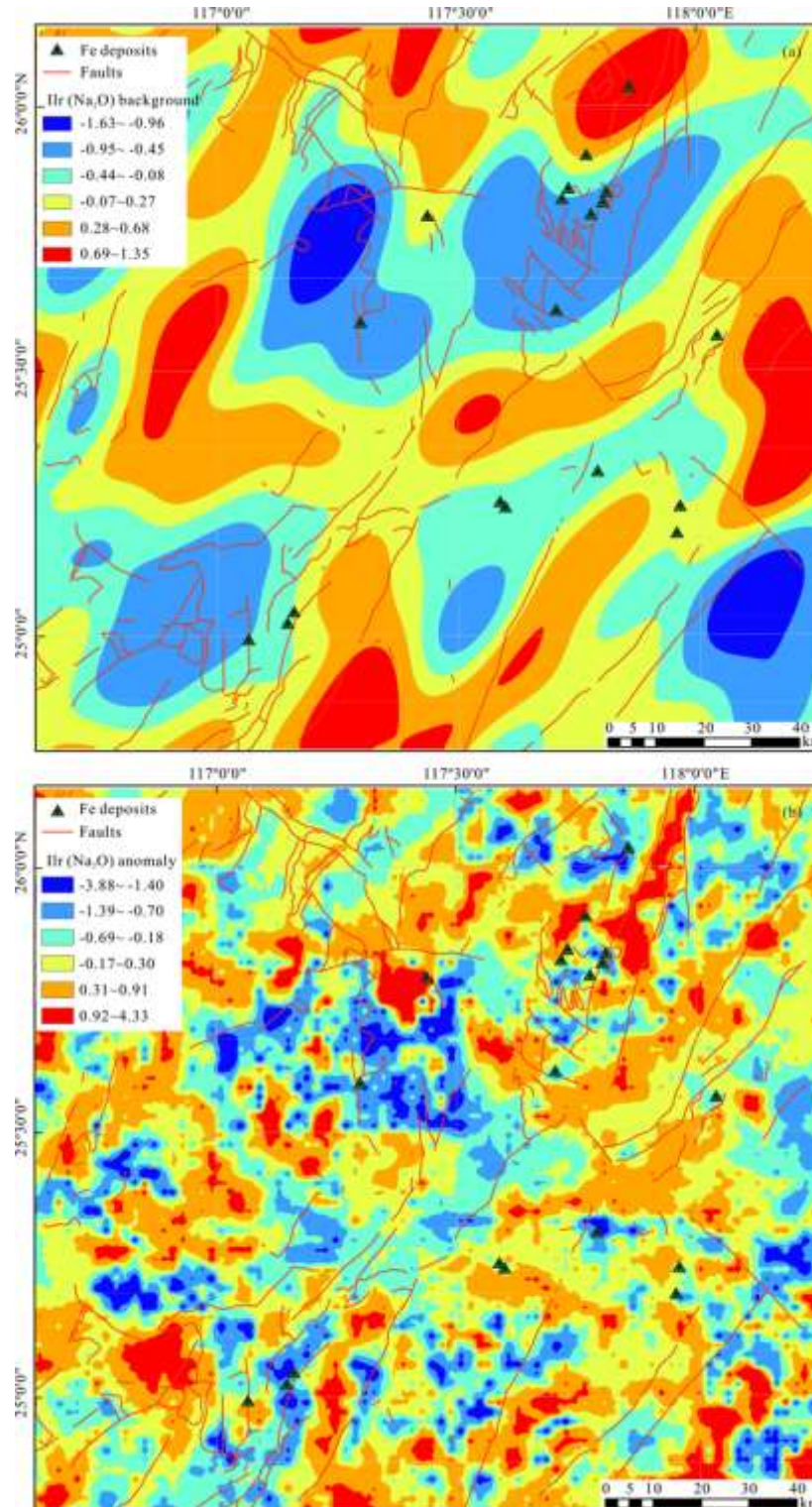


Рис. 9. Карты, показывающие (а) геохимический фон и (б) аномалии  $\text{Na}_2\text{O}$ .

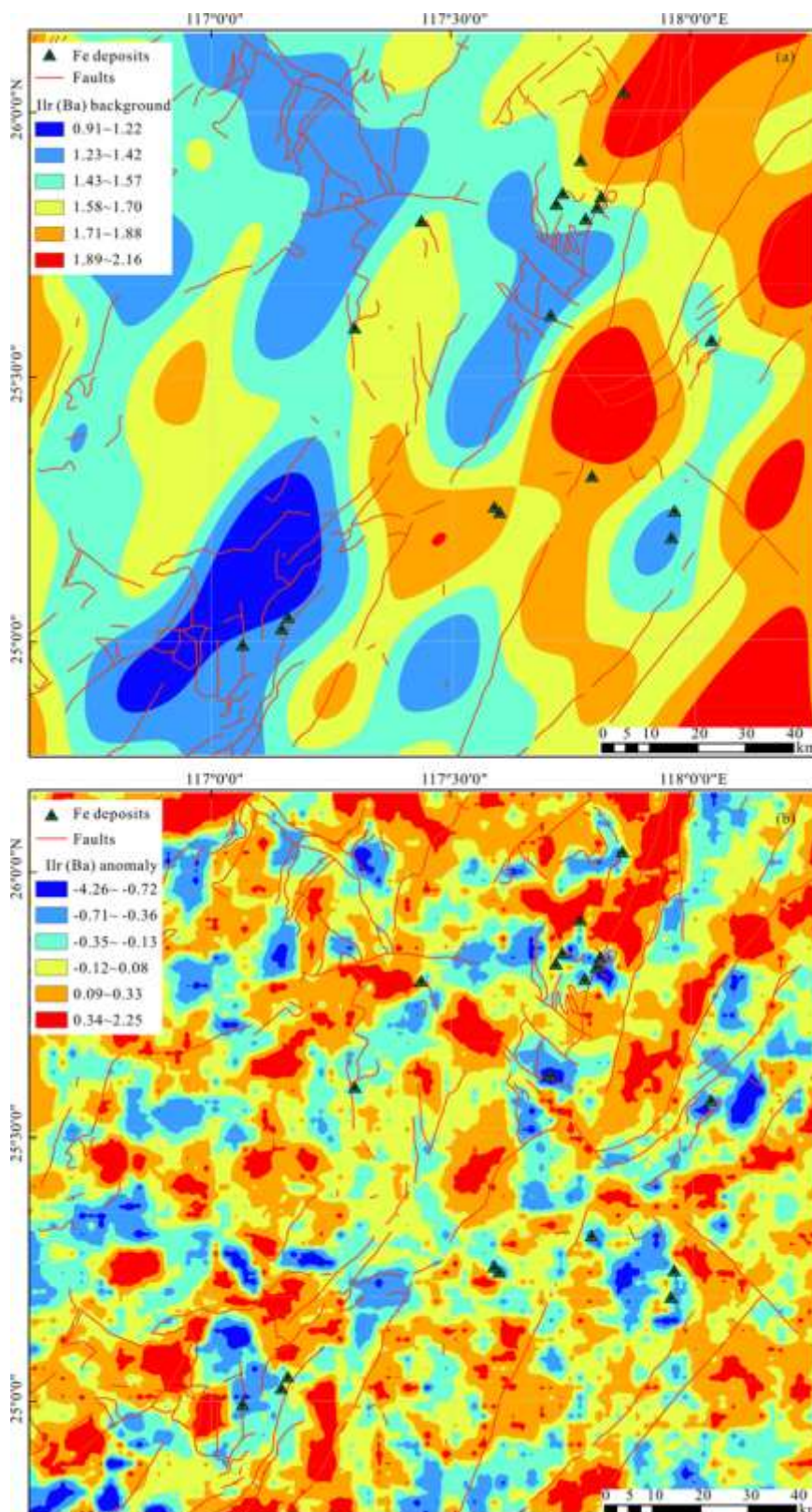


Рис. 10. Карты геохимического фона (а) и аномалий Ва (б).

Новый AUC индекс отношения Mn/Ba достигает 0,861, что указывает на сильную пространственную связь с известной железорудной минерализацией. При этом значение AUC отношения Mn/Ba больше, чем у Mn (0,853), а показатель отношения Mn/Ba может выделить зоны взаимодействия гидротермального флюида с вмещающей



породой (рис. 11a). Белые, голубые, желтые и пурпурные пятна (рис. 11b) имеют тесную пространственную связь с известной минерализацией, что указывает на то, что такая составная карта, объединяющая положительные и отрицательные геохимические аномалии, может выделять минерализованные зоны и, следовательно, может предоставить ценную поисковую информацию. Составное изображение (рис. 11c) показывает геохимический фон  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ва и Мп, который демонстрирует СВВ направление, аналогичное тренду разломов, что означает, что региональные разломы могут контролировать пространственное распределение геохимических структур этих элементов, а известное оруденение Fe развивается на участках, связанных с низким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и Ва, но высоким содержанием Мп.

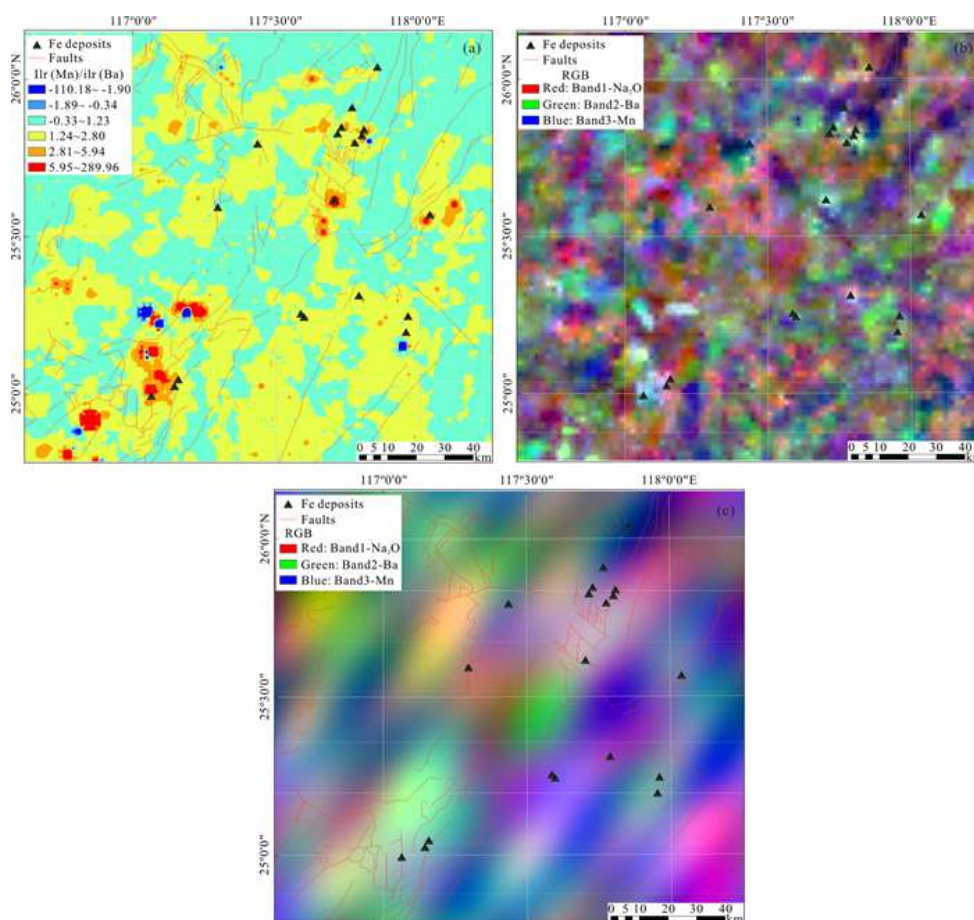


Рис. 11. Карта, показывающая геохимическую структуру (а) Мп/Ва, (б) RGB-интеграция аномальных карт  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ва и Мп и (с) RGB-интеграция фоновых карт  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ва и Мп.

Карты фоновой (рис. 12a) и аномальной (рис. 12b) составляющих Мп/Ва были получены путем разукрупнения исходной карты Мп/Ва с использованием СА-анализа. Пространственная связь фонового содержания Мп/Ва с положением известных месторождений неясна. Однако положительные аномалии Мп/Ва (рис. 12b) демонстрируют пространственную связь с известной минерализацией. Эти результаты показывают, что отношение Мп/Ва, полученное путем деления положительных

аномалий Mn на отрицательные аномалии Ba, является надежным показателем для выделения перспективных площадей дальнейших поисков железорудных объектов.

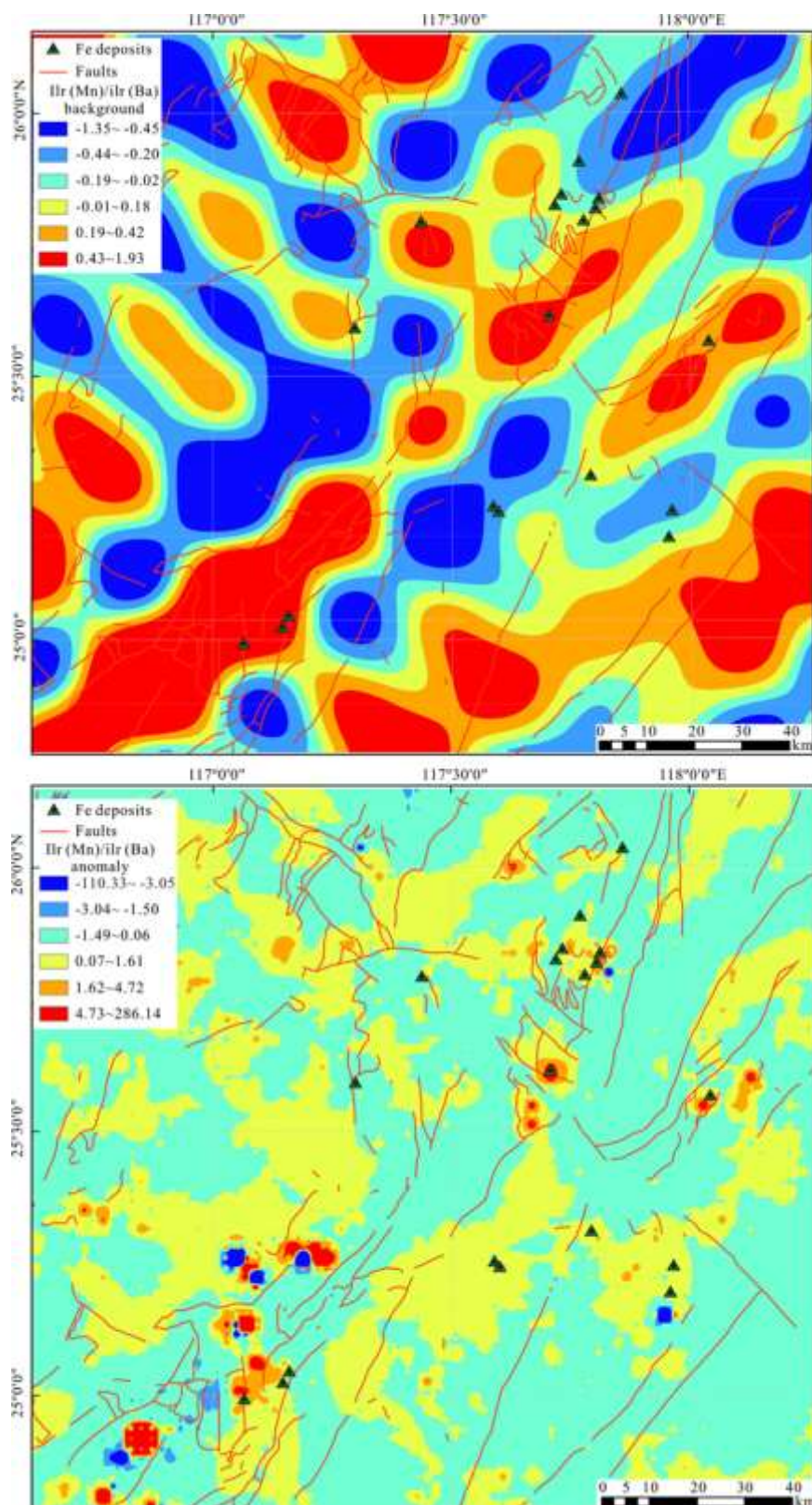


Рис. 12. Карты, показывающие (а) геохимический фон и (б) аномалии Mn/Ba.

## **Обсуждение.**

### ***Тонкие геохимические аномалии.***

Количественная оценка и прогнозирование скрытых месторождений является важной, но сложной задачей, требующей выявления и оценки малозаметных геохимических аномалий. Требуется выявление и оценка малозаметных геохимических аномалий с использованием передовых подходов, таких как фрактальные/мультифрактальные модели с поддержкой географической информационной системы (ГИС) и алгоритмов машинного обучения. В настоящее время известно несколько успешных тематических исследований, направленных на идентификацию скрытых рудных месторождений посредством анализа малозаметных геохимических аномалий, как например, зоны полиметаллического, оловорудного и серебряного оруденения во Внутренней Монголии и Португалии.

Между тем, существуют несколько проблем в выявлении и оценке малозаметных геохимических аномалий.

Первая - заключается в распознавании тонких геохимических признаков, связанных с минерализацией. Тонкие аномалии могут содержать информацию о слабой минерализации и шумах, полученную при отборе проб или обработке данных, то время как информация о магмо-гидротермальных рудных системах, обычно контролируется геологическими особенностями и, следовательно, может иметь специфический характер пространственного распределения.

Второй проблемой является разделение глубоко залегающего промышленного оруденения от менее глубоко залегающей низкосортной минерализации. Связанные с ними два типа малозаметных геохимических аномалий трудно различить, поскольку они имеют схожие геохимические характеристики. Продуктивные малозаметные геохимические аномалии можно выделить с использованием геофизических данных.

Третьей задачей является оценка глубины залегания оруденения геохимическими методами. Обычно применяются различные геофизические методы для прогнозирования и определения формы и местоположения захороненных рудных тел. Эти параметры трудно определить геохимическими методами. В последние годы достигнуты определенные успехи в изучении вертикального распределения геохимических элементов. Если известны содержания рудной залежи и оконтурена средняя концентрация геохимических аномалий на поверхности, то можно оценить глубину залегания на основе степеней зависимости между концентрацией и глубиной.

В последние годы внимание сосредоточено на аналитике больших данных и алгоритмах глубокого обучения в области геохимических поисков. Аналитика больших

данных представляет собой новый подход к данным геохимических поисков, который учитывает все геохимические переменные при выявлении корреляций между геохимическими моделями и прогнозируемым оруденением. Алгоритмы глубокого обучения, как своего рода многослойная нейронная сеть, могут определять оптимальное представление сложных геохимических закономерностей и, следовательно, могут выявлять скрытые геохимические закономерности, связанные с оруденением. Аналитика больших данных и глубокое обучение могут являться инновационными методами для извлечения продуктивных малозаметных геохимических аномалий и уменьшения влияния шумов при формировании поисковых геохимических комплексов.

### ***Отрицательные геохимические аномалии.***

Обогащение и обеднение определенными металлами/элементами при формировании рудных м-ний отображаются положительными и отрицательными геохимическими аномалиями и охватывают верхний и нижний диапазон распределения геохимических данных соответственно. Ba, Sr, P, Y<sub>i</sub>, Ti, Zr, Cr вытесняются из рудного тела при формировании скарновых м-ний, а Na может образовываться в виде отрицательных геохимических аномалий. Ba можно рассматривать как элемент-индикатор, потому что он обычно перемещается из рудного тела и осаждается на периферии, Величина отрицательной геохимической аномалии корректируется с глубиной залегания рудного тела, что позволяет разработать индекс для оценки глубины денудации м-ния. Отрицательные аномалии могут быть определены с использованием тех же методов, которые используются для выявления положительных аномалий, таких как мультифрактальная модель SA.

Положительные и отрицательные аномалии имеют разную пространственную структуру, отражающую разные геологические процессы. Три возможных пространственных положения отрицательных и положительных одноэлементных аномалий: (1) отрицательные аномалии, сопровождаемые положительными аномалиями; (2) только положительные аномалии без отрицательных аномалий; и (3) только отрицательные аномалии без положительных. Первое представляет собой положительную корреляцию между отрицательными и положительными аномалиями, предполагая, что концентрация рудного элемента могла иметь место в результате процессов латеральной секреции. Второе - что рудообразующий флюид, сформировавший положительные аномалии, вероятно, происходит не из окружающих пород, а из более глубоких источников. Третье - может свидетельствовать о том, что образование аномалий связано с литогенезом.



Отношения элементов, образующих положительные аномалии, к элементам, образующим отрицательные аномалии, могут являться поисковыми признаками и должны быть дополнительно исследованы. В данном исследовании отношение  $Mn/Ba$ , где  $Mn$  и  $Ba$  образуют соответственно положительную и отрицательную аномалии, может быть использовано в поисковых целях.

## 2. ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ (по программе GEM, Канада) [3]

В период с 2008 по 2020 год Геологическая служба Канады провела геохимические исследования в региональном масштабе и масштабе месторождений, а также тематические исследования на севере Канады в рамках своей программы прогнозирования и поисков месторождений скрытого и перекрытого типов (GEM). В этих исследованиях (рис. 1) была использована поверхностная геохимия для определения концентраций до 65 элементов в различных образцах поверхности, включая озерные и речные отложения, а также тиллы, примерно на площади в 1 млн км<sup>2</sup> северной Канады.

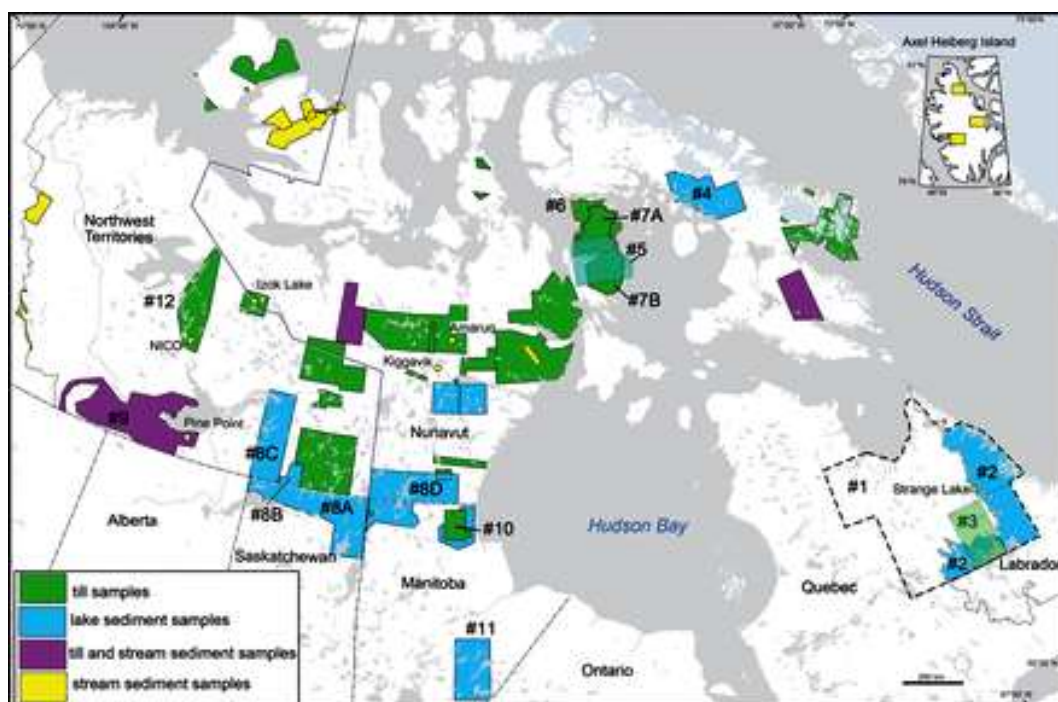


Рис. 1. Площади проведения геохимических исследований в рамках программы GEM на севере Канады: озерные отложения (синие), речные (желтые), тиллы (зеленые), комбинированные речные отложения и тиллы. (пурпурный), территория озер Квебек-Ньюфаундленд и Лабрадор, обведена пунктирной линией, места изучения месторождений обозначены желтыми точками.

### Поверхностное минералого-геохимическое опробование.

Озерные отложения отбирались в центрах озер или центрах заливов крупных рек, вдали от притоков и оттоков. Озерные отложения состоят из различных смесей трех типов материала: (1) неорганические отложения - смеси песка, ила, глины и водных оксидов с небольшим количеством органического вещества, которые обычно существуют у берегов озер, вблизи притоков и оттоков, а также в озерах, где окружающая растительность скудна; (2) органические гели - зрелые, богатые органическими веществами глубинные отложения в глубоких, менее активных частях озерных бассейнов; (3) органические отложения - смесь неорганических отложений,

органических гелей и незрелых органических остатков у берегов или притоков ручьев. Исследования озерных отложений (95% которых составляют органические гели в центрах озер) проводились с использованием традиционных методик. Все новые и архивные образцы были высушены, дезагрегированы, просеяны для извлечения фракции -80 меш (<0,177 мм) и проанализированы с использованием модифицированного расщепления царской водкой (HCl:HNO<sub>3</sub>:H<sub>2</sub>O 1:1:1) в сочетании с ICP-ES и ICP-MS, а также с помощью инструментального активационного анализа (ИНАА). Новые геохимические данные озерных отложений для архивных и новых проб, охватывающих площадь около 450 тыс км<sup>2</sup>, были получены для 26 865 проб.

*Речные отложения* развиты в районах с умеренным или высоким рельефом и организованными дренажными системами. В более низком рельефе Канадского щита речные отложения образуются в основном в результате речной эрозии ледниковых отложений. Методики отбора и подготовки проб в основном соответствовали традиционным, но аналитические методы и количество определяемых элементов соответствовали современному уровню. Были собраны три типа образцов:

(1) Пробы проточной речной воды в середине русла. Каждый образец фильтровался через одноразовый фильтр 0,45 мкм. На каждом участке отбирали по две пробы - (а) фильтрованную и подкисленную (ФА) и (б) фильтрованную и неподкисленную (ФУ). Пробы ФА анализировали на микроэлементы и петрогенные элементы методами эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и масс-спектрометрии (ICP-ES и MS). Образцы ФУ анализировали на анионы и определяли рН, электропроводность, щелочность и содержание растворенного органического углерода (РОУ).

(2) Пробы материала размером от глины до мелкого песка в различных точках активного русла при движении вверх по течению на расстоянии от 5 до 15 м. Каждый образец анализировали аналогично озерным пробам.

(3) Пробы речного гравия на гравийных отмелях, валунных ловушках или в каменистых узких ручьях. Образцы были подвергнуты просеиванию для удаления фрагментов >2 мм и уменьшению эффекта самородков. В лабораторных условиях образцы были обработаны с использованием комбинации встряхивающего стола, отделения тяжелых жидкостей и разделения ферромагнитов для получения фракции неферромагнитных тяжелых минералов размером 0,25–2,0 мм (удельный вес >3,2 (SG)) для идентификации и подсчета минералов-индикаторов. Были получены новые геохимические данные по 1000 пробам, покрывающим площадь около 120 тыс км<sup>2</sup>.

*Тилл* является объектом отбора проб в региональном масштабе при поисках полезных ископаемых в ледниковой местности. Это несортированная смесь отложений размером от глины до крупных валунов, отложившихся непосредственно из ледника. Он имеет более простую историю переноса коренных пород по сравнению с другими ледниковыми или послеледниковыми отложениями, такими как флювиогляциальные, речные, пляжные или делювиальные. Методика анализа тиллевых отложений состоит в следующем: фракция -230 меш (<0,063 мм) небольших (~ 3 кг) проб после просеивания и сушки подвергали геохимическому анализу с использованием царской водки (частичное разложение) и сплава метабората/тетрабората лития (полное разложение) и, иногда, 4-кислотный (почти общий), расщепление в сочетании с ИСП-ЭС и ИСП-МС. Крупные (10–30 кг) пробы тилла просеивали с размером частиц -10 меш (<2 мм) и обрабатывали с использованием комбинации методов встряхивания и разделения тяжелых жидкостей для получения концентрата тяжелых минералов (КГМ) (> 3.2 удельный вес) для изучения минералов-индикаторов. В рамках программы GEM на севере Канады были проведены рекогносцировочные, региональные и локальные исследования тилла, охватывающие около 500 тыс км<sup>2</sup> и включающие сбор около 3900 проб тилла. Эти исследования включают в себя шесть локальных исследований вокруг известных месторождений для проверки метода минералов-индикаторов различных типов месторождений.

#### ***Региональные исследования.***

Геохимические и минералогические исследования GEM проводились на севере Канады от высокогорья Арктики на островах Аксель-Хейберг, Бэнкс и Виктория до северной части Манитобы, Саскачевана, Квебека и западного Лабрадора на юге. Было проанализировано около 35 600 новых и архивных проб. Основные результаты описаны ниже.

*На Северо-восточном Квебеке и западном Лабрадоре (рис. 1 области № 1, 2) были созданы новые геохимические карты озерных отложений общей площадью 295 тыс км<sup>2</sup>. Карты каждого элемента были созданы с использованием алгоритма сглаживания «движущейся медианы», в котором значение, нанесенное на график в каждой точке выборки, является медианным значением всех выборок, которые нанесены на график в пределах фиксированного (10 км) радиуса выборки. Этот метод сгладил данные и в то же время сохранил исходные местоположения выборок на полученных картах.*

Полученные данные выявили новую геохимическую провинцию, которая характеризуется высокими концентрациями Sb, As, Bi, Re, Cd и Hg, а также Cu, Fe, Hf, Ni, Pb и Zn. Исследование минералов-индикаторов также подтверждают повышенные

концентрации Cu, Zn, Au, Pt, Pd и Sb в тилле, перекрывающем метаосадочные и основные вулканические породы региона. Выявленные особенности указывают на потенциальную возможность формирования промышленного орогенного оруденения Au, Ag и PЗЭ, а также существует потенциал для минерализации Cu-Ni-PGE (рис. 2).

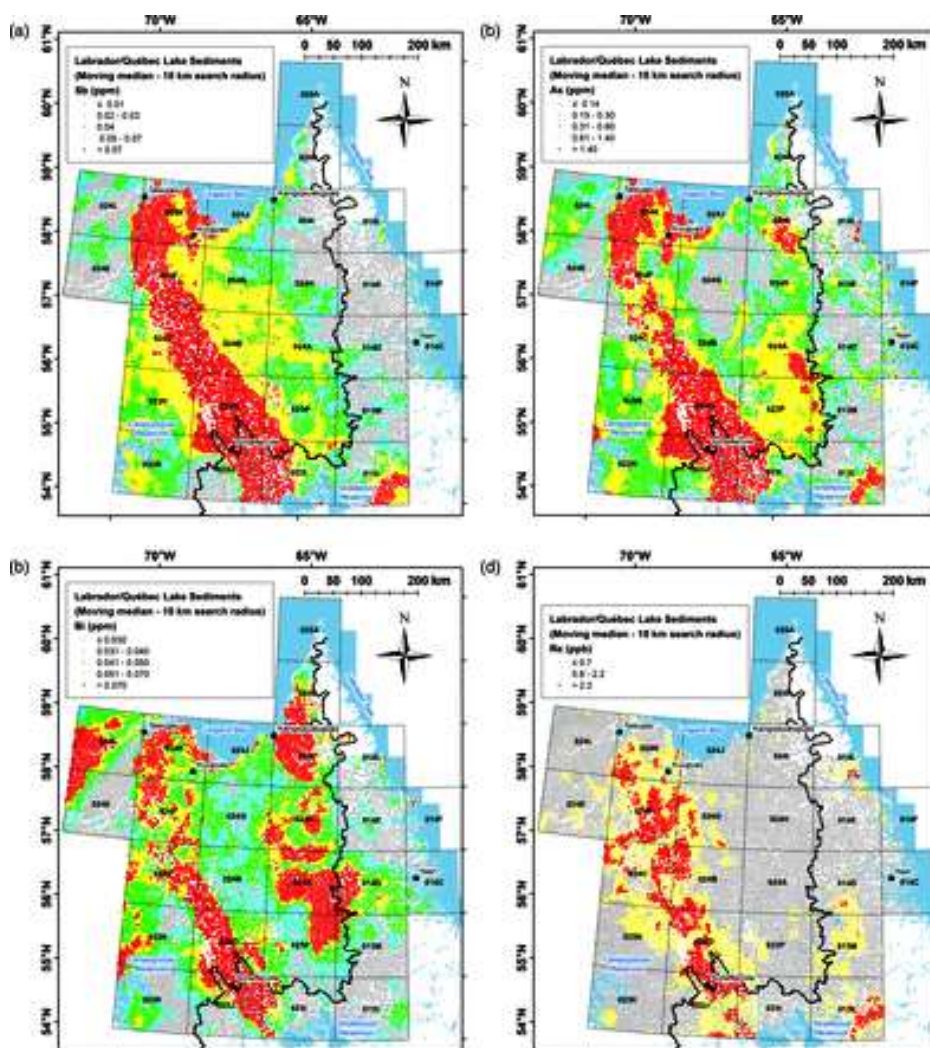


Рис. 2. Распределение микроэлементов во фракции <0,177 мм проб озерных отложений: ( а ) Sb (млн), ( б ) As (млн), ( в ) Bi (млн), и ( д ) Re (ppb)..

Интерпретация многоэлементных геохимических аномалий *Западно-центральной части Баффиновой Земли, Нунавут* (рис. 1 район № 4 нового набора данных по озерным отложениям с использованием анализа главных компонент и моделирования взвешенных сумм показывает возможное развитие различных типов месторождений, включая магматические Ni-Cu, Au, VMS, Pb-Zn и Cu в карбонатных осадочных породах. В большинстве моделей, использованных в анализе, наиболее очевидной является аномалия к югу от озера Флинт (рис. 3).



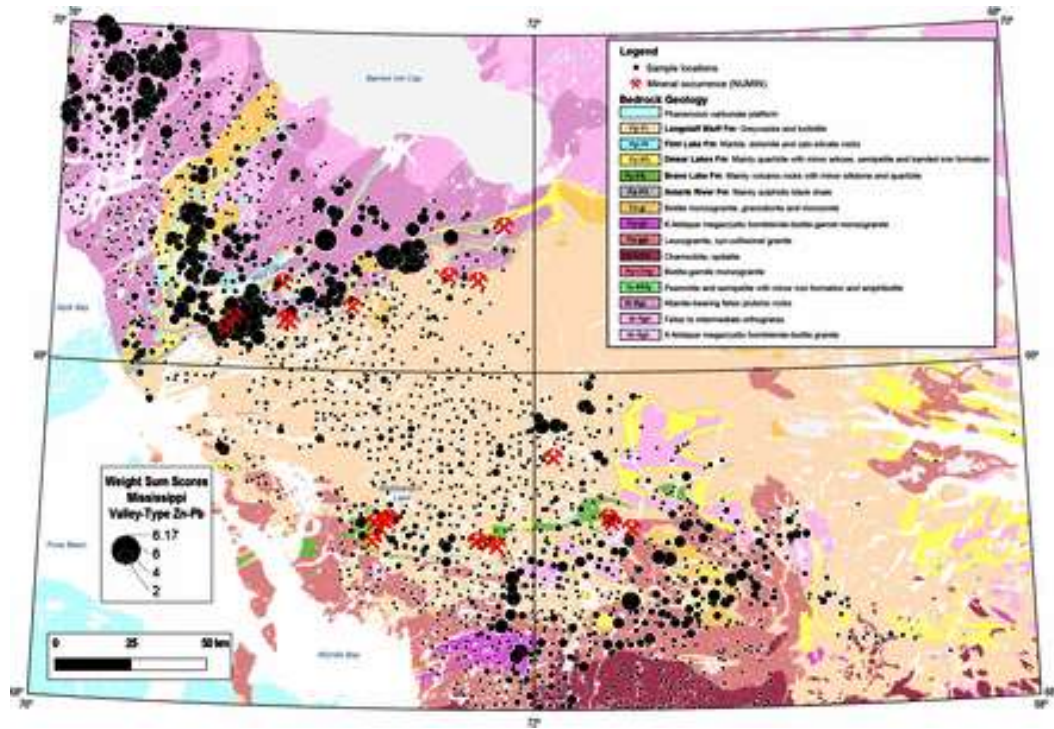


Рис. 3. Пропорциональная точечная карта взвешенных сумм оценок для модели Zn-Pb месторождений типа «долины Миссисипи», используемая для оценки новых геохимических данных озерных отложений для части острова Баффинова Земля, Нунавут.

Новые данные опробования озерных отложений *Центральной части полуострова Мелвилл* (рис. 1 районы № 5, 7) были использованы для прогнозного геологического картирования и оценки ресурсного потенциала. Характер содержания Au, Cr, Ni, Cu и Zn в озерных отложениях оцененного по линейной регрессии относительно доминирующих основных компонентов указывает на возможную связь геохимических аномалий со скрытым сульфидным оруденением. Индикаторный минералогический анализ тилла п-ва Мелвилл отражает состав тяжелых минералов палеозойских карбонатных пород. Самые высокие концентрации золота, меди, никеля и цинка, а также элементов-индикаторов (As, W, Ag, Sb, Bi, Se, Sb и Hg) и высокое содержание минералов-индикаторов (золото, сульфиды, сперрилит) в тилле определяют наиболее перспективные площади (рис. 4).

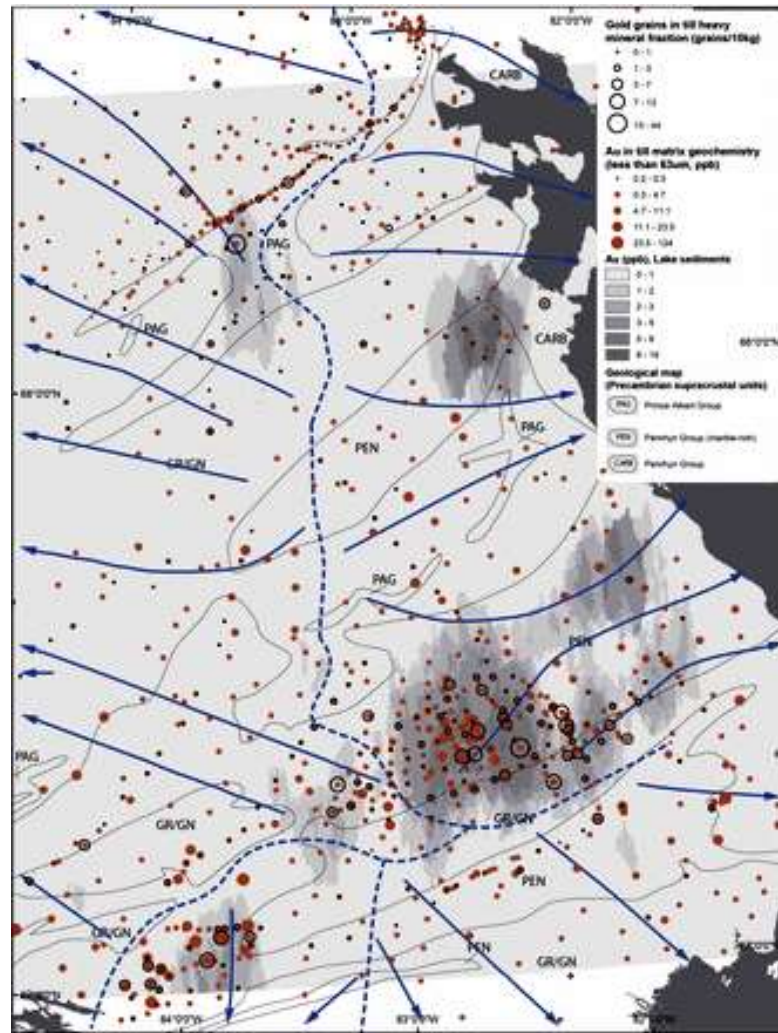


Рис. 4. Содержание золота в поверхностных отложениях южной части п-ва Мелвилл: ( а ) пропорциональные точки (светлые кружки), - обилие зерен золота в тяжелой минеральной фракции проб тила; ( б ) пропорциональные точки (сплошные коричневые) - концентрации Au (ppb) во фракции <0,063 мм тилла, серые контуры - концентрации Au (ppb) во фракции озерных отложений <0,177 мм, синие пунктирные линии - положение ледораздела, синие стрелки - направления течения льда. GR/GN.

Комбинированные минералого-геохимические данные ЮВ и СЗ территорий и северного Саскачевана (рис. 1 район № 8) представлены на рисунке 5. Наибольшие перспективы на Ni-Cu оруденения прогнозируются к СВ от восточной оконечности озера Атабаска.

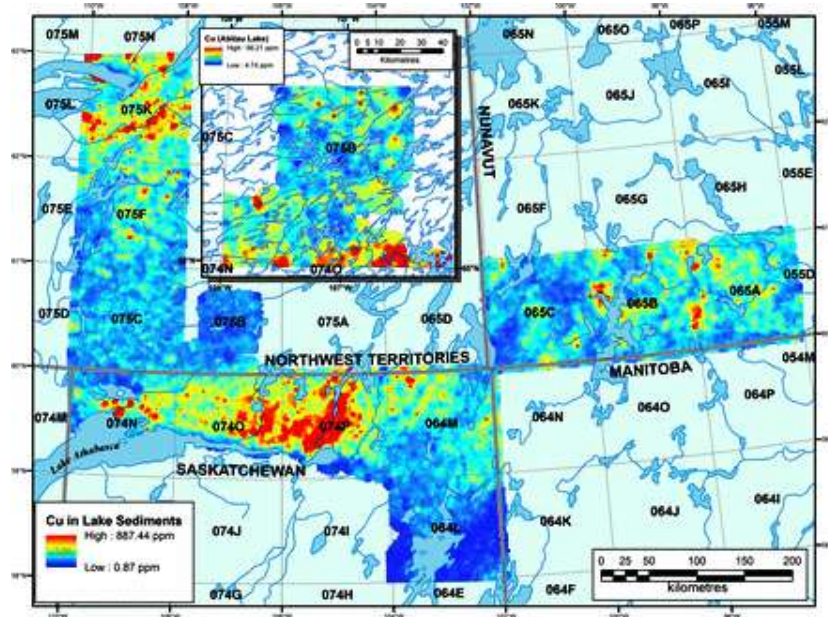


Рис. 5. Интерполированная карта концентраций Cu (ppm) во фракции  $<0,177\text{ mm}$  озерных отложений в южной части Северо-Западных территорий и Нунавута, а также в северной части Саскачевана; на врезке показаны данные по Cu для проб озерных отложений в районе озера Абитау.

На ЮЗ и СЗ территории речные отложения и тиллы содержат значительное количество зерен сфалерита, галенита и халькопирита в образцах. Низкая твердость галенита (2,5) позволяет предположить, что неоткрытые погребенные источники галенита, возможно, находятся не более чем в 1 км от минералого-геохимических аномалий. Источником халькопирита и арсенопирита могла быть медная минерализация, на что указывают значительные вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$ , аналогичные орогенным месторождениям золота вблизи Йеллоунайфа, в 400 км к северо-востоку, что указывает на то, что зерна могли быть рассеяны из месторождений золота аналогичного типа в районе исследования (рис. 6).

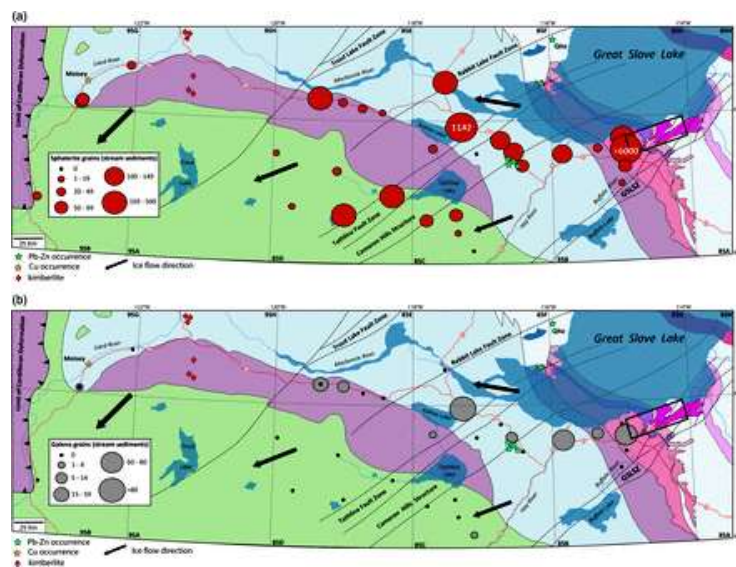


Рис. 6. Пропорциональные точечные карты содержания зерен сфалерита (а) и галенита (б) в тяжелой фракции 0,25–0,5 мм (отнесенной к массе тяжелой минеральной фракции 50 г) в пробах ручьевых отложений. (черный прямоугольник — горнодобывающий район Пайн-Пойнт.



В восточно-центральной части Манитобы (рис. 1 районы № 10, 11) результаты геохимических исследований озерных отложений тилла дают оценки фоновых и пороговых значений, характерных для региона, так скопления образцов с концентрацией Au, Ag, Ni, Co, Li и РЗЭ >97-го перцентиля в озерных отложениях встречаются вблизи известных месторождений и проявлений (рис. 7).

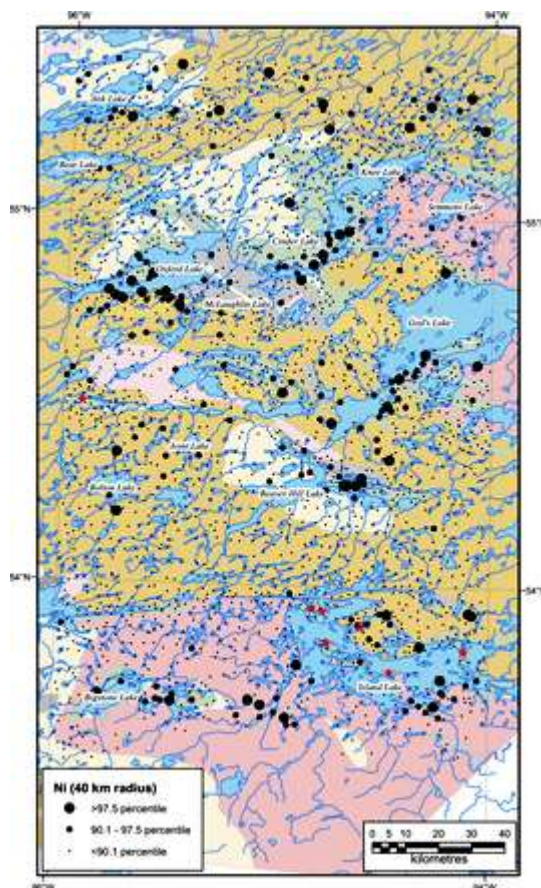


Рис. 7. Пропорциональная точечная карта концентраций Ni во фракции озерных отложений <0,177 мм в районе Манитоба. Местонахождение известных месторождений никеля обозначено красными звездочками.

#### **Локальные исследования.**

Детальное опробование было проведено вокруг следующих месторождений: (1) VMS (Zn-Cu-Pb-Ag) месторождение Изок, (2) U месторождение Киггавик, (3) MVT (Pb-Zn) м-ние Pine Point, (4) IOCG (Co-Au-Bi-U-Cu-Fe-F) м-ния в магматической зоне Great Bear и (5) месторождение РЗЭ Strange Lake. Основные результаты четырех из этих тематических исследований приведены ниже.

VMS (Zn-Cu-Pb-Ag) месторождение Изок (1) в западной части Нунавута является одним из крупнейших неосвоенных объектов в Северной Америке. Он был выбран для детального отбора проб в рамках проекта GEM, поскольку находится в районе со сложной историей течения льда, содержащего ганит (Zn-шпинель). Ледниковое рассеивание ганита из месторождения образует сложную веерообразную структуру.

Элементы-индикаторы месторождения включают As, Bi, Cd, Hg, In, Sb, Se и Tl (рис. 8, 9).



Рис. 8. Ганит - минерал-индикатор высокометаморфизованного месторождения Изок.

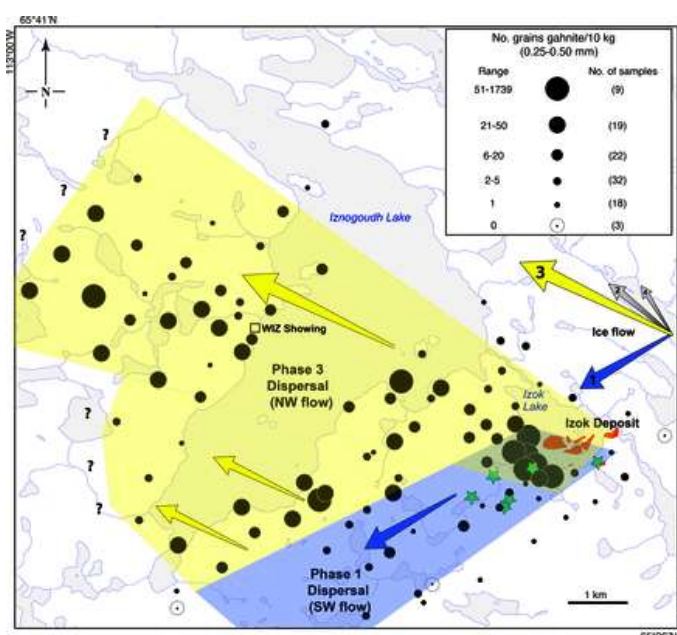


Рис. 9. Пропорциональная точечная карта распространности ганита (нормализованная масса проб 10 кг), показывающая максимальную часть 40-километрового конуса рассеивания, образованного более старым ЮЗ (синий многоугольник), а затем измененного более молодым СЗ (желтый многоугольник) течением льда через месторождение. Стрелки указывают на относительную хронологию (1 = самый старый) и мощность (размер стрелки) ледохода. Расположение ганитосодержащих пород на поверхности обозначено зелеными звездочками, а рудные тела – красным.

Полученные данные подтверждают, что пробоотбор тилла является жизнеспособным поисковым методом м-ний VMS в регионе.

*MVT (Pb-Zn) м-ние Pine Point (3)* представляет собой рудные залежи в карбонатных породах. Две основные фазы ледяного потока размывали и рассеивали эти залежи на ЮЗ и СЗ, создавая веерообразную цепь рассеивания, лучше всего определяемую сфалеритом и галенитом (рис. 10).

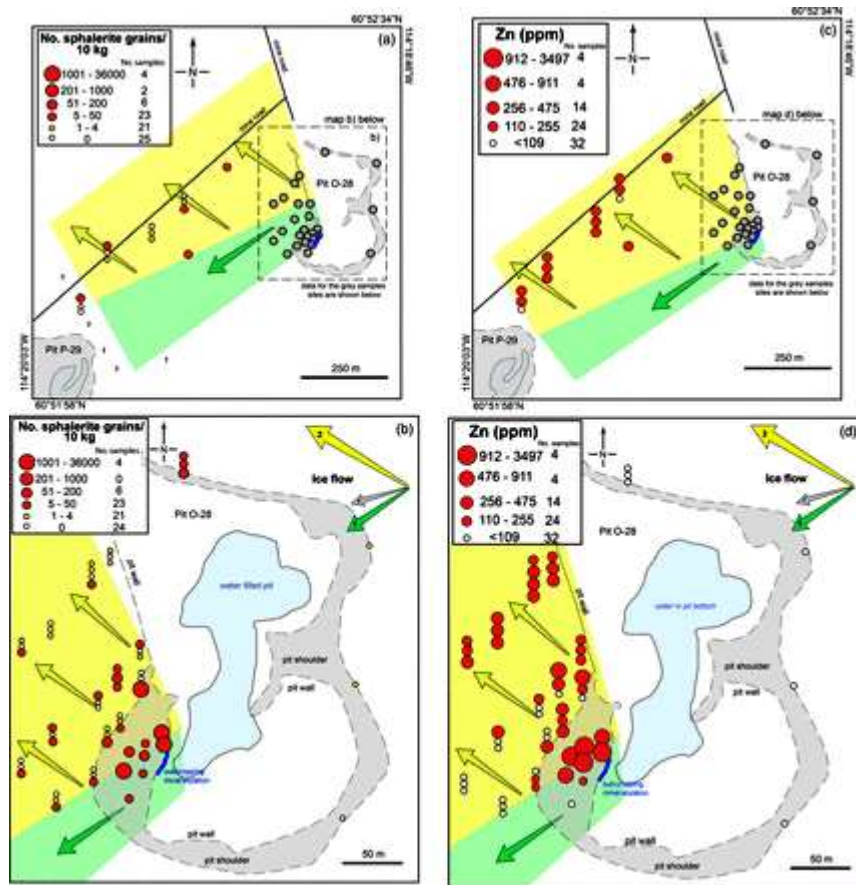


Рис. 10. Состав тила и тренды течения льда в районе Пайн-Пойнт: а,б - распределение зерен сфалерита (0,25–0,5 мм); с,д - распределение Zn (г/т) во фракции <0,063 мм тилла.

Богатая карбонатом кальция (около 25% CaO) матрица тилла действует как буфер во время поверхностного выветривания и почвообразования, поддерживая высокий pH почвы и ограничивая окисление детритных сульфидных минералов в тиле. В результате в поверхностных отложениях (глубина до 4 м) содержится большое количество свежих зерен сульфидов (рис. 11). К элементам-индикаторам в матрице тилла, которые помогают определить распространение оруденения MVT относятся Zn, Pb, Cd, Tl и S.



Рис. 11. Минералы-индикаторы: а - медово-коричневый сфалерит; б – темно-коричневый железосодержащий сфалерит; с – галенит.

На м-нии P3Э Strange Lake (5) были исследованы тяжелые минеральные (>3,2 SG) и неферромагнитные минеральные фракции тилла на удалении до 50 км от месторождения, чтобы определить рудный потенциал P3Э (Hf, Zr, Nb и Ta) с помощью оксидных, силикатных, фосфатных и карбонатных минералов-индикаторов: церианит, уранинит, фторапатит, рабдофан, торинанит, данбурит и эшинит, а также циркон, вторичный гиттинзит и другие гидратированные  $Zr\pm Y\pm Ca$ -силикаты, пирохлор, торит, минералы, содержащие P3Э, монацит, чевкинит, паризит, бастнезит, каинозит и алланит. Другие минералы, которые могут быть полезными индикаторами в сочетании с перечисленными выше минералами, включают флюорит, титанит, арфведсонит и эгирин. Цветные фотографии некоторых из этих минералов показаны на рис. 13.



Рис. 13. Минералы-индикаторы м-ния Strange Lake: а - оранжевый монацит, b – оранжево-коричневый октаэдрический пирохлор; с – белые зерна бастнезита, d - волокнистый арфведсонит от красновато-коричневого до черного цвета; е – черный алланит; f – черный стекловидный чевкинит; g – темно-фиолетовый флюорит; h - темно-буро-черный алланит в сростании с белым гиттинзитом.

Результаты показывают, что минералы-индикаторы могут быть использованы в программах геологоразведочных работ в региональном или локальном масштабах для обнаружения минерализации редкоземельных элементов в субщелочных гранитах.

IOCG (Co-Au-Bi-U-Cu-Fe-F) м-ния (4) в магматической зоне Great Bear (рис. 1– район № 12). Аномальные концентрации Fe, Co, Ni, Cu, As, Mo, Bi, La, Th, U и W в тилле указывают на их потенциал в качестве элементов-индикаторов в районе



исследования. Например, Fe и Co, а также Cu, Mo и Bi во фракции <0,063 мм. на м-нии Sue-Dianne (рис. 14),

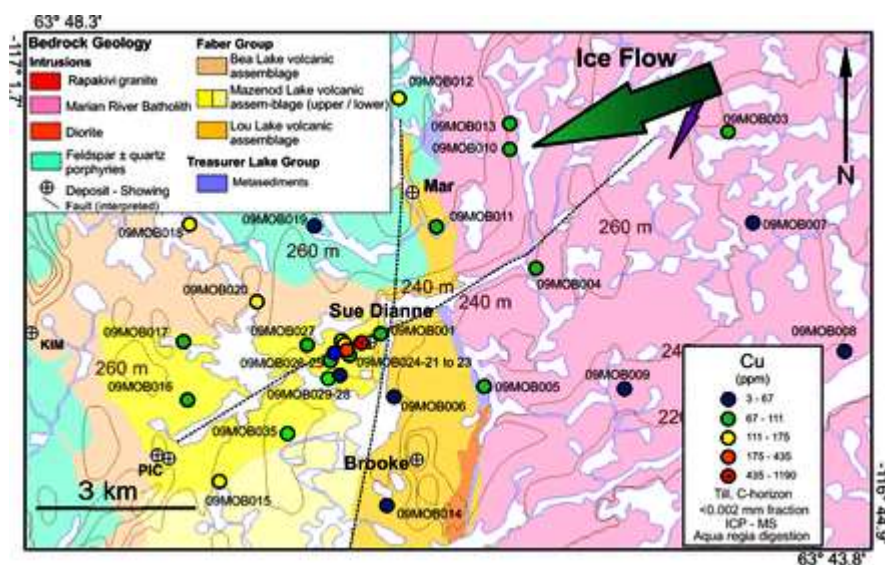


Рис. 14. Концентрации Cu (ppm) в глинистой фракции <0,002 мм вокруг IOCG м-ния Sue-Dianne (Cu–Ag–U–Au) в магматической зоне Great Bear.

### Результаты исследований.

Трассировка валунов и геохимия тиллей являются хорошо зарекомендовавшими себя инструментами поисков, которые используются в Канаде более 60 лет. В рамках проведенных поверхностных геохимических исследований использовалась технология изучения минералов-индикаторов (ММИ) в региональном и локальном масштабах. Одним из основных методов являлся метод портативной рентгенофлуоресцентной спектроскопии (pXRF) для определения содержания металлов в пробах в полевых и/или лабораторных условиях с использованием ручного или настольного оборудования. В полевых условиях он использовался для обнаружения геохимических аномалий до пробоотбора, в лаборатории - для секвентирования проб донных отложений перед их отправкой на обычный лабораторный геохимический или минералогический анализ (для того, чтобы пробы с предполагаемым высоким содержанием металлов могли быть обработаны в последнюю очередь и избежать перекрестного загрязнения фоновых проб). Методики сбора и использования образцов с помощью pXRF в программах опробования в настоящее время являются частью протоколов GSC по кассам, кратко изложенных в McClenaghan et al. (2020).

В рамках программы GEM с использованием современных геохимических методов было определено до 65 элементов-индикаторов, а также минералы-индикаторы для озерных, речных отложений, речных и озерных вод, а также тиллов, чтобы оценить потенциал размещения различных скрытых и перекрытых рудных объектов.

Полученные данные дают также важную информацию о формировании тилла и расшифровки сложной истории движения льда на севере Канады.

Опробование тилла вокруг известных месторождений демонстрирует, как данные о переносе (геохимия тилла, минералы-индикаторы) могут использоваться в поисковых целях. Так например, исследования на озере Изок показывают надежность ганита в качестве минерала-индикатора; на Пайн-Пойнт - изотопная дактилоскопия зерен сфалерита и галенита определяет тип минерализации и ее глубинность; на Strange Lake и др. были определены новые наборы индикаторных минералов для месторождений REE и IOCG соответственно, которые можно применять как в региональном, так и в локальном масштабах.

Основные преимущества метода индикаторных минералов по сравнению с традиционной геохимией включают: (1) метод эффективен в рекогносцировочных и региональных масштабах (расстояние от 5 до 15 км до прогнозируемого объекта) и требует меньшего количества проб, в отличие от традиционной геохимии, которая требует более узкого интервала опробования; (2) способность обнаруживать зоны гидротермально-метасоматических изменений пород вокруг месторождений, которые могут не иметь геохимических аномалий в поверхностных отложениях; (3) возможность оценить расстояние ледникового и др. переноса от коренного источника; (4) возможность предоставления информации о природе минерализованных источников и их изотопных характеристиках.

В рамках проведенных исследований были выявлены области с аномальными концентрациями элементов и/или минералов-индикаторов, которые указывают на возможное оруденение; были разработаны новые прогнозно-поисковые модели и протоколы; было обучено новое поколение ученых-геологов.

Подробные исследования на участках известных месторождений демонстрируют новые данные по минералам-индикаторам, которые теперь можно использовать в будущих прогнозно-поисковых работах по всей Канаде.

#### **Будущие исследования.**

Проведенное геохимическое картирование индикаторных минералов на севере Канады далеко не полное. Оно оставляет около 1/3 Северной части Канады, которая требует дальнейшей оценки, как например, кратон Слейв, который, как считается, обладает высоким рудным потенциалом.

Будущие минералого-геохимические исследования должны использовать такие полевые и лабораторные методы, как портативный XRF (pXRF), спектрометрия с лазерным пробоем (LIBS) и портативная инфракрасная спектрометрия с

преобразованием Фурье (pFTIR), а также автоматизированные методы минералогии, такие как анализ высвобождения минералов (MLA), интегрированный анализатор минералов TESCAN (TIMA) и микро рентгенофлуоресцентный анализ для быстрой идентификации минералов, извлеченных из фракций проб отложений средней и высокой плотности.

Роль потоков льда в характере распространения индикаторных минералов еще полностью не изучена. Изучение ледниковых ландшафтов Северной Канады с использованием современных концепций ледников и новых данных дистанционного зондирования с высоким разрешением позволит лучше интерпретировать не имеющие источников аномалии в поверхностных отложениях, которые могут быть продуктами переноса на большие расстояния быстротекущим льдом. Интерпретация ледниковых систем и их возрастов, (земной, космогенный нуклид, инфракрасная стимулированная люминесценция и др.) поможет оценить значение наследственности для ледниковой эрозии. Суммарный эффект сложной динамики ледовых потоков и изменения термических режимов базального льда улучшит понимание происхождения тиллей в ключевых регионах Канадского щита, что в конечном счете, поможет поискам скрытых и приоткрытых месторождений.

Протоколы для сбора, подготовки и анализа донных, озерных и речных отложений должны продолжать развиваться, включая достижения в аналитических методах с более низкими пределами аналитического обнаружения.

### 3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗОТОПОВ U м-ния МЯНЬХУАКЭН (Южный Китай) [4]

Южный Китай хорошо известен своей крупномасштабной полиметаллической минерализацией в мезозое, что делает этот регион одной из самых важных металлогенических провинций в мире. Особое значение имеют месторождения W, Sn и Sb мирового класса, а также крупнейшие месторождения Ta, Cu, Hg и U в Китае. Урановое оруденение гидротермального жильного Южно-Китайского металлогенического пояса было основным источником ресурсов урана для страны в течение последних нескольких десятилетий, прежде чем центр разведки урана переместился в Северный Китай. с открытием там месторождений урана в осадочных породах. Это оруденение связано с гранитоидными комплексами, расположенными на стыке северной провинции Гуандун, юго-восточной провинции Хунань и юго-западной провинции Цзянси (рис. 1,2).

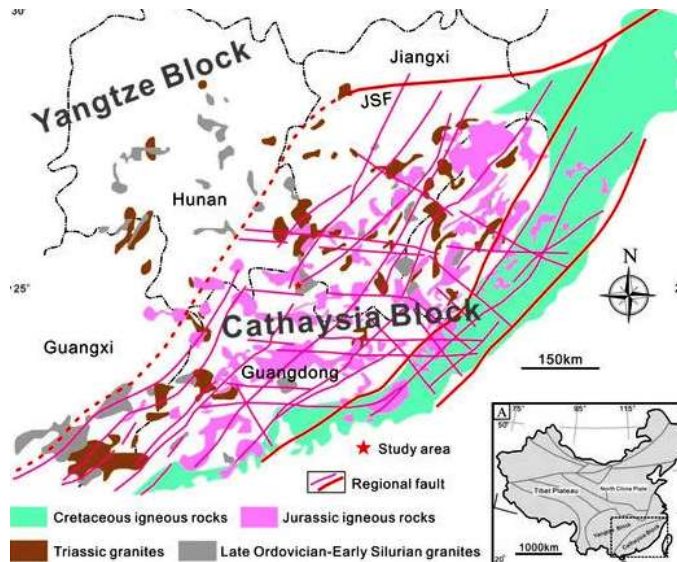


Рис. 1. Схематическая геологическая карта блока Cathaysia.

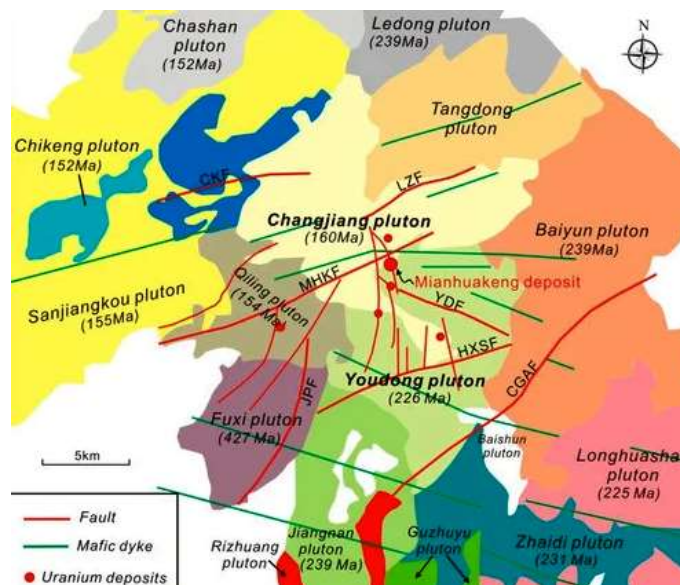


Рис. 2. Геологическая карта южного гранитного массива Чжугуан и положение м-ний урана.



Гидротермальное месторождение урана Мяньюакеэн расположено в восточной части рудного поля Чанцзян в зоне контакта двуслюдяного гранитного плутона Юдонг (возраст циркона U-Pb SHRIMP  $232 \pm 4$  млн лет) и биотитового гранитного плутона Чанцзян (возраст циркона U-Pb  $160 \pm 4$  млн лет). 2 млн лет). Оруденение контролируется разломами СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ простирания.

Гидротермальные изменения вокруг оруденения в основном представлены гидромиканизацией (иллит), хлоритизацией (хлорит), окремнением, флюоритизацией, серицитизацией и гематитизацией. Интенсивность изменений, которым подверглись граниты, менялась по мере удаления от месторождений урана. В результате метасоматоза полевой шпат и биотит обычно замещались гидрослюдой (иллитом) и кварцем, а также хлоритом и гематитом соответственно.

Минерализация урана обычно встречается в виде прожилок или линз в брекчиевых и измененных гранитах. Вертикальный размах оруденения - от поверхности до глубины в 1,5 км. Основным рудным минералом является урановая смолка, связанная с микрокристаллическим кварцем, пурпурно-черным флюоритом, кальцитом и в меньшей степени хлоритом и серицитом (рис. 3).

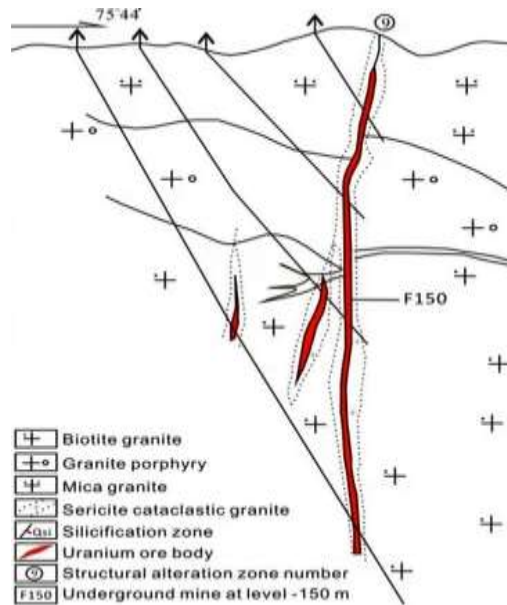


Рис. 3. Схематический разрез мн-я урана Mianhuakeng.

Выделено три стадии минерализации: пре-, син- и пост- (рис. 4).

Stage \ Mineral	Pre-ore stage	Syn-ore stage	Post-ore stage
K-feldspar	=====		
Plagioclase	=====		
Biotite	=====		
Quartz	=====	=====	=====
Pitchblende		=====	
Pyrite	=====	=====	=====
Hematite		=====	=====
Chlorite		=====	
Hydromica		=====	
Fluorite		=====	=====
Calcite			=====

Рис. 4. Упрощенный парагенезис минерализации на м-нии Мьяньхуакэн.

Стадия преминерализации относится к стадии высокотемпературных кварцевых жил, предшествовавшей урановой минерализации. Жильный кварц был измельчен и затем сцементирован микрокристаллическим кварцем на стадии синминерализации.

Два основных типа минеральных ассоциаций на син- стадии: (1) пурпурно-черная ассоциация флюорит+пирит+настуран+микрокристаллический кварц и (2) — гематит+красный микрокристаллический кварц+настуран. Сrostки пирита с настураном обычно присутствуют в коллоформной форме. Пурпурно-черный флюорит обычно распространен в средней и нижней частях месторождения и имеет более высокое содержание урана, чем светлый флюорит в верхней части месторождения.

Стадия постминерализации характеризуется серо-белым кварцем и кальцитом, светлым флюоритом и друзовым кварцем, что свидетельствует об окончании гидротермальной активности (рис. 5).

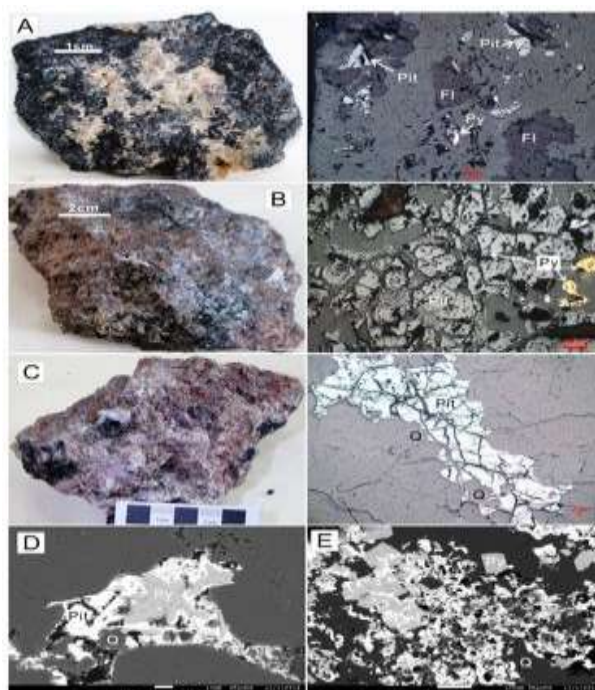


Рис. 5 (А–С) минерализация (слева) и характеристики минералов под микроскопом (справа). (А, В) ассоциация пурпурно-черный флюорит+пирит+настуран+микрокристаллический кварц. (С) красная руда - гематит+красный микрокристаллический кварц+настуран. (D, E) изображения в обратно рассеянных электронах. D – синминерализационные колломорфные срастания пирита с настураном и кварцем. (E) сеть настурана, пирита и кварцевых прожилков.

### Аналитические методы.

Состав микроэлементов и редкоземельных элементов пирита и настурана был проанализирован в трех образцах, отобранных на м-нии Мяньюакэн (табл. 1).

Табл. 1 Описание минерализации образцов.

Схема.	Минеральная ассоциация	Текстуры	Место отбора проб
МХК08-3	фиолетово-черный флюорит + пирит + настуран + микрокристаллический кварц	Массивная минерализация	
МХК07-1	гематит + красный микрокристаллический кварц + настуран	Вкрапленная минерализация	Подземные горные выработки на отметке -150 м месторождения Мяньюакэн
МХК07-2	фиолетово-черный флюорит + пирит + настуран + микрокристаллический кварц	Вкрапленная минерализация	

Микроэлементный анализ пирита был выполнен методом лазерной абляции с индуктивно-связанной масс-спектрометрией (LA-ICP-MS) с использованием лазерного микрозонда ASI RESOLution-LR-S155, оснащенного эксимерным ArF-лазером Coherent Compex-Pro 193 нм. Прибор Agilent 7700x ICP-MS использовался для измерения интенсивности ионного сигнала. В качестве газа-носителя использовали гелий (350 мл/мин). Аблированный аэрозоль перед выходом из ячейки смешивался с Ar (900 мл/мин) в качестве транспортного газа. Каждый анализ включал в себя сбор фонового изображения в течение примерно 30с (газовый контроль), за которым следовали 60с сбора данных от образца. Анализ проводился с размером ямки 26 мкм, частотой импульсов 5 Гц и плотностью энергии 3 Дж/см<sup>2</sup>. Для определения концентрации халькофильных и сидерофильных элементов использовали стандарт STDGL3. Внутренний стандартный чистый пирит Py использовался для калибровки концентраций S и Fe. Интегрированные данные подсчета в концентрации литофильных элементов были откалиброваны и преобразованы с помощью GSE-1G и GSD-1G. Сульфидный эталонный материал MASS-1 был проанализирован как неизвестный образец для проверки аналитической точности.

Электронно-зондовый микроанализатор JEOL JXA-8530F Plus (EPMA) использовался для определения содержания Si, Al, Ti, K, Ca, Fe и U в кварце с размером пучка диаметром 1–10 мкм и током пучка 20 нА, ускоренный при 25 кэВ. Монацит, керсутит и UO<sub>2</sub> использовались в качестве стандартов для следующих элементов: Si, Al, Ca, Fe, U и Th. Точность анализов (при 3σ) составляет 420 м.д. для Si, 410 м.д. для Al, 220 м.д. для Ca, 530 м.д. для Fe, 540 м.д. для U и 1000 м.д. для Th.

In situ анализ составов микроэлементов и РЗЭ в настуране был проведен методом LA-ICP-MS. Система лазерной абляции Coherent Geolas 193 использовалась в сочетании с ИСП-МС высокого разрешения Thermo Scientific (HR-ICP-MS). Диаметр пятна

составлял 16 мкм при частоте импульсов лазера 2 Гц. Плотность энергии составляла 4 Дж/см<sup>2</sup>. Гелий использовался в качестве газа-носителя и смешивался с аргоном (добавочным газом) через Т-образный соединитель перед вводом в ИСП-МС. Каждый анализ включал приблизительно 20-секундный сбор фоновый сигнал (контроль газа) с последующим 40-секундным сбором данных от образца. В качестве внешних калибровочных стандартов использовались стандарты NIST 610, BHVO-2G, BCR-2G и BIR-1G.

## Результаты

### *Микроэлементный и изотопно-сернистый состав син-минерализационного пирита*

Данные LA-ICPMS in situ анализа микроэлементов в син-минерализационном пирите представлены в таблице 2.

Табл. 2. LA-ICPMS анализ концентраций микроэлементов (ч/млн).

Samples	As	Se	Co	Ni	Sb	Te	U	Pb	Th	Se/Co	Co/Ni
МНК07-2-01	690.08	9.82	6.81	6.37	-	21.85	1446.48	5921.35	-	0.32	0.09
МНК07-2-02	120.56	9.48	-	4.39	0.21	42.15	-	143.53	-	-	-
МНК07-2-03	72.15	2.68	31.01	0.92	-	17.87	4207.65	1050.37	-	0.11	91.22
МНК07-2-04	35.45	6.14	-	2.75	3.78	11.48	3320.86	4170.35	-	-	-
МНК07-2-05	98.15	1.73	-	3.61	-	154.11	-	6425.65	-	-	-
МНК07-2-06	219.45	1.74	45.75	3.47	1.03	61.48	-	-	-	0.07	25.30
МНК07-2-07	467.01	2.38	38.73	6.58	-	125.54	-	-	-	0.06	1.46
МНК07-2-08	120.49	0.85	4.21	5.03	-	271.01	1242.35	5433.67	-	11.98	0.76
МНК07-2-09	810.16	15.97	-	1.45	-	21.11	-	-	-	-	-
МНК07-2-10	520.16	0.28	43.26	11.12	0.02	-	1609.35	5121.56	-	0.03	2.74
МНК07-2-11	1730.17	-	44.21	3.92	-	161.58	1040.67	1735.36	-	0.19	4.56
МНК07-2-12	120.17	-	3.15	3.03	-	35.82	3168.55	116.54	-	1.03	0.23
МНК07-2-13	1180.06	0.78	15.48	4.88	-	345.75	-	-	-	0.26	12.59
МНК07-2-14	50.12	3.76	5.13	43.40	-	34.84	-	1141.65	-	0.24	0.24
МНК07-2-15	8.86	3.46	4.81	40.50	-	69.49	247.55	733.51	-	0.51	0.41
МНК07-2-16	270.21	25.78	-	11.50	-	162.59	1488.96	230.25	-	-	-
МНК07-2-17	68.46	35.15	-	8.60	20.34	27.41	3486.61	2320.35	-	-	-
МНК07-2-18	1470.37	32.14	19.45	26.22	-	125.24	-	-	-	0.20	0.44
МНК07-2-19	259.46	9.15	47.95	41.50	25.34	35.48	-	2010.59	-	0.83	1.64
МНК07-2-20	50.26	12.25	48.28	0.39	14.86	21.47	-	-	-	0.18	0.67

Результаты показывают, что концентрации мышьяка колеблются от 8,86 до 1730,17 частей на миллион, при этом большинство анализов составляют менее 300 частей на миллион. Те является третьим по распространенности микроэлементом в пирите после урана и свинца с содержанием от 1,92 до 367,46 г/т. Составы Co и Ni колеблются от 3,15 до 54,32 ppm (в среднем: 26,12) и от 0,34 до 79,01 ppm (в среднем: 16,31) соответственно. Содержание Se изменяется от 0,28 до 50,46 г/т (в среднем 10,17), а отношения Se/Co и Co/Ni колеблются в пределах 0,029–11,98 (в среднем 0,704) и 0,09–

97,51 (в среднем 9,42) соответственно. Более того, Sb имеет наибольший разброс анализируемых микроэлементов, варьируя от 0,02 до 347,87 ppm (рис. 6).

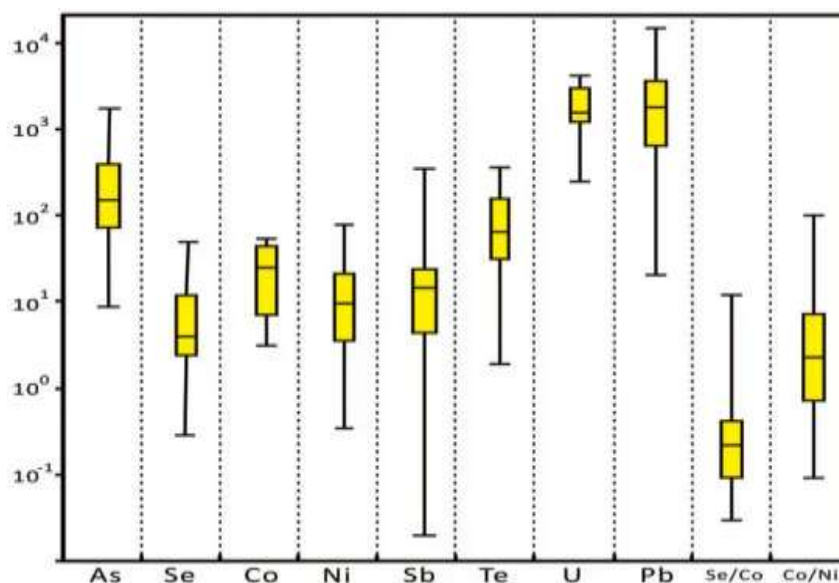


Рис. 6. Коробчатая диаграмма концентраций и соотношений микроэлементов (ppm).

Составы U и Pb находятся ниже предела обнаружения до 4207,65 ppm и 14 495,5 ppm соответственно. Большие вариации концентраций позволяют предположить, что эти элементы, скорее всего, присутствуют во включениях. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  колеблются от  $-13,2\text{‰}$  до  $-1,4\text{‰}$ , в среднем  $-7,8\text{‰}$  (табл. 3).

Табл. 3 Значения  $\delta^{34}\text{S}$  для синминерализационного пирита.

Нет.	Образец	Минеральная	$\delta^{34}\text{S}$ с.ш. (‰)
1	ЗК83-1	Пирит	-10,1
2	ЗК83-2	Пирит	-3,7
3	ЗК83-3	Пирит	-13,2
4	ЗК83-4	Пирит	-8,9
5	ЗК83-5	Пирит	-9,8
6	ЗК83-6	Пирит	-10,2
7	ЗК83-7	Пирит	-1,4
8	ЗК83-8	Пирит	-9,5
9	МХК07-2-1	Пирит	-6,5
10	МХК07-2-2	Пирит	-7,8
11	МХК07-2-3	Пирит	-9,5
12	МХК07-2-4	Пирит	-7,8
13	МХК07-2-5	Пирит	-6,4
14	МХК07-2-6	Пирит	-4,6

### ***Микроэлементы и характеристики РЗЭ настурана.***

Аналитические результаты EMPA и LA-ICP-MS для микроэлементов и РЗЭ настурана представлены в таблице 4, 5. Составы урановой смолы из месторождения Мьяньхуакенг обычно содержат разное количество  $\text{SiO}_2$ , варьирующееся от 1,49 до 5,13

мас.%, и относительно высокое содержание CaO (8,4~11,0 мас.%). Содержание CaO в каждом образце относительно однородно, поэтому он, скорее всего, был образован во время кристаллизации, хотя нельзя исключать незначительную часть, связанную с посткристаллизационными изменениями. Большинство данных анализа имеют концентрации  $\text{SiO}_2 < 3$  мас.%, что свидетельствует об ограниченных изменениях после кристаллизации. Концентрация  $\text{UO}_2$  в настуране составляет от 68,99 до 82,57 мас.%, тогда как имеются только низкие концентрации фтора, в диапазоне от ниже предела обнаружения (BDL) до 0,71 мас.% F. Кроме того, высокие концентрации W (до 2395 ppm) и Y (до 3884 г/т), а в настуране присутствуют крайне низкие количества Th (от BDL до 0,27 ppm) и Zr (большинство пятен BDL). Большой разброс концентрации Nb (от BDL до 515 ppm) также присутствует в образцах оксида U. Урановая смола имеет высокое и относительно однородное содержание свинца, которое колеблется от 1,02 до 3,83 мас.%.

Табл. 4 Анализы ЕМРА (мас.%) настурана.

Нет.	Образцы	$\text{UO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2$	CaO	MnO	FeO	Ф	Чт
1	МХК08-3-1	81,06	0,24	2,71	8,70	0,47	0,35	0,54	/
2	МХК08-3-2	77,74	0,44	3,33	9,05	0,80	0,67	0,54	/
3	МХК08-3-3	78,82	0,36	3,06	9,48	0,63	0,41	0,71	/
4	МХК08-3-4	78,02	0,11	2,56	10,20	0,77	0,38	0,42	/
5	МХК08-3-5	68,99	0,32	2,73	9,15	0,71	0,34	0,19	/
6	МХК08-3-6	77,32	0,39	1,89	10,20	0,72	0,34	0,30	/
7	МХК08-3-7	77,09	0,42	2,52	10,90	0,79	0,47	/	/
8	МХК08-3-8	77,91	0,4	2,89	10,40	0,6	0,32	0,17	/
9	МХК08-3-9	74,05	0,46	5,13	8,80	0,70	0,50	0,18	/
10	МХК08-3-10	78,38	0,44	2,86	9,56	0,73	0,41	0,37	/
11	МХК07-1-1	82,57	/	1,49	8,80	0,83	0,52	0,42	/
12	МХК07-1-2	76,23	0,6	4,24	8,43	0,87	0,44	0,38	/
13	МХК07-1-3	77,44	0,32	2,58	10,80	0,69	0,34	/	/
14	МХК07-1-4	78,01	0,46	3,23	9,55	0,77	0,47	0,17	/
15	МХК07-1-5	79,24	0,37	3,01	9,65	0,62	0,39	0,49	/
16	МХК07-1-6	78,22	0,41	2,41	10,20	0,63	0,37	0,47	/
17	МХК07-1-7	76,47	0,40	2,70	11,00	0,50	0,36	0,21	/
18	МХК07-1-8	78,34	0,45	2,92	10,60	0,49	0,27	0,37	/
19	МХК07-1-9	77,11	0,48	4,30	9,97	0,48	0,24	0,38	/

Табл. 5 Анализы LA-ICPMS содержания микроэлементов и РЗЭ (ppm) для настурана

Нет.	Образец №	V	Sr	Ga	руб.	старший	Д	Zr	Nb	Mo	Ба	Br	Tl	Pb	Чт	Ла	Се	Пр
1	МХК08-3-1	122	10,00	12,2	4,57	184	960	/	0,30	/	59,8	1830 г.	1,27	11388	0,11	959	773	90,6
2	МХК08-3-2	81,2	14,00	40,0	4,66	162	3787	/	515	0,82	38,6	2208	2,29	11594	0,04	525	1660	252,0
3	МХК08-3-3	101,0	/	23,3	18,2	188	1550	/	71,9	24,30	48,2	2382	1,46	13170	0,02	345	703	97,3
4	МХК08-3-4	101,0	8,84	21,3	/	133	2619	/	91,9	4,54	45,2	1900 г.	0,86	12980	0,10	456	1224	179,0
5	МХК08-3-5	104,0	/	13,3	/	136	837	/	8,75	3,65	41,2	1777 г.	8,12	38282	/	344	566	76,4
6	МХК08-3-6	115,0	15,50	11,4	/	144	992	7,69	2,66	3,14	43,1	1878 г.	1,96	17084	0,06	373	602	79,4
7	МХК08-3-7	114,0	8,51	8,17	/	154	428	/	1,61	7,70	49,4	1986 г.	1,44	14728	0,01	253	247	36,8
8	МХК08-3-8	111,0	/	19,0	/	149	878	/	3,72	1,87	48,9	1793 г.	3,13	14208	0,08	554	796	89,4
9	МХК08-3-9	105,0	84,80	15,0	/	155	903	25,60	7,43	2,55	35,1	1790 г.	4,95	18392	0,27	488	813	102,0
10	МХК08-3-10	110,0	7,78	17,3	/	143	778	/	1,96	2,16	30,5	1867 г.	1,43	14645	0,04	538	821	88,5
11	МХК07-1-1	122,0	1,59	7,22	/	156	689	/	4,20	2,52	26,8	2395	/	10184	0,10	505	719	75,2
12	МХК07-1-2	91,8	11,10	9,29	/	180	513	/	/	4,24	44,4	1960 г.	4,55	18787	0,01	413	473	48,1
13	МХК07-1-3	78,6	21,10	58,0	28,6	147	3884	/	39,4	8,42	41,2	2161	0,93	11289	0,15	1054	2654	367,0
14	МХК07-1-4	95,6	2,67	9,53	23,9	157	749	/	1,16	/	46,1	1885 г.	0,90	13949	/	537	574	55,6
15	МХК07-1-5	84,8	/	26,9	6,59	162	2095	/	7,47	/	31,6	1940 г.	1,54	11460	0,09	784	1377	151,0
16	МХК07-1-6	80,5	26,10	38,1	/	153	3217	/	18,6	/	33,9	1898 г.	2,91	11501	0,11	868	1890 г.	235,0
17	МХК07-1-7	89,0	14,90	5,97	12,6	145	565	4,89	2,14	/	46,5	1787 г.	2,44	17565	/	517	436	36,4
18	МХК07-1-8	89,3	15,80	22,2	18,2	159	2359	/	7,21	6,69	43,8	2031	/	10721	0,07	958	1729	214,0
19	МХК07-1-9	91,1	26,40	45,2	19,2	169	3072	/	5,31	5,08	59,9	2042	2,79	11610	0,12	885	1886 г.	245,0

Суммарное содержание РЗЭ в настуране ( $\Sigma$ РЗЭ) варьирует от 868 до 7798 г/т при среднем значении 3171 г/т. О фракционировании легких и тяжелых РЗЭ свидетельствует отношение  $\Sigma$ LREE/ $\Sigma$ HREE, которое колеблется от 1,7 до 10,0 (в среднем 5,4) во всех точках проб. Значения (La/Yb)N изменяются от 0,80 до 15,62 (в среднем 7,07) для образца МНК08-3 и от 2,68 до 43,51 (в среднем 13,78) для образца МНК07-1. Значения (La/Sm)N колеблются от 0,72 до 12,81 для обоих образцов. Значения (Gd/Lu)N всех пятен образцов варьируют от 1,05 до 3,68. Значения Eu/Eu\* колеблются от 0,30 до 0,61 (в среднем 0,40), что указывает на ярко выраженную отрицательную аномалию Eu.

Будучи тесно пространственно связанными с оруденением, в качестве сравнения используются аналитические данные рудовмещающих гранитоидных плутонов и основных даек рудного района. Минерализация плутонов имеет значения LREE/HREE и (La/Yb)N в диапазоне от 8,56 до 11,53 (среднее 9,50) и от 10,47 до 18,82 (среднее 13,59), от 5,81 до 9,75 (среднее 7,74) и от 5,23 до 11,91 (в среднем 8,36) соответственно. Дайки основных пород имеют значения LREE/HREE и (La/Yb)N от 6,29 до 6,97 (среднее 6,56) и от 6,97 до 8,89 (среднее 7,76) соответственно. Значения (La/Sm)N и (Gd/Lu)N в гранитных массивах, а также в основных дайках составляют от 2,73 до 3,24 и от 2,54 до 4,09, от 2,76 до 3,85 и от 1,21 до 2,59, от 2,39 до 3,04 и 2,00. до 2,57 соответственно. Выраженные отрицательные аномалии Eu присутствуют во всех

гранитах, содержащих минерализацию, при значениях  $Eu/Eu^*$  в пределах от 0,15 до 0,26 и от 0,17 до 0,35. Дайки основных пород имеют значения  $Eu/Eu^*$  в пределах от 0,83 до 1,00.

### **Обсуждение**

#### ***Характеристики минералообразующих флюидов.***

Пирит является основным компонентом гидротермальной минерализации в самых разных рудных системах. Кроме того, пирит может содержать такие примесные элементы, как As, Au, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Sb, Se, Te и Hg. Он является не только источником железа и серы, но и играет важную роль в регистрации характеристик минералообразующих флюидов и их эволюции. Исследования содержаний микроэлементов в пирите может использоваться для характеристики свойств минералообразующих флюидов.

Поскольку сера и мышьяк проявляют схожие геохимические свойства, замена S на As является обычным явлением в пирите при низких температурах образования. Высокие содержания As (до тысяч частей на миллион) обычно наблюдаются только в пирите, образованном в низкотемпературной среде ( $<250\text{ }^\circ\text{C}$ ), но содержания As обычно ниже 100 частей на миллион в высокотемпературной системе (например, медно-порфировых системах). Содержание мышьяка в пирите син-минерализации м-ния Мянхуакэн варьируется от 8,86 до 1730,17 ppm при среднем значении 325,87 (рис. 6). Этот диапазон является типичным для средне- и низкотемпературного пирита. Это также согласуется с распределением температуры гомогенизации флюидных включений (между  $242$  и  $140\text{ }^\circ\text{C}$ ). Известно, что Co, Ni, Cu и Mo в пирите обычно имеют гидротермальное происхождение. Различные концентрации первичных Co и Ni во флюидах и их предпочтительное включение в пирит являются функцией температур флюидов и  $fS_2$ . В гидротермальной системе переменная температура, вероятно, оказывает большее влияние на содержание Co и Ni в пирите. Соотношение Co и Ni в син-минерализационном пирите месторождения Мянхуакэн колеблется от 0,09 до 97,51 (в среднем 9,42) (табл. 2 и рис. 6), что аналогично соотношению средне- и низкотемпературного пирита. Поскольку низкотемпературный пирит обычно обогащен Te (до  $100\sim 10\ 000$  ppm), содержание Te может быть диагностическим признаком температуры. В син-минерализации Te колеблется от 1,92 до 367,46 ppm (в среднем 103,6), что позволяет предположить, что минерализация урана относится к гидротермальной системе от промежуточной до низкотемпературной.

Геохимическая природа различных РЗЭ сходна. Поскольку ионные радиусы РЗЭ ( $1,16\sim 0,977\text{ \AA}$ ) близки к радиусам  $U^{4+}$  ( $1\text{ \AA}$ ), РЗЭ относительно легко замещают U при



кристаллизации минералов и содержания РЗЭ мало изменяются при пострудных событиях. Общее содержание РЗЭ в оксидах U снижается, и происходит фракционирование между РЗЭ ( $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} > 1$ ) за счет кристаллографического контроля структуры минерала.  $\Sigma\text{РЗЭ}$  в настурани колеблется от 868 до 7798 г/т, а значения  $\Sigma\text{LPРЗЭ}/\Sigma\text{TPРЗЭ}$  колеблются от 1,7 до 10,0 (в среднем 5,39) во всех образцах (табл. 5). Кроме того, большинство проанализированных пятен в настурани имеют очень низкие концентрации Th в диапазоне от BDL до 0,27 ppm, что свидетельствует о низкотемпературном образовании. Таким образом, низкие общие концентрации РЗЭ (менее 1 мас.%) и чрезвычайно низкие содержания Th ( $\leq 0,3$  ppm) в зернах настурана также указывают на типичное низко- и среднетемпературное гидротермальное месторождение, что согласуется с температурами, полученными из флюидных включений.

Окислительно-восстановительный характер системы оруденения очень важен для понимания эволюции минералообразующего флюида и механизма осаждения рудных элементов. Металлические элементы с переменной валентностью будут транспортироваться с различной валентностью и различными комплексами в жидкостях, с восстановительной природой по сравнению с окислительной; следовательно, они будут иметь разные геохимические свойства. И Se, и Co чувствительны к окислительно-восстановительному потенциалу, но в противоположных направлениях, так что отношение Se/Co в пирите становится чрезвычайно чувствительным окислительно-восстановительным показателем. Отношения Se/Co в пирите м-ния Мяньюакэн колеблются от 0,03 до 11,98, в среднем 0,70, что свидетельствует о восстановительной природе рудообразующего флюида.

Соединения  $\text{U}^{4+}$  и  $\text{U}^{6+}$  устойчивы в различных геологических процессах. Предполагается, что U транспортируется в водной среде в виде комплексов  $\text{U}^{6+}$  и что он восстанавливается до  $\text{U}^{4+}$  и осаждается в виде настурана в результате изменения физико-химических условий (такие как большие колебания pH) в рудоформирующем флюиде, что согласуется с наблюдениями Se и Co. Отрицательная аномалия Eu, как правило, связана с месторождениями жильного типа и вызвана восстановительными условиями при осаждении оксидов урана, хотя на включение РЗЭ могут влиять и другие процессы. Ярко выраженная отрицательная Eu-аномалия в пробах м-ния подтверждает наличие восстановительного характера рудообразующего флюида.

#### ***Механизм формирования U м-ния Mianhuakeng.***

Фракционирование РЗЭ в оксидах урана менее чувствительно к окислительно-восстановительным изменениям, и подтверждено, что не происходило существенного

фракционирования РЗЭ от источника до кристаллизации оксида урана. Таким образом, характеристики РЗЭ оксидов урана можно использовать для определения наиболее вероятных источников гидротермальной рудной системы.

Спектры РЗЭ, обеспечиваемые настураном из м-ния, согласуются с типичными гидротермальными жильными урановыми месторождениями, такими как например месторождение Буа-Нуар во Франции. Сравнение спектров РЗЭ, измеренных в оксидах урана и гранитах, показывает, что фракционирование между легкими и тяжелыми РЗЭ в настуране м-ния больше похоже на таковое в плутоне Чанцзян по соотношениям  $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$  и  $(\text{La}/\text{Yb})$  (рис. 7).

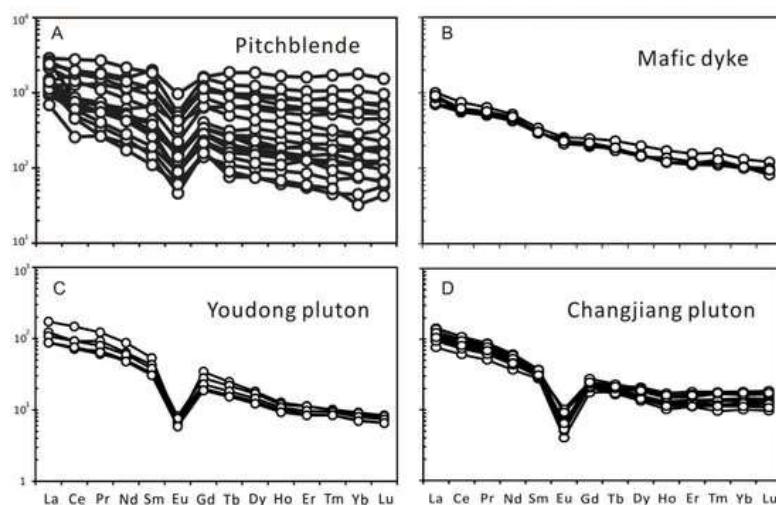


Рис. 7. Спектры REE, нормализованные по хондриту, для (А) настурана, (В) основных даек, (С) гранита Youdong и (D) Changjiang гранита.

Значения  $\delta^{34}\text{S}$  син-минерализации пирита колеблются от -10,2 до -1,4 ‰ (в среднем - 7,4 ‰), за исключением одного пятна со значением  $\delta^{34}\text{S}$  -13,2 ‰ (табл. 3). Большинство значений  $\delta^{34}\text{S}$  для син-минерализационного пирита выше, чем для пирита из гранитов (-10,9–7,1 ‰), и ниже значений  $\delta^{34}\text{S}$  (-0,2— 0,5‰) пирита из диабаза (рис. 8).

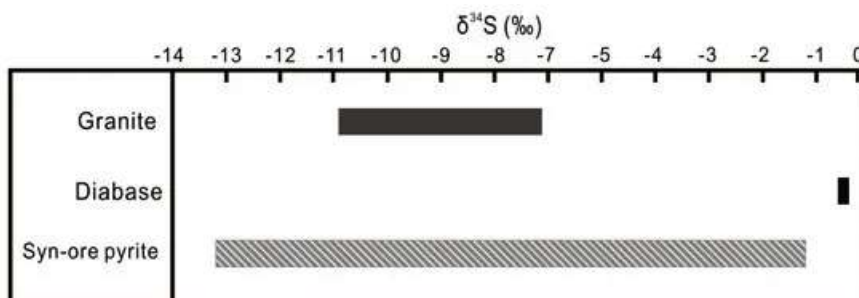


Рис. 8 Диапазоны  $\delta^{34}\text{S}$  пирита из гранитов и диабазов, а также из син-минерализационного пирита м-ния.

Плутон Чанцзян представляет собой среднезернистый биотитовый гранит с повышенным содержанием урана (31,9–81,7 г/т) и низким отношением Th/U (1,0–1,6), что свидетельствует о том, что он является основным источником U для мантийных флюидов, сформировавших также комплекс основных даек мантийного

происхождения. Тесная пространственная связь между урановой минерализацией и комплексами основных даек была также выявлена и в других гидротермальных жильных месторождениях по всему миру.

#### **Выводы.**

Геохимические характеристики син-минерализационных пирита и настурана указывают на средне- низкотемпературную гидротермальную рудообразующую систему. Оруденение имеет характерные признаки РЗЭ, которые согласуются с типичными гидротермальными жильными месторождениями урана, формирующимися в восстановительной обстановке.

Значения  $\delta^{34}\text{S}$  син-минерализационного пирита составляют от -10,2 до -1,4 ‰, что находится между значениями  $\delta^{34}\text{S}$  пирита из вмещающих гранитов и значениями  $\delta^{34}\text{S}$  пирита из диабазовых даек. Характеристики РЗЭ, отрицательная аномалия Eu настурана и изотопный состав серы син-минерализационного пирита позволяют предположить, что основным источником урана для м-ния является гранит Чанцзян, сопровождаемый включением флюидов мантийного происхождения.

Циркуляция богатых  $\text{CO}_2$  гидротермальных флюидов выщелачивала уран из гранитных материнских пород. Изменение физико-химических свойств минералообразующего флюида в конечном итоге привело к осаждению минералов урана в благоприятных структурных ловушках с образованием гидротермального жильного месторождения урана Мяньюакэн.

В настоящее время в районе бурением были выявлены крупные новые залежи урана на глубинах 900-1500 м, что значительно расширяет металлогенический потенциал территории.

#### 4. МЕТОДЫ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА ПРИ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ РОССЫПНОГО М-НИЯ МАГНЕТИТА С ПОМОЩЬЮ МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНОЙ КАМЕРЫ, УСТАНОВЛЕННОЙ НА БПЛА [2]

Безопасность, экономическая эффективность и общая оптимизация системы с помощью искусственного интеллекта (ИИ), машинного обучения (ML) и алгоритмов глубокого обучения (DL) являются целями, поставленными современными отраслями промышленности.

В минерально-сырьевом комплексе в настоящее время получило развитие применение гиперспектральной визуализации и классификации по спектральным характеристикам горных пород и минералов. Несмотря на свои положительные преимущества, применение гиперспектральной визуализации не обошлось без недостатков. К ним относятся временные, финансовые и вычислительные затраты, необходимые для обработки больших объемов данных. Учитывая эти требования, трудно выполнить быструю полевую спектральную визуализацию, так как для получения и обработки сотен спектральных полос требуется время и сложные вычислительные ресурсы. Отчасти это связано с необходимостью обработки множества избыточных полос частот, которые не обязательно улучшают общие возможности классификации объектов. В сочетании с ограничением по весу применение этой технологии при аэрофотосъемке объекта на значительных пространственных площадях и разрешающей способности становится еще более сложным. С другой стороны, исследования показали, что применение нескольких специализированных мультиспектральных полос визуализации при классификации горных пород и минералов дает сходные, высокие предметные разрешающие показатели. Специализированные мультиспектральные диапазоны, размерность которых была снижена, устраняют указанные недостатки гиперспектральной визуализации, по этой причине в данном исследовании используется 6-полосный мультиспектральный беспилотник DJI Phantom 4 (P4).

Исследования с использованием беспилотных автоматизированных аппаратов (БПЛА) имеют большие преимущества. Тем не менее трудно выполнить тщательную оценку горных пород или минералов с помощью беспилотного летательного аппарата с обычной камерой, которая не собирает внутренние характеристики за пределами спектра видимого света. С помощью мультиспектральной камеры, установленной на БПЛА была применена технология идентификации определенных видов растительности, что позволило оперативно в полевых условиях картировать горные породы и/или минералы. Данный метод сочетает в себе технологию беспилотных

съемок с алгоритмами спектрального углового картирования (SAM), ML и DL. Он был применен для автоматической идентификации магнетитовых железистых песков.

Использованный БПЛА обладает несколькими спектральными датчиками, что приводит к сокращению времени экспозиции для каждого изображения и обеспечивает получение более чистых изображений без размытия и меньшей нагрев датчиков.

Поскольку спектральный датчик поставляется с предустановленным низким числом спектральных размерностей, применение SAM становится преимуществом, поскольку не требует, чтобы беспилотник специализировался на идентификации магнетита. SAM использует уже существующие спектральные полосы, оценивая разницу между спектральными характеристиками эталонного объекта (магнетита) и теми, которые похожи или отличаются от него. Алгоритмы искусственного интеллекта, такие как ML и DL, обладают большой спектральной способностью классификации изображений, позволяя объективно выявлять как качественные, так и количественные данные, что делает их весьма эффективными.

Камайсо, исследуемый район, расположен вдоль западного побережья префектуры Ямагата. Месторождение представляет собой россыпь магнетитового железистого песка, которая возникла в результате вулканической активности 600 тыс. лет назад.

Месторождения, расположенные в прибрежных районах, довольно трудно поддаются количественной оценке из-за их частичного положения в море. Участок, площадью 30×90 м, на котором проводились эксперименты показан на рис.1.

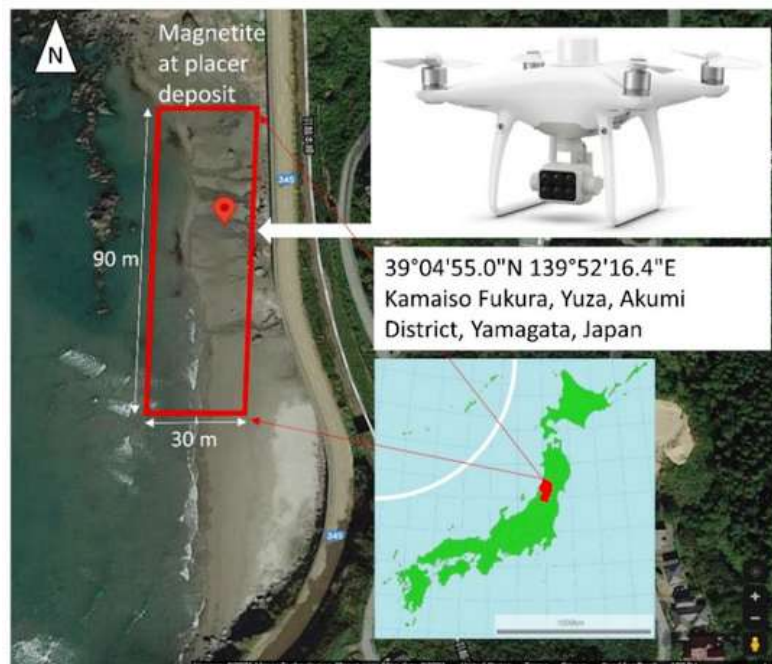


Рис. 1 Участок проведения исследований.

## Методология.

### *Сочетание технологии БПЛА с мультиспектральной визуализацией.*

Гиперспектральная и мультиспектральная визуализация является одним из методов определения горных пород и минералов по их спектральным характеристикам. В данной работе используется мультиспектральный беспилотный летательный аппарат DJI P4 (производства Da-Jiang Innovations, Шэньчжэнь, Китай) (рис. 2).

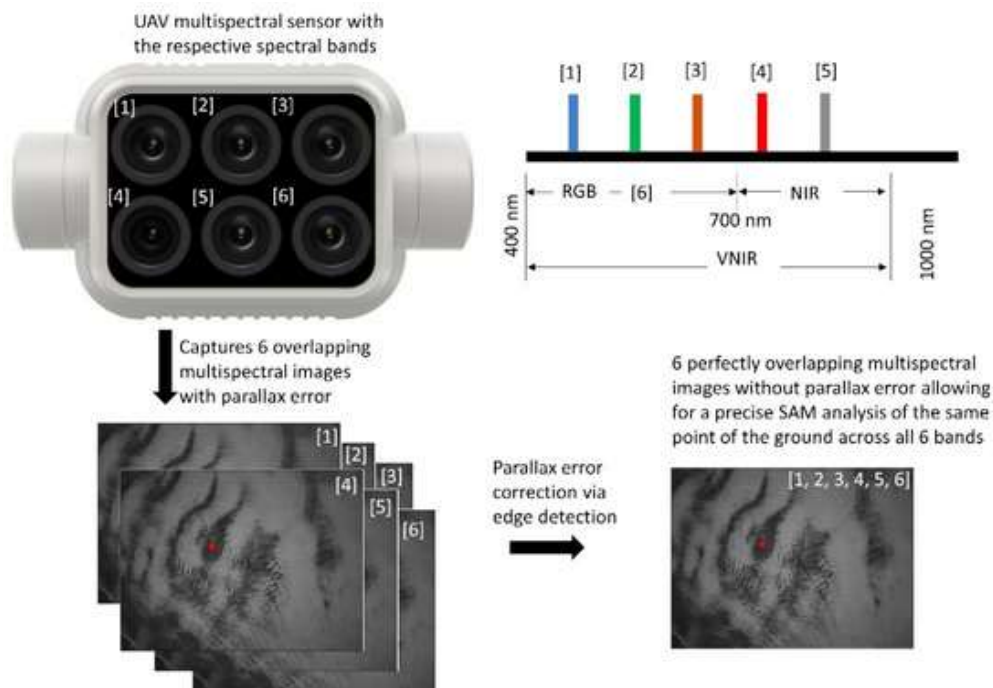


Рис. 2. 6-полосный мультиспектральный датчик с полем зрения  $62,7^\circ$ . Красная точка - известные магнетитовые железистые пески.

Для достижения точности позиционирования на сантиметровом уровне к дрону прикреплен модуль кинематики реального времени (RTK). Кроме того, шесть камер представляют собой  $1/2$ , 9-дюймовые (комплементарные металлоксидные полупроводниковые) КМОП-сенсоры, все на 2 мегапикселя с глобальным затвором, на 3-осевом стабилизированном карданном подвесе для обеспечения точного захвата мультиспектрального изображения с пространственным разрешением до  $0,1$  см/пиксель. Спектральные характеристики датчика следующие: Синий:  $450 \text{ нм} \pm 16 \text{ нм}$ , зеленый:  $560 \text{ нм} \pm 16 \text{ нм}$ , красный:  $650 \text{ нм} \pm 16 \text{ нм}$ , Красный край:  $730 \text{ нм} \pm 16 \text{ нм}$ , ближний инфракрасный диапазон:  $840 \text{ нм} \pm 26 \text{ нм}$ , которые все записываются в виде файлов изображений TIFF. Дрон имеет поле зрения  $62,7^\circ$ , вес нетто 468 г и камерой RGB - извлечение спектральной информации в спектральном диапазоне видимого света 400-700 нм в виде JPG-изображения. Эти характеристики делают систему эффективной в широком диапазоне электромагнитных спектров в видимом-ближнем инфракрасном диапазоне (ВНП) с общим количеством мультиспектральных полос 6.

План высоты полета беспилотного летательного аппарата был установлен на 3 различных варианта, чтобы исследовать влияние наземного разрешения, близости к объекту и легкости полета. Изучив эти признаки, было бы легче найти оптимальную высоту, с которой можно было бы эффективно идентифицировать магнетитовый песок. Высоты полета 3 БПЛА, измеренные от датчика камеры до объекта съемки, составляли 2 м, 10 м и 20 м. Беспилотник был запрограммирован на автоматические мультиспектральные съемки с интервалами, обеспечивающими равное количество площади ( $30 \text{ м} \times 90 \text{ м}$ ) к концу каждого полетного задания. Это означало, что больше мультиспектральных изображений должно было быть захвачено на расстоянии 2 м с меньшей пространственной площадью на изображение, затем 10 м, а наименьшее количество изображений должно было быть захвачено на расстоянии 20 м с относительно большей пространственной площадью. Беспилотник пролетел над площадью  $30 \times 90 \text{ м}$ , чтобы предварительно запрограммировать план полета. Эта процедура настройки полета гарантирует, что беспилотник летит в нужном районе, направлении и высоте автономно без вмешательства человека.

#### ***Коррекция ошибок параллакса.***

Поскольку существует небольшое расстояние между 6 спектральными датчиками дрона, ошибка параллакса всегда должна быть исправлена. Это гарантирует, что все датчики будут направлены на одну и ту же сцену изображения в зависимости от высоты полета БПЛА. На малых высотах погрешность параллакса значительно выше по сравнению с большими высотами полета. Существует несколько методов, таких как преобразование Хафа и методы наименьших квадратов, которые могут быть применены для выполнения этой задачи, направленной на интерполяцию изображений в идеально перекрывающиеся изображения. Метод обнаружения краев учитывает отдельные пиксели внутри каждого из 6 мультиспектральных изображений, которые должны быть перекрыты. Он вычисляет центры тяжести и автоматически сводит на нет различия в положении, создавая тем самым идеальное наложение изображений. Каждое из 6 изображений теряет небольшую часть своих краев. Чем ниже высота полета БПЛА, тем больше данных теряется по сравнению с более высокими высотами полета. Потеря данных зависит от расстояния от датчика дрона до объекта, а также от расстояния между датчиками внутри дрона, поэтому ошибка параллакса должна быть исправлена. Полеты БПЛА были настроены таким образом, что каждое захваченное изображение слегка перекрывает окружающие его изображения. Это, в принципе, обеспечивает нулевую потерю данных в пределах исследуемого участка  $30 \times 90 \text{ м}$ , при этом только изображения за пределами исследуемого участка испытывают потерю данных.

**SAM-анализ.**

С помощью SAM было использовано несколько индексов классификации полевой растительности - интенсивность определенных цветов и содержание влаги. Для классификации литологии с помощью SAM Чжан были использованы те же подходы. Спектральная классификация SAM использует n-мерный угол для сопоставления пикселей с эталонными спектрами (рис. 3).

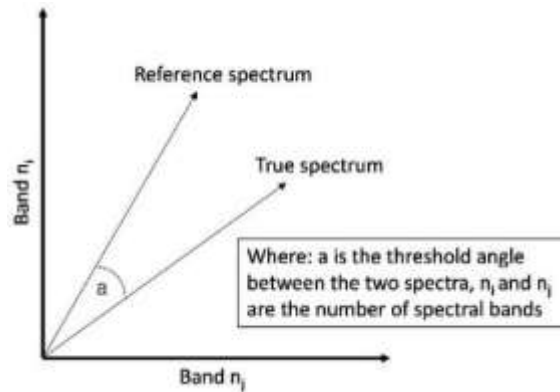


Рис. 3. Принципиальная схема, показывающая принцип отображения спектрального угла через косинусное подобие. Эталонный спектр - искомая цель. Угол  $a$  - порог косинусного сходства между эталонным и истинным спектром.

Алгоритм определяет спектральное сходство между спектрами путем выведения угла между ними, рассматривая их как векторы в пространстве с размерностью, равной числу полос, которое в данном исследовании равно 6. Этот метод, используемый на калиброванных данных отражения относительно нечувствителен к эффектам освещения и альбедо. По этой причине SAM применим в реальных полевых наблюдениях. В общем, SAM сравнивает угол между вектором спектра конечного элемента и каждым вектором пикселя в n-мерном пространстве. Узкие углы представляют собой более близкие совпадения с эталонным спектром. Пиксельные данные, удаленные от указанного порога максимального угла в радианах, не являются эталонными спектрами искомого объекта - магнетитового песка. Рисунок 3 иллюстрирует принцип анализа SAM с помощью косинусного подобия.

Для выполнения SAM каждое захваченное мультиспектральное изображение импортируется в алгоритм работы SAM. Определяется область значимости для магнетитового песка. Алгоритм выполняет вычисление косинусного сходства для каждого пикселя в каждом изображении, чтобы определить, есть ли сходство между эталонным и полученными изображениями. Для определения порога косинусного сходства используется уравнение (1).

$$a = \cos^{-1} \left( \frac{t \times t_0}{\|t\| \times \|t_0\|} \right)$$



где  $a$  - порог для переменных, связанных с эталоном,  $t_0$  - эталонный спектр, а  $t$  - истинный спектр субъекта.

Сложив 6 полос качественных изображений TIFF и JPG, а также выполнив SAM-анализ, изображения затем преобразуются в формат CSV. Это преобразование данных обеспечивает количественные значения, относящиеся к спектральным характеристикам магнетитового и немагнетитового пляжного песка в шести мультиспектральных диапазонах. Эта структура данных является элементом обучения алгоритмов искусственного интеллекта.

### ***Преимущества использования методов искусственного интеллекта при идентификации магнетита.***

После SAM-анализа, с помощью моделей ML и DL устанавливаются количественные параметры магнетитовой россыпи. Предварительная обработка данных (сегментация изображения) означает, что спектральным переменным магнетита и немагнетита после SAM, учитывая их пороги косинусного сходства, присваиваются метки, чтобы использовать преимущества контролируемых алгоритмов искусственного интеллекта. Пикселям внутри и снаружи порога присваиваются магнетитовые и немагнетитовые метки соответственно.

Поскольку SAM - это визуальная интерпретация, для использования алгоритмов искусственного интеллекта из карты сегментации SAM извлекаются параметры для магнетитовых и немагнетитовых пикселей. Основные - это пиксели, которые на 100% связаны с магнетитом (цель) или немагнетитом (шум). Поскольку каждое изображение имеет глубину 6 полос, в результате получается в общей сложности 12 основных характеристик. Для каждого изображения CSV-файл содержит маркированные пиксели (вместе с целевой наземной заверкой) как магнетитового так и немагнетитового пляжного песка. Используя эти данные в качестве входных, алгоритмы обучаются классификационным возможностям.

### ***Алгоритмы машинного обучения.***

DL - это подмножество ML в более широком контексте ИИ. Для того чтобы вывести наиболее эффективную модель на каждой высоте полета БПЛА эти алгоритмы обучаются.

Алгоритмы ML являются математическими двигателями искусственного интеллекта, что означает, что эти алгоритмы приписывают свои классификационные способности воспринимаемым математическим отношениям, присутствующим в данных. Проще говоря, алгоритмы ML пытаются поместить данные в определенный шаблон, который может быть описан с помощью математических функций. Поскольку

эти алгоритмы относительно просты в использовании, несколько алгоритмов ML были обучены с учетом основных параметров для целевых и шумовых пиксельных переменных. Эти алгоритмы были деревьями решений (часто сокращенно называемыми деревьями) и Ансамблевыми алгоритмами.

Алгоритмы дерева решений были использованы как непараметрические контролируемые методы обучения, используемые для классификации, где цель состоит в том, чтобы делать прогнозы путем изучения простых частично-постоянных аппроксимационных решающих правил по признакам данных. Поэтому более глубокие правила принятия решений называются тонкими, тогда как мелкие и менее сложные правила принятия решений называются курсом.

В дополнение к деревьям были использованы ансамблевые алгоритмы в виде мешковатых деревьев, подпространства K-ближайшего соседа (KNN) и случайной недостаточной дискретизации (RUS). Пакетирование – это подход к расслоению различных алгоритмов. С другой стороны, подпространство KNN опирается на стохастический процесс, который случайным образом выбирает ряд компонентов данного вектора признаков таким образом, что при сравнении тестового образца с эталонным только выбранные признаки имеют ненулевые переменные. Наконец, модель RUS Boosted Trees полезна для решения проблемы балансировки классов, когда некоторые классы обучающих данных имеют гораздо меньше наблюдений, чем другие. Модели RUS Boosted Trees подгоняются и добавляются к ансамблю последовательно, так что каждая последующая модель пытается исправить неправильно классифицированные данные предыдущей модели. Эти алгоритмы были использованы, поскольку они способны существенно повысить эффективность прогнозирования алгоритмов обучения при наличии неинформативных признаков в данных. По этой причине ансамблевые алгоритмы обычно называют комбинацией нескольких классификаторов.

Как деревья, так и ансамблевые алгоритмы очень полезны при выполнении бинарных и многоклассовых классификаций; следовательно, они являются наиболее подходящими для решения поставленной задачи. После тренировки наиболее эффективные модели были исследованы с точки зрения классификационных характеристик, продемонстрированных на каждой из 3 высот полета, на основе процедур пост-ЗРК и наземного трютирования.

#### *Алгоритмы глубокого обучения.*

Алгоритмы DL гораздо более сложны по своей архитектуре по сравнению с алгоритмами ML. Чтобы получить высокоточные выходные модели, для их обучения

требуется намного больший объем данных по сравнению с ML. Для этого использовалась одномерная (1D) сверточная нейронная сеть (CNN).

## Экспериментальные и аналитические результаты

### Полевая аналитика БПЛА.

На различных высотах полета БПЛА было получено 80, 32 и 8 мультиспектральных изображений на высоте 2 м, 10 м и 20 м соответственно (табл. 1).

Таблица 1. Мультиспектральные результаты на трех высотах полета.

Высота полета беспилотного летательного аппарата	Количество захваченных изображений	Время полета (минуты: секунды)	Пространственная площадь покрытия (м <sup>2</sup> )	Потребляемая мощность батареи во время миссии (%)
2 м	80	21: 32	34	69
10 м	32	8: 23	84	29
20 м	8	2: 08	338	7

Количество изображений регулируется высотами полета, а также полем зрения БПЛА 62,7°. Исходя из количества полученных изображений, пространственное разрешение было определено, как показано на рис. 4.

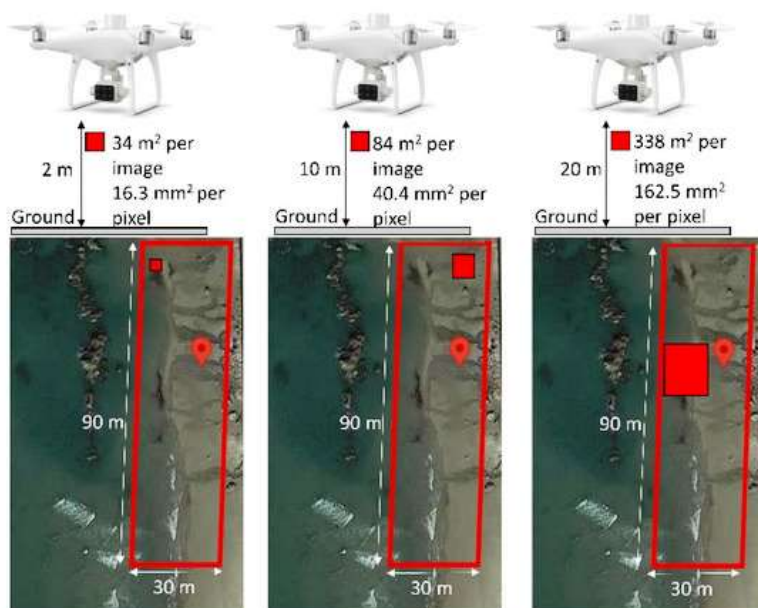


Рис. 4. Иллюстрация разностных пространственных разрешений каждого изображения, полученных при захвате мультиспектральных изображений на высотах полета 2 м, 10 м и 20 м.

Учитывая, что каждое спектральное изображение имеет размеры 1300×1600 пикселей при 2м, 10м и 20м, пространственные разрешения составили 34м<sup>2</sup>, 84м<sup>2</sup> и 338м<sup>2</sup> соответственно, каждое из которых было умножено на 2700 м<sup>2</sup>. кабинет. Чем выше высота полета, тем ниже пространственное разрешение, причем при более низких высотах полета верно обратное. Кроме того, большие высоты полета позволяют захватывать более широкую область в данный момент времени. Это исключает необходимость эксплуатации БПЛА в непосредственной близости от объекта, где

требуется большой пространственный охват. Это большое преимущество, так как экономит время, потребляет меньше энергии и требует меньше вычислительных ресурсов для обработки многочисленных мультиспектральных изображений.

### ***Результаты анализа SAM.***

С трех высот полета БПЛА были проанализированы мультиспектральные изображения, и результаты показали, что при изменении пороговых значений опорного косинуса сходства можно достичь точного картирования местности. Изменяя их пороговые значения, можно добиться лучшего разделения объектов. Из визуального анализа (рис. 5) видно, что анализ ЗРК хорошо выполняется на всех трех высотах полета БПЛА. Когда пороговое значение невелико, маска тоже становится маленькой, в результате чего идентифицируется меньше целевых магнетитовых песков. Это, в свою очередь, означает, что ни один из немагнетитовых пикселей не будет ошибочно идентифицирован. Однако там, где порог больше, идентифицируется больше пикселей магнетитового песка. В результате немагнетитовые пиксели тоже, скорее всего, будут ошибочно идентифицированы как магнетитовые. Это означает, что необходимо вручную настроить порог таким образом, чтобы маска безупречно покрывала только пиксели магнетита.

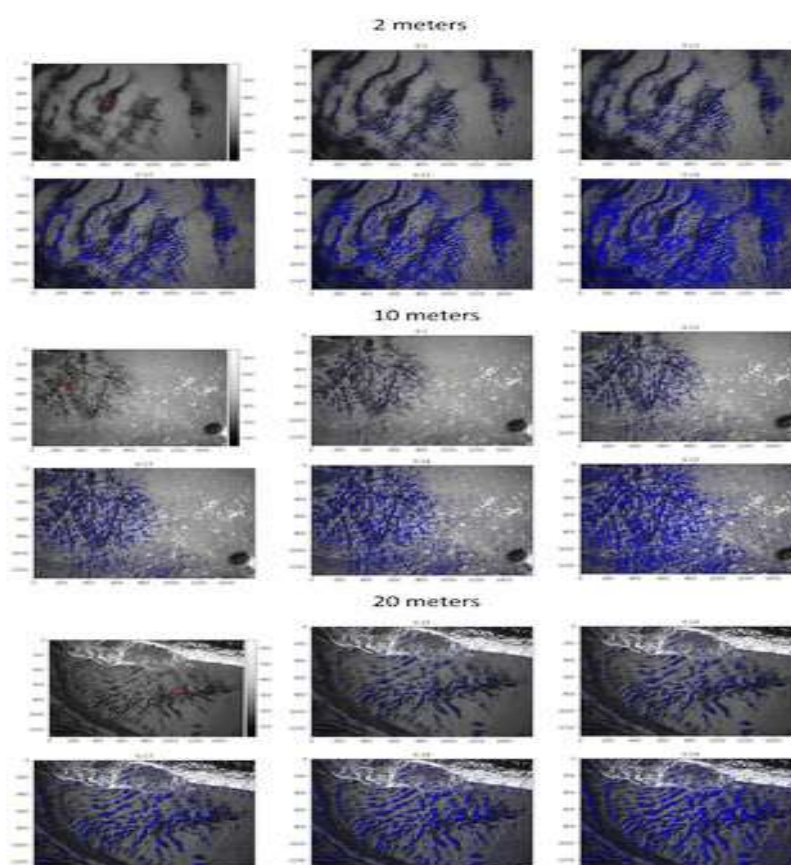


Рис. 5. Анализ ЗРК на высотах БПЛА 2 м, 10 м и 20 м при различных эталонных спектральных порогах. Красные точки - магнетит (pre-SAM), синие участки - области порогового предела магнетита (post SAM cosine similarity).

Установлено, что наилучшие пороговые значения косинусного сходства ЗРК по визуальной интерпретации составляют 0,12, 0,13 и 0,17 для высот полета БПЛА 2 м, 10 м и 20 м соответственно. Расстояние от датчика до объекта влияет на характер масок анализа SAM, учитывая, что значения SAM требовали изменения для каждой высоты полета. Таким образом, на более низких высотах для идентификации магнетитовых песков был необходим более низкий порог, в то время как на более высоких - наоборот. Учет ошибки параллакса определяет идеальное наложению всех шести мультиспектральных изображений на каждой высоте полета.

При больших пороговых значениях вводится больше шума. Этот шум обычно вызывает мини-рябь и тени. SAM - анализ обманывается этими рябями, заставляя предполагать сходство характеристик пикселей изображения между фактическим эталонным объектом и характеристиками, выраженными рябью и тенями. Тем не менее, можно утверждать, что метод дает ценную информацию, относящуюся к местоположению магнетитовой россыпи.

#### ***Применение методов ИИ в спектральной классификации магнетита SAM.***

Алгоритмы искусственного интеллекта устраняют субъективность, связанную с визуальной интерпретацией карт сегментации SAM. На рис. 6, 7 показано, как карты сегментации были извлечены с помощью SAM (показаны в виде бинаризованных изображений для удобства визуализации), что позволило создать помеченные карты сегментации в шести спектральных диапазонах. После этого области внутри каждого изображения, о которых известно, что они заняты магнетитовым песком и немагнетитовым пляжным песком, точно определяются как мишень и шумовая основа

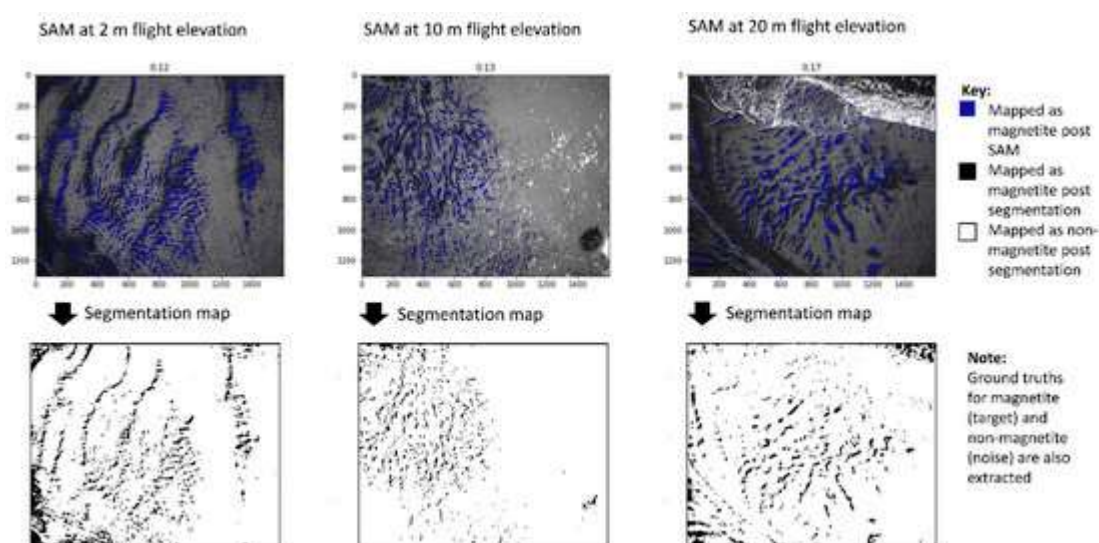


Рис. 6. 6-полосные карты сегментации (бинаризованных для более легкого визуального представления),



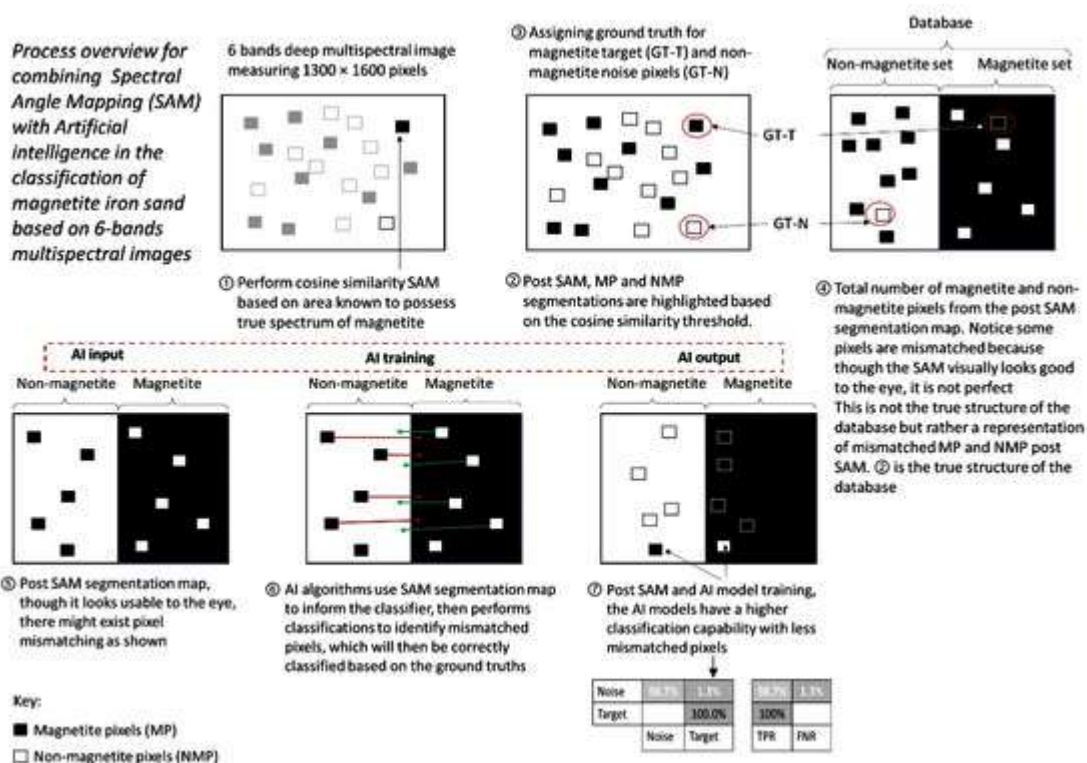


Рис. 7. Предложен обзор процесса с акцентом на то, как данные, извлеченные из спектрального углового отображения косинусного сходства, сегментируются, присваиваются основные истины и используются при обучении искусственно интеллектуальных алгоритмов классификации магнетитового железного песка. Приложение А содержит расширенные разъяснения по этой процедуре.

Количественные маркированные карты сегментации, входные наборы данных, содержащие в себе магнетитовые и немагнетитовые шесть полос используются при обучении и тестировании алгоритмов ML и DL. На высоте полета 2 м общий размер набора данных составил 998,400,000, полученный из произведения размеров изображений (1300×1600), количества мультиспектральных полос (6) и количества захваченных изображений (80). На высоте полета 10 м общий размер набора данных составил 399,360,000, полученный из произведения размеров изображений (1300×1600), количества мультиспектральных полос (6) и количества захваченных изображений (32). Наконец, на высоте полета 20 м общий размер набора данных составил 99 840 000, полученный из произведения размеров изображений (1300×1600), количества мультиспектральных полос (6) и количества захваченных изображений (8). Эти размеры данных слишком велики для работы с использованием вычислительных ресурсов, использованных в данном исследовании (32 ГБ памяти, процессор Intel i7-8750H с частотой 2,2 ГГц, графика NVIDIA GeForce GTX 1060, Windows 10, 64-битная операционная система). Чтобы противостоять этому на высоте полета 2 м размер входного набора данных, используемого для обучения каждого алгоритма, составлял 12 480 000, полученных из произведения размеров изображения (1300×1600) и количества мультиспектральных полос (6). Поскольку таких наборов данных существует 80, было



обучено 80 алгоритмов, и наиболее эффективная модель из остальных была выбрана как наиболее жизнеспособная. Тот же подход был применен на высотах полета 10 м и 20 м, разница заключалась в том, сколько раз (32 раза и 8 раз соответственно) проводилось обучение, что соответствовало количеству захваченных изображений. При таком подходе все наборы данных изображений могут участвовать в обучении различных алгоритмов, время обучения сокращается, и это требует меньше вычислительных ресурсов (рис. 8).

**Model training approach: Train each image dataset and select best performing model**

	Image size and no# of bands	Input dataset per algorithm	No# of images	Final model
2 m:	1300 × 1600 × 6	= 12,480,000	→ Train 80 algorithms individually	→ Choose best model
10 m:	1300 × 1600 × 6	= 12,480,000	→ Train 32 algorithms individually	→ Choose best model
20 m:	1300 × 1600 × 6	= 12,480,000	→ Train 8 algorithms individually	→ Choose best model

Рис. 8. Входные размеры данных для обучения алгоритмов машинного и глубокого обучения, а также для выбора наиболее эффективной модели на каждой высоте полета.

### *Классификация с помощью моделей машинного обучения*

Кроме того, постоянно использовалась 5-кратная перекрестная валидация, чтобы гарантировать, что каждое наблюдение ( $2496000 \times 5$ ) из исходного набора данных (12 480 000) имеет шанс появиться в обучающих и тестовых наборах, что приводит к менее предвзятой модели по сравнению с другими способами валидации.

С помощью MATLAB R2020b (производитель MathWorks, Натик, Массачусетс, США) classification learner Machine Learning toolbox были оценены несколько алгоритмов ML. Результаты классификации представлены с точки зрения точности по классу и времени, затраченного на обучение алгоритма. Эти признаки считаются одними из наиболее значимых классификационных критериев оценки. Компиляция трех наиболее эффективных моделей ML для трех многоспектральных беспилотных летательных аппаратов drone flight elevations post SAM и ground truthing приведена в таблице 2.

Таблица 2. **Топ-3 сравнения моделей классификации машинного обучения на высотах полета 2м, 10м и 20м на основе порогов косинусного сходства 0,12, 0,13 и 0,17 SAM соответственно.**

UAV Drone Flight Elevation	Machine Learning Model	Global Accuracy (%)	Average Per-Class Precision (%)	Training Time (Seconds)
2 m	Ensemble (Bagged Trees)	78.6	83.4	8.4
	Ensemble (Subspace KNN)	71.4	77.8	8.1
	Ensemble (RUS Boosted Trees)	85.7	84.5	5.8
10 m	Tree (Fine-tree)	78.6	83.4	1.5
	Tree (Medium-tree)	78.6	83.4	1.0
	Tree (Course-tree)	78.6	83.4	0.9
20 m	Tree (Fine-tree)	85.7	88.9	1.9
	Tree (Medium-tree)	85.7	88.9	1.2
	Tree (Course-tree)	85.7	88.9	1.0

Количественно продемонстрированы различия в классификационных возможностях по высотам полета. Глобальная точность определяется как точность валидации, полученная после обучения модели. Средняя точность по классу относится к дискретным магнетитовым пескам (мишень) и немагнетитовым пескам (шум). Время обучения - это время, затраченное на обучение моделей классификации наборов данных на основе наличия или отсутствия магнетитового песка. Эти переменные производительности важны при сравнении различных моделей ML и DL с учетом их предполагаемого применения.

При высоте полета БПЛА 2м, - наиболее эффективной моделью был Ансамбль (RUS Boosted Trees). Эта модель получила глобальную точность 85,7%, для каждого класса 84,5% и время обучения 5,8с. На высоте полета 10 м лучше всего себя проявила модель Древа (Курс-дерево). Эта модель получила глобальную точность 78,7%, точность для каждого класса-83,4% и время обучения-1с. Наконец, на высоте полета БПЛА 20 м модель Tree (Course-tree) показала наилучшие результаты. Эта модель получила наилучшие результаты с точки зрения глобальной точности 85,7%, для каждого класса 88,9% и времени обучения 1с.

На рис. 9 представлены два показателя эффективности, используемые для дальнейшей оценки жизнеспособности наиболее эффективных моделей ML для трех высот полета. Первый - это «истинные положительные ставки» (TPR), которые относятся к вероятности того, что фактический позитив будет положительным (уравнение (2)). Второй - это «ложноотрицательные коэффициенты» (FNR), которые определяются как вероятность того, что истинно положительный результат будет неправильно классифицирован тестом (уравнение (3)). Эти две переменные весьма жизнеспособны при оценке возможностей моделей ML, а также DL при классификации магнетитовых песков. При 2м модель ML имеет 80% TPR, что может показаться неудовлетворительным, учитывая, что целевые данные в идеале должны иметь 100% целевую отдачу. Это означает, что 20% целевых пикселей были неправильно классифицированы как шум, что говорит о том, что модель на высоте 2м плохо различала пиксели магнетитового песка от остальных нецелевых пикселей. По сути, это означает, что эксплуатация и сбор данных на этой высоте могут быть не самой лучшей практикой. На высоте 10м цель имеет 100% TPR, что означает, что целевые пиксели были правильно классифицированы. Высота полета 20м является наиболее эффективной из трех. Однако на 20м модель имеет более высокий уровень шума TRP 77,8% по сравнению с 67,7% на 10м. Следовательно, модель дерева (Курс-дерево) на 20

м лучше распознает целевые данные о магнетитовом песке по сравнению с двумя другими моделями высоты полетов.

2 m: Ensemble (RUS booted trees)					
Noise	88.9%	11.1%	88.9%	11.1%	
Target	20.0%	80.0%	80.0%	20.0%	
	Noise	Target	TPR	FNR	

10 m: Tree (Course trees)					
Noise	66.7%	33.3%	67.7%	33.3%	
Target		100%	100%		
	Noise	Target	TPR	FNR	

20 m: Trees (Course trees)					
Noise	77.8%	22.2%	77.8%	22.2%	
Target		100.0%	100%		
	Noise	Target	TPR	FNR	

Рис. 9. Матрицы машинного обучения Ансамбля (RUS Boosted Trees) на высоте 2м. Деревя (Course-tree) на высоте 10м и Деревя (Course-tree) на высоте 20м.

Еще одна оценка, которую можно сделать из матрицы на рис. 9 - это средняя точность по классу 84,5%, 83,4% и 88,9% на высотах полета 2м, 10м и 20м соответственно; на высоте 20 м модель продолжает работать лучше. Таким образом, можно сказать, что наилучшей классификационной моделью ML для этой задачи идентификации магнетитовых железных песков является Дерево (курс тресс) на высоте 20 м.

True Positive Rates (TPR):

$$TPR = 100 \left( \frac{TP}{TP + FN} \right)$$

False Negative Rates (FNR):

$$FNR = 100 \left( \frac{FN}{TP + FN} \right)$$

где FN-ложные негативы, а TP-истинные позитивы.

#### *Классификация с помощью глубокого обучения CNN*

Применяется фильтр к мультиспектральным данным на полосу. В отличие от данных визуальных изображений с высотой и шириной, фильтры в одномерном CNN демонстрируют архитектуру 1D (спектральной интенсивности), а не 2D, как в обычных визуальных изображениях, отсюда и мотивация использовать этот тип CNN в данном исследовании, поскольку наборы содержат 6-полосные данные глубокой спектральной интенсивности, которые требуют метода обработки данных 1D.

Размеры входных наборов данных для обучающих и тестирующих переменных для каждого из алгоритмов составляли 12 480 000 (рис. 8) для каждой из трех высот полета до получения наиболее высокоэффективной модели. Однако для обучения 1D CNN

спектральные данные были предварительно обработаны в следующих соотношениях: 70% (9736000) предназначено для обучения, 15% (1872000) - для валидации, а остальные 15% (1872000) - для тестирования. Кроме того, все модели были обучены с помощью Adam optimizer, который обладает наилучшей точностью в повышении способностей CNN к классификации. Также были использованы скорость обучения 0,001, размер партии 128 и 25 эпох. Как и в случае с ML, процессы обучения 1D CNN проводились с использованием набора инструментов глубокого обучения MATLAB 2020b с выбором модели на каждой высоте полета, определяемой глобальной точностью, средней точностью по классу и временем, затраченным на обучение каждого алгоритма 1D CNN.

На высотах полета 2м, 10м и 20м были обучены 80, 32 и 8 алгоритмов и выбрана одна модель из множества обученных моделей. Та же процедура была проведена и при обучении моделей ML. Таблица 3 представляет собой подборку наиболее эффективных моделей на каждой из трех высот полета.

**Таблица 3. Сравнение моделей классификации одномерных нейронных сетей глубокого обучения на высотах полета 2м, 10м и 20м на основе порогов косинусного сходства SAM 0,12, 0,13 и 0,17 соответственно.**

Flight Height	Global Accuracy (%)	Average Per-Class Precision (%)	Training Time (Seconds)
2 m	99.9%	99.8%	78
10 m	99.9%	98.7%	45
20 m	99.7%	99.4%	68

Глобальная и средняя точность имеют в среднем 99,8% и 99,3% соответственно. Более того, основываясь на глобальной точности, 1D CNN выполняет то же самое на 2м и 10м при 99,9%, а затем 20м при 99,7%. Однако тенденция меняется при рассмотрении средней точности для каждого класса, где наиболее эффективной моделью является 1 D CNN на высоте 2м (99,8%), за которой следуют 20м (99,4%) и 10м (98,7%). При 2м полете 1D CNN занимает больше времени (78с) по сравнению с 1D CNN при 10м (45с) и 20м (68с). Это может свидетельствовать о том, что чем дольше время обучения, тем выше средняя точность по классу для этой задачи классификации DL.

Результаты оценки жизнеспособности наиболее эффективных моделей 1D CNN для трех высот полета и показатели эффективности TPR и FNR (уравнения 2 и 3) представлены на рис. 10.

2 m: 1D CNN			
Noise	99.6%	0.4%	99.6%
Target		100%	100%
	Noise	Target	TPR
			FNR

10 m: 1D CNN			
Noise	97.4%	2.6%	97.4%
Target		100%	100%
	Noise	Target	TPR
			FNR

20 m: 1D CNN			
Noise	98.7%	1.3%	98.7%
Target		100.0%	100%
	Noise	Target	TPR
			FNR

Рис. 10. Глубокое обучение одномерными нейронными сетевыми матрицами.

На высоте 2м, 10м и 20м модели 1D CNN имеют 100% TPR для магнетитового песка (мишень). Это говорит о том, что модели обладают высокой способностью выводить собственно магнетитовые пески из комбинации магнетитовых и немагнетитовых (шум). С другой стороны, модели 1D CNN достигли 99,6%, 97,4% и 98,7% TPR для немагнетитового пляжного песка (шум) на 2м, 10м и 20м соответственно, что значительно выше. Это говорит о том, что все модели очень эффективны при отделении спектров магнетитового песка от спектров немагнетитового внутри мультиспектральных изображений.

### Обсуждение

Примененный метод SAM сохраняет полную шестиполосную структуру мультиспектральных данных. Использованный БПЛА позволяет собирать переменные данные с максимально высоким пространственным разрешением. Например, при высоте полета 2м пространственное разрешение составляет 0,4 см/пиксель, в отличие от фиксированного космического спутникового разрешения 30 м/пиксель. Используемые контролируемые алгоритмы классификации DL 1D CNN являются самыми современными в задачах классификации мультиспектральных изображений и превосходят неконтролируемые методы ML, такие как ICA, особенно в тех случаях, когда выходные переменные (магнетит или немагнетит) известны, как это имеет место в данном исследовании.

Было установлено, что пороговые значения косинусного сходства SAM требуют незначительных корректировок, соответствующих высоте полета. При увеличении высоты от 2м, 10м до 20м эти пороги изменяются от 0,12, 0,13 до 0,17 соответственно. Хотя эти косинусные сходства SAM различаются, способность отличать целевой магнетитовый песок от немагнетитового остается относительно неизменной по

сравнению с визуальным анализом. Об этом свидетельствуют маски на каждой высоте полета которые безупречно перекрывают искомые магнетитовые пески (рис. 5), а также возможности классификации ИИ, поддерживаемые high ground truths.

На рис. 11 показано обобщенное сравнение возможностей классификации моделей ML и DL CNN, а также продолжительности времени, необходимого для обучения каждой модели. Основываясь на глобальной точности, модели CNN работают лучше, чем модели ML, на всех трех высотах полета. С ML достигнутая глобальная точность составила 85,7%, 78,6% и 85,7% на высотах полета 2м, 10м и 20м, в то время как с CNN достигнутая глобальная точность составила 99,9%, 99,9% и 99,7% соответственно. На основе глобальной точности, а также точности для каждого класса (рис. 11а), возможности модели показывают, что используемые 1D CNN намного превосходят модели ML в классификации магнетитовых и немагнетитовых пляжных песков.

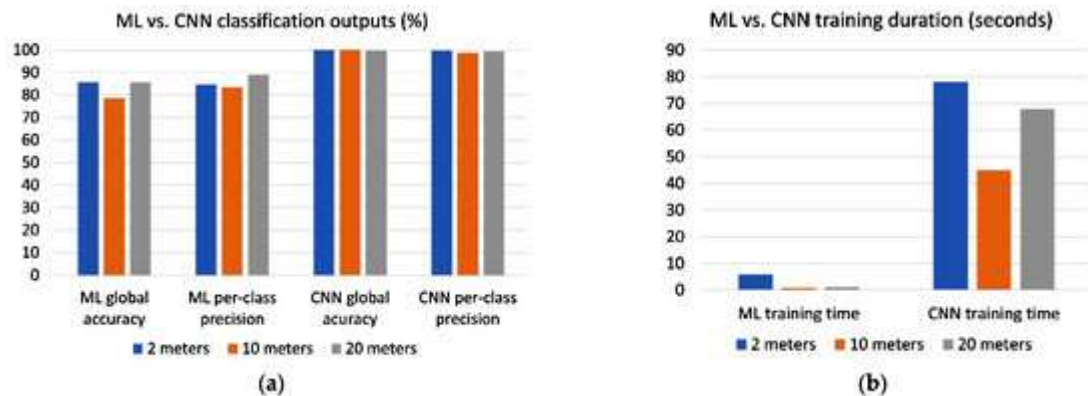


Рис. 11. Модели классификации машинного и глубокого обучения; а. основанные на порогах косинусного сходства SAM 0,12, 0,13 и 0,17 при 2м, 10м и 20м соответственно и глобальной, доклассовой точности; б. сравнения, основанные на продолжительности обучения модели.

Из рисунка 11б можно оценить разницу во времени, необходимом для обучения моделей ИИ. В моделях ML время обучения короче (5,8, 0,9 и 1,0с при 2м, 10м и 20м соответственно) по сравнению с моделями CNN (78, 45 и 68с при 2м, 10м и 20м соответственно). Хотя время обучения модели ML кажется относительно более эффективным, время, затрачиваемое на обучение модели, не определяет ее применимость. Продолжительность обучения просто сообщает время, затраченное на превращение алгоритма в модель с помощью обучения.

Наиболее эффективная высота полета БПЛА составляет 20м. На высоте 20 м - большая пространственная зона покрытия, что избавляет от необходимости множества изображений. Сопоставление этих переменных с достигнутыми классификациями моделей ИИ показывает, что лучшим классификатором на данной высоте полета БПЛА при идентификации магнетитовых железных песков является 1D CNN.



## 5. U-Pb ДАТИРОВКА АПАТИТА И ОГРАНИЧЕНИЯ СОСТАВА ДЛЯ МАГМА-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГИГАНТСКОГО РЗМ М-НИЯ РЕНЛИ (Южный Китай) [6]

Гигантское Nb-Ta месторождение Ренли расположено в центральной части Цзяннаньского орогена в Южном Китае, который считается континентальным коллизионным поясом (рис.1).

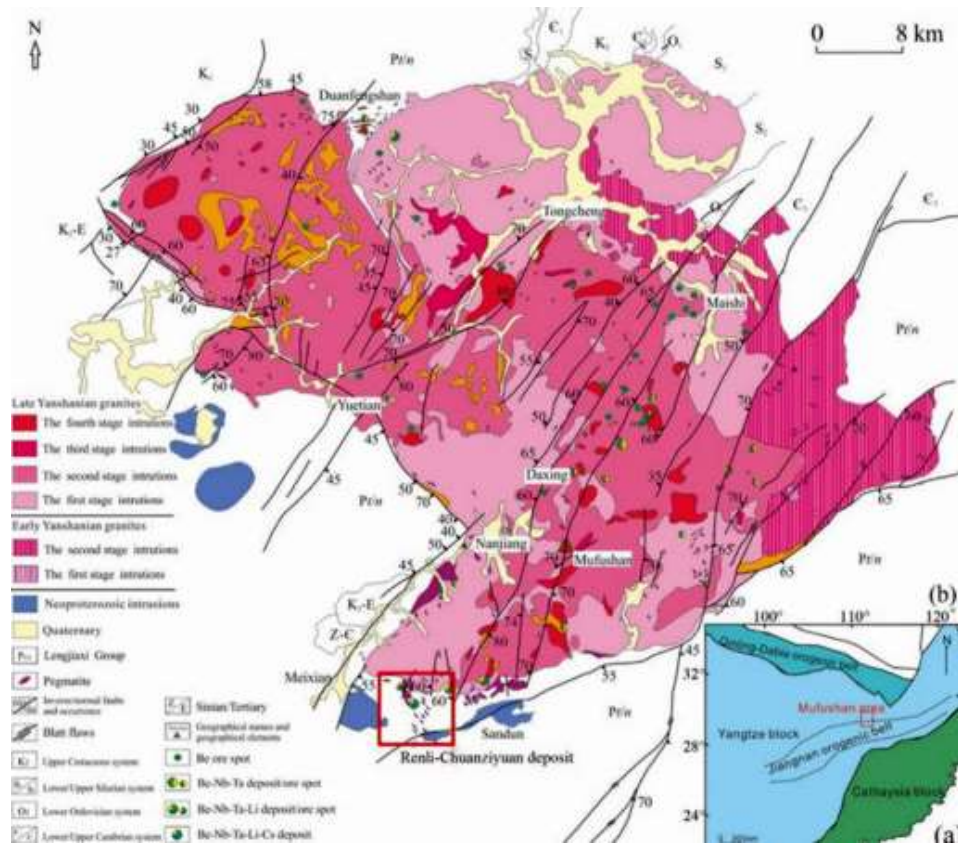


Рис. 1. Геологическая карта (а) и положение рудного района (б)

Это высокосортное месторождение редких металлов (14 057 т Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, среднее содержание 0,047 мас.%; 10 791 т Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, среднее содержание 0,036 мас.%) связано с позднеюрско-раннемеловыми пегматитами Муфушанского гранитоидного комплекса. Вмещающие породы в основном представлены серицитовыми и гранатоносными слюдяными сланцами. Магматические породы делятся на два типа: крупно- и среднезернистые биотитовые и мусковитовые монцограниты, тесно связанные с редкометальной минерализацией; и средне- и мелкозернистые двухслюдяные плагиоклазовые граниты (рис. 2).

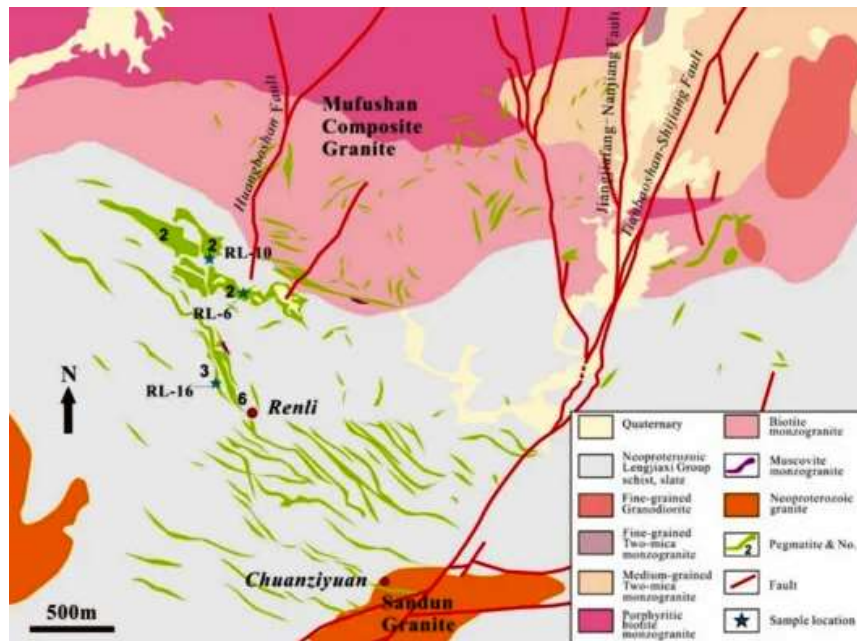


Рис. 2. Геологическая карта месторождения Ренли

Характеристики гранитов и пегматитов показаны на рис. 3 и 4.

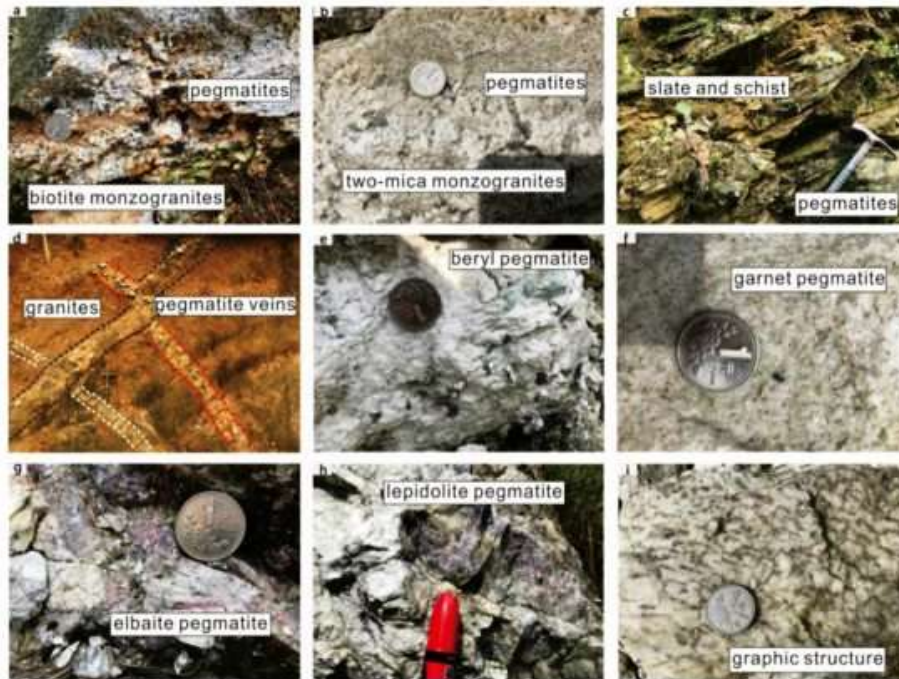


Рис. 3 Фотографии гранитов и пегматитов Renli: (а) биотит monzogranites с порфировидной структурой; (б) слабо гнейсовидные двуслюдяные monzogranites; (с) пегматит в сланцах; (г) пегматитовые прожилки в граните; (е–н) берилл и гранат в пегматите; (я) пегматиты с графической структурой.

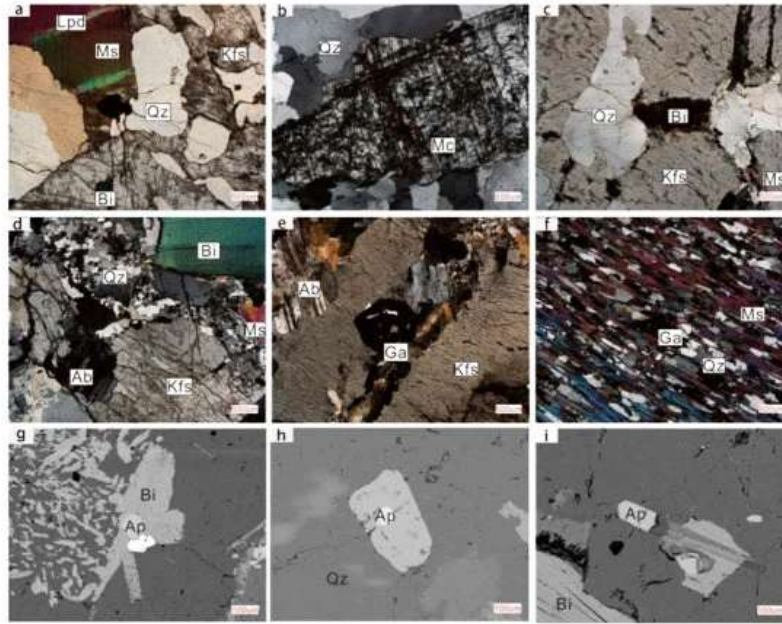


Рис. 4 Микрофотографии гранита и пегматита месторождения Ренли: а) литиевый слюдяной пегматит; б) микроклиновый пегматит; в) двуслюдяные монзограниты; г) берилловый пегматит; д) гранатовый пегматит; е) гранатосный сланец; г–и) БСЭ-изображения апатита в пегматите. Ab = альбит; Bi = биотит; Grt = гранат; Kfs = К-полевой шпат; Lpd = лепидолит; Ms = микроклин; Ms = мусковит; Qz = кварц.

Всего на месторождении обнаружено 926 жил пегматитов, в основном в зонах контактов с вмещающими сланцами.

### Образцы и методы

Образцы, собранные в центральной части месторождения, были проанализированы LA-ICP MS на предмет геохимии цельных пород, а также U-Pb датирования апатитов. После дробления образцов горных пород зерна апатита отделялись стандартными методами тяжелой жидкостной и магнитной сепарации, а затем отбирались вручную под микроскопом, монтировались в эпоксидную смолу и полировались. Перед U-Pb датированием апатита и анализом основных и микроэлементов образцы разделяли на тонкие срезы (толщина 50 мкм) для микроскопического изучения. Обратная электронная (BSE) и катодоллюминесцентная (CL) визуализация зерен апатита была проведена в Guangzhou Tuoyan Analytical Technology Co., Ltd., Гуанчжоу, Китай.

### *Геохимический анализ цельных пород.*

После измельчения образцов пегматитов до размера 200 меш, содержание основных элементов определяли с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра РФФ-1500. Измерения содержания трехвалентного и двухвалентного железа проводились методом мокрого химического анализа: кислотного разложения и титрования дихроматом калия. Для анализа основных элементов аналитические точности составляли  $\leq 0,01$  мас.%. Для определения концентраций микроэлементов методом масс-спектрометрии с индуктивно

связанной плазмой (ICP-MS) использовалась система Agilent 7500a. Аналитическая точность анализа микроэлементов и редкоземельных элементов составляла  $\leq 5\%$ .

#### ***Основные и микроэлементные анализы апатита.***

Химический состав апатита был проанализирован с помощью электронного микропробового анализатора JEOL JXA-8100 (EMPA), оснащенного четырьмя волноводно-дисперсионными спектрометрами (WDS). Перед анализом образцы покрывали тонкой проводящей углеродной пленкой. Использовалось ускоряющее напряжение 15 кВ, ток пучка 20 нА и размер пятна 5 мкм. Пиковое время счета составляло 10с для Ca и P и 20с для Na, Mg, Si, Fe, Mn, Sr, F и Cl. Использовались следующие стандарты: оливин (Fe), родонит (Mn), диопсид (Mg), целестит (Sr), флогопит (F), тугтупит (Cl), апатит (Ca, P) и жадеит (Na, Si). Точность была лучше, чем 5% для содержания элемента  $> 0,5$  мас.% и лучше, чем 1% для содержания элемента  $\gg 10$  мас.%. LA-ICP-MS анализ микроэлементов в апатите проводился с использованием Agilent 7500a ICP-MS и лазера Geolas 193 нм. Стеклообразные стандарты SRM 610 и два стекла MAD неоднократно анализировались после каждых восьми образцов апатита. Использовали размер пятна 33 мкм, частоту повторения 10 Гц и соответствующую плотность энергии  $\sim 3$  Дж/см<sup>2</sup>. Ca, измеренный EMPA, использовался в качестве внутреннего стандарта для коррекции низкого и высокого содержания микроэлементов в апатите.

#### ***U-Pb датирование апатита LA-ICP-MS.***

Датирование апатита U-Pb проводилось прибором LA-ICP-MS с использованием системы лазерной абляции с разрешением 193 нм, соединенной с прибором Thermo iCAP RQ ICP-MS. В качестве внешнего изотопного калибровочного эталона использовали U-Pb мадагаскарского апатита (MAD) возрастом  $485,0 \pm 1,7$  млн лет. Соотношение  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  составляет 0,0762, а  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Коэффициент U для измерений MAD равен 0,6013. Каждый набор из восьми или девяти анализов образцов сопровождался одним измерением SRM 610 и тремя измерениями MAD. Перед анализом отдельные зерна апатита монтировались в эпоксидную смолу и полировались. Образцы и стандарты подвергали абляции лазерным пятном диаметром 33 мкм, частотой повторения 8 Гц и плотностью энергии 4 Дж/см<sup>2</sup>. Возраст  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  сообщается на уровне неопределенности  $2\sigma$ .



## Результаты

### *Текстура апатита*

Микрофотография и обратно рассеянные электронные изображения апатита из месторождения показаны на рис. 5. Апатиты имеют субгэдрическую или ангедральную форму и длину до 50-100 мкм, однородную текстуру без трещин и включений на изображениях BSE. Обычно они встречаются как отдельный минерал или как включения в другие минералы.

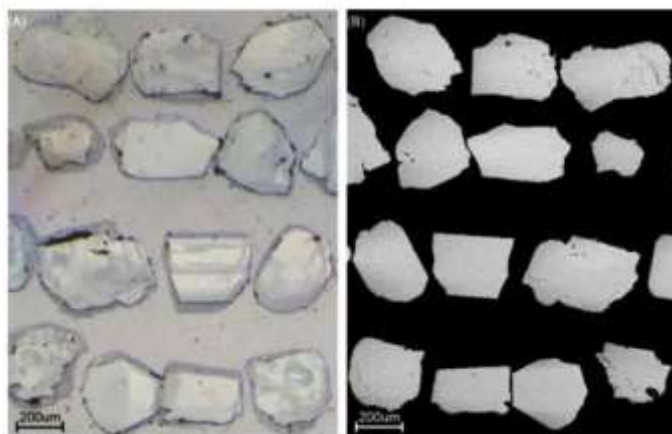


Рис. 5. (А) микрофотография и (В) изображения с обратным рассеянием электронов (БСЭ)

### *Геохимия цельных пород.*

Основной и микроэлементный состав пегматитов месторождения Ренли приведен в таблице 1 и 2.

Таблица 1. Основной элементный состав пегматитов месторождения Ренли (мас.%).

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	LOI
РЛ-1	72.26	0.01	14.74	0.38	0.01	0.02	0.08	2.25	9.60	0.04	0.01	0.19
РЛ-2	76.28	0.04	14.26	0.93	0.03	0.10	0.71	5.29	1.67	0.08	<0.01	0.84
РЛ-5	73.80	0.01	14.20	0.56	0.04	0.03	0.19	2.89	6.95	0.04	0.01	0.55
РЛ-6	76.30	0.05	14.48	0.82	0.02	0.12	1.11	4.92	1.49	0.02	0.01	0.76
РЛ-7	74.68	0.04	14.72	0.64	0.02	0.09	0.78	3.64	4.41	0.02	0.01	0.81
РЛ-8	71.86	<0.01	14.94	0.32	0.01	0.01	0.06	1.62	10.35	0.02	0.02	0.38
РЛ-10	73.93	0.03	15.01	0.71	0.03	0.07	0.19	3.78	4.73	0.01	0.01	0.83
РЛ-11	74.61	0.02	14.53	0.96	0.03	0.09	0.11	2.51	5.99	0.02	0.01	1.00
РЛ-16	66.04	<0.01	18.66	0.11	0.01	<0.01	0.03	2.29	12.25	0.05	<0.01	0.50
РЛ-19	64.69	<0.01	18.88	0.07	0.01	0.01	0.02	1.94	13.35	0.04	0.01	0.27
РЛ-20	72.36	0.01	17.03	0.45	0.03	0.04	0.76	7.98	0.84	0.03	<0.01	0.66
РЛ-21	68.04	0.69	15.62	5.75	0.13	1.62	0.51	1.16	3.39	0.13	0.06	2.74
РЛ-22	70.47	0.71	14.27	5.81	0.11	1.40	0.38	0.86	3.65	0.10	0.07	2.16
РЛ-23	74.60	0.03	14.38	0.90	0.04	0.06	0.26	3.04	5.67	0.02	<0.01	0.86
РЛ-24	65.13	<0.01	18.92	0.20	0.01	<0.01	0.04	2.46	12.90	0.05	<0.01	0.33



Таблица 2. Микроэлементный состав пегматитов месторождения Ренли (ppm).

Sample	RL-1	RL-2	RL-5	RL-6	RL-7	RL-8	RL-10	RL-11	RL-16	RL-19	RL-20	RL-21	RL-22	RL-23	RL-24
Li	21.1	78.7	41.8	111	59.3	24.1	141	163	115	222	188	194	258	176	48.2
Be	1.92	10.4	10.7	6.74	8.41	1.07	7.27	6.92	3.76	2.45	12.3	3.20	2.26	5.56	2.40
Sc	0.10	0.80	0.40	2.00	1.70	0.20	1.40	0.50	0.10	<0.1	0.20	14.6	13.2	0.80	<0.1
Cr	5.00	7.00	14.0	7.00	4.00	5.00	8.00	15.0	3.00	3.00	7.00	58.0	56.0	5.00	2.00
Co	0.10	0.20	0.60	0.30	0.30	0.20	0.20	0.20	<0.1	<0.1	0.10	12.9	13.6	0.20	0.10
Ni	0.30	0.30	1.30	0.30	0.40	0.40	0.30	0.70	<0.2	<0.2	0.50	27.5	25.2	0.30	<0.2
Cu	1.00	2.30	2.70	0.80	1.20	3.20	4.40	1.30	0.80	0.30	6.80	1.10	46.6	11.5	2.10
Zn	9.00	30.0	12.0	14.0	12.0	3.00	26.0	56.0	4.00	<2	24.0	113	103	37.0	2.00
Ga	15.1	25.7	22.6	29.4	25.9	15.1	24.7	34.0	20.8	22.6	30.4	22.2	20.8	29.0	21.1
Rb	716	174	724	139	294	566	370	820	1650	3390	152	197	337	675	1290
Sr	40.6	24.4	17.1	73.3	65.0	121	17.5	7.80	12.6	6.60	4.80	104	70.3	6.30	12.3
Y	6.50	29.4	4.80	2.00	18.7	2.20	29.8	0.90	0.60	0.30	1.80	36.2	34.0	5.80	2.10
Zr	4.00	59.0	18.0	3.00	32.0	2.00	39.0	3.00	<2	<2	5.00	213	233	11.0	<2
Nb	2.00	12.7	16.4	11.8	11.2	1.00	8.40	34.8	1.30	0.30	11.2	13.5	13.2	20.0	0.50
Mo	0.50	0.84	1.14	0.73	0.40	0.50	0.83	1.28	0.34	0.34	0.63	0.66	0.41	1.02	0.34
Cs	27.1	6.94	26.6	5.57	12.8	17.2	13.4	30.8	132	835	8.40	25.9	74.6	29.4	41.3
Ba	40.0	15.2	34.4	9.30	41.8	181	37.7	40.4	16.2	3.50	2.70	497	497	11.6	14.3
Ta	0.80	3.70	2.10	1.60	1.80	0.30	1.10	3.60	0.90	0.60	1.20	1.00	1.00	4.50	0.10
Bi	0.28	0.19	0.20	0.15	0.14	0.09	0.60	0.15	18.5	3.78	8.20	0.32	0.37	12.1	0.74
Pb	65.0	19.9	32.4	19.7	37.6	84.3	46.1	20.8	57.1	62.0	17.6	28.9	21.4	38.8	57.1
Th	2.75	13.3	3.04	1.13	16.5	2.34	9.39	0.50	0.16	<0.05	0.88	14.0	13.9	2.37	0.16
U	1.18	4.23	0.91	0.63	2.52	0.50	4.08	0.31	0.55	0.14	1.04	2.97	2.78	2.23	0.18
P	200	360	200	110	100	110	50.0	110	230	190	150	570	430	110	230
Mn	55.0	156	270	110	87.0	44.0	178	181	50.0	21.0	164	899	789	266	63.0
Ti	4.19	0.74	4.09	0.51	1.38	3.13	1.92	4.25	10.9	25.7	0.66	0.83	1.61	3.75	7.58
Ag	0.07	0.06	0.01	0.06	0.02	0.09	0.12	0.09	0.07	0.14	0.14	0.03	0.04	0.29	0.23
As	9.40	9.70	9.90	10.9	8.90	9.90	11.2	10.9	10.2	18.3	9.50	9.70	8.90	11.1	8.80
Ge	0.14	0.16	0.14	0.13	0.13	0.15	0.17	0.16	0.11	0.12	0.12	0.23	0.24	0.17	0.13
La	1.50	13.4	3.10	3.40	14.0	4.10	8.60	0.80	1.10	0.60	1.80	36.5	38.1	2.50	2.10
Ce	2.80	26.6	5.50	5.60	27.2	6.60	16.1	2.30	1.60	0.50	3.20	75.5	79.9	5.20	3.20
Pr	0.24	2.81	0.56	0.46	2.76	0.66	1.70	0.13	0.19	0.05	0.35	8.96	8.33	0.56	0.30
Nd	0.80	9.00	1.80	1.40	8.80	2.10	5.30	0.50	0.60	0.20	1.00	33.60	34.40	1.80	1.10
Sm	0.34	2.82	0.43	0.31	2.20	0.48	1.74	0.12	0.17	0.04	0.30	7.13	7.17	0.58	0.23
Eu	0.16	0.11	0.07	0.19	0.24	0.36	0.15	0.04	0.03	<0.02	0.02	1.46	1.32	0.03	0.05
Gd	0.53	3.22	0.44	0.32	2.19	0.38	2.31	0.12	0.11	0.05	0.23	6.64	6.54	0.51	0.30
Tb	0.12	0.85	0.10	0.06	0.39	0.06	0.52	0.02	0.02	0.01	0.04	1.09	1.02	0.11	0.05
Dy	0.82	4.35	0.61	0.33	2.76	0.30	3.93	0.13	0.10	<0.05	0.24	6.43	6.05	0.65	0.26
Ho	0.19	0.88	0.13	0.06	0.59	0.07	0.86	0.03	0.02	0.01	0.05	1.35	1.23	0.12	0.05
Er	0.62	2.80	0.39	0.17	1.83	0.21	2.92	0.07	0.05	<0.03	0.15	3.91	3.46	0.37	0.12
Tm	0.10	0.49	0.06	0.02	0.28	0.03	0.54	0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.59	0.52	0.07	0.02
Yb	0.74	3.41	0.63	0.14	1.89	0.15	3.61	0.07	0.03	<0.03	0.28	3.64	3.23	0.56	0.15
Lu	0.10	0.52	0.10	0.02	0.27	0.02	0.57	0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.56	0.53	0.10	0.03
Hf	0.20	2.50	1.00	0.20	1.10	0.10	1.20	0.10	<0.1	<0.1	0.20	5.70	6.30	0.50	<0.1
LREE	5.34	51.8	11.0	10.9	52.8	13.5	31.7	3.73	3.49	1.35	6.45	155	162	10.1	6.70
MREE	2.16	12.0	1.78	1.27	8.37	1.65	9.51	0.46	0.45	0.11	0.88	24.1	23.3	2.00	0.94
HREE	1.76	9.72	2.20	0.95	5.37	0.51	8.84	0.26	0.08	0.00	0.71	14.4	14.0	1.60	0.32
LREE+HREE	3.03	5.33	4.98	19.7	9.82	26.4	3.59	14.3	43.9	-	0.08	10.7	11.5	6.29	20.9
REE+Y	15.8	103	19.7	14.7	85.2	17.8	79.9	5.35	4.62	1.76	9.84	229	233	19.5	10.1
REE	9.26	73.66	14.94	12.68	66.50	15.62	50.05	4.45	4.02	1.46	8.04	193	199	13.7	7.86
(La/Sm) <sub>0.5</sub>	2.78	2.99	4.53	5.90	4.00	5.37	3.11	4.19	4.07	9.44	3.98	3.22	3.34	2.71	5.74
(Gd/Yb) <sub>0.5</sub>	0.58	0.76	0.56	1.84	0.94	2.04	0.52	1.38	2.96	-	0.64	1.47	1.63	0.73	1.61
(La/Yb) <sub>0.5</sub>	1.37	2.65	3.32	16.4	4.99	18.4	1.61	7.71	24.7	-	4.42	6.79	7.95	3.01	9.44
Ce/Ce*	1.02	0.99	0.93	0.94	0.99	0.88	0.96	1.56	0.78	0.53	0.88	0.98	0.99	1.02	0.86
Eu/Eu*	1.15	0.11	0.49	1.83	0.33	2.49	0.23	1.01	0.63	-	0.22	0.64	0.58	0.17	0.58

Уровни потерь на воспламенение (LOI) большинства образцов составляют менее 1 мас.%, что указывает на то, что постмагматические изменения или выветривание не

очевидны. Пегматиты имеют относительно широкий диапазон химического состава. Содержание  $Al_2O_3$  и  $K_2O$  в целом уменьшается с увеличением  $SiO_2$ ; содержание  $Na_2O$  увеличивается с увеличением  $SiO_2$ , тогда как содержание  $CaO$ ,  $MgO$  и  $Fe_2O_3$  не показывает корреляции с  $SiO_2$  (рис.6).

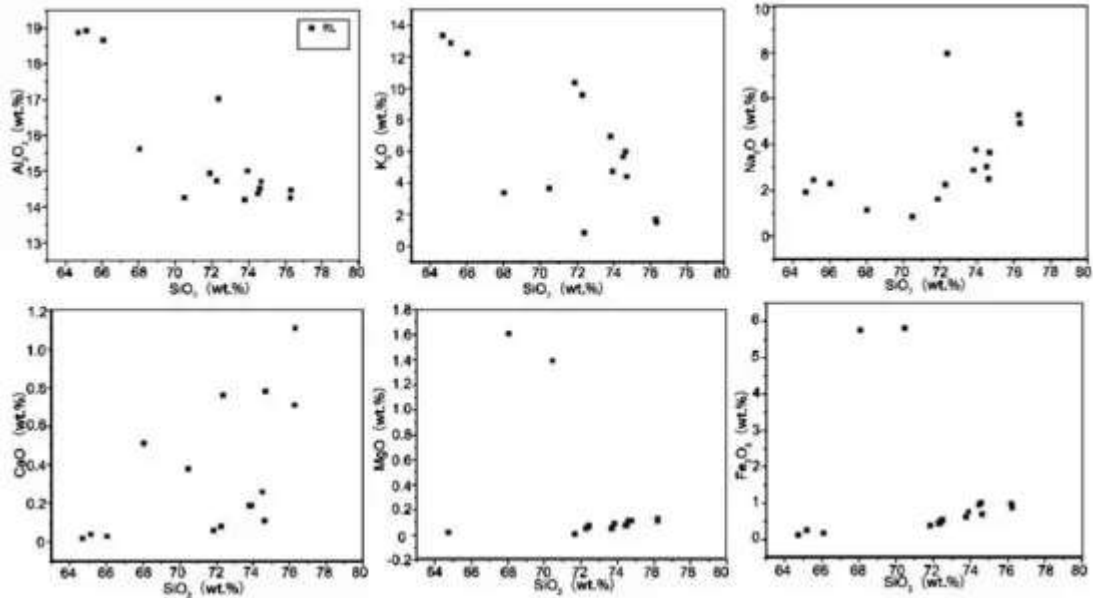


Рис. 6. Диаграммы изменения содержания  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $MgO$  и  $Fe_2O_3$  в зависимости от  $SiO_2$ .

Хондрит-нормализованные образцы РЗЭ апатита и микроэлементные структуры пегматита показаны на рис.7.

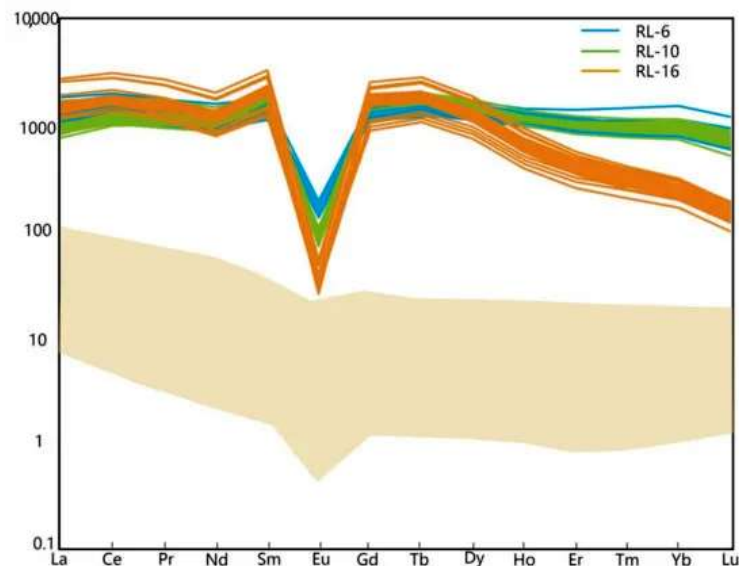


Рис. 7. Хондрит-нормализованные образцы РЗЭ апатита (бледная область - РЗЭ вмещающего пегматита).

Среднее общее содержание редкоземельных элементов ( $\Sigma REE$ ) в пегматитах составляет 56,63 промилле. Коэффициенты  $(La/Yb)_N$  варьируются от 1,37 до 24,72, а коэффициенты  $Eu/Eu^*$  - от 0,11 до 2,49. Пегматиты имеют высокое отношение

LREE/HREE (3,03–43,63), обогащены легкими редкоземельными элементами (LREEs) и незначительно обеднены средними (MREEs) и тяжелыми (HREEs).

### *Составы апатита*

Основной элементный состав апатита из ряда образцов сведен в таблицу 3.

Таблица 3. Основной элементный состав апатита пегматитов месторождения Ренли (мас.%).

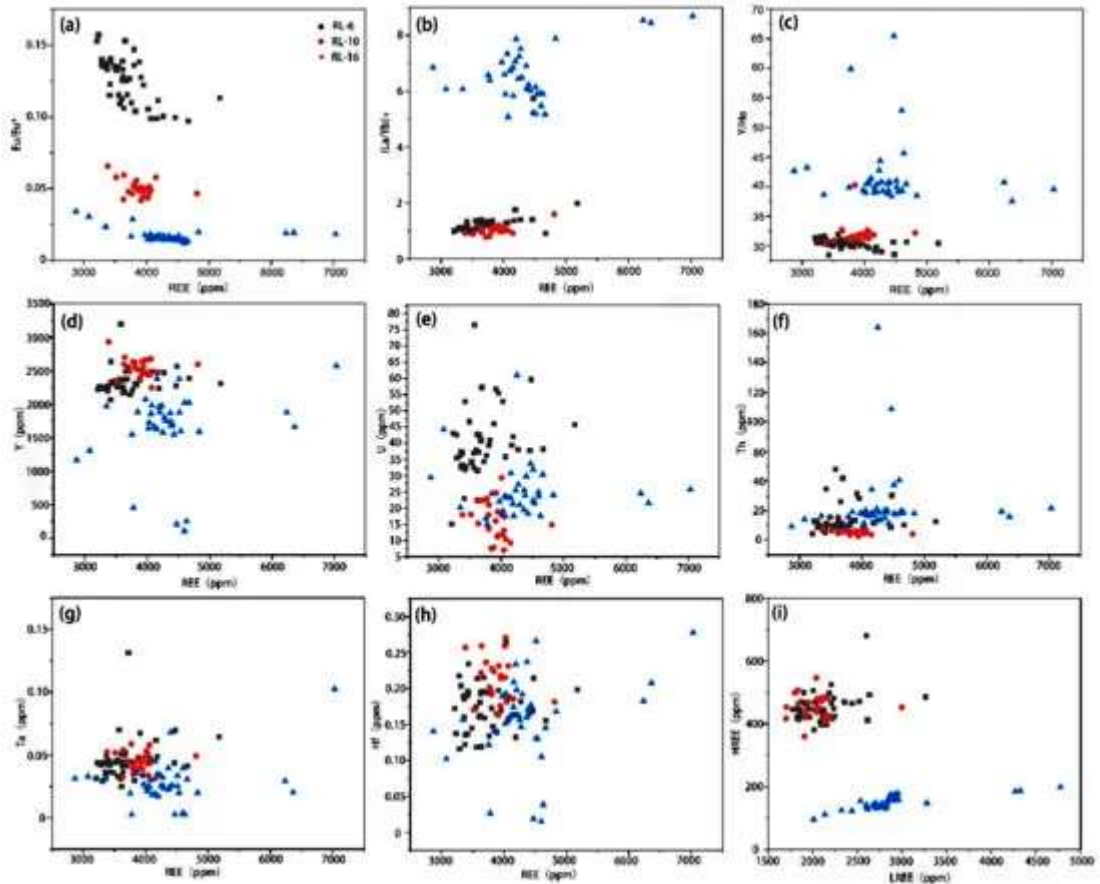
Spot	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Total	Na(apfu)	P(apfu)	K(apfu)	Ca(apfu)	Ti(apfu)	Total
RL-6@1	0.12	48.24	0.00	50.95	0.00	99.30	0.02	3.38	0.00	4.53	0.00	7.93
RL-6@2	0.11	48.27	0.00	50.93	0.00	99.32	0.02	3.38	0.00	4.53	0.00	7.93
RL-6@3	0.11	48.01	0.00	51.19	0.00	99.31	0.02	3.37	0.00	4.56	0.00	7.95
RL-6@4	0.12	48.28	0.00	50.91	0.00	99.31	0.02	3.39	0.00	4.53	0.00	7.93
RL-6@5	0.11	48.27	0.00	50.92	0.00	99.31	0.02	3.39	0.00	4.53	0.00	7.93
RL-6@6	0.11	48.11	0.00	51.11	0.00	99.33	0.02	3.38	0.00	4.55	0.00	7.94
RL-6@7	0.13	48.16	0.00	50.88	0.00	99.18	0.02	3.38	0.00	4.53	0.00	7.94
RL-6@8	0.13	48.25	0.00	50.81	0.00	99.19	0.02	3.39	0.00	4.52	0.00	7.93
RL-6@9	0.14	48.16	0.00	50.88	0.00	99.17	0.02	3.38	0.00	4.53	0.00	7.94
RL-6@10	0.12	48.14	0.00	51.04	0.00	99.30	0.02	3.38	0.00	4.54	0.00	7.94
RL-6@11	0.12	47.77	0.00	51.31	0.00	99.20	0.02	3.36	0.00	4.58	0.00	7.96
RL-6@12	0.12	47.94	0.00	51.19	0.00	99.25	0.02	3.37	0.00	4.56	0.00	7.95
RL-6@13	0.11	48.22	0.00	50.95	0.00	99.28	0.02	3.38	0.00	4.53	0.00	7.93
RL-6@14	0.11	48.26	0.00	50.89	0.00	99.26	0.02	3.39	0.00	4.53	0.00	7.93
RL-6@15	0.12	47.85	0.00	51.36	0.00	99.33	0.02	3.36	0.00	4.58	0.00	7.96
RL-6@16	0.12	47.75	0.00	51.37	0.00	99.24	0.02	3.36	0.00	4.59	0.00	7.97
RL-6@17	0.12	47.73	0.00	51.42	0.00	99.27	0.02	3.36	0.00	4.59	0.00	7.97
RL-6@18	0.13	48.01	0.00	51.08	0.00	99.22	0.02	3.37	0.00	4.55	0.00	7.95
RL-6@19	0.14	47.62	0.00	51.38	0.00	99.13	0.02	3.36	0.00	4.59	0.00	7.97
RL-6@20	0.11	47.91	0.00	51.28	0.00	99.30	0.02	3.37	0.00	4.57	0.00	7.96
RL-6@21	0.12	48.17	0.00	51.04	0.00	99.32	0.02	3.38	0.00	4.54	0.00	7.94
RL-6@22	0.11	48.16	0.00	51.00	0.00	99.27	0.02	3.38	0.00	4.54	0.00	7.94
RL-6@23	0.12	48.23	0.00	50.96	0.00	99.31	0.02	3.38	0.00	4.53	0.00	7.93
RL-6@24	0.15	48.00	0.00	50.90	0.00	99.04	0.02	3.38	0.00	4.54	0.00	7.94
RL-6@25	0.12	48.83	0.00	50.31	0.00	99.26	0.02	3.41	0.00	4.46	0.00	7.89
RL-6@26	0.13	48.17	0.00	50.90	0.00	99.19	0.02	3.38	0.00	4.53	0.00	7.94
RL-6@27	0.12	48.26	0.00	50.82	0.00	99.21	0.02	3.39	0.00	4.52	0.00	7.93
RL-6@28	0.12	47.99	0.00	51.09	0.00	99.21	0.02	3.37	0.00	4.55	0.00	7.95
RL-6@29	0.12	48.32	0.00	50.84	0.00	99.27	0.02	3.39	0.00	4.52	0.00	7.93

В целом, апатит имеет узкие диапазоны вариаций содержаний P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в 47,39–49,99 мас.% и CaO в 49,18–51,86 мас.%.

Микроэлементный состав апатита приведен в таблице 4 и на рис. 8.

Таблица 4. Микроэлементный состав апатита пегматитов месторождения Ренли (ppm).

Spot	Sc	Rb	Sr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	YHo
RL-6@1	0.00	0.15	74.2	2298	294	889	124	566	235	11.7	297	60.2	382	72.3	195	28.1	179	21.9	0.19	0.04	10.1	9.0	36.4	31.4
RL-6@2	0.02	0.18	74.1	2235	283	857	120	551	230	11.7	298	59.7	375	71.0	191	27.9	177	21.9	0.22	0.04	5.9	8.5	35.4	31.5
RL-6@3	0.07	0.16	73.9	2244	288	876	121	551	230	11.6	299	59.9	379	72.5	195	28.3	179	22.2	0.20	0.03	9.7	8.7	35.7	30.9
RL-6@4	0.07	0.09	73.5	2235	294	901	124	574	237	11.8	302	60.1	378	72.1	194	28.4	180	22.5	0.12	0.04	8.8	9.2	36.9	31.0
RL-6@5	0.11	0.14	73.8	2201	293	901	123	573	232	11.6	300	60.2	374	72.9	193	28.2	179	21.7	0.19	0.03	7.2	9.4	37.4	30.4
RL-6@6	0.24	0.18	71.7	2223	283	851	115	522	214	12.1	276	58.9	363	71.1	198	29.7	193	24.5	0.17	0.03	5.1	4.3	15.0	31.3
RL-6@7	0.09	0.07	61.5	2478	383	1160	159	735	291	10.5	364	71.4	442	85.2	223	30.9	189	23.1	0.16	0.06	6.0	18.5	39.3	29.1
RL-6@8	0.09	0.18	64.2	2490	371	1118	154	708	282	10.4	364	70.6	437	84.1	223	31.0	193	23.3	0.19	0.05	7.4	17.3	35.8	29.8
RL-6@9	0.31	0.15	63.3	2471	305	1198	165	762	294	10.9	375	72.3	442	85.3	225	31.2	191	23.3	0.18	0.03	5.0	13.8	38.0	29.0
RL-6@10	0.00	0.13	74.3	2295	292	875	120	570	238	11.8	308	61.9	388	74.0	199	28.6	185	22.8	0.14	0.05	7.0	7.2	33.2	30.5
RL-6@11	0.00	0.09	68.3	2442	369	1118	154	716	277	10.7	346	68.1	422	81.6	215	30.9	198	24.1	0.26	0.05	10.9	18.1	52.9	29.9
RL-6@12	0.19	0.07	69.5	2280	348	1068	149	680	267	10.1	331	64.7	405	76.9	204	28.2	172	20.0	0.15	0.03	7.2	12.4	41.0	29.8
RL-6@13	0.21	0.16	67.7	2183	332	1027	142	656	253	9.7	308	61.0	381	72.5	190	26.8	161	19.2	0.12	0.04	7.5	9.7	37.2	30.1
RL-6@14	0.00	0.18	70.4	2307	316	964	132	612	251	12.3	320	64.3	403	78.5	213	31.1	200	24.7	0.19	0.04	9.0	13.2	42.8	30.1
RL-6@15	0.20	0.12	70.9	2063	312	958	133	610	238	9.9	293	58.1	351	68.2	178	25.4	159	19.1	0.14	0.04	5.9	5.3	23.0	30.3
RL-6@16	0.13	0.25	72.9	2490	320	960	130	595	248	14.0	318	65.2	422	82.8	224	34.0	221	27.6	0.20	0.05	5.9	26.1	42.5	30.1
RL-6@17	0.00	0.21	72.6	2366	305	937	131	612	254	10.7	318	64.2	404	77.9	206	29.7	187	22.8	0.12	0.05	7.7	9.9	36.9	30.4
RL-6@18	0.12	0.18	10.3	1980	471	1441	191	765	420	2.1	464	91.7	416	48.8	90	10.4	55	5.5	0.21	0.07	9.9	19.6	25.0	40.6
RL-6@19	0.16	0.21	68.1	2563	420	1260	171	784	303	11.1	389	75.5	467	89.8	234	32.8	202	24.1	0.17	0.04	9.2	30.3	59.6	28.5
RL-6@20	0.08	0.11	73.0	2274	296	892	120	553	229	11.6	295	60.5	382	74.2	200	29.5	192	24.1	0.16	0.04	7.3	9.0	37.7	30.7
RL-6@21	0.14	0.20	71.5	2237	294	852	115	527	215	12.4	272	55.9	365	70.7	197	30.0	195	24.2	0.14	0.04	8.0	8.6	32.5	31.6
RL-6@22	0.19	0.11	72.1	2261	326	1011	137	628	246	11.4	302	59.0	385	74.2	200	29.5	190	23.5	0.19	0.04	5.9	13.0	43.1	30.5
RL-6@23	0.02	0.16	70.8	2177	310	939	128	589	233	10.5	292	58.2	371	70.8	192	28.2	179	22.3	0.10	0.05	8.5	7.6	31.6	30.8
RL-6@24	0.12	0.15	74.5	2536	554	1572	208	931	339	13.8	410	79.2	484	92.8	241	32.7	189	22.7	0.20	0.06	6.9	34.7	52.9	28.4
RL-6@25	0.33	0.14	71.6	2308	332	1019	140	633	254	10.9	325	63.6	400	75.9	204	29.6	182	22.4	0.16	0.04	6.6	12.7	45.6	30.4
RL-6@26	0.00	0.27	74.1	2551	331	1052	145	677	274	12.3	347	68.6	441	83.2	227	34.8	232	30.4	0.17	0.03	8.1	41.9	57.2	30.7
RL-6@27	0.18	0.22	72.9	2462	356	1079	145	656	267	12.6	341	68.6	433	81.1	217	32.0	205	25.3	0.20	0.07	6.8	28.4	55.4	30.4
RL-6@28	0.10	0.19	77.0	2504	344	1050	142	644	263	13.5	341	69.0	439	83.3	225	33.2	213	25.8	0.14	0.05	8.8	31.5	56.6	30.1
RL-6@29	0.16	0.19	73.4	2367	304	921	127	585	249	12.2	319	64.0	407	77.3	206	31.0	196	24.4	0.17	0.04	7.5	13.4	45.9	30.6

Рис. 8. Диаграммы рассеяния из апатитов: (a) REE vs.  $Eu/Eu^*$ ; (b) REE vs.  $(La/Yb)_N$ ; (c) REE vs.  $Y/Ho$ ; (d) REE vs.  $Y$ ; (e) REE vs.  $U$ ; (f) REE vs.  $Th$ ; (g) REE vs.  $Ta$ ; (h) REE vs.  $Hf$ ; и (i) LREE vs. HREE.

***U-Pb датирование апатитов.***

Результаты датирования приведены в таблице 5 и на рис. 9.

Таблица 5. U-Pb датирование апатита LA-ICP-MS.

Sample	U (ppm)	2s Error	Th (ppm)	2s Error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s Error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s Error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s Error	Rho $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$\pm$	2s (Ma)
RL-6														
RL-6@1	34.6	0.3	13.1	0.3	0.6606	0.0135	0.0881	0.0013	8.1028	0.1336	0.0523	544	$\pm$	8
RL-6@2	33.9	0.3	12.6	0.3	0.6638	0.0145	0.0908	0.0015	8.3965	0.1471	0.2789	560	$\pm$	9
RL-6@3	34.5	0.2	12.7	0.3	0.6494	0.0149	0.0896	0.0012	8.0408	0.1548	0.2727	553	$\pm$	7
RL-6@4	35.6	0.2	13.6	0.3	0.6818	0.0183	0.0867	0.0013	8.1330	0.1774	0.2154	536	$\pm$	8
RL-6@5	35.7	0.3	13.6	0.3	0.6510	0.0143	0.0871	0.0010	7.7998	0.1480	-0.0191	538	$\pm$	6
RL-6@6	14.1	0.2	6.0	0.2	0.7796	0.0216	0.1733	0.0026	18.5811	0.4627	0.1763	1030	$\pm$	14
RL-6@7	35.5	0.4	25.6	0.4	0.6599	0.0215	0.0802	0.0013	7.2703	0.2017	-0.0405	497	$\pm$	8
RL-6@8	32.3	0.7	23.9	0.5	0.6823	0.0192	0.0870	0.0016	8.1454	0.1646	0.0812	538	$\pm$	10
RL-6@9	35.4	0.3	19.5	0.3	0.6510	0.0165	0.0851	0.0016	7.7193	0.1261	0.1398	526	$\pm$	10
RL-6@10	29.8	0.3	9.7	0.3	0.6726	0.0203	0.0873	0.0014	8.2909	0.2204	0.3026	540	$\pm$	9
RL-6@11	47.1	0.5	24.6	0.4	0.6088	0.0135	0.0660	0.0009	5.5482	0.1048	0.1460	412	$\pm$	5
RL-6@12	36.5	0.4	16.8	0.3	0.6344	0.0166	0.0814	0.0011	7.9860	0.1369	0.0357	504	$\pm$	6
RL-6@13	34.9	0.4	13.8	0.2	0.6753	0.0166	0.0829	0.0013	7.7279	0.1663	0.1655	513	$\pm$	8
RL-6@14	39.9	0.4	18.6	0.4	0.6238	0.0153	0.0761	0.0014	6.5077	0.1495	0.1842	472	$\pm$	8
RL-6@15	21.5	0.3	7.5	0.2	0.7278	0.0202	0.1248	0.0021	12.5101	0.2890	-0.0100	758	$\pm$	12
RL-6@16	39.5	0.6	36.6	1.2	0.6195	0.0230	0.0697	0.0020	5.9295	0.1711	0.1646	434	$\pm$	12
RL-6@17	33.7	0.5	13.6	0.3	0.6652	0.0154	0.0845	0.0010	7.7980	0.1611	0.1600	523	$\pm$	6
RL-6@18	22.2	0.3	26.7	0.5	0.7307	0.0147	0.1386	0.0020	13.9668	0.2275	0.1487	838	$\pm$	12
RL-6@19	53.1	0.7	42.1	0.7	0.5994	0.0160	0.0653	0.0011	5.3804	0.1369	0.2736	408	$\pm$	7
RL-6@20	34.5	0.4	12.5	0.4	0.6437	0.0140	0.0797	0.0014	7.0790	0.1348	0.1700	494	$\pm$	8
RL-6@21	29.8	0.2	11.7	0.3	0.6769	0.0156	0.0904	0.0016	8.3864	0.1964	0.3722	558	$\pm$	9
RL-6@22	38.8	0.4	18.2	0.3	0.6418	0.0151	0.0762	0.0011	6.8083	0.0994	-0.0189	473	$\pm$	6
RL-6@23	27.4	0.2	10.2	0.2	0.6807	0.0207	0.0963	0.0021	9.0617	0.2102	0.1901	592	$\pm$	13
RL-6@24	45.1	1.2	44.7	2.0	0.6171	0.0155	0.0689	0.0013	5.9418	0.1964	0.7627	430	$\pm$	8
RL-6@25	43.5	0.5	18.2	0.4	0.6339	0.0130	0.0752	0.0010	6.5538	0.1152	0.3359	468	$\pm$	6
RL-6@26	51.7	0.7	41.0	1.5	0.5977	0.0274	0.0664	0.0019	5.5430	0.1670	-0.2308	415	$\pm$	12
RL-6@27	52.1	0.4	43.0	0.7	0.5813	0.0209	0.0608	0.0013	5.0184	0.1505	-0.0930	381	$\pm$	8

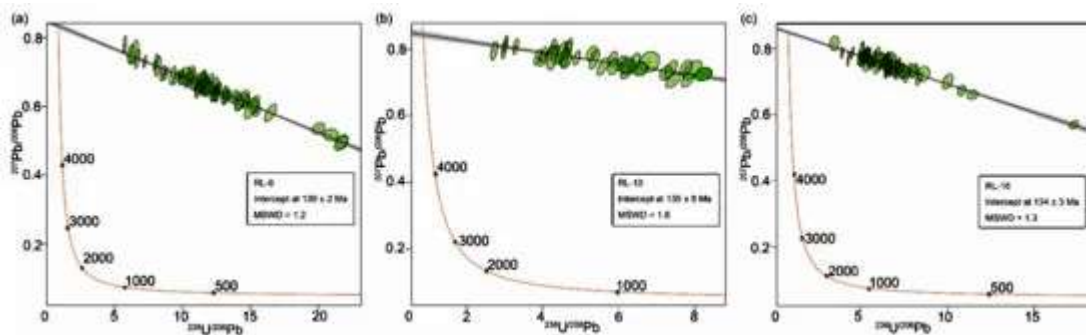


Рис. 9. U-Pb датирование 3<sup>x</sup> образцов апатита: а. 130 ± 2 млн лет; б. 135 ± 8 млн лет; с. 134 ± 3 млн лет

**Обсуждение**

Апатиты демонстрируют сходные хондрит-нормализованные закономерности РЗЭ и постепенное снижение  $\Sigma\text{REE}$ . Уровни LOI составляют менее 1 мас.% и не имеют пористости, что свидетельствует о том, что постагматические изменения или выветривание не очевидны. Монацитовые включения извлекают LREE из более



фракционированных расплавов, что приводит к истощению этих элементов в апатите. Содержание LREE обогащено, а LREE/HREE колеблется от 3,61 до 24,07, поэтому гидротермальные изменения маловероятны. Кроме того, апатиты имеют субэдрально–ангедральную структуру, а поверхность изображений обратного рассеяния электронов (БСЭ) однородна без трещин. Хондрит-нормализованные структуры РЗЭ апатитов сходны с таковыми пегматитов, что свидетельствует о постепенной магматической эволюции. Степень разделения LREE и HREE невелика. По текстуре и составу апатитов их происхождение является магматическим.

Новый U-Pb LA-ICP-MS возраст апатитов, полученный из двухслюдяных пегматитов, составил приблизительно 130 млн лет, что согласуется с возрастом по  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  из мусковита. Южный Китай находился в литосферной системе растяжения в период около 140 млн лет. Таким образом, месторождение Ренли, вероятно, сформировалось в экстенциональной среде в период примерно до 130 млн лет. Рудная система характеризуется относительно низкой температурой формирования в диапазоне от 350 до 550°C, что является результатом притока молодой мантийной гранитной магмы, роста и перекристаллизации нового магматико-гидротермального раствора.

Геохимические характеристики микроэлементов в апатите могут быть использованы для интерпретации минералого-геологических условий формирования оруденения. Аномалии таких элементов как Ce, Eu, Mn могут быть использованы для характеристики окислительно-восстановительного состояния магмы. В отличие от Mn, содержание Ga в апатите не зависит от вмещающей породы и восстановленные магмы имеют более высокое содержание Ga, чем окисленные магмы. Апатит в породах с более высокой степенью окисления имеет более низкое отношение  $\text{Y}/\Sigma\text{REE}$ , более высокое отношение  $\text{La}/\text{Sm}$  и более высокое отношение  $\text{Ce}/\text{Th}$ . Отношение  $\text{Y}/\Sigma\text{REE}$  колеблется от 0,44 до 0,69 в апатите. Постепенное снижение отношения  $\text{Y}/\Sigma\text{REE}$  в апатите из пегматитов Ренли свидетельствует о повышении степени окисленности оруденения в месторождении Ренли. По сравнению с пегматитом апатит имеет более высокое содержание Y и HREE, что позволяет предположить, что апатит является продуктом бедных водой расплавов. Магмы имеют нехондритовое соотношение Y/No. В основном соотношение Y/No составляет  $>34$ , что указывает на то, что вмещающий его пегматит образуется в переходной магматико-гидротермальной системе.

Таким образом, поведение РЗЭ в апатитах характеризует степень окисления рудной системы, а сам апатит может быть использован в качестве поискового индикатора оруденения.

**Выводы**

(1) Происхождение апатита магматическое, степень окисления Nb-Ta оруденения в месторождении Ренли возрастает.

(2) Месторождение сформировалось в экстенциональной среде, в период примерно до 130 млн лет, при температурах выше 350°C.

(3) Пегматиты, вмещающие оруденение и апатит образованы в переходной магма-гидротермальной системе. Сочетание состава и U-Pb возрастов апатита может быть использовано для характеристики магма-гидротермальной эволюции пегматитовых Nb-Ta месторождений.

## 6. РОЛЬ ИЛЬМЕНИТА В ФОРМИРОВАНИИ ПЕСЧАНИКОВЫХ М-НИЙ УРАНА (Северный Китай) [1]

Окисленные Fe–Ti минералы широко описаны в песчаниковых урановых месторождениях например Южного Техаса, США. Дисульфиды железа могут образовываться в результате реакций между  $H_2S$  (полученными из нефти и газа) и оксидами Fe–Ti. Кроме того,  $H_2S$  и дисульфиды железа могут восстанавливать  $U^{6+}$  до  $U^{4+}$  и формировать U-минерализацию. Обломочный ильменит, например, выявлен на Далматовском урановом месторождении в России, где почти 30% U присутствует в виде мелкодисперсных оксидов ( $U^{4+}$ ) или химически адсорбируется лейкоксеном ( $U^{6+}$ ). Предполагается, что лейкоксен играет важную роль в формировании U минерализации. В последнее время обломочный ильменит и связанные с ним изменения были широко идентифицированы в песчаниковых U-месторождениях в бассейнах северного Китая - Сонгляо, Эрлиан и Ордос. Однако роль измененного ильменита в процессе формирования U минерализации до сих пор неясны.

В Ордосском бассейне сосредоточены важные ресурсы угля, нефти, природного газа и урана. В данном исследовании урановые месторождения в северной части Ордосского бассейна. Характеристики изменений ильменита и его связь с U-минерализацией изучались методами петрографического наблюдения, сканирующей электронной микроскопии (РЭМ), энергодисперсионной рентгеновской спектрометрии (ЭЦП) и электронно-зондового микроанализа (ЭПМА). Изотопы In situ S из пиритов, связанных с измененным ильменитом, были получены методом лазерной абляции (LA-MS-ICPMS).

Ордосский бассейн сформировался на палеозойской Северо-Китайской платформе. Стратиграфия бассейна в основном состоит из кембрийских и ордовикских карбонатов, а также верхнекаменноугольно–пермских угленосных флювиально-дельтовых обломочных и мелководных морских осадков, триасовых и среднеюрских толщ речных и озерных песчаников, сланцев, аргиллитов и углей (рис. 1).

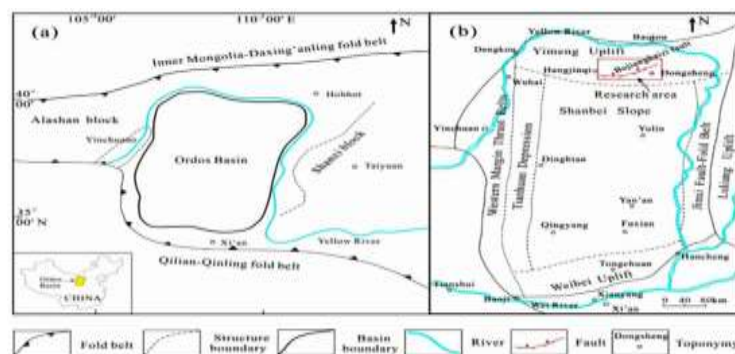


Рис. 1 (а) региональная тектоническая обстановка и (б) схема тектонического деления Ордосского бассейна.

Положение урановых м-ний в северной части Ордовского бассейна показано на рис.

2.

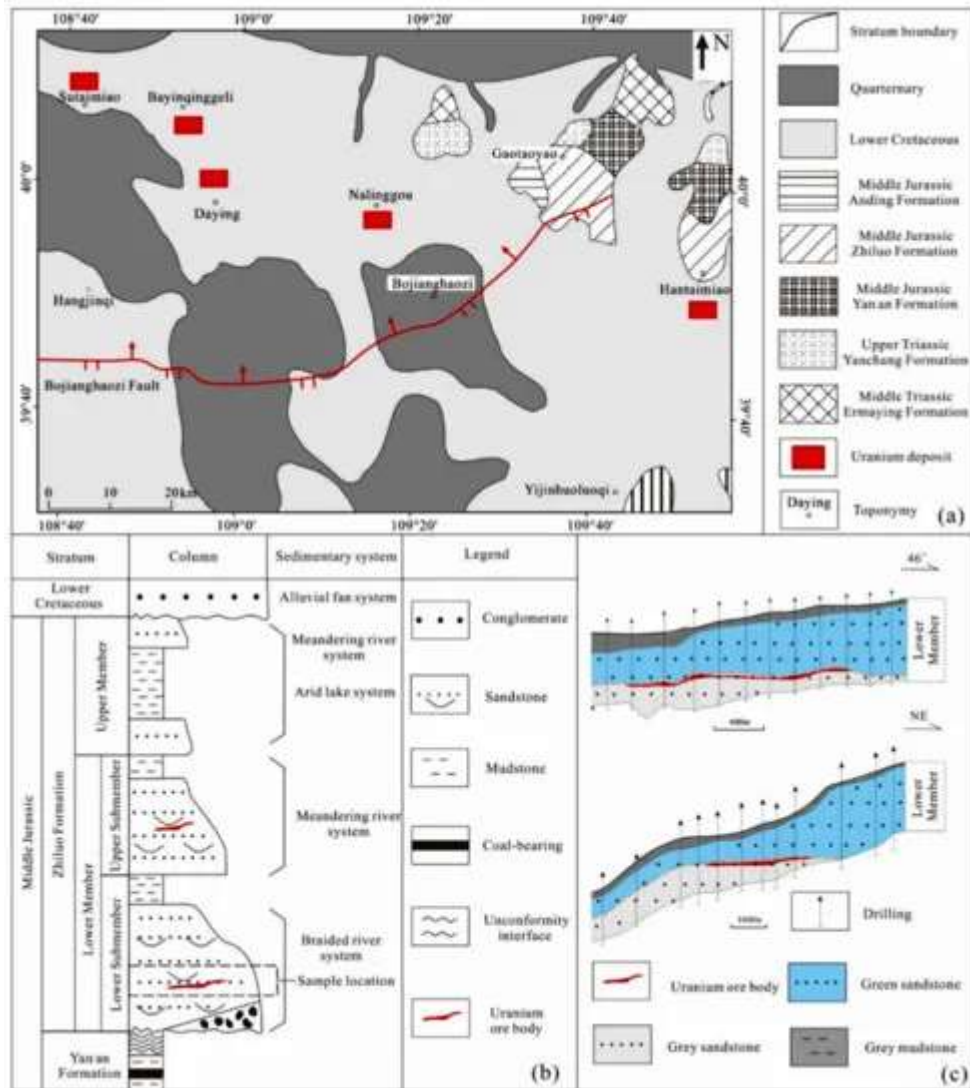


Рис. 2 (а) Геологическая схема и положение м-ний урана северной части Ордовского бассейна; (b) Рудоносная колонна урановых месторождений; (c) Разрез рудных тел м-ния Налингтоу.

Урановое оруденение залегает в пределах среднеюрской формации Чжилуо на глубинах от 300 до 750 м. Рудовмещающая формация делится на верхнюю и нижнюю. Верхняя состоит из красноватых аргиллита, алевролита и песчаника, нижняя - из серовато-зеленых средне- и крупнозернистых песчаников с большим количеством углеродистых обломков. U-минерализация в виде коффинита и урановой смолки демонстрирует тесную связь с углеродистыми обломками и пиритом. Рудные тела в основном имеют пластовую морфологию, в меньшей степени ролловую, связанную с зоной пластового окисления.

### Пробоотбор, аналитические процедуры и методы.

Образцы, использованные в исследовании, представляли собой U-руды (содержание U > 100 мкг/г), собранные из верхней и нижней частей месторождения Налингоу. Обломочный ильменит и его измененные минеральные компоненты были исследованы с помощью оптического микроскопа (проходящий и отраженный свет) и сканирующей электронной микроскопии (ETMA1600), оснащенной энергодисперсионным рентгеновским спектрометром с помощью электронного зонда (JXA-8100). Аналитическими условиями были ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 20 нА, диаметр пучка 1-5 мкм, время счета основных, второстепенных и микроэлементов 10, 20 и 40с соответственно. Основной целью анализа было определение характеристик альтерации ильменита и пространственного распределения в нем урановых минералов. Стандарт проведения испытаний-GB/T15074-2008. Стандартными образцами Si, Na и Al являлся альбит, а K, Ca, Mn, Ti, Fe, Mg и U-калиевый полевой шпат, ротаксан, рутил, гематит, пироксен и уран. Кроме того был проведен In situ S-изотопный анализ коллоидного пирита, связанного с измененным ильменитом (LA-ICP-MS). Аналитические условия состояли из выходной длины волны 266 нм, размера лазерного пятна 10-20 мкм и частоты следования импульсов 2 Гц с использованием аргона и гелия в качестве газов-носителей. Каждый отдельный анализ состоял из сбора фона в течение 25с, сбора сигнала образца в течение 50с и времени промывки 40с. Изотопные значения рассчитывались по следующему уравнению:

$$\delta^{34}\text{S}\text{‰}=1000\left(\frac{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}_{\text{unk}}}{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}_{\text{VCDT}}}-1\right)$$

где  ${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}_{\text{unk}}$ -отношение  ${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$  из неизвестного образца, а  ${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}_{\text{VCDT}}$ -отношение  ${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$  для международного стандарта Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT).



## Результаты.

Характеристики изменений ильменита и связи с U-минерализацией показаны на рисунках 3-5.

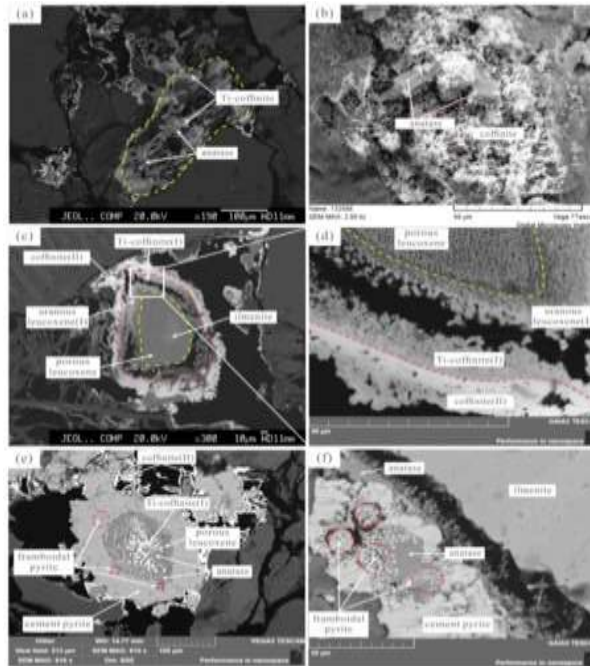


Рис. 3 (а) Ильменит замещен анатазом и Тi-коффинитом (BSE). (b) Коффинит вокруг анатаза (SE). (c) Минеральная ассоция ильменита, лейкоксена, ураносодержащего лейкоксена, Тi-коффинита и коффинита (BSE). (d) Минеральная ассоция пористого лейкоксена, ураносодержащего лейкоксена, Тi-коффинита и коффинита (SE). (e) Ильменит замещен анатазом, лейкоксеном, Тi-коффинитом, пиритом и коффинитом (SE). (f) Полифрамбоды, содержащие микрокристаллы в упорядоченном массиве (SE).

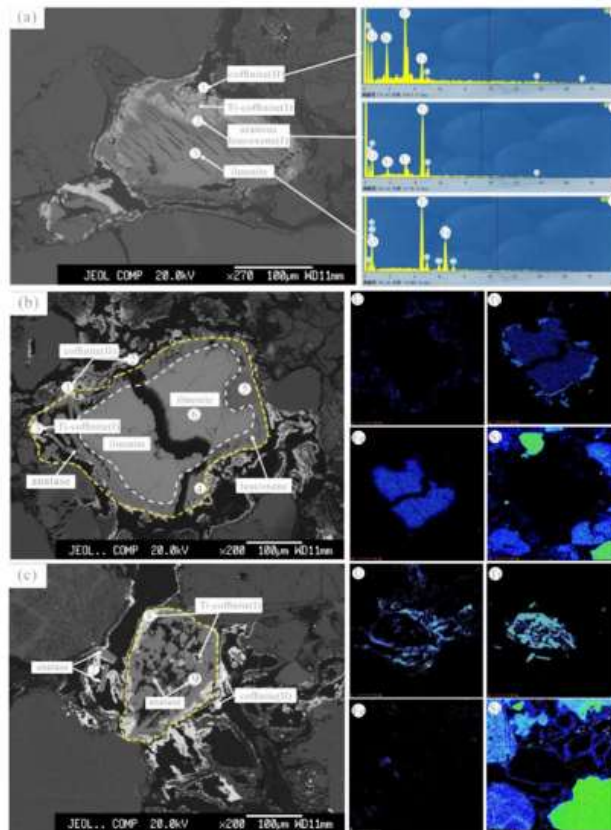


Рис. 4 (а) Минеральная ассоция ильменита, пористого лейкоксена, ураносодержащего лейкоксена, Тi-коффинита и коффинита (BSE). (b) Минеральная ассоция ильменита, пористого лейкоксена, анатаза, Тi-коффинита и коффинита (BSE). (c) Ильменит замещен анатазом, Тi-коффинитом и коффинитом (BSE).

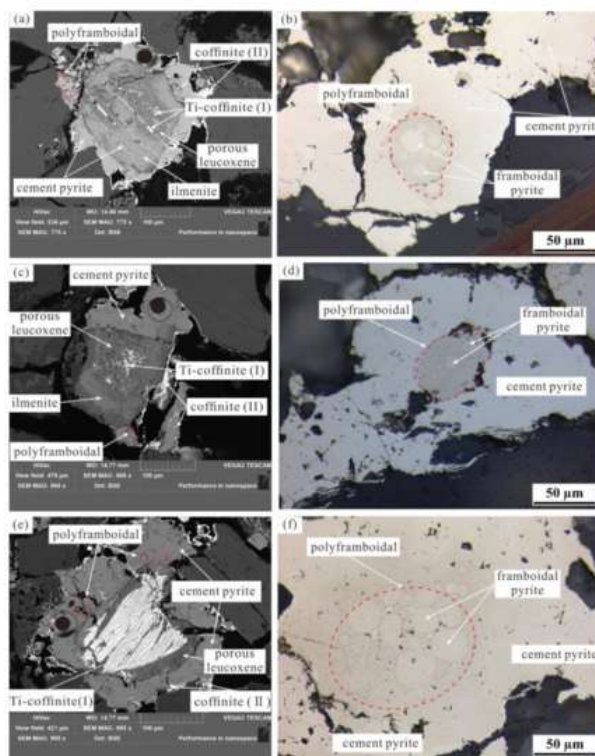


Рис. 5 (а) Тi-коффинит в порах лейкоксена и трещинах измененного ильменита, покрытого цементным пиритом и коффинитом (SE). (б) Полифрамбоидный пирит, покрытый цементным пиритом. (с) Тi-коффинит в порах лейкоксена и покрытый цементным пиритом и коффинитом (SE). (д) Полифрамбоидный пирит, покрытый цементным пиритом. (е) Тi-коффинит в порах лейкоксена покрытый цементным пиритом и коффинитом (SE). (ф) Полифрамбоидный пирит, покрытый цементным пиритом.

Коффинит является основным U-минералом, связанным с измененным ильменитом. Содержание  $UO_2$  колеблется от 46,71 до 70,38%,  $SiO_2$ -от 12,12 до 18,28% и  $TiO_2$ -от 0,34 до 16,51% (табл. 1).

Таблица 1. Данные электронно-зондового анализа U-минералов и продуктов изменения ильменита

Spot	SiO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	Amounts	Mineral
1	17.04	49.05	0.25	1.53	0.86	0.23	2.97	1.03	0.34	0.43	/	0.17	/	0.10	0.08	74.08	Coffinite (II)
2	15.92	48.27	0.13	1.19	0.17	0.25	1.28	0.37	1.09	0.30	/	0.09	/	/	/	69.06	Coffinite (II)
3	18.22	66.33	0.11	1.93	0.06	0.22	1.33	/	5.30	0.38	/	0.32	/	0.05	/	94.25	Ti-Coffinite (I)
4	0.30	0.32	0.06	0.09	0.06	0.02	0.08	0.73	96.17	1.38	0.04	/	/	/	0.07	99.32	Anatase
5	0.91	0.13	0.15	0.20	/	0.04	0.29	0.87	95.49	1.20	0.07	/	0.07	/	/	99.42	Anatase
6	/	/	0.19	0.02	0.62	/	0.02	45.71	51.58	0.53	0.50	0.05	0.20	/	/	99.42	Anatase
7	18.28	70.32	0.15	2.21	/	0.34	1.10	0.10	0.36	0.45	0.07	0.38	0.07	/	/	93.83	Coffinite (II)
8	12.12	46.71	0.25	1.53	/	0.18	1.06	0.73	16.51	0.49	/	0.31	0.12	/	/	80.01	Ti-Coffinite (I)
9	0.37	/	0.11	0.12	0.03	/	0.10	0.23	97.61	1.28	/	/	/	/	0.08	99.93	Anatase

Результаты изотопного анализа серы in situ различных типов пирита представлены в таблице 2.

Таблица 2. Анализ изотопов серы *In situ* различных типов пирита методом LA–MC–ICP–MS

Type of Pyrite	Sample No.	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	Error(E-05)	Data Sources
Framboidal pyrite	EB01	-9.60	1.15	[44]
	EB06	-9.90	1.39	
	EB06	-8.00	1.41	
	EB06	-8.50	1.37	
	EB14	-9.20	0.98	
	EB16	18.20	0.41	
	EB18	19.70	0.42	
	EB18	18.60	0.41	
Cement pyrite	B1-01	18.17	0.36	This paper
	B1-02	8.95	0.09	
	B1-03	11.43	0.12	
	B1-04	10.73	0.14	
	B1-05	16.33	0.14	
	B1-06	18.74	0.33	
	B1-07	17.17	0.12	

Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в фрамбоидальном пирите колеблются от -9,9‰ до -8,0‰ со средним значением -9,04‰. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  цементного пирита выше от +8,95‰ до +19,7‰ со средним значением +15,80‰.

## Обсуждение

### *Генезис пирита и процесс изменения ильменита*

Общепризнано, что сульфатвосстанавливающие бактерии продуцируют изотопно легкую восстановленную серу, тогда как термические процессы восстановления сульфата приводят к сравнительно изотопной тяжелой сере. На основе температур гомогенизации жидких включений, альтерация (карбонизация, силицирование и др.) и минеральных ассоциаций (анатаз, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.) полагается, что цементные колчеданы являются продуктом термического сульфатредуцирования (ТСР), а сера этих реакций, вероятно, поступает из природных газов, образующихся при миграции глубоинных источников вместе с низкотемпературным термальным флюидом.

На основании генезиса различных типов колчеданов, тесно связанных с измененным ильменитом, в сочетании с пространственной связью между фрамбоидальным пиритом, цементным пиритом и измененным ильменитом уточнен временной ряд образования продуктов изменения ильменита и U-минерализации (рис. 6).

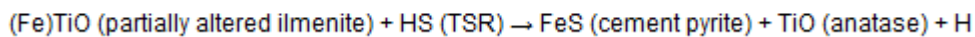
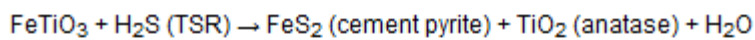
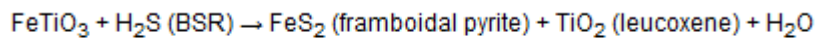
Evolution stage and time of ore-bearing bed	Synsedimentary and early diagenesis stage (Middle Jurassic)	Thermal event (Early Cretaceous)	Continued uplift (Late Cretaceous-Eocene)
Porous leucoxene	—————		
Framboidal pyrite	—————		
Uraniferous Leucoxene ( I )	—————		
Anatase		—————	
Cement pyrite		—————	
Coffinite ( II )			—————
Natural gas dissipation		—————	
Ilmenite alteration process	The first stage	The second stage	
U enrichment process of altered ilmenite	U pre-enrichment with TiO <sub>2</sub> adsorption		U enrichment with TiO <sub>2</sub> catalytic reduction

Рис. 6. Временные ряды образования продуктов изменения ильменитов и U-минералов.

Процесс изменения ильменита делится на два этапа.

Первый - ранний осадочный диагенез. Органическое вещество вмещающего песчаника может реагировать с  $\text{SO}_4^{2-}$  в осадках с образованием  $\text{H}_2\text{S}$  под действием анаэробных сульфатредуцирующих бактерий. При взаимодействии ильменита с  $\text{H}_2\text{S}$  он может превращаться в пористый лейкоксен и фрамбоидальный пирит (уравнение (1)).

Второй – во время теплового тектонического события, которое привело к последующей одновременной миграции природного газа и низкотемпературного теплового флюида. Ильменит или частично измененный ильменит может образовывать анатаз и цементный пирит, реагируя с  $\text{H}_2\text{S}$ , полученным по термическим сульфатным уравнениям (2) и (3).



#### **Механизм обогащения ураном измененного ильменита.**

Измененный ильменит играет важную роль в обогащении урана за счет адсорбции. pH оказывает большое влияние на адсорбционную способность  $\text{TiO}_2$ , а адсорбционное количество U наиболее велико при слабокислой среде. Однако минералы U, образующиеся вокруг измененного ильменита на месторождении Налинргоу, указывают на то, что осаждение и обогащение ураном является не только результатом адсорбции измененного ильменита, но и связано с восстановлением.

В последнее время экспериментально изучено фотокаталитическое восстановление  $\text{TiO}_2$  ионов уранила, которое может восстанавливать  $\text{U}^{6+}$  до  $\text{U}^{4+}$  и образовывать U-минералы, на поверхности  $\text{TiO}_2$  (анатаза) (рис. 7).

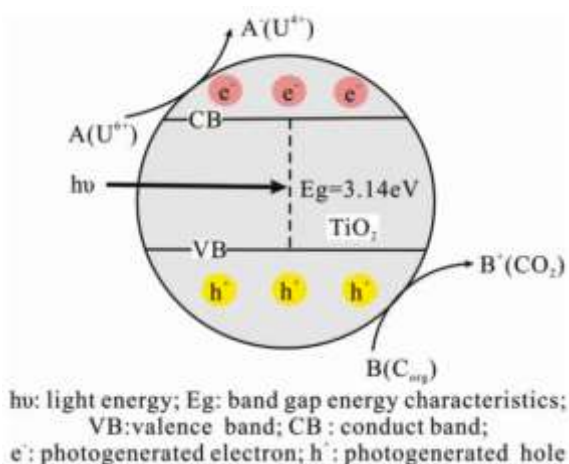


Рис. 7. Механизм фотокаталитического восстановления  $TiO_2$  ионов уранила.

Процесс урановой минерализации происходил в недрах, где не хватало света, чтобы вызвать фотокаталитическую реакцию  $TiO_2$ . На месторождении имело место предварительное обогащение ураном на синседиментационной или раннедиагенетической стадиях. Во время процессов распада в этот период образуется большое количество  $\beta$ -и  $\gamma$ -излучения, обеспечивающего источник энергии для последующего каталитического восстановления U измененным ильменитом.

На основании вышеизложенного обогащение урана было достигнуто как каталитическим восстановлением, так и адсорбцией измененного ильменита в геологические сроки. Важно наличие адсорбированного U, который обеспечивает  $\beta$ ,  $\gamma$  излучение и энергию для последующего процесса каталитического восстановления. Это обеспечивает новый механизм формирования уранового оруденения.

Процесс формирования уранового оруденения можно разделить на два этапа (рис.8).

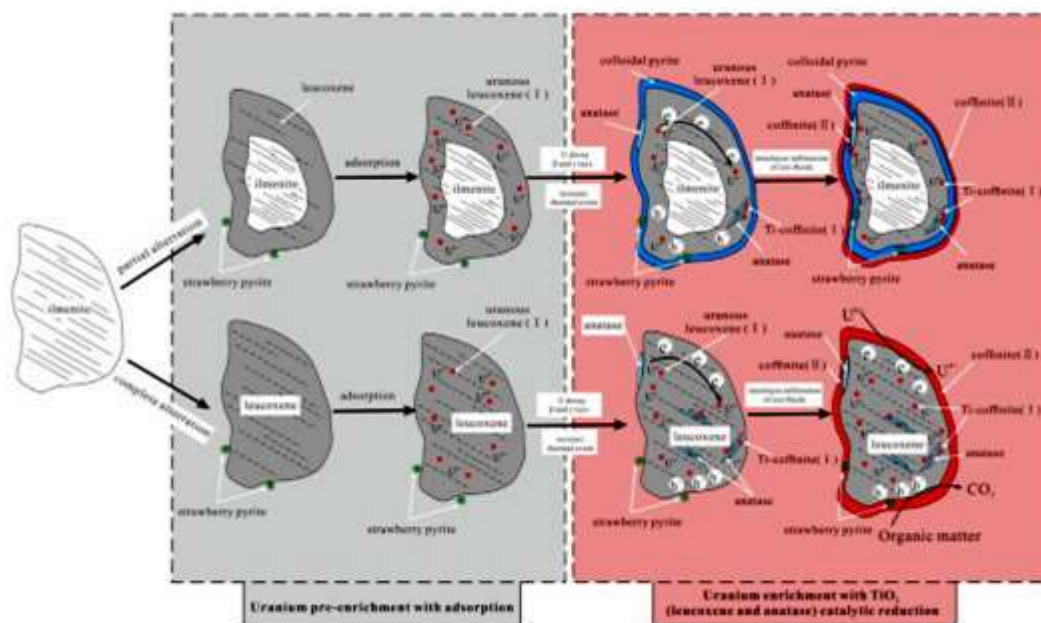


Рис. 8. Механизм формирования U и процессы изменения ильменита в песчаных м-ниях Ордосского бассейна.



*Стадия 1:* предварительное обогащение U адсорбцией  $TiO_2$  в период синседимента- и раннего диагенеза. Ильменит был превращен в пористый лейкоксен и фрамбоидальный пирит непосредственно  $H_2S$  сульфатвосстанавливающих бактерий. Пористый лейкоксен может адсорбировать  $U^{6+}$  с образованием ураносодержащего лейкоксена в слабокислой среде, который, вероятно, был превращен в Ti-коффинит (1) с восстановлением  $U^{6+}$  до  $U^{4+}$  по реакциям с восстановителями, соответствующим стадии предварительного обогащения U. В то же время последовательности минеральных ассоциаций ильменита, лейкоксена, ураносодержащего лейкоксена или Ti-коффинита (1) могут образовываться при частичном изменении ильменита, а лейкоксена, ураносодержащего лейкоксена или Ti-коффинита (1) - при полном изменении.

*Стадия 2:* обогащение U каталитическим восстановлением  $TiO_2$  (лейкоксен и анатаз) происходило при поднятии рудоносного пласта в позднемеловой период. Предварительно обогащенный U распадался и производил  $\beta$ -и  $\gamma$ -излучение в течение всего геологического периода, вызывая образование электронно-дырочных пар в лейкоксене. Электроны, мигрирующие на поверхность лейкоксена, восстанавливали  $U^{6+}$  в рудообразующем флюиде до  $U^{4+}$  и отлагали его на поверхности измененного ильменита в виде коффинита, что привело к образованию минеральной ассоциации лейкоксена, Ti-коффинита (1), коффинита (2). Кроме того, некоторые неизменные или слабо измененные ильмениты были превращены в лейкоксен и цементный пирит путем термохимического восстановления сульфата  $H_2S$  в раннем мелу до стадии палео-межслойного окисления. Предварительно сформованный цементный пирит и  $H_2S$  термохимического сульфатного восстановления могут уменьшить  $U^{6+}$  в рудообразующем флюиде до  $U^{4+}$  осаждаются на его поверхности в виде коффинита, при этом  $S^{2-}$  - пирит окисляется до  $SO_4^{2-}$  - в отсутствие кислорода, а также могут образовываться минеральные ассоциации лейкоксена, Ti-коффинита (1), цементного пирита и коффинита (2).

### **Выводы.**

(1) Ильменит преобладал в рудоносном песчанике и был полностью или частично изменен на пористый лейкоксен и анатаз. Вокруг измененного ильменита выделяется фрамбоидальный пирит BSR-происхождения и цементный пирит TSR-происхождения.

(2) Коффинит является доминирующим U-минералом в рудах северного Ордосского бассейна. Он образуются в порах и трещинах измененного ильменита и тесно связан с

лейкоксеном, анатазом и цементным пиритом. Две фазы U-минерализации, связанные с измененным ильменитом, содержат Ti-коффинит (1) и коффинит (2).

(3) Обогащение ураном происходит за счет адсорбции и каталитического восстановления измененного ильменита. Процесс обогащения включает предварительное обогащение путем адсорбции (стадия I) и каталитического восстановления  $TiO_2$  (лейкоксен и анатаз) (стадия II). Предварительно обогащенный U может распадаться и производить  $\beta$ -и  $\gamma$ -излучение, а также может инициировать реакцию каталитического восстановления лейкоксена и анатаза для восстановления  $U^{6+}$  в  $U^{4+}$ . Это является новым типом обогащения U в песчаниковых месторождениях.

(4) Полученные результаты в контексте механизмов оруденения и теории генезиса песчаниковых U-месторождений имеют важное прогнозно-поисковое значение.

*ИСТОЧНИКИ:*

1. *Bo Ding, Hong-Xu Liu, Lin-Fei Qiu, Chuang Zhang and De-Ru Xu. Ilmenite Alteration and Its Adsorption and Catalytic Reduction in U Enrichment in Sandstone-Hosted U Deposits from the Northern Ordos Basin, North China. Minerals 2022.*
2. *Brian Bino Sinaice, Narihiro Owada, Hajime Ikeda, Hisatoshi Toriya, Zibisani Bagai, Elisha Shemang, Tsuyoshi Adachi and Youhei Kawamura. Spectral Angle Mapping and AI Methods Applied in Automatic Identification of Placer Deposit Magnetite Using Multispectral Camera Mounted on UAV. Minerals 2022.*
3. *M. Beth McClenaghan, Wendy A. Spirito, Stephen J. A. Day, Martin W. McCurdy, Rick J. McNeil and Stephen W. Adcock. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis 3 February 2022,*
4. *Qing Lan, Shanling Fu, Jinrong Lin. Characteristics of Mineralization-Forming Fluid and Metallogenic Mechanism for the Mianhuakeng Uranium Deposit in South China: Constraints from In Situ Geochemical Signatures and Sulfur Isotopes of Syn-Mineralization Pyrite and Pitchblende Minerals 2022,*
5. *Renguang Zuo. Mineral Exploration Using Subtle or Negative Geochemical Anomalies. Journal of Earth Science, 2021*
6. *Yongsheng Cheng, Zhuobin Xu, Hongfei Di, Zewen Zhang, Chunwang Mao, Huajie Tan, Jianzhong Huang, Fangchun Zhou, Liping Zhang, Jianfeng Chen, Chunhua Wen. Apatite U-Pb Dating and Composition Constraints for Magmatic-Hydrothermal Evolution in the Giant Renli Nb-Ta Deposit, South China. Minerals 2022.*