



ФГБУ «ВИМС»

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИНТЕРНЕТ-МАТЕРИАЛЫ

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

№ 16

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:

	стр.
I. ТЕКТОНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ СКРЫТЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА И ФРАКТАЛЬНОЙ МОДЕЛИ (<i>район Сичэн, Китай</i>).....	5
1. Введение.....	5
2. Региональная геология.....	6
3. Сбор образцов, поэтапный факторный анализ и фрактальная модель концентрации.....	8
4. Статистический анализ.....	10
5. Геохимические характеристики элементов.....	12
6. Многоэлементные геохимические признаки и определение целей.....	13
7. Обсуждение.....	17
8. Выводы.....	20
 II. ПОИСКИ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ОСНОВЕ КОРОТКОВОЛНОВОЙ ИНФРАКРАСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ МУСКОВИТА (<i>м-ние Синонгдуо, Тибет, Китай</i>).....	 22
1. Введение.....	22
2. Геологические условия.....	23
3. Методы опробования и анализа.....	24
3.1. Вихревой спектральный анализ.....	25
3.2. Основы интерпретации спектров SWIR для группы белой слюды.....	25
3.3. Методы массового геохимического анализа.....	26
4. Результаты.....	26
4.1. Спектральные характеристики минералов группы мусковита в ближнем инфракрасном диапазоне.....	26
4.2. Геохимические характеристики мусковита.....	27
4.3. Характеристики рентгеновской дифракции минералов группы мусковита.....	29
5. Обсуждение.....	29
5.1. Классификация минералов группы мусковита.....	30
5.2. Характеристики зон изменений в минералах группы мусковита в ближнем инфракрасном диапазоне.....	31
5.3. Пространственная взаимосвязь между рудными телами Ag-Pb-Zn и скоплениями мусковита и их значение для формирования полиметаллических руд.....	32
5.4. Поисковая модель коротковолнового спектрального анализа.....	34
5.5. Использование поисковой модели коротковолнового спектрального анализа.....	35
6. Выводы.....	36
 III. МОНАЦИТ КАК ИНСТРУМЕНТ ПОИСКОВ ЮСГ ОРУДЕНЕНИЯ (<i>кратон Гоулер, Южная Австралия</i>).....	 37
1. Введение.....	37
2. Геологическая информация.....	38
3. Методология.....	40
3.1. Пробоотбор.....	40
3.2. Анализ химического состава минералов.....	42
4. Результаты.....	43

4.1. Описания образцов.....	43
4.2. Анализ изображений.....	44
4.3. Химический состав минералов.....	45
5. Обсуждение.....	47
5.1. Монацит в породах фундамента Carrapateena.....	47
5.1.1. Сравнение с региональным фоновым химическим составом..	47
5.1.2. Геохимические поисковые критерии монацита Carrapateena..	49
5.2. Монацит в покровных породах Carrapateena.....	50
5.3. Региональные поисковые критерии IOCG.....	52
6. Выводы.....	54
 IV. МОДЕЛИРОВАНИЕ АУДИОМАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ ПОИСКАХ НАД ПОКРЫТЫМИ ВОДОЙ РАЙОНАМИ (<i>Китай</i>).....	55
1. Введение.....	55
2. Технология разделения электрических и магнитных каналов.....	56
3. Численное моделирование разделенных электрического и магнитного каналов.....	57
3.1. Неоднородная геоэлектрическая модель.....	57
3.2. Модель водного объекта.....	61
4. Эксперименты по наблюдению АМТ с использованием разделенных электрического и магнитного каналов.....	64
4.1. Эксперимент по сравнению магнитных каналов.....	64
4.2. Профильный эксперимент.....	66
5. Обсуждение.....	67
6. Выводы.....	68
 V. СРАВНЕНИЕ АЭРОМАГНИТНЫХ СИСТЕМ САМОЛЕТНОГО И ВЕРТОЛЕТНОГО БПЛА.....	70
1. Введение.....	70
2. Аэромагнитные системы БПЛА.....	70
2.1. FUAV.....	70
2.2. MUN.....	71
3. Аэромагнитная компенсация.....	72
3.1. Аэромагнитная система FUAV.....	73
3.2. Аэромагнитная система MUN.....	74
3.3. Тест на аэромагнитную компенсацию.....	75
4. Испытания.....	76
5. Обсуждение.....	78
6. Выводы.....	79
 VI. ТРЁХМЕРНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДА ИНФОРМАЦИОННОЙ ЦЕННОСТИ (<i>полиметаллическое м-ние Байнючан, Китай</i>).....	81
1. Введение.....	81
2. Геологические предпосылки.....	82
3. 3D-модель м-ния Байнючан.....	83
4. Метод прогнозирования и выбор переменных.....	84
4.1. Метод оценки информативности.....	85

4.2. Выбор переменных для прогнозирования и трёхмерные буферные зоны.....	85
5. Прогнозирование оруденения.....	86
5.1. Расчёт информационной ценности.....	86
5.2. Граница прогнозирования общей информационной ценности.....	86
5.3. Выбор поисковых целей.....	88
6. Результаты и обсуждение.....	90
7. Выводы.....	90
 VII. НОВЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗИРОВАНИЮ ОРУДЕНЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ ГЕНЕРАЦИИ ДАННЫХ НА ОСНОВЕ DCGAN.....	94
1. Введение.....	94
2. Геологический каркас исследуемой территории и концептуальное моделирование.....	95
3. Анализ характеристик.....	96
4. Методы.....	98
4.1. Глубокая свёрточная генеративно-состязательная сеть (DCGAN).....	99
4.2. Случайный лес (RF).....	99
5. Анализ и результаты.....	100
5.1. Расширенный набор данных.....	101
5.2. Практическое значение расширения данных для MVT.....	101
6. Обсуждение.....	104
7. Выводы.....	105
 VIII. ПОИСКИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ MOBILEMT (2,5D-инверсия широкополосных аэроэлектромагнитных данных).....	107
1. Введение.....	107
2. Обзор технологии MobileMT.....	108
3. Программное обеспечение для инверсии, подготовка данных и процесс инверсии.....	111
4. Примеры тестовых полей с инверсией и анализом MARE2DEM.....	115
4.1. Влияние местоположения базовой станции на кривые кажущейся проводимости и инверсию данных (<i>пример из практики 1</i>).....	115
4.2. Влияние высокочастотных данных на визуализацию удельного сопротивления (<i>пример из практики 2</i>).....	119
5. Выводы.....	126
 ИСТОЧНИКИ.....	128

I. ТЕКТОНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ СКРЫТЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА И ФРАКТАЛЬНОЙ МОДЕЛИ (*район Сичэн, Китай*) [4]

1. Введение.

Литогеохимические методы, основанные на первичных ореолах, в меньшей степени подвержены антропогенному загрязнению и являются основными при геохимических поисках на участках выходов на поверхность коренных пород. Традиционная литогеохимия обычно предполагает сбор одного образца на ячейке сетке опробования или с регулярным шагом вдоль линий поисков. Этот подход эффективен для обнаружения неглубоко залегающих или выходящих на поверхность руд с сильными крупномасштабными поверхностными аномалиями. Однако ограниченная репрезентативность выборки снижает эффективность метода в выявлении аномалий, связанных с более глубокими скрытыми залежами. Поверхностные аномалии, связанные с глубоко залегающими месторождениями, часто незначительны. Обычно они связаны с проницаемыми структурами, такими как разломы и трещинные зоны.

Для решения этой проблемы был разработан тектоно-геохимический метод региональных геохимических поисков, предназначенный для изучения глубоко залегающих скрытых рудных месторождений. Он нацелен на зоны трещиноватости, разломы, зоны измененных пород и др. сходные структуры чтобы лучше улавливать аномалии глубинного происхождения. В отличие от традиционных геохимических исследований, при которых обычно отбирается по одному образцу на каждую ячейку сетки опробования, при тектоно-геохимическом методе отбирается по 3–6 образцов на каждую ячейку для создания «составных образцов». Это повышает репрезентативность и снижает затраты на анализ.

Интенсивная тектоническая и магматическая активность в районе Сичэн, приведшая к формированию ряда рудных месторождений, характеризуется образованием хорошо выраженных ореолов рассеяния, что делает его подходящим для применения тектоно-геохимического метода. На площади района было проведено тектоно-геохимическое картирование в масштабе 1:50 000 для изучения эффективности метода для поисков скрытых рудных месторождений. Для выделения рудолокализирующих ассоциаций элементов, значимость которых интерпретировалась на основе классических закономерностей гидротермального зонального распределения, был использован поэтапный факторный анализ (ПФА) данных, преобразованных с помощью центрированного логарифмического соотношения (ЦЛС). Пороговые значения этих факторов были определены с помощью фрактальной модели

«концентрация — площадь» (К–П), а цели ГРП были намечены на основе выявленных аномалий.

2. Региональная геология.

Рудный район Сичэн с доказанными запасами полиметаллических (Pb+Zn) руд, превышающими 17 млн т, является третьим по величине запасов свинцово-цинковой руды в Китае. Он расположен в западной части Западно-Циньлинского металлогенического пояса (рис. 1)

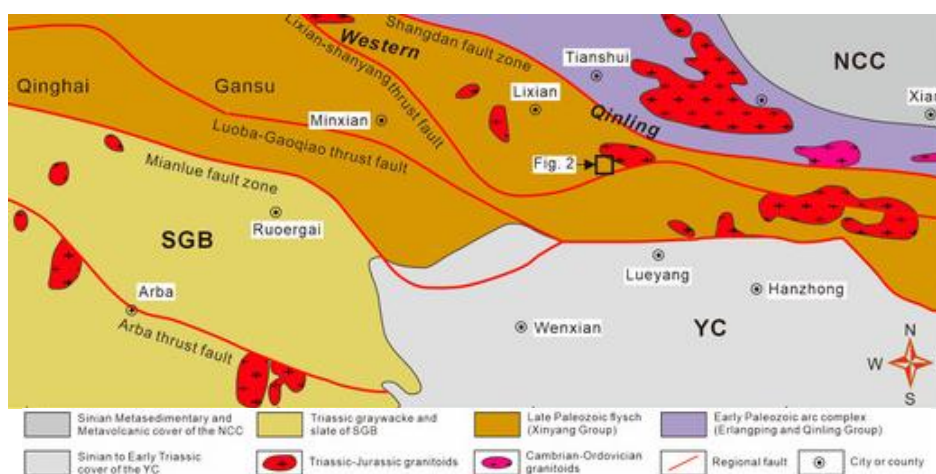


Рис. 1 Геологическая схема западной части Циньлинского орогена (NCC — Северо-Китайский кратон; YC — Янцзыский кратон; SGB — бассейн Сунпань — Ганьцзы).

Данное исследование посвящено центральной части рудного поля Сичэн (рис. 2).

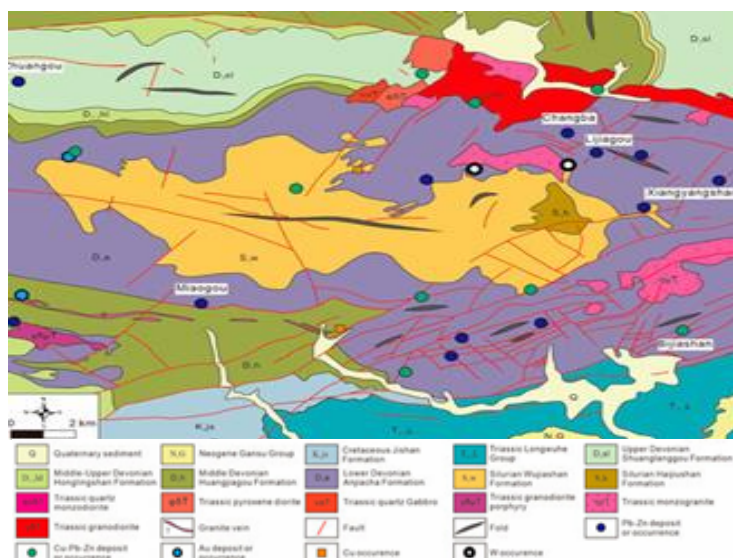


Рис. 2 Геология и рудные месторождения рудного поля Сичэн.

Преобладают девонские пласты, состоящие из обломочных и карбонатных пород. Магматические породы включают поздне триасовые граниты, гранодиориты и многочисленные гранитные жилы. В результате интенсивных тектонических процессов сформировался

разломно-складчатый пояс Сиханьшуй. Его доминирующей складкой является антиклиналь Уцзяшань, которая сопровождается несколькими вторичными складками. Основные разломы представлены зонами сдвигов, СВ и СЗ направлений.

В районе имеются крупные и сверхкрупные свинцово-цинковые месторождения, такие как Чанба, Лицзягоу и Бицзяшань. Также присутствуют более мелкие месторождения железа, меди, золота, вольфрама и молибдена. Свинцово-цинковые месторождения в районе Сичэн, вероятно, образовались в результате девонских процессов в стиле SEDEX, которые впоследствии были изменены триасовым метаморфизмом, магматическими и гидротермальными процессами. Геологические и геохимические процессы на поздних стадиях изменили рудные тела несколькими способами (рис. 3).

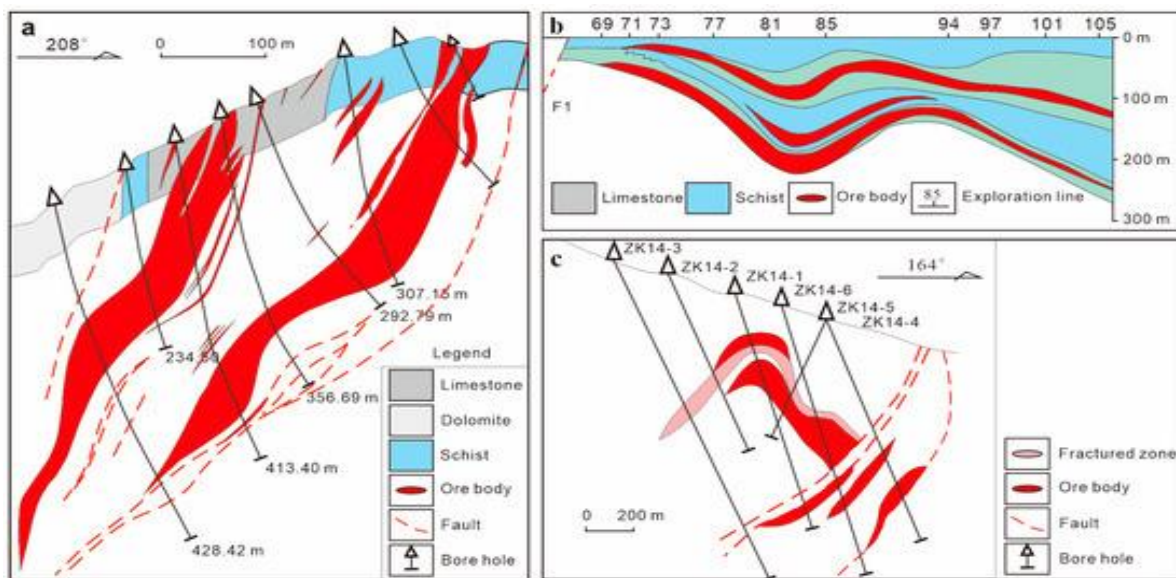


Рис. 3 Геологические разрезы свинцово-цинковых м-ний
(а) Чанба, (b) Лицзягоу и (с) Бицзяшань.

(1) *Структурные изменения*: изначально горизонтальные пластовые рудные тела приобрели крутой наклон, а некоторые из них вышли на поверхность в результате эрозии (рис. 3а).

(2) *Ремобилизация и обогащение металлов*: рудные металлы были ремобилизованы и переотложены, что привело к увеличению мощности и улучшению качества рудных тел, особенно в зонах шарниров складок (рис. 3b, c).

(3) *Гидротермальное наложение*: интенсивная тектоническая и гидротермальная активность нарушила целостность рудных тел и привела к повторной мобилизации рудных элементов, в результате чего образовались новые рудные тела и ореолы рассеяния вдоль проницаемых структур, таких как разломы и трещины (рис. 3с).

3. Сбор образцов, поэтапный факторный анализ и фрактальная модель концентрации.

Тектоно-геохимический метод направлен на выявление потенциальных геохимических индикаторов, связанных с рудными месторождениями, с использованием целевых сред пробоотбора. Перед проведением полевых исследований необходимо собрать структурные данные по изучаемой территории, а затем провести отбор проб в сочетании с фактическими данными. Этот метод предполагает в первую очередь отбор изменённых и минерализованных пород, а также неизменённые для представления фоновых условий. Чтобы повысить репрезентативность в каждой ячейке сетки отбора проб берут 3–6 подпроб и объединяют их в одну составную пробу для анализа.

В рамках этого исследования площадь изучаемой территории составляла 412,6 км², а отбор проб проводится по сетке 500×500 м. Всего было собрано 5614 проб, которые были объединены в 1329 составных образцов. Места отбора проб показаны на рисунке 4.

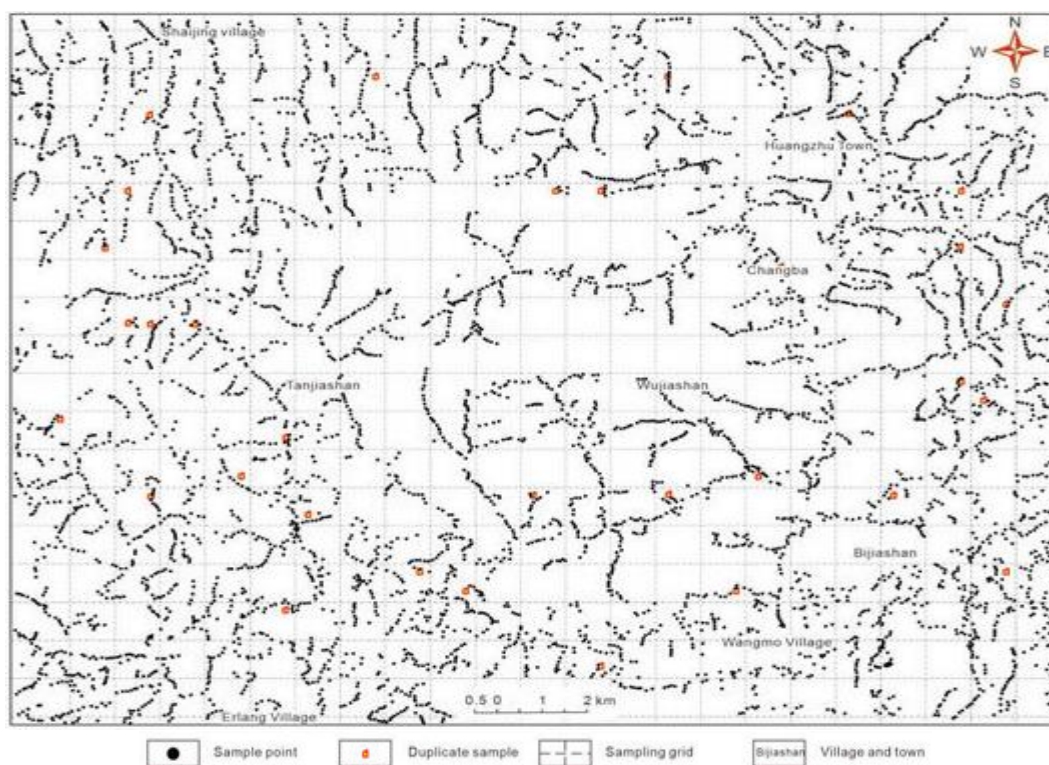


Рис. 4 Пробоотбор в ходе тектоно-геохимического исследования.

В выборку вошли 2454 образца изменённых пород, 2143 образца поверхности, 641 - неизменённых пород, 319 - из зон структурных трещин и 57 - минерализованных пород. Каждый составной образец весом более 150 г был измельчён до размера частиц менее 200 меш. 19 элементов (Au, Ag, As, Bi, Cu, Pb, Zn, Cd, Hg, B, Sb, W, Sn, Mo, Ba, Co, Cr, Mn и Ni) были проанализированы в Центре экспериментальных испытаний Института геологии и разведки

полезных ископаемых № 1, Бюро геологии и разведки полезных ископаемых и развития Ганьсу, Тяньшуй, Китай. Методы анализа и пределы обнаружения приведены в таблице 1.

Табл. 1.

Аналитические методы и пределы обнаружения элементов.

Elements	Analysis Methods	Units	Detection Limits
Au	Inductively coupled plasma–mass spectrometry	ng/g	0.1
Ag	Emission spectrometry	µg/g	0.02
As	Atomic fluorescence spectroscopy	µg/g	0.2
Bi	Inductively coupled plasma–mass spectrometry	µg/g	0.05
Cu	X-ray fluorescence spectroscopy	µg/g	0.9
Pb	X-ray fluorescence spectroscopy	µg/g	2.0
Zn	X-ray fluorescence spectroscopy	µg/g	1.0
Cd	Inductively coupled plasma–mass spectrometry	µg/g	0.05
Hg	Cold vapor atomic fluorescence spectroscopy	ng/g	0.3
B	Emission Spectrometry	µg/g	1
Sb	Atomic fluorescence spectroscopy	µg/g	0.05
W	Inductively coupled plasma–mass spectrometry	µg/g	0.2
Sn	Emission Spectrometry	µg/g	0.6
Mo	Emission Spectrometry	µg/g	0.2
Ba	X-ray fluorescence spectroscopy	µg/g	18
Co	X-ray fluorescence spectroscopy	µg/g	0.8
Cr	X-ray fluorescence spectroscopy	µg/g	2.5
Mn	X-ray fluorescence spectroscopy	µg/g	10
Ni	X-ray fluorescence spectroscopy	µg/g	1.0

Стадийный факторный анализ позволяет постепенно удалять зашумляющие или несущественные элементы, чтобы выделить значимые многоэлементные сигнатуры. Сначала проводится первичный факторный анализ всего набора данных для выявления значимых факторов, затем исключаются элементы с низкой значимостью и анализ повторяется на сокращённом наборе данных, что позволяет получить более чёткие и интерпретируемые факторы. В этом исследовании литогеохимические данные были преобразованы с помощью программного обеспечения CoDaPack 2.02.21, а поэтапный факторный анализ проводился с помощью программного обеспечения SPSS 23. Факторы с собственными значениями больше единицы были выделены с помощью метода главных компонент с последующим варимакс-вращением для улучшения интерпретируемости. Для определения значимых элементов использовался порог нагрузки $|0,55|$, значения которого выделены жирным шрифтом для каждого фактора.

Фрактальная модель «концентрация–площадь» (C–A) связывает концентрацию элемента с площадью, ограниченной контурами концентрации, с помощью степенного закона. Будучи одним из первых достижений в области фрактального анализа геохимических данных, фрактальная модель C–A широко применяется для выявления геохимических аномалий в сложных геологических условиях. Модель определяется следующим образом:

$$A(\rho \leq v) \propto \rho^{-D1}; A(\rho > v) \propto \rho^{-D2}$$

где $A(\rho)$ — область, в которой значения концентрации превышают пороговое значение ρ ; v — пороговое значение; а $-D_1$ и $-D_2$ — фрактальные размерности, полученные на основе наклонов отрезков прямых на логарифмическом графике зависимости $A(\rho)$ от ρ . Разрывы между отрезками и соответствующие им значения ρ используются для определения пороговых значений аномалий.

4. Статистический анализ.

Статистические параметры для 12 литогеохимических элементов представлены в таблице 2, а их диаграммы показаны на рисунке 5.

Табл. 2.

Статистические параметры литогеохимических данных.

Element	Min	Mean	Max	STD	Skewness	Kurtosis	UCC	CV	EC
W ($\mu\text{g/g}$)	0.05	6.22	5222	146	34.9	1246	2.00	23.4	3.11
Pb ($\mu\text{g/g}$)	1.90	64.9	49,089	1353	35.9	1302	17.0	20.9	3.82
Bi ($\mu\text{g/g}$)	0.09	0.53	227	6.58	31.7	1066	0.13	12.4	4.18
Zn ($\mu\text{g/g}$)	2.70	138	41,654	1403	22.9	614	71.0	10.1	1.95
Cd ($\mu\text{g/g}$)	0.01	0.44	99.5	4.01	21.1	482	0.10	9.07	4.51
Ag ($\mu\text{g/g}$)	0.03	0.19	40.2	1.39	23.9	621	0.05	7.43	3.73
Au (ng/g)	0.10	8.90	1624	60.6	18.6	428	1.80	6.81	4.94
Hg (ng/g)	6.00	48.6	6019	289	15.0	253	56.0	5.94	0.87
Cu ($\mu\text{g/g}$)	1.90	21.0	3208	102	26.1	762	25.0	4.86	0.84
Sb ($\mu\text{g/g}$)	0.44	1.17	56.24	1.91	21.1	556	0.20	1.63	5.86
Mo ($\mu\text{g/g}$)	0.25	3.39	41.1	3.05	2.96	21.2	1.50	0.90	2.26
Sn ($\mu\text{g/g}$)	0.40	2.23	18.2	1.39	3.34	26.9	5.50	0.62	0.41

Notes: STD—standard deviation; CV—coefficient of variation ($CV = SD/\text{mean}$); UCC—upper crustal concentration; EC—enrichment coefficient ($EC = \text{mean}/UCC$). The UCC value for Hg is from [48]; all other element values are from [49].

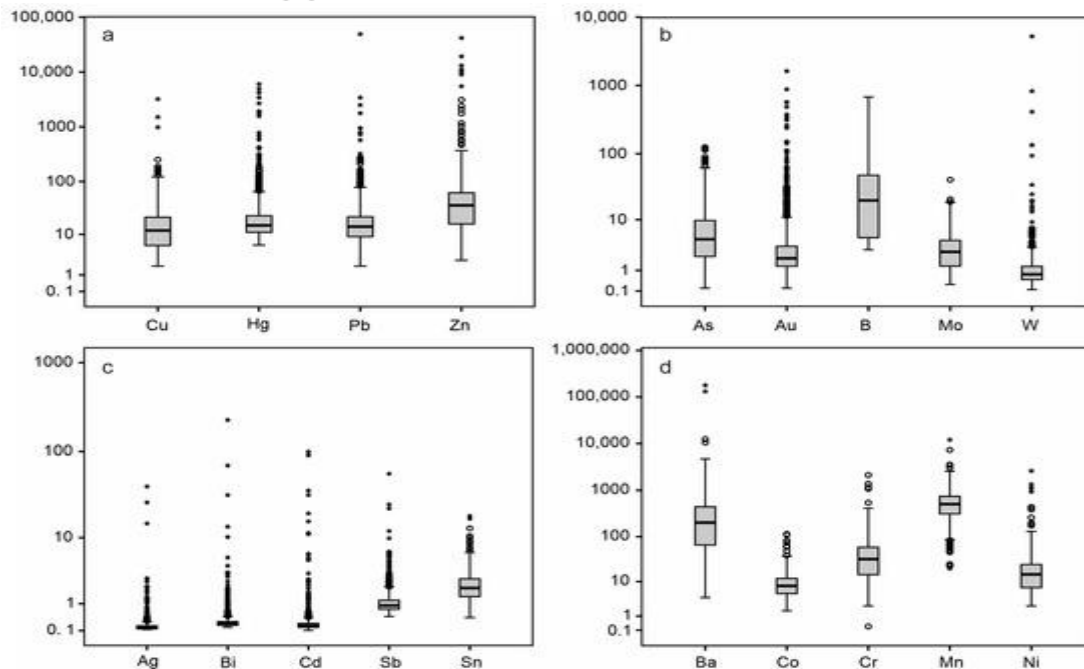


Рис. 5 Диаграммы размаха для 19 элементов:

(а) Cu, Hg, Pb, Zn; (б) As, Au, B, Mo и W; (в) Ag, Bi, Cd, Sb и Sn; (д) Ba, Co, Cr, Mn и Ni.
(единицы измерения для Au и Hg — нг/г, - для остальных элементов — мкг/г.)

Элементы со значениями коэффициента вариации (CV) и коэффициента обогащения (EC) >3 , а именно W, Pb, Bi, Au, Ag и Cd, вероятно, являются доминирующими рудными или сопутствующими элементами (рис. 6).

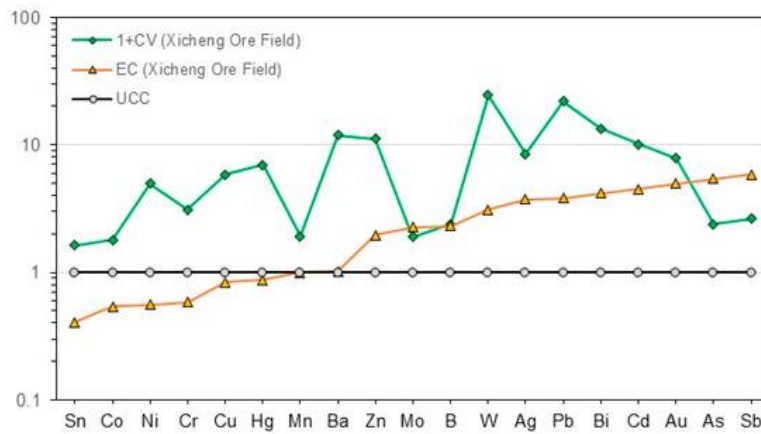


Рис. 6 Сравнение значений CV и EC с UCC.

Бокс-графики также показывают многочисленные экстремальные верхние выбросы для этих элементов. Примечательно, что высокие значения CV и EC для Pb и Zn соответствуют их статусу основных рудных металлов в исследуемом районе. Цинк, в частности, демонстрирует исключительно высокий CV (10), но относительно низкий EC (1,95). Его максимальное содержание составляет 4,17%, что значительно превышает пороговое значение. Золото и вольфрам также заслуживают внимания: их максимальное содержание составляет 0,52% и 1,62 г/т соответственно. Гистограммы частотного распределения потенциальной руды и сопутствующих элементов (рис. 7) показывают, что необработанные данные отклоняются от нормального распределения, а экстремальные значения приводят к сильному перекосу распределения. Напротив, данные, преобразованные с помощью CLR, ближе к нормальному распределению.

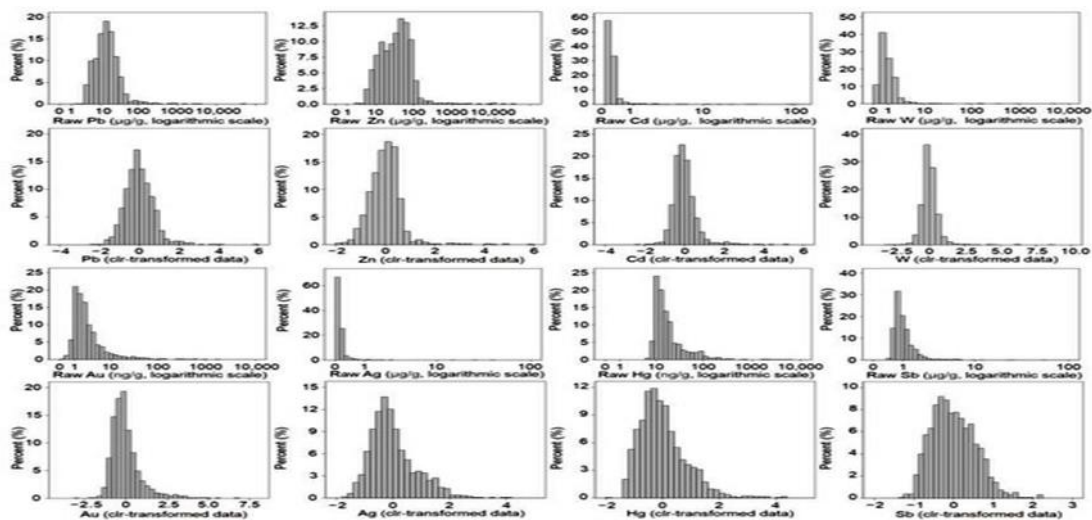


Рис. 7 Гистограммы частотного распределения Pb, Zn, Cd, W, Au, Ag, Hg и Sb на основе необработанных данных и данных, преобразованных с помощью CLR.

5. Геохимические характеристики элементов.

Чтобы лучше проиллюстрировать пространственное распределение рудообразующих элементов, были созданы карты аномалий для элементов Pb, Zn, Ag, Au, W и Bi с высокими значениями CV и ЕС. Пороговые значения были определены с помощью метода «ящик с усами» (порог=верхний квартиль+1,5×[верхний квартиль—нижний квартиль]) и приведены в таблице 3. Полученные карты аномалий показаны на рисунке 8.

Табл. 3.

Пороговые значения рудообразующих элементов, определённые с помощью диаграмм размаха.

Element	Lower Quartile	Upper Quartile	Threshold	Number of Anomalous Samples
Pb (µg/g)	9.0	21.9	41.3	80
Zn (µg/g)	16.0	61.7	130	51
Ag (µg/g)	0.05	0.13	0.26	93
Au (ng/g)	1.3	3.5	6.8	151
W (µg/g)	0.47	1.29	2.52	65
Bi (µg/g)	0.15	0.26	0.43	106

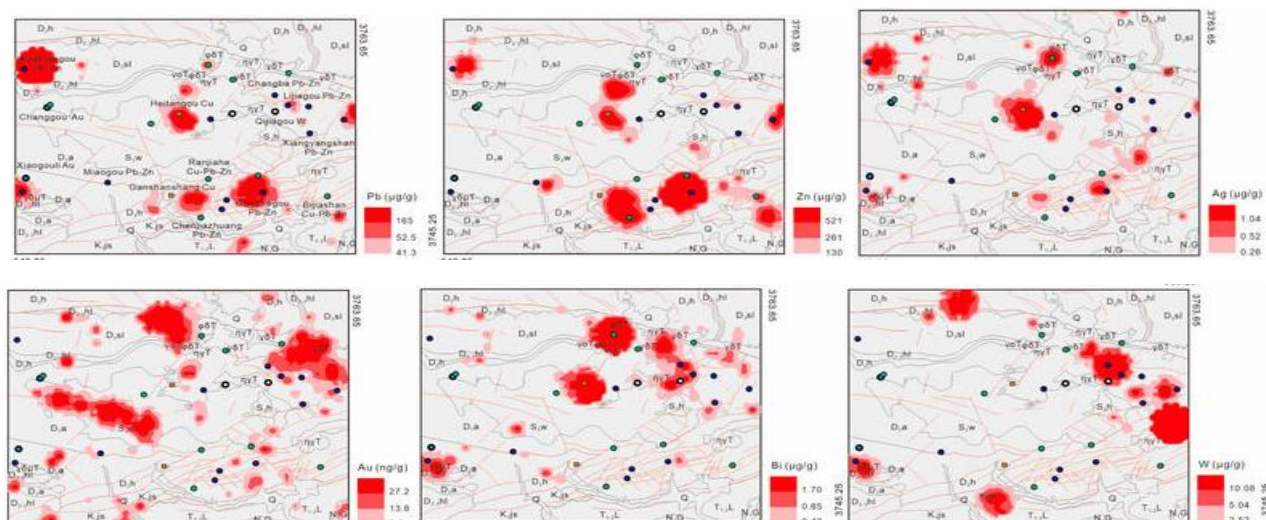


Рис. 8 Карты геохимических аномалий Pb, Zn, Ag, Au, Bi и W.

Аномалии Pb, Zn и Ag в основном связаны с нижнедевонскими формациями (D_{1a}) и прилегающими к ним образованиями, такими как силурийский Вуцзяшань (S_{3w}), верхнедевонский Шуанлангоу (D_{3sl}) и среднедевонский Хуанцзягоу (D_{2h}). Пространственное распределение аномалий Pb и Ag в значительной степени совпадает, хотя они различаются по интенсивности и масштабу. Хотя свинец и цинк (кадмий) обычно считаются тесно связанными элементами, их аномальные карты демонстрируют заметные различия. Например, сильная аномалия свинца на юго-западе не сопровождается аномалией цинка, а юго-восточная аномалия цинка соответствует лишь небольшой аномалии свинца. Аномалии золота встречаются в нескольких формациях, при этом три крупномасштабные аномалии высокой интенсивности расположены в формациях D_{1a}, S_{3w} и D_{3sl}. Пространственное распределение

аномалий Au отличается от распределения аномалий Ag. В частности, сильные аномалии Au в западной и юго-восточной частях не сопровождаются аномалиями Ag. Зоны, в которых присутствуют аномалии Au и Ag, могут указывать на наличие электрума. Аномалии Bi имеют смешанное распределение. Некоторые из них совпадают с аномалиями Au, а другие — с аномалиями W, например, в юго-западном регионе и вблизи района Чанба–Лицзягоу. W-аномалии можно разделить на два типа: (1) западные и восточные аномалии, связанные с триасовыми гранодиоритовыми порфирами ($\gamma\delta\mu T$), монцогранитами ($n\gamma T$) и гранодиоритами ($\gamma\delta T$); (2) северные и южные аномалии, вероятно, связанные с различными геологическими процессами. Северная W-аномалия, не связанная с летучими элементами, может быть обусловлена наличием скрытых гранитных куполов под девонским покровом. Южная W-аномалия, сопровождающаяся аномалиями Hg, Sb и B, вероятно, отражает активность эпитермальных флюидов. Ассоциация Au-Bi-W отражает геохимическую сигнатуру, связанную с магматическими и гидротермальными процессами и гранитной золотоносной минерализацией, отличной от SEDEX или орогенных систем. Высокотемпературные зоны вблизи интрузий отмечены аномалиями W-Bi-Au, в то время как в отдалённых зонах часто наблюдается обогащение As-Sb. В более глубоких регионах могут наблюдаться ассоциации Cu-Au-Ni-W-Bi, а в более поверхностных — Hg-Pb-Zn-As-Sb. Наконец, в районе добычи Чанба-Лицзягоу наблюдаются слабые мелкомасштабные аномалии Pb, Zn и Ag, но сильные крупномасштабные аномалии Au, Bi и W.

6. Многоэлементные геохимические признаки и определение целей.

Для выделения «чистых», поддающихся интерпретации факторов были проведены два этапа факторного анализа. На первом этапе Cd и Cu имели абсолютные нагрузки ниже 0,55 по всем факторам и были исключены. На втором этапе были проанализированы оставшиеся 10 элементов. Ортогональное вращение методом варимакс позволило получить четырёхфакторную модель, объясняющую 67% общей дисперсии (табл. 4, рис. 9).

Табл. 4.

Матрица повёрнутых компонентов поэтапного факторного анализа
нагрузки, выделенные жирным шрифтом, указывают на выбранные факторы с абсолютными значениями $\geq 0,55$.

First Stage					Second Stage (Cd and Cu Are Excluded)				
Element	F ₁₋₁	F ₁₋₂	F ₁₋₃	F ₁₋₄	Element	F ₂₋₁	F ₂₋₂	F ₂₋₃	F ₂₋₄
Pb	0.66	0.35	0.17	-0.01	Pb	0.73	-0.31	0.04	0.04
Zn	0.08	0.73	-0.46	-0.27	Zn	0.08	-0.72	-0.42	-0.31
Cd	0.47	0.40	-0.33	-0.19	Sb	0.63	0.58	0.03	0.14
Sb	0.64	-0.52	0.16	0.05	Hg	0.72	0.02	-0.19	-0.09
Hg	0.75	0.01	-0.14	-0.08	Ag	0.67	-0.13	0.48	0.17
Ag	0.57	0.21	0.59	0.02	Au	-0.14	0.07	0.77	-0.33
Mo	-0.09	-0.79	-0.10	-0.22	Bi	0.11	0.16	0.64	0.40
Au	-0.20	-0.10	0.65	-0.31	W	-0.39	-0.07	-0.06	0.67
Bi	0.10	-0.11	0.66	0.28	Sn	0.26	0.03	0.04	0.71
W	-0.29	0.03	-0.10	0.73	Mo	-0.19	0.79	-0.03	-0.23
Sn	0.27	0.003	0.19	0.66	Eigenvalue	2.19	1.64	1.45	1.43
Cu	-0.548	0.01	0.02	-0.37	% of Variance	21.94	16.39	14.48	14.30
Eigenvalue	2.47	1.78	1.65	1.45	Cumulative %	21.94	38.34	52.82	67.12
% of variance	20.54	14.84	13.76	12.07					
Cumulative %	20.54	35.38	49.14	61.21					

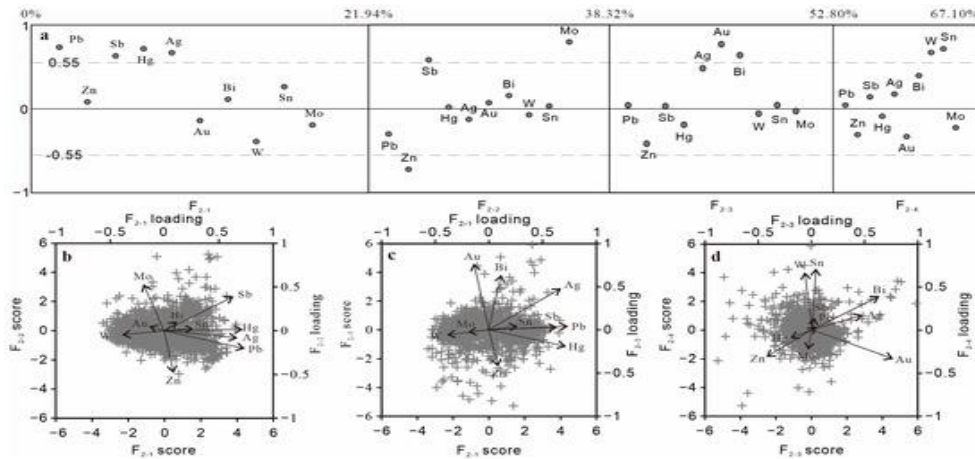


Рис. 9. (а) Графики факторных нагрузок, преобразованных методом главных компонент. (б) Биплот факторных нагрузок (баллов): (b) $F_{2.1}$ против $F_{2.2}$, (c) $F_{2.1}$ против $F_{2.3}$ и (d) $F_{2.3}$ против $F_{2.4}$.

- $F_{2.1}$ (22 %) демонстрирует сильную положительную корреляцию с Pb, Ag, Sb и Hg.
- $F_{2.2}$ (16 %) демонстрирует сильную положительную нагрузку для Mo и Sb и отрицательную нагрузку для Zn.
- $F_{2.3}$ (14 %) имеет положительные заряды для Au и Bi.
- $F_{2.4}$ (14 %) демонстрирует сильную положительную нагрузку для W и Sn.

Факторные нагрузки и баллы визуализированы на рис. 9b–d. Среди элементов с высокими нагрузками наименьший угол между Pb и Sb (рис. 9c), затем следуют Hg, Ag и Pb (рис. 9b); W и Sn; и Au и Bi (рис. 9d), что указывает на сильную корреляцию между этими парами элементов.

Пороговые значения для каждого фактора были определены с помощью фрактальной модели С–А. С помощью метода наименьших квадратов на графике $\ln-\ln$ С–А были построены четыре прямые линии, в результате чего были выделены пять геохимических популяций: с низким фоном, с высоким фоном, со слабой аномалией, со средней аномалией и с сильной аномалией (рис. 10). Соответствующие пороговые значения приведены в таблице 5. Карты аномалий факторных показателей иллюстрируют пространственные взаимосвязи между ассоциациями элементов и известными месторождениями (рис. 11).

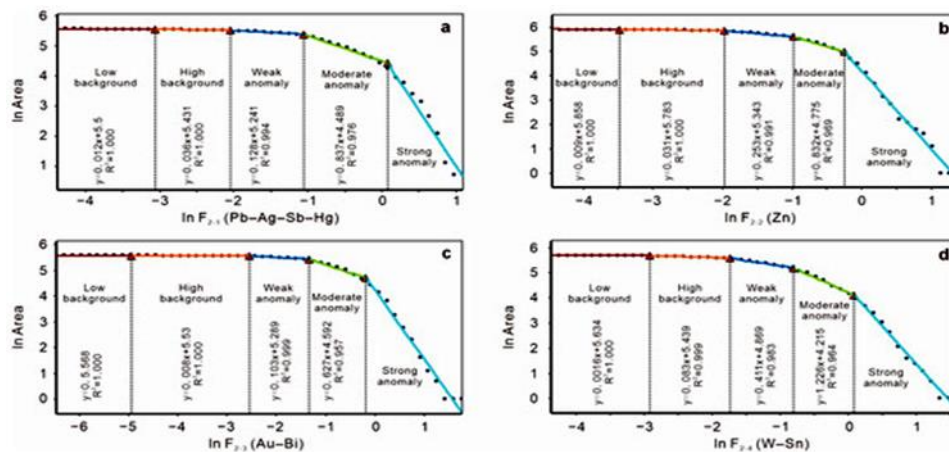


Рис. 10. Графики зависимости $\ln-\ln$ С–А для $F_{2.1}$ (а), $F_{2.2}$ (b), $F_{2.3}$ (c) и $F_{2.4}$ (d).

Табл. 5.

Пороговые значения аномалий для факторов, с помощью фрактальной модели С–А на м-нии Сичэн.

Factor	Background		Anomaly		
	Low	High	Weak	Moderate	Strong
F ₂₋₁ (positive)	0–0.05	0.05–0.13	0.13–0.35	0.35–1.1	1.1–7.6
F ₂₋₂ (negative)	0––0.03	–0.03––0.14	–0.14––0.38	–0.38––0.78	–0.78––4.4
F ₂₋₃ (positive)	0–0.01	0.01–0.08	0.08–0.27	0.27–0.84	0.84–6.9
F ₂₋₄ (positive)	0–0.05	0.05–0.18	0.18–0.45	0.45–1.1	1.1–7.3

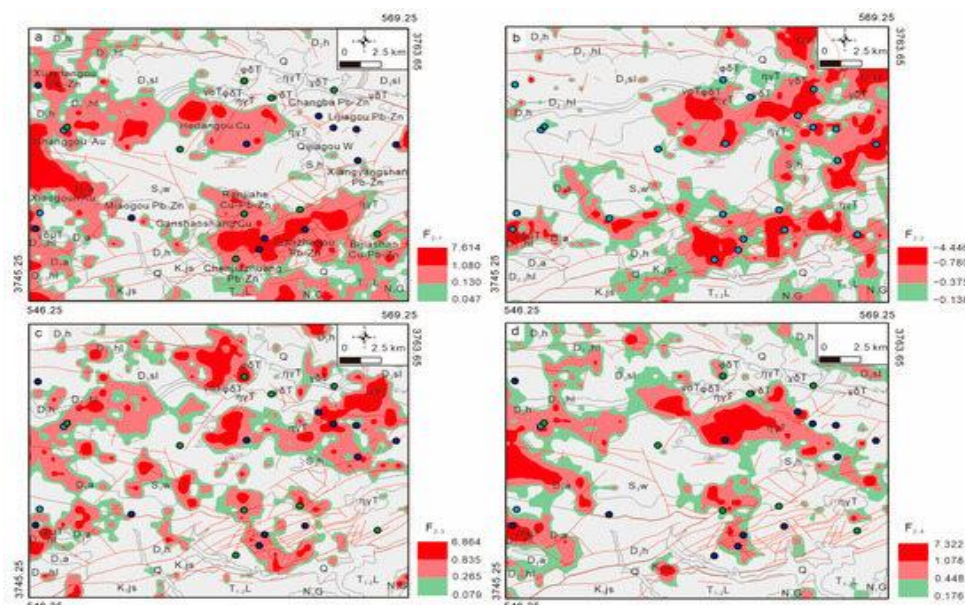


Рис. 11 Карты аномалий F₂₋₁ (a), F₂₋₂ (b), F₂₋₃ (c) и F₂₋₄ (d).

F₂₋₁ (Pb–Ag–Sb–Hg) в основном связан с нижнедевонскими образованиями (D_{1a}) и прилегающими к ним формациями. Ассоциация Pb (галенит)–Ag (сульфиды серебра)–Sb (стибнит)–Hg (киноварь), вероятно, отражает низко- или среднетемпературную гидротермальную минерализацию, характерную для эпитермальных или мезотермальных жильных систем, на которые в девонский период оказывала влияние тектоническая или магматическая активность. Эти элементы обычно выпадают в осадок из флюидов, циркулирующих в зонах разломов или вулканогенно-осадочных толщах, особенно в зонах растяжения или вулканических дугах. В отложениях морского происхождения (SEDEX) или водонасыщенных отложениях стратифицированные сульфидные слои, обогащённые этими металлами, могут образовываться в результате выхода на поверхность морского дна.

F₂₋₂ (Zn) в значительной степени представляет собой отрицательную аномалию по отношению к F₂₋₁ в девонских формациях и связана с известной свинцово-цинковой минерализацией, расположенной в восточных девонских отложениях и силурийской формации Хайцзюшань (S_{3h}). Вторичная аномалия Zn наблюдается вдоль разломов на юге, в триасовой группе Лунвухэ (T_{1-2L}), что, возможно, указывает на скрытую минерализованную зону под триасовым покровом.

F_{2-3} (Au–Bi) в основном совпадает с известными месторождениями, связанными с кислыми гранитными интрузиями (ильменитовый ряд), и, вероятно, отражает процессы магматической и гидротермальной минерализации, связанные с восстановленными золотоносными системами, связанными с интрузиями. Связь с Au–Bi отражает способность Bi образовывать комплексы (например, теллуриды висмута), которые способствуют мобилизации золота. Охлаждение или химические изменения дестабилизируют эти комплексы, что приводит к совместному осаждению Au–Bi в кварцевых жилах или зонах сдвига. Обогащение Bi может указывать на близость к интрузивным центрам или удалённым флюидным путям. Связь Au и Bi подтверждает модель, согласно которой гранитные купола обеспечивали теплом и металлами во время тектонической стабилизации или утолщения земной коры.

F_{2-4} (W–Sn) минерализация обычно связана с гранитами S-типа (пералюминиевыми) и I-типа (металюминиевыми), такими как триасовые монцограниты (ηT) в центральной части карты и триасовые гранодиоритовые порфиры ($\gamma \delta \mu T$) на западе. Это указывает на наличие скрытых гранитных куполов под девонским покровом. На поздних стадиях магматизма гидротермальные флюиды, выделявшиеся из остывающих гранитных расплавов, высвобождали богатые летучими веществами флюиды, которые переносили W и Sn по трещинам. Они переносились в виде хлоридных (для Sn) и карбонатных (для W) комплексов, что приводило к отложению минералов в кварцевых жилах или зонах сдвига. В таких районах, как Иберийский Варисканский массив, месторождения W–Sn коррелируют с определёнными типами гранитов (например, S_1 и S_2), что позволяет предположить, что аналогичные процессы могут происходить и в Сичэне при наличии гранитных куполов. Эта интерпретация согласуется с данными о поздне триасовом возрасте минерализации ($222 \pm 2,2$ млн лет) гигантского свинцово-цинкового месторождения Чанба-Лицзягоу, полученными в результате Rb–Sr изотопного датирования образцов сульфидов. Этот возраст соответствует тектоно-магматической активности, связанной с индосинийским орогенезом. Месторождение связано с поздне триасовыми гранитными интрузиями и метаморфизованными осадочными вмещающими породами, что отражает гидротермальную циркуляцию в период постколлизиионного растяжения земной коры.

Примечательно, что положительные F_{2-1} (Pb–Ag–Sb–Hg) и отрицательные F_{2-2} (Zn) аномалии являются ключевыми индикаторами Pb–Zn минерализации, и все известные месторождения Pb–Zn расположены в их пределах. Сверхкрупное месторождение Чанба–Лицзягоу характеризуется сильными отрицательными F_{2-2} (Zn) аномалиями, а не положительными F_{2-1} аномалиями. Кроме того, несколько месторождений Pb–Zn связаны с сильными положительными аномалиями F_{2-3} (Au–Bi) и F_{2-4} (W–Sn). Это позволяет

предположить, что хорошо выраженные аномалии F_{2-3} и F_{2-4} могут указывать на потенциал для поиска месторождений Au и W.

В этом исследовании основное внимание уделяется сильным аномалиям для определения поисковых целей. Было выявлено восемь таких целей (рис. 12).

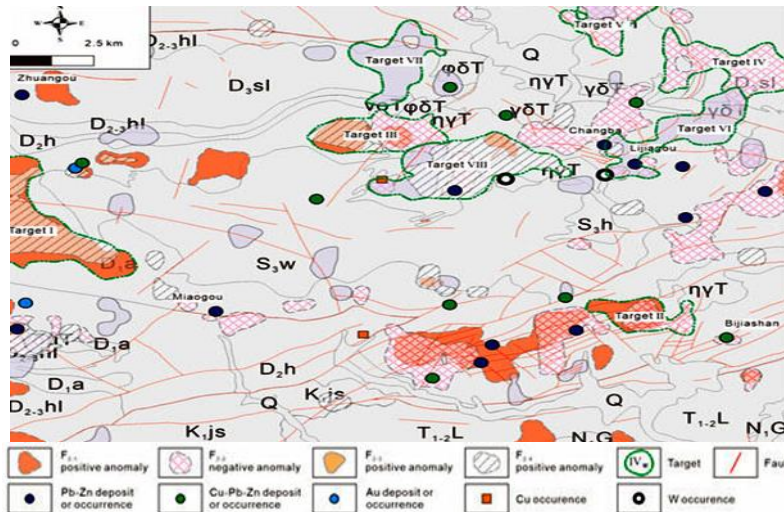


Рис. 12. Целевые участки, основанные на положительных аномалиях F_{2-1} (ассоциация Pb–Ag–Sb–Hg), F_{2-3} (ассоциация Au–Bi), F_{2-3} (ассоциация W–Sn) и отрицательных аномалиях F_{2-2} (Zn).

Цель I характеризуется сильными положительными аномалиями F_{2-1} (Pb–Ag–Sb–Hg) и F_{2-4} (W–Sn), а также умеренными аномалиями F_{2-3} (Au–Bi), что указывает на потенциальную минерализацию Pb–Zn и W. Цель II характеризуется сильными положительными аномалиями F_{2-1} (Pb–Ag–Sb–Hg) и отрицательными аномалиями F_{2-2} (Zn), что указывает на потенциал Pb–Zn. Цель III характеризуется сильными положительными аномалиями F_{2-1} , отрицательными аномалиями F_{2-2} и положительными аномалиями F_{2-4} , что указывает на минерализацию Pb–Zn и W. Цель IV характеризуется сильной отрицательной аномалией F_{2-2} (Zn), что указывает на потенциал поисков Pb–Zn минерализации. Участок V характеризуется сильными отрицательными аномалиями F_{2-2} и положительными аномалиями F_{2-3} , что указывает на потенциальное наличие Pb–Zn и Au-минерализации. Участки VI и VII отмечены сильными положительными аномалиями F_{2-3} , что указывает на потенциальное наличие Au. Участок VIII характеризуется сильными положительными аномалиями F_{2-3} и F_{2-4} , что указывает на потенциальное наличие Au и W-минерализации.

7. Обсуждение.

Тектоно-геохимический метод основан на концепции ореолов рассеяния и хорошо подходит для геохимических поисков скрытых магматических и гидротермальных месторождений на обнажённых участках коренных пород. В отличие от диффузионных

ореолов, ореолы рассеяния образуются, когда рудообразующие флюиды мигрируют с глубины на поверхность по проницаемым каналам, таким как разломы и трещины. При традиционных литогеохимических исследованиях точечные пробы обычно отбираются вдоль линий разведки без учёта особенностей, связанных с минерализацией, таких как изменённые породы, разломы или зоны трещиноватости. Это часто приводит к тому, что пробы оказываются нерепрезентативными, а аномалии, связанные с глубоко залегающими источниками, остаются незамеченными. Чтобы решить эту проблему, был внедрен метод композитной выборки по сетке, при котором на каждом участке сетки отбирается несколько проб, которые затем объединяются в одну, более репрезентативную пробу.

Предыдущие исследования показали, что как структуры, так и гидротермальные флюиды сыграли ключевую роль в формировании месторождений в исследуемом районе, что привело к образованию хорошо развитых изменений и жил. Однако региональные геохимические исследования часто не позволяют определить, какие из этих особенностей связаны со скрытыми рудными месторождениями, поскольку этот процесс требует много времени и не всегда надёжен. Тектоно-геохимический метод решает эти проблемы за счёт использования целевых сред и комплексной схемы отбора проб. В отличие от традиционных литогеохимических исследований, которые часто не замечают едва заметные аномалии, использование целевых сред для отбора проб (например, изменённых пород, жил и разломов) более эффективно для обнаружения ореолов утечки, образованных рудообразующими флюидами, которые мигрируют на поверхность по проницаемым структурам. Комбинированный подход к отбору проб повышает эффективность обнаружения аномалий за счёт объединения нескольких подпроб на сетку, что максимально увеличивает вероятность обнаружения признаков, связанных с минерализацией. Это не только повышает репрезентативность выборки, но и снижает затраты на анализ. В совокупности целенаправленный отбор проб и схема комбинированного отбора проб делают тектоно-геохимический метод экономичным и эффективным подходом к выявлению геохимических аномалий, связанных со скрытыми рудными месторождениями, при региональных геохимических поисках.

Результаты тектоно-геохимических исследований в изучаемом районе являются многообещающими. Почти все месторождения свинца и цинка расположены в пределах положительных аномалий F_{2-1} или отрицательных аномалий F_{2-2} средней или высокой интенсивности. Кроме того, было выявлено несколько крупных первичных аномалий: положительных F_{2-1} (Pb–Ag–Sb–Hg) и отрицательных F_{2-2} (Zn), что указывает на значительный потенциал для поисков м-ний $Pb \pm Zn \pm Ag$. Согласно эмпирическим закономерностям

зональности элементов в гидротермальных рудных месторождениях, ассоциация Pb–Ag–Sb–Hg обычно связана с эпитермальной минерализацией Pb–Zn (рис. 13).

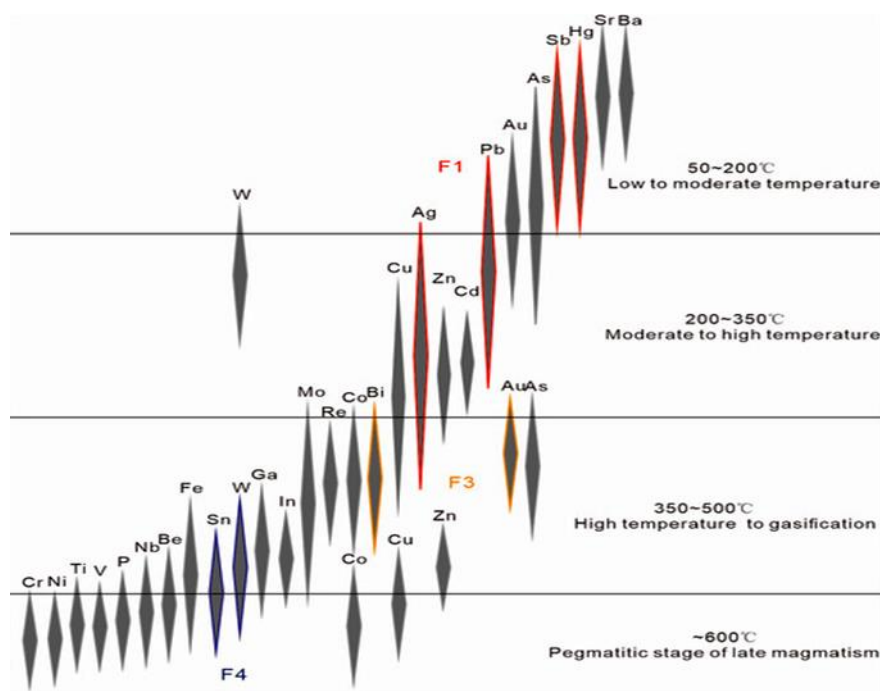


Рис. 13. Распределение ассоциаций элементов по результатам тектоно-геохимического исследования в рамках идеализированных моделей зональности гидротермальных рудных месторождений.

Таким образом, для поиска скрытой минерализации Pb–Zn на небольшой глубине следует в первую очередь рассматривать цели I–V. Еще одним важным выводом тектоно-геохимического исследования является возможность скрытой минерализации Au и W. Хотя на центральном рудном поле Сичэн было обнаружено всего два месторождения золота, в ходе этого исследования было установлено, что максимальное содержание Au составляет 1,62 г/т. Статистический анализ показывает, что Au характеризуется высокой изменчивостью ($CV = 6,81$) и значительным обогащением ($EC = 4,94$). Кроме того, в западной части рудного поля Сичэн хорошо развита золотоносная минерализация. Согласно эмпирической схеме элементного зонирования гидротермальных месторождений, ассоциация Au–Bi является надёжным индикатором скрытой мезотермальной или гипертермальной минерализации Au на больших глубинах. Аналогичным образом, W демонстрирует высокое максимальное значение (0,52%), коэффициент вариации (23,4%) и коэффициент концентрации (3,11%), что указывает на хороший потенциал для минерализации W. Согласно схемам зонирования, ассоциация W–Sn является полезным индикатором для разведки гипертермальных систем W. Примечательно, что цель I также перспективна для исследования скрытой цели W на глубине.

Наложение аномалий, вызванных четырьмя факторами, позволяет предположить, что геохимические закономерности в исследуемой области, включая интенсивность аномалий, их

распределение, масштаб и элементные ассоциации, в совокупности определяются первоначальной минерализацией в девонском стиле SEDEX и последующим тектоническим, магматическим и гидротермальным наложением. Магматическая и гидротермальная активность на поздней стадии, богатая золотом и вольфрамом, вероятно, привела к глубинной минерализации золота и вольфрама, в результате чего вдоль проницаемых структур образовались соответствующие поверхностные аномалии Au–Bi и W–Sn. Кроме того, эти более поздние события могли привести к повторной мобилизации первоначальной свинцово-цинковой минерализации, в результате чего в структурно благоприятных местах образовались новые рудные тела, а также ореолы рассеяния (рис. 3b,c). В результате тектонической денудации некоторые рудные тела могли выйти на поверхность, что привело к образованию сильных аномалий (рис. 3a). Например, рудный район Чанба–Лицзягоу, типичный для минерализации в стиле SEDEX, характеризуется отсутствием F_{2-1} (аномалий Pb–Ag–Sb–Hg), но демонстрирует сильные отрицательные F_{2-2} (Zn), положительные F_{2-3} (Au–Bi) и F_{2-4} (W–Sn) аномалии. Первоначальный девонский металлогенез, вероятно, привёл к образованию свинцово-цинковой минерализации в стиле SEDEX с поверхностными аномалиями содержания свинца, цинка, кадмия, ртути и сурьмы. Однако ключевую роль в формировании окончательных геохимических закономерностей сыграла магматическо-гидротермальная активность в позднем триасе. Предыдущие исследования показывают, что эта система была ответственна за минерализацию Au, Cu, Mo и W на рудном поле Сичэн. Таким образом, поверхностные аномалии содержания Au–Bi и W–Sn, вероятно, отражают глубинную минерализацию Au и W. Что ещё более важно, триасовые магматические и гидротермальные процессы могли привести к появлению серебра и повторной мобилизации свинцово-цинковой минерализации, что привело к образованию гигантского свинцово-цинкового месторождения Чанба-Лицзягоу и сильных поверхностных аномалий Pb, Zn, Ag, Sb и Hg. Отсутствие положительных аномалий F_{2-1} (Pb–Ag–Sb–Hg) можно частично объяснить нарушениями, связанными с добычей полезных ископаемых

8. Выводы.

1. В качестве регионального литогеохимического метода можно использовать тектоно-геохимический метод, предполагающий использование специальных сред для отбора проб и составной схемы отбора проб в сочетании с поэтапным факторным анализом SFA и фрактальной моделью С–А. Этот метод позволяет эффективно и экономично выявлять геохимические аномалии, связанные с оруденением.

2. При поддержке фрактальной модели SFA и C–A положительные аномалии F_{2-1} (Pb–Ag–Sb–Hg) и отрицательные аномалии F_{2-2} (Zn) являются надёжными индикаторами минерализации Pb–Zn, а положительные аномалии F_{2-3} (Au–Bi) и F_{2-4} (W–Sn) указывают на минерализацию Au и W. На основе сильных аномальных сигналов были выделены восемь объектов.

3. Исходя из эмпирических закономерностей зональности гидротермальных месторождений, следует отдать приоритет свинцово-цинковой минерализации из-за её вероятного неглубокого залегания. Золото и вольфрам также требуют целенаправленной разведки на больших глубинах, учитывая сильные геохимические аномалии и ограниченное количество существующих месторождений.

II. ПОИСКИ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ОСНОВЕ КОРОТКОВОЛНОВОЙ ИНФРАКРАСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ МУСКОВИТА (*м-ние Синонгдуо, Тибет, Китай*) [7].

1. Введение.

М-ние Ag–Pb–Zn в Синонгдуо, первое низкосульфидное эпитеpмальное месторождение, обнаруженное в Гангдийском рудном районе Гималайского орогенного пояса, включает в себя рудные тела Ag–Pb–Zn криптоэксплозивного брекчиевого типа и рудные тела Pb–Zn–Ag гидротермального жильного типа, которые были классифицированы в соответствии с характеристиками вмещающих пород и рудообразующих элементов. По оценкам, в этом районе содержится более 300 тыс т свинца и цинка и более 400 т серебра.

Минералы-спутники важны для классификации эпитеpмальных месторождений. В эпитеpмальных месторождениях с низким содержанием серы ими в основном являются адуляр, мусковит, иллит, пластинчатый кальцит и карбонат железо-марганца (включая сидерит и родохрозит). С помощью коротковолновой инфракрасной (SWIR) спектpоскопии в керне было обнаружено большое количество минералов группы белой слюды, которые тесно связаны с рудными телами Ag–Pb–Zn на м-нии Синонгдуо.

Минералы-спутники представляют собой слоистые силикаты с одинаковым типом кристаллической структуры. В ряду мусковит — парагонит, парагонит является идеальным конечным членом ряда мусковит — парагонит с Na^+ вместо K^+ в качестве межслоевого катиона. Он может замещать Fe^{3+} , Fe^{2+} или Mg^{2+} в октаэдрическом слое, подобно другим слюдяным минералам, таким как мусковит, флогопит и биотит. Фенгит стабилен при высоких давлениях и может играть важную роль в массопереносе K^+ . Таким образом, мусковито-парагонитовый ряд можно использовать в качестве геотермометра и геобарометра при ГРП.

Мусковит — это только полевой термин, который включает мелкозернистые белые слюды с промежуточным минералогическим составом. При температуре ниже 300°C он образует мелкозернистый глинистый минерал с дефицитом калия, называемый иллитом ($\text{K}_{0,6-0,8}\text{Al}_2(\text{Al}_{0,6-0,8}\text{Si}_{3,2-3,4})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$).

Структура мусковита включает межслоевую катионную плоскость, содержащую не менее 0,6 катионов на формульную единицу, которая разделяет соседние межслоевые плоскости. Минералы с содержанием межслоевых катионов более 0,95 относятся к серии мусковит-фенгит. Если содержание катионов составляет от 0,6 до 0,85, мусковит определяется как слюда с дефицитом межслоевых катионов. Когда содержание межслоевого катиона приближается к 0,65, минерал напоминает иллит, а уровни около 0,85 указывают на то, что он ближе к мусковиту.

Различия в схемах укладки структурных единиц приводят к появлению различных политипов в группе мусковитов, наиболее распространёнными из которых являются $1M_d$, $1M$ и $2M_1$. Политип $1M_d$ демонстрирует неупорядоченную укладку слоёв 2:1, в то время как $1M$ и $2M_1$ демонстрируют упорядоченную укладку слоёв. Тип $1M$ имеет однослойную структуру, а $2M_1$ — двухслойную. Рентгеновская дифракция (РДиф) является наиболее широко используемым и фундаментальным методом исследования глинистых минералов. Она обеспечивает быстрый и простой доступ к обширным, интерпретируемым данным о глинистых минералах, включая идентификацию фаз, анализ кристалличности, исследование межслоевых взаимодействий, идентификацию политипов и количественный или полуколичественный анализ глинистых смесей. Кроме того, она позволяет выявить их стабильность и трансформацию в различных геологических условиях.

Приборы для коротковолновой инфракрасной спектроскопии (SWIR) широко используются для быстрой идентификации минералов и композиционных изменений в их твёрдых растворах. В этом исследовании для эффективной идентификации минералов группы мусковита в изменённых породах используется спектроскопия SWIR. Полоса поглощения при 2200 нм, связанная с энергией связей $Al-OH$ в образцах минералов группы мусковита, служит важнейшей характеристикой для идентификации минералов. Положение пика поглощения при 2200 нм обратно пропорционально содержанию Al^{VI} в октаэдрическом слое и соответствует увеличению содержания Si и $Mg-Fe$ при замещении ($Si^{IV}[Mg^{2+}, Fe^{2+}]^{VI}=Al^{IV}Al^{VI}$). Минералы белой слюды делятся на парагонит (длина волны 2200 нм в диапазоне 2180–2195 нм), мусковит (2195–2215 нм) и флогопит (2215–2225 нм). Иллит демонстрирует выраженную полосу поглощения при длине волны 1910 нм, хотя его нельзя достоверно отличить от мусковита в диапазоне ближнего ИК-диапазона.

В этом исследовании рассматривается взаимосвязь между составом и спектральными характеристиками мусковита в эпитермальном месторождении Синонгдуо с низким содержанием серы с целью разработки методов выявления скрытого оруденения. Полученные результаты позволяют предположить, что разработанный метод может способствовать пониманию гидротермальной эволюции эпитермальных месторождений, улучшению моделей поисков и оптимизации планирования ГРП.

2. Геологические условия.

М-ние Синонгдуо представляет собой раннюю скарновую минерализацию в ряду порфировых свинцово-цинковых месторождений на этапе эволюции Тетиса, за которой

последовала наложенная магматическая гидротермальная свинцово-цинковая минерализация порфиров и, наконец, гидротермальная минерализация жильного типа в период основной континентальной коллизии между Азией и Индией (рис. 1a,b).

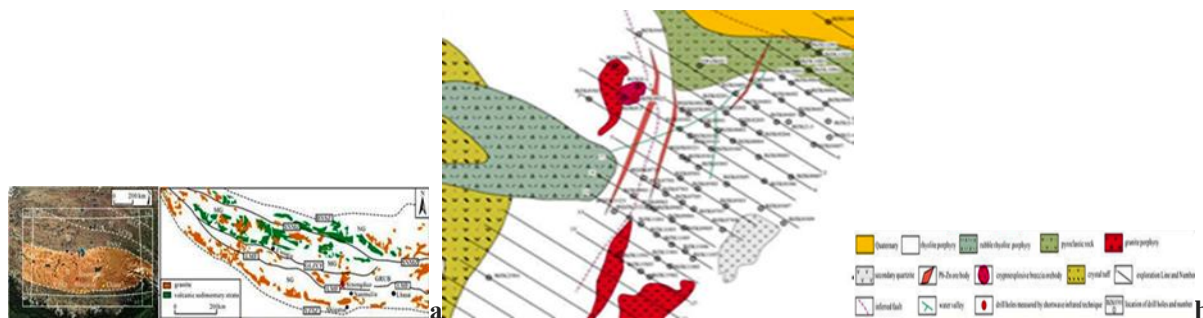


Рис. 1. а. схема Гангдийского рудного района; б. развитие магматических пород на м-нии Синонгдуо.

Региональная стратиграфия в основном состоит из вулканических и осадочных образований. В вулканических породах залегают серебро-свинцово-цинковые руды м-ния Синонгдуо; к преобладающим типам пород относятся риолитовый порфир, кристаллический туф и вулканическая брекчия.

Основные Ag-Pb-Zn рудные зоны простираются в направлении с севера на юг и представляют собой гидротермальные жилы.

Выявленные с помощью спектроскопии в ближнем инфракрасном диапазоне, силификация и иллитизация являются наиболее распространёнными гидротермальными изменениями на м-нии Синонгдуо. Минералы, в основном представлены мусковитом, иллитом, монтмориллонитом и каолинитом. В направлении с юго-запада на северо-восток минералы изменения, переходят от мусковита и иллита к комбинации мусковита, иллита и монтмориллонита.

3. Методы опробования и анализа.

Спектры SWIR были получены для 2 972 образцов, взятых из 19 скважин, пробуренных в направлении с юго-запада на северо-восток на м-нии Синонгдуо. Образцы были взяты на глубинах от 2 до 410 м с интервалом примерно в 2 м. Были отобраны образцы всех типов изменений и стилей минерализации. Отобранные образцы были проанализированы с помощью электронно-зондового микроанализа (EPMA) для количественной оценки минерального состава, а для идентификации присутствующих фаз (минералов). и последующего анализа кристалличности и политипной структуры белых слюд была использована рентгеновская дифракция (XRD). Пространственный анализ был выполнен с помощью программного обеспечения ArcGIS (ArcMap 10.6), которое объединило спектральные параметры, полученные

с помощью спектроскопии в ближнем инфракрасном диапазоне, и политипные параметры, полученные с помощью XRD (табл. 1).

Табл. 1.

Сводная статистика спектральных образцов SWIR.

Drill Hole Number	Depth (m)	Spectral Samples	Drill Hole Number	Depth (m)	Spectral Samples
BQZK 0022	259.57	103	BZK0701	301.00	151
BZK 0-2	250.00	115	BZK0804	226.00	112
BZK0101	289.10	157	BZK0902	201.00	99
BZK0102	253.90	148	BZK1001	204.00	93
BZK0103	322.1	294	BZK1106	353.00	177
BZK0104	332	159	BZK1301	362.00	183
BZK0201	210.10	172	BZK1402	396.00	196
BZK0301	300.00	150	BZK2501	418.25	208
BK0401	301.00	142	BZK2901	401.00	185
BZK0501	205.00	128	Total	5585.02	2972

3.1. Вихревой спектральный анализ.

Образцы керна промывали и сушили на воздухе в течение как минимум трёх дней. Перед анализом с высушенных образцов удаляли остатки пыли. Спектры поглощения были получены с помощью портативного спектрометра Analytical Spectral Device (ASD) (с галогенным источником света, имитирующим солнечный свет). Спектроскопический диапазон длин волн ASD составляет от 350 до 2500 нм в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах. Скорость анализа может достигать 100 мс, а точность определения длины волны составляет 0,5 нм при грубом сканировании пород. Для получения усреднённых спектров измерения проводились трижды с разных сторон образца. Обработка данных была выполнена путём регистрации характерных длин волн для Al–OH и H₂O в группе белой слюды, расположенных примерно на 2200 нм и 1910 нм соответственно. С помощью программного обеспечения Origin (Origin 2021) и The Spectral Geologist (TSG) (TSG 8) для анализа спектральных характеристик были определены минеральные виды на основе конкретных мест поглощения связей Al–OH и наилучшего соответствия спектрам из справочной библиотеки.

3.2. Основы интерпретации спектров SWIR для группы белой слюды.

Анализ в ближнем инфракрасном диапазоне основан на принципах молекулярных колебательных энергий и теории о том, что молекулы принимают дискретные и предсказуемые энергетические уровни. Спектрометр ближнего инфракрасного диапазона с длиной волны от 1300 до 2500 нм используется для изучения белой слюды и асимметричного растяжения энергетических уровней молекул воды. Группа белой слюды имеет схожий состав и кристаллическую структуру и генерирует схожие спектры, но может быть различима по незначительным сдвигам в положениях длин волн и глубине поглощения.

Исследования SWIR в Синонгдуо были разработаны для улучшения определения групп измененных минералов, состоящих из группы белой слюды, которые было трудно идентифицировать визуально. Ключевые характеристики были определены с помощью

минимумов поглощения 1910 нм и 2200 нм в качестве характеристик и наиболее подходящих совпадений группы белой слюды из спектральной библиотеки.

3.3. Методы массового геохимического анализа.

Чтобы проверить набор данных SWIR, было выбрано семь образцов керна для измерений с помощью ЕРМА и рентгеновской дифракции. Была выбрана ЕРМА-1600 для измерения керновых образцов белой слюды (ускоряющее напряжение: 15 кВ; ток пучка: 20 нА; пятно пучка: 5 мкм). Использовали дифрактометр XRD для количественного анализа структуры и содержания политипов иллита в образцах (ускоряющее напряжение: 40 кВ; ток пучка: 100 мА; диапазон сканирования: 2,6–15 для N, T и 2,6–30 для EG). N — срез естественной ориентации, EG — срез N, пропитанный этиленгликолем, а T — обезвоженный срез, срез N или EG, нагретый до 550°C в течение 2,5 часов. Содержание иллита и иллит-монтмориллонита было рассчитано с помощью дифракционных кривых срезов N, T и EG. При анализе методом рентгеновской дифракции (XRD) использовали базу данных ICDD (Международного центра дифракционных данных) для идентификации фаз. Для идентификации минералов были использованы следующие номера карточек: (иллит: ICDD 26-0911; каолинит: ICDD 14-0164; хлорит: ICDD 07-0075; монтмориллонит: ICDD 29-1498). Эти номера карт использовались для точного определения фаз, присутствующих в образцах.

$$It = \frac{I_{1.0nm}(EG) \times \left[\frac{h_{0.7nm}(N)}{h_{0.7nm}(EG)} \right]}{I_{1.0nm}(H)} \times [100 - (K + C)] \quad (1)$$

$$I/S = 100 - (S + It + K + C) \quad (2)$$

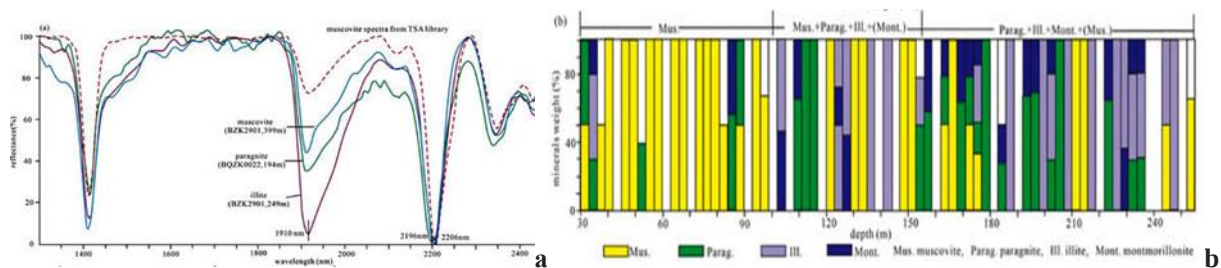
где: I — интенсивность рентгеновской дифракции; h — пик рентгеновской дифракции; K — содержание каолинита; C — содержание хлорита; It — содержание иллита; I/S — содержание смеси иллита и монтмориллонита.

Индекс Кублера (KI) определялся как полная ширина на половине максимума (FWHM) пика иллита 10Å (001). Индекс Кублера использовался для оценки кристалличности иллита в исследуемых образцах. Для анализа политипов использовался более широкий диапазон сканирования 2,6–30 2θ, а дифракционные картины сравнивались со стандартными эталонными картинками из базы данных ICDD для определения преобладающих политипов.

4. Результаты.

4.1. Спектральные характеристики минералов группы мусковита в ближнем инфракрасном диапазоне.

Согласно результатам спектрального анализа, проведённого с помощью программного обеспечения TSG (TSG 8), минералы группы мусковита демонстрируют заметные полосы поглощения при 1400 нм, 1900 нм и 2200 нм, при этом различия между разными видами мусковита наиболее заметны при 1900 нм. Спектр поглощения при 1900 нм, связанный с молекулами воды в группе мусковитов, различается по глубине: у иллита самый глубокий спектр поглощения, у парагонита — средний, а у мусковита — самый поверхностный. Спектр поглощения при 2200 нм, представляющий связи Al-OH в минералах группы мусковитов, показывает минимум при 2196 нм для парагонита. Мусковит и иллит демонстрируют схожие характеристики с относительным максимумом при 2206 нм (рис. 2а). Результаты спектральной идентификации TSG указывают на существенную трансформацию мусковита в парагонит по мере увеличения глубины от верхней части к нижней части зерна. Пространственное распределение зерна показывает, что мусковит в основном сосредоточен в верхней части, а парагонит, иллит и монтмориллонит в основном присутствуют в нижней части (рис. 2б).



Рис/ 2. **а.** спектры мусковита, парагонита и иллита демонстрируют разную глубину поглощения при длине волны 1910 нм (по сравнению с эталонной библиотекой для мусковита); **б.** представляет пространственные вариации, TSG, (распределение минеральных масс по глубине и последовательность минеральных комплексов: мусковит → мусковит + парагонит + иллит + (монтмориллонит) → парагонит + иллит + монтмориллонит + (мусковит).

Минеральный состав меняется от поверхности вглубь следующим образом: мусковит → мусковит + альбит + иллит + (монтмориллонит) → альбит + иллит + монтмориллонит + (мусковит). С увеличением глубины количество мусковита уменьшается, и он постепенно превращается в альбит, иллит и монтмориллонит.

4.2. Геохимические характеристики мусковита.

Формула белой слюды записывается как $I_{0,6-1,0} M_{2-3} \square_{1-0} T_4 O_{10} A_2$:

I: межслоевой катион, то есть K, Na и Ca, а также реже Cs, NH_4 , Rb и Ba;

M: октаэдрический катион, то есть Fe (двухвалентный или трёхвалентный), Mg, Al, Ti и реже Mn (двухвалентный или трёхвалентный), Zn, Cr и V;

□: вакансия в восьмигранном листе;

T: тетраэдрический катион, то есть Si, Al и Fe (трехвалентные) и реже Be и B;

A: анион — то есть OH, F и Cl, а также реже O (оксиды) и S.

Эти расчёты были сделаны на основе метода O = 11 анионов, предполагающего наличие в кристаллической структуре в общей сложности 4 тетраэдрических катионов и 2 октаэдрических катионов. Содержание катионов в минералах группы мусковита было определено с помощью электронно-зондового анализа (табл. 2).

Содержание катионов в минералах группы мусковита
содержание элементов измерено с помощью EPMA.

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Total	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
BQZK0022-155	48.64	0.04	31.51	1.98	0.08	0.22	0.17	0.06	8.44	0.00	0.00	91.13	3.33	0.67	1.87	0.00	0.11	0.00	0.02	0.01	0.00	0.74
BQZK0022-98	53.07	0.06	30.32	3.82	0.15	0.39	0.07	0.04	8.79	0.00	0.00	96.69	3.45	0.55	1.76	0.00	0.21	0.01	0.04	0.00	0.00	0.73
BZK0101-120	53.62	0.06	33.27	1.69	0.24	0.51	0.13	0.07	7.81	0.26	0.00	97.67	3.39	0.61	1.86	0.00	0.09	0.01	0.05	0.01	0.01	0.63
BZK0101-280	49.84	0.07	32.33	3.00	0.43	0.36	0.10	0.05	7.63	0.00	0.01	93.82	3.31	0.69	1.85	0.00	0.17	0.02	0.04	0.01	0.00	0.65
BZK0101-80	51.04	0.09	33.23	3.32	0.16	0.32	0.11	0.06	8.09	0.00	0.01	96.43	3.31	0.69	1.85	0.00	0.18	0.01	0.03	0.01	0.00	0.67
BZK0201-209	53.19	0.10	34.00	2.47	0.17	0.24	0.02	0.03	7.49	0.13	0.00	97.83	3.36	0.64	1.89	0.00	0.13	0.01	0.02	0.00	0.01	0.60
BZK0201-88	50.26	0.08	35.43	1.18	0.10	0.08	0.05	0.06	9.46	0.00	0.00	96.71	3.24	0.76	1.93	0.00	0.06	0.01	0.01	0.00	0.01	0.78
BZK0401-120	51.59	0.05	35.83	0.79	0.07	0.22	0.14	0.05	8.16	0.04	0.00	96.95	3.28	0.72	1.96	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.01	0.66
BZK0401-180	50.07	0.03	33.30	1.66	0.11	0.40	0.16	0.02	9.43	0.01	0.01	95.19	3.29	0.71	1.87	0.00	0.09	0.01	0.04	0.01	0.00	0.79
BZK0401-277	51.83	0.14	34.15	1.43	0.30	0.44	0.13	0.09	8.65	0.11	0.01	97.27	3.31	0.69	1.88	0.01	0.08	0.02	0.04	0.01	0.00	0.70
BZK0401-97	49.42	0.12	33.01	1.53	0.09	0.33	0.01	0.06	7.77	0.02	0.00	92.36	3.31	0.69	1.91	0.01	0.09	0.00	0.03	0.00	0.00	0.66
BZK0501-187	51.98	0.12	32.47	2.09	0.15	0.53	0.13	0.05	9.02	0.00	0.00	96.53	3.36	0.64	1.83	0.01	0.11	0.01	0.05	0.01	0.01	0.74
BZK0902-142	51.54	0.01	31.72	4.01	0.04	0.13	0.15	0.07	8.63	0.00	0.00	96.30	3.37	0.63	1.81	0.00	0.22	0.00	0.01	0.01	0.01	0.72
BZK0902-38	49.75	0.07	32.64	3.24	0.08	0.07	0.07	0.04	9.39	0.00	0.01	95.36	3.29	0.71	1.84	0.00	0.18	0.00	0.01	0.00	0.00	0.79
BZK1001-152	48.46	0.06	31.83	1.24	0.38	0.39	0.08	0.08	8.50	0.05	0.00	91.06	3.31	0.69	1.88	0.00	0.07	0.02	0.04	0.01	0.01	0.74
BZK1001-75	50.27	0.14	30.30	1.92	0.20	1.05	0.03	0.08	8.44	0.03	0.00	92.43	3.39	0.61	1.80	0.01	0.11	0.01	0.11	0.00	0.01	0.73
BZK1106-153	50.42	0.03	33.94	1.96	0.10	0.26	0.15	0.02	9.26	0.03	0.01	96.17	3.28	0.72	1.88	0.00	0.11	0.01	0.03	0.01	0.01	0.77
BZK1106-205	51.69	0.07	30.74	2.18	0.12	0.92	0.14	0.05	8.68	0.03	0.00	94.62	3.41	0.59	1.79	0.00	0.12	0.01	0.09	0.01	0.01	0.73
BZK1106-332	48.95	0.07	33.22	1.60	0.09	0.42	0.15	0.04	9.69	0.03	0.00	94.24	3.26	0.74	1.87	0.00	0.09	0.00	0.04	0.01	0.01	0.82
BZK1301-182	52.27	0.09	30.01	2.84	0.06	0.81	0.13	0.03	8.25	0.07	0.02	94.57	3.44	0.56	1.78	0.00	0.16	0.00	0.08	0.01	0.01	0.69
BZK1301-262	52.71	0.10	31.76	2.78	0.15	0.77	0.22	0.06	8.98	0.00	0.03	97.55	3.38	0.62	1.79	0.01	0.15	0.01	0.07	0.01	0.00	0.74
BZK1301-62	51.40	0.02	32.81	1.98	0.07	0.21	0.01	0.03	7.68	0.12	0.00	94.33	3.37	0.63	1.90	0.00	0.11	0.00	0.02	0.00	0.01	0.64
BZK2901-162	52.31	0.06	33.07	1.65	0.13	0.77	0.11	0.08	9.14	0.10	0.01	97.40	3.35	0.65	1.84	0.00	0.09	0.01	0.07	0.01	0.01	0.75
BZK2901-322	51.13	0.07	32.32	1.78	0.10	0.97	0.12	0.03	8.63	0.13	0.00	95.28	3.34	0.66	1.83	0.00	0.10	0.01	0.09	0.01	0.01	0.72
BZK2901-82	51.09	0.10	33.24	1.49	0.14	0.72	0.10	0.07	9.05	0.04	0.00	96.04	3.31	0.69	1.86	0.00	0.08	0.01	0.07	0.01	0.01	0.75

Существует явная отрицательная корреляция между $n(\text{Si})$ и $n(\text{Al}^{\text{IV}})$ (рис. 3а) и отрицательная корреляция между $n(\text{Al}^{\text{VI}})$ и $n(\text{Fe} + \text{Mg})$ (рис. 3б).

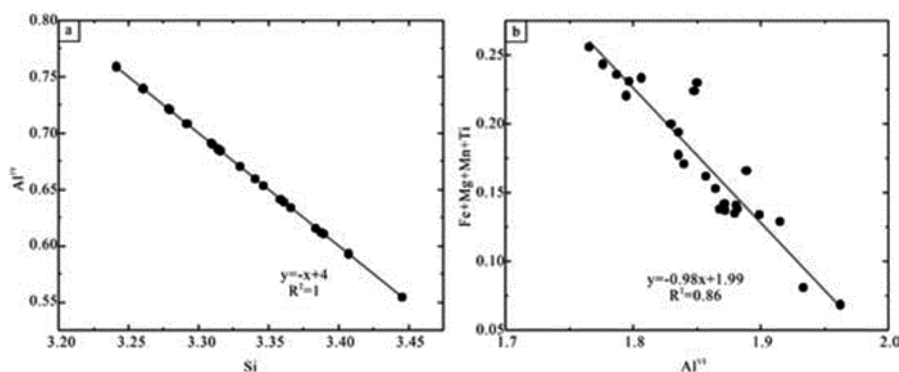
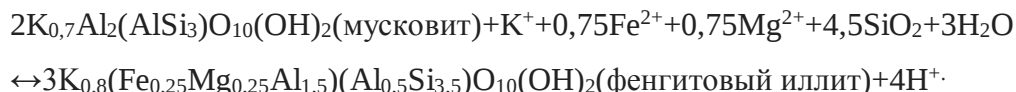


Рис. 3. Замещение по Чермаку в минералах группы мусковита.

(а) замещение ионов Si-Al в тетраэдрической структуре;

(б) замещения между (Mg, Fe, Mn, Ti) и ионами Al в октаэдрической структуре.

Это явление вызвано замещением по Чермаку ($\text{Al}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Si}$; $\text{Al}^{\text{VI}} \leftrightarrow \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti}$) в минералах группы мусковита. Считается, что это замещение определяется концентрацией K^+ , Mg^{2+} и Fe^{2+} в гидротермальных средах и происходит по следующей реакции:



В результате замещения по Чермаку межслоевые катионы уравнивают заряд, при этом $\text{K}^+/\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} > 1$, что означает, что K^+ является доминирующим межслоевым катионом в этом типе мусковита.

4.3. Характеристики рентгеновской дифракции минералов группы мусковита.

Кристалличность, политипизм и значение слоя набухания (SL) иллита были проанализированы с помощью рентгеноструктурного анализа 13 скважинных образцов (табл. 3, рис. 4а,б).

Табл.а 3.

Структура и спектральные характеристики иллита.

Number	Core Depth	Rock Type	Polytype	SL (%)	KI (°2θ)	D2200/D1910	W2200 (nm)	D2200 (%)	D1910 (%)
1	BZK0022-83	Breccia-bearing tuff	1M	1.07	0.286	1.786	2198	16.4	9.18
2	BZK0022-100	Breccia-bearing tuff	1M	1.08	0.285	1.423	2196	17.5	12.3
3	BZK0022-119	Breccia-bearing tuff	2M ₁	1.1	0.338	1.541	2193	17.1	11.1
4	BZK0022-139	Breccia-bearing tuff	1M	1.08	0.271	1.631	2198	24.3	14.9
5	BZK0022-180	Breccia-bearing tuff	1M/2M ₁	1.05	0.29	1.985	2198	18	9.07
6	BZK0022-199	Breccia-bearing tuff	1M	1.08	0.3	2.462	2197	8.1	3.29
7	BZK0022-219	Volcanic breccia	1M	1.06	0.257	1.69	2198	19.6	11.6
8	BZK0022-239	Volcanic breccia	1M	1.05	0.261	2.019	2199	14.9	7.38
9	BZK0022-285	Volcanic breccia	1M/2M ₁	1.08	0.285	1.706	2198	18.6	10.9
10	BZK0022-320	Volcanic breccia	2M ₁	1.02	0.289	2.066	2196	15.1	7.31
11	BZK0022-345	Volcanic breccia	1M	1.08	0.273	1.526	2198	17.4	11.4
12	BZK0022-360	Volcanic breccia	1M	1.1	0.31	2.098	2194	21.4	10.2
13	BZK0022-379	Breccia-bearing tuff	1M	1.1	0.319	1.843	2195	18.3	9.93

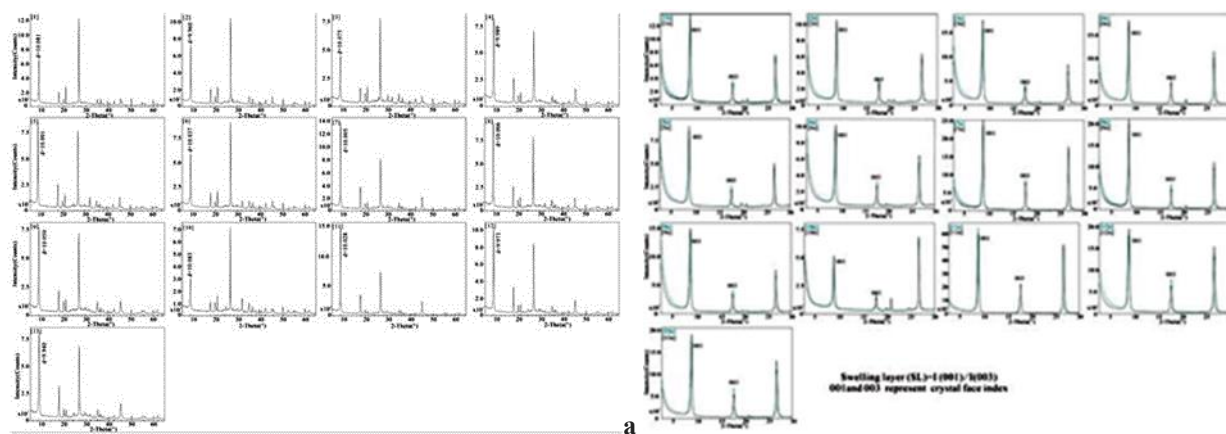


Рис. 4 Рентгеновская дифрактограмма

а. политипизма иллита (*d* обозначает положение пика иллита);
 б. набухшего слоя иллита (*e* обозначает срезы EG, а *n* — срезы N).

Образцы полностью состоят из иллита. Индекс Кюблера (KI), обратно пропорциональный кристалличности, варьируется от 0,257 $\Delta 2\theta$ до 0,338 $\Delta 2\theta$. Поли типы включают 1M, 1M/2M₁ и 2M₁, при этом 1M является доминирующей формой.

5. Обсуждение.

Для определения основных минералогических компонентов в исследуемых образцах использовались различные методы. Результаты указывают на преобладание минералов группы белой слюды, в том числе мусковита, парагонита и мусковита, которые играют ключевую роль в понимании процессов гидротермальных изменений на м-нии Синонгдуо. Эти минералы демонстрируют различную степень дефицита межслоевых катионов и замещения (*например, замещение по Чермаку*). Это замещение включает в себя одновременную замену Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрическом слое и одновременную замену Al^{3+} на Mg^{2+} или Fe^{2+} в октаэдрическом слое,

что отражает геохимическую эволюцию гидротермальной системы. Эти результаты дают важнейшее представление о минералогической и структурной эволюции минералов группы белой слюды и закладывают основу для последующего обсуждения их геохимического поведения и замещения катионов.

5.1. Классификация минералов группы мусковита.

На рисунке 5 ось x показывает содержание межслоевых катионов (в основном K^+), а ось y — интенсивность замещения по Чермаку. Более высокие соотношения Si/Al^{IV} указывают на преобладание Si^{4+} в тетраэдрическом слое, что приводит к более слабому замещению по Чермаку, в то время как более низкие соотношения указывают на более сильное замещение.

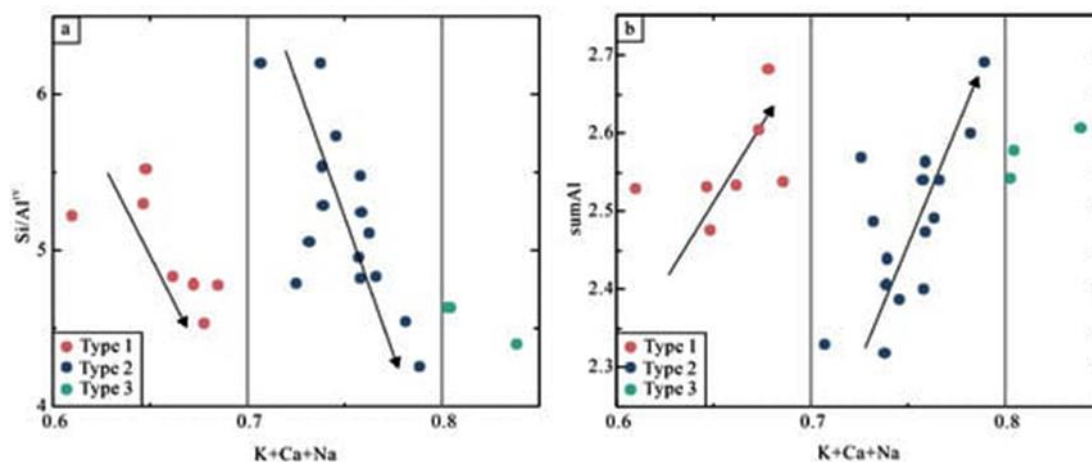


Рис. 5 Классификация мусковита на основе содержания межслоевого катиона.

a. зависимость между Si/Al^{IV} и содержанием межслоевого катиона в трех типах мусковита;

b. зависимость между суммарным содержанием Al и содержанием межслоевого катиона в трех типах мусковита.

Три типа мусковита с дефицитом межслоя были идентифицированы на основе общего содержания межслоевых катионов (I):

Typ 1: Слюда со значительным дефицитом межслоевых катионов ($0,6 < I < 0,7$). На этой стадии межслойных катионов сильно не хватает, замещение Чермака слабое, и корреляции включают отрицательную связь между I и Si/Al^{IV} и положительную между I и sumAl, что делает его ближе к illite.

Typ 2: Слюда с частичным межслоевым дефицитом катионов ($0,7 < I < 0,8$). С увеличением содержания K в структуре минерала достигается больший баланс зарядов. На этом этапе замещение Чермака усиливается с более сильными корреляциями между I и Si/Al^{IV} и sumAl, что указывает на переходную фазу от мусковита к иллиту, как это наблюдается в мусковите.

Typ 3: Слюда с почти полным содержанием межслоевых катионов ($0,8 < I < 0,85$). На этом этапе промежуточный слой K достаточен, баланс заряда оптимален, и Si^{4+} в тетраэдрическом слое в значительной степени замещается Al^{3+} , получая богатую K^+ - и Al слюду, которая напоминает мусковит, включая такие разновидности, как фенгит.

5.2. Характеристики зон изменений в минералах группы мусковита в ближнем инфракрасном диапазоне.

Изменения в гидротермальном месторождении Синонгдуо разделены на отдельные зоны на основе различных физических и минералогических свойств минералов группы мусковита. Коротковолновая инфракрасная спектроскопия (SWIR) дополнительно уточняет переходные характеристики между этими типами изменений (рис. 6).

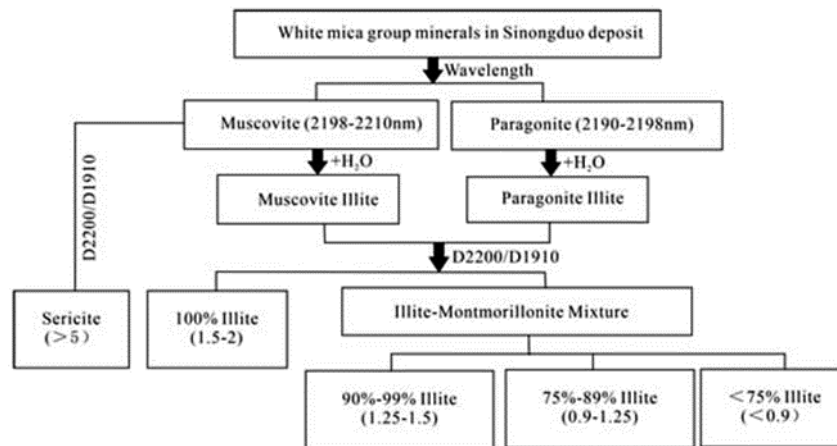


Рис. 6 Древовидная схема извлечения минералов на основе спектральных характеристик.

На основе сдвигов длин волн, выявленных с помощью TSG, минералы группы мусковита делятся на мусковит (2198–2210 нм) и парагонит (2190–2198 нм). При взаимодействии с молекулами H_2O эти минералы превращаются в иллит мусковитового типа и иллит парагонитового типа. Рудные тела Ag-Pb-Zn на м-нии Синонгдуо окружены обширной зоной изменений мусковита, распространяющейся вверх, которая характеризуется мусковитом с длиной волны 2198–2210 нм. Мусковит, согласно модели порфировой системы Силлитоу, образуется в результате взаимодействия гидротермальных флюидов глубинного происхождения с вмещающими породами.

В нижней части бурения образовалась минерализованная зона мусковит-парагонит-иллит-монтмориллонит (рис. 2b). Эта зона образовалась в основном из-за смешивания с атмосферной водой, что привело к быстрому снижению температуры флюида и способствовало иллитизации и монтмориллонизации.

Спектральные данные в ближнем инфракрасном диапазоне могут быть использованы в полевых условиях для независимой идентификации этих типов изменений и подтверждения характеристик распределения минералов. От гидротермального центра к центру проникновения метеорной воды (снизу-вверх) минералы, образующие изменения, располагаются следующим образом:

мусковит→мусковит+иллит→мусковит+иллит+монтмориллонит→мусковит+парагонит+монтмориллонит→мусковит+парагонит+иллит+монтмориллонит (рис. 7).

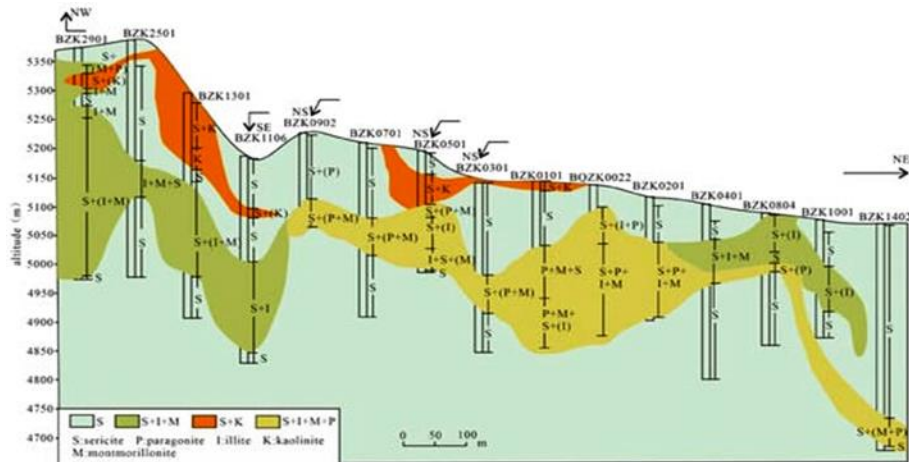


Рис. 7 Характеристики комбинации изменений на м-нии Синонгду.

Иллит вблизи гидротермального центра ($W2200 \geq 2198$ нм) в основном образуется в результате трансформации мусковита, тогда как иллит вблизи центра проникновения метеорной воды ($W2200 < 2198$ нм) в основном образуется из парагонита.

5.3. Пространственная взаимосвязь между рудными телами Ag-Pb-Zn и скоплениями мусковита и их значение для формирования полиметаллических руд.

Смещение характерной длины волны $W2200$ в коротковолновом спектральном диапазоне указывает на изменения в температуре минералообразования (рис. 8).

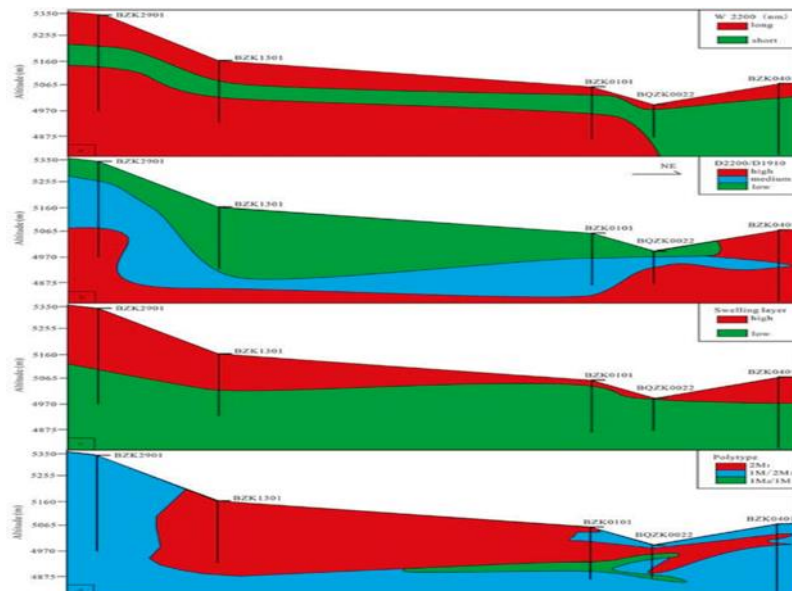


Рис. 8 Профили характеристик иллита на основе пространственного распределения длины волны около 2200 нм; а. значений SWIR-IC; б, в. значений набухающего слоя и д. полиморфизма.

На рисунке 8а видно, что минералы группы мусковита с длиной волны (≥ 2200 нм) распределены как в верхней, так и в нижней частях скважин. Вертикальные изменения $W2200$

указывают на повышение температуры в глубинной части керна BZK2901, что означает, что глубинные флюиды поступают из западной части района. Эпитермальные месторождения с низким содержанием сульфидов связаны с вулканической активностью, следовательно, минералы группы мусковита, расположенные в верхней части, связаны с вулканическими процессами в эпитермальных системах с низким содержанием сульфидов, где несмешиваемость флюида вызывает изменения. И наоборот, минералы группы мусковита, расположенные в нижней части, являются результатом изменений, вызванных взаимодействием глубинного флюида с другими минералами. Средняя часть, в которой преобладают минералы группы мусковита с более короткой длиной волны, подвержена влиянию инфильтрации метеорной воды и простирается вниз в направлении с северо-востока на юго-запад. Такое распределение указывает на возможность образования оруденения в направлении с северо-востока на юго-запад.

Кристалличность иллита можно оценить с помощью коэффициента поглощения D2200/D1910. Несмотря на то, что его чувствительность к изменениям кристалличности снижается, способность количественно определять минерал остаётся надёжной, если результаты перепроверяются с помощью рентгеноструктурного анализа. Индекс SWIR-IC ограничивает вариативность длины волны, повышая точность количественного определения содержания иллита. Индекс SWIR-IC увеличивается от верхней части к нижней части керна (рис. 8b). В нижней части, ближе к источнику тепла, мусковит демонстрирует сильное поглощение на длине волны 2200 нм и высокий показатель SWIR-IC. В средней части минералы группы мусковита в сочетании с парагонитом, иллитом и монтмориллонитом обеспечивают более глубокое проникновение молекул воды в структуру минерала. В верхней части минералы группы мусковита в сочетании с водой превращаются в иллит, демонстрируя выраженное поглощение на длине волны 1910 нм и снижая показатель SWIR-IC (рис. 3a).

Значение слоя набухания (SL) — это ключевой параметр, описывающий свойства межслоевого набухания глинистых минералов, где монтмориллонит имеет более высокое значение SL, чем иллит. Таким образом, SL служит частичным индикатором процесса иллитизации — монтмориллонизации. На рисунке 8c видно, что значения SL выше в верхней части керна, чем в нижней, что позволяет предположить, что иллит в верхней части легче превращается в монтмориллонит, образуя смешанные слои иллита и монтмориллонита. В нижней части керна монтмориллонит легче превращается в иллит под воздействием гидротермальных флюидов глубинного происхождения. Такая закономерность является общей чертой, при этом на верхней части сильнее сказывается влияние атмосферных вод, а на нижней — преимущественно воздействие глубинных флюидов.

С момента первого описания полиитипов иллита обширные исследования подтвердили последовательность преобразований: $1M_d \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$. Преобразование политипа иллита включает фиксацию калия, при этом содержание калия напрямую влияет на скорость иллитизации полевого шпата и мусковита в металлоносных флюидах. На рисунке 8d показано пространственное распределение полиитипов иллита: в верхней части преобладает $2M_1$, что указывает на более высокую кристалличность и степень иллитизации, в то время как в нижней части преобладают $1M$ и $2M_1$, что указывает на более слабую иллитизацию на больших глубинах.

5.4. Поисковая модель коротковолнового спектрального анализа.

Благодаря использованию характеристик поглощения молекул $Al-OH$ и H_2O можно четко идентифицировать группы мусковита. Соответственно, была разработана поисковая модель на основе спектральных характеристик минералов группы мусковита (рис. 9).

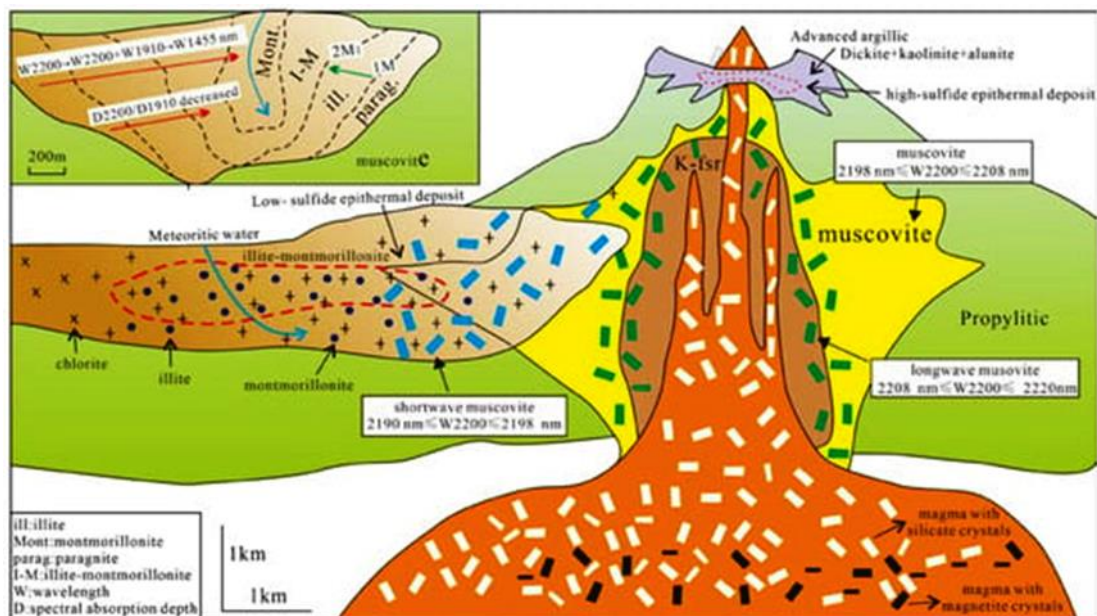


Рис. 9 Модель спектрального анализа в ближнем инфракрасном диапазоне, минералы, идентифицированные с помощью спектроскопии в ближнем инфракрасном диапазоне, и регулирование спектральных изменений.

Модель эффективно очерчивает границы зон изменений. Данные SWIR выявляют взаимосвязь и последовательность трансформации между мусковитом, иллитом, парagonитом и фенгитом. Изменения в составе мусковита обычно происходят при внедрении гранитоидов в осадочные породы. Группы мусковита вблизи интрузивных тел обогащаются кремнием, что приводит к образованию флогопита. В удалённых от интрузивного тела областях пониженная температура и давление приводят к постепенному замещению силикатов в группе мусковита ионами Fe и Mg. Проникновение метеорной воды по разломам и трещинам вызывает резкие

изменения в разрушении горных пород или взрывные явления и повышение давления, что приводит к образованию зон изменений иллит-монтмориллонита (I-M).

Зональность минералов-изменений тесно связана с низкосульфидными эпиптермальными системами минерализации в условиях низких температур:

(1) Минералы-изменения в основном состоят из иллита и монтмориллонита, а последовательность зональности следующая: парагонит $\rightarrow$ иллит $\rightarrow$ иллит + монтмориллонит $\rightarrow$ монтмориллонит — по направлению к центру.

(2) При достаточном количестве воды парагонит переходит в иллит, для которого характерен более выраженный пик поглощения при 1410 нм и более низкая кристалличность.

(3) Под воздействием атмосферной воды серицит и парагонит взаимодействуют с молекулами воды, образуя серицит-иллит или парагонит-иллит. Парагонит-иллит образуется легче, чем серицит-иллит, с длиной волны поглощения 2200 нм и 2190 нм соответственно. Метеорная вода играет решающую роль в изменении минералов путем введения ионов и содействия гидратации, что приводит к образованию иллита.

(4) Индекс завихрения иллита уменьшается внутрь, отражая его удаленность от центра нагрева или влияние метеорной воды.

(5) Длина волны 1455 нм является ключевым спектральным признаком для идентификации смешанных слоёв иллита и монтмориллонита.

(6) Политипы иллита переходят из $1M_d \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$ внутрь, где тип $1M_d$ не связан напрямую с системой минерализации.

Эта модель устанавливает соответствие между зонами минерализации и спектральными изменениями, предлагая важные рекомендации для изучения эпиптермальных месторождений с низким содержанием серы в низкотемпературных условиях.

5.5 Использование поисковой модели коротковолнового спектрального анализа.

Рудоперспективный участок Воруо, расположен на севере м-ния Синонгдуо. Он преимущественно состоит из кислых вулканических пород с вкраплениями халцедона. Анализ образцов горных пород методом ИК-Фурье спектроскопии показывает здесь наличие минералов-спутников - мусковита и иллита. Трёхмерная модель, показывает распределение образцов иллита, демонстрируя тенденцию к снижению значений ИК-Фурье спектроскопии в направлении с северо-запада на юго-запад. Можно предположить, что рядом с Воруо могут находиться ещё неоткрытые эпиптермальные рудные тела с низким содержанием серы (рис. 10).

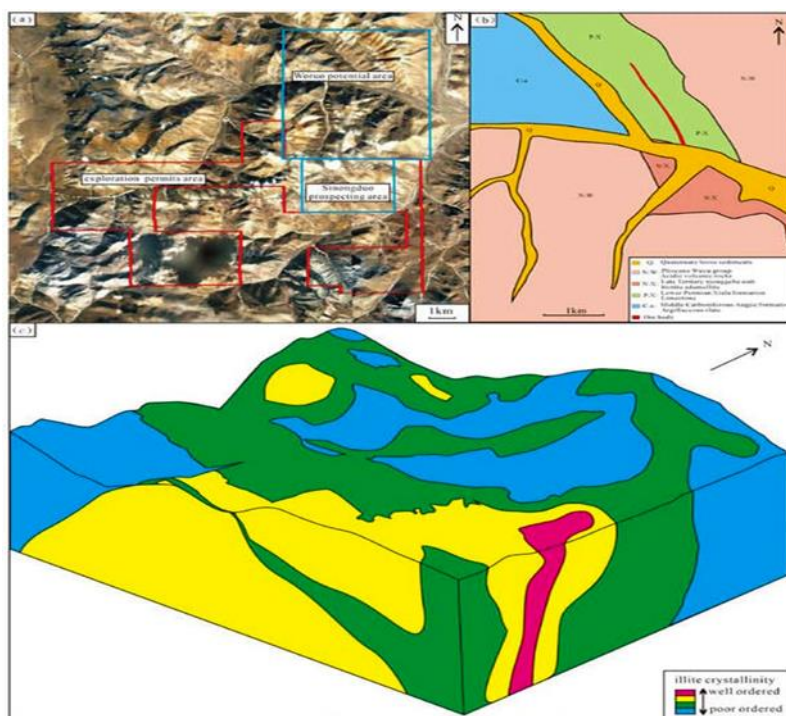


Рис. 10 **а.** потенциальные рудные зоны Синонгдуо и Воруо; **б.** геологическая схема участка Воруо; **с.** 3D-модель перспектив оруденения на основе SWIR–ИК-картирования.

6. Выводы.

1. Минералы группы мусковита подразделяются на три типа в зависимости от содержания в них межслойных катионов:

Тип 1: слюда со значительным межслойным дефицитом катионов ($0,6 < I < 0,7$);

Тип 2: слюда с частичным межслойным дефицитом катионов ($0,7 < I < 0,8$);

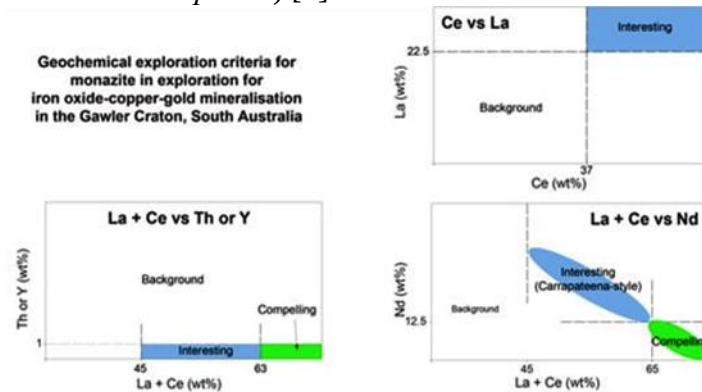
Тип 3: слюда с почти полным содержанием межслойных катионов ($0,8 < I < 0,85$).

2. Вихревой анализ кернов скважин на м-нии Синонгдуо с низким содержанием сульфидов обеспечивает эффективное средство характеристики минералов группы мусковита и их пространственного распределения. Комплекс изменений в Синонгдуо переходит от гидротермального центра наружу: мусковит → мусковит + иллит → мусковит + иллит + монтмориллонит → мусковит + парагонит + монтмориллонит. Эта ассоциация является важным поисковым признаком эпитеермального полиметаллического оруденения.

3. Спектральная модель, созданная на основе коротковолнового спектрального анализа минералов группы мусковита, способна выявлять спектральные вариации в системах гидротермальной минерализации и показывать распределение различных минеральных комплексов, что позволяет определить направление дальнейших поисков.

4. На участке Воруо она определила перспективы обнаружения нового эпитеермального оруденения с низким содержанием серы.

III. МОНАЦИТ КАК ИНСТРУМЕНТ ПОИСКОВ ИОСГ ОРУДЕНЕНИЯ (кратон Гоулер, Южная Австралия) [2].



Графическая анотация

1. Введение.

В ряде исследований было продемонстрировано, что тяжелые минеральные фазы, сохранившиеся в материалах осадочного чехла, залегающих поверх минерализованных пород фундамента, могут быть использованы при поисках. Тяжелые минеральные фазы могут включать монацит, циркон или оксидные минералы, такие как ильменит и рутил. Присутствие тяжелых минералов в материалах покровной толщи может использоваться в качестве индикатора для скрытого оруденения. Химический состав тяжелых, резистатных минеральных фаз также может быть использован в качестве индикатора минерализации. Например, было показано, что химический состав циркона может быть использован в качестве ориентира для порфировых систем $\text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$ с использованием соотношений Eu/Eu^* и $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$.

Кратон Гоулер в Южной Австралии, являясь перекрытым регионом, содержит основные месторождения оксида железа-меди-золота (ИОСГ), включая Olympic Dam, Prominent Hill and Carrapateena (рис. 1).



Рис. 1 Схема кратона Гоулер, м-ния Olympic Dam, Prominent Hill and Carrapateena.

На м-нии IOCG Prominent Hill в кратоне Гоулер был изучен химический состав резистатной минеральной фазы, монацита. В нем повышено содержание легких редкоземельных элементов (LREEs) и снижено содержание Y и Th по сравнению с другими магматическими и метаморфическими монацитами из того же района. Этот химический состав также сохраняется в монаците из более молодых ледниковых отложений, которые перекрывают минерализованные породы фундамента, что указывает на то, что химический состав монацита может противостоять процессам выветривания, эрозии, переноса и осаждения. На м-нии Prominent Hill были разработаны критерии поисков скрытой минерализации IOCG.

Применимость этих критериев к поискам в пределах всего кратона Гоулер является целью данного исследования, поскольку кратон Гоулер является весьма перспективным для новых месторождений типа IOCG.

В этом материале представлена геохимия микроэлементов и редкоземельных элементов монацита на м-нии IOCG Carrapateena. Проиллюстрированы различия в элементном составе монацита из двух различных зон Carrapateena: минерализованных пород фундамента IOCG и покровных пород над месторождением. Проведено сравнение химического состава монацита Carrapateena с монацитом в других частях кратона Гоулер со ссылкой на монацит, добываемый на м-нии IOCG Prominent Hill. Оценено значение использования геохимических критериев монацита при поисках месторождений IOCG.

2. Геологическая информация.

Кратон Гоулер пережил длительную геологическую историю от архея до протерозоя. Эволюция кратона Гоулер около 1600-1590 млн лет назад отмечена крупным эпизодом минерализации IOCG, включающим гигантское м-ние Olympic Dam и значительную минерализацию в м-ниях Prominent Hill и Carrapateena. Проблема для поисков на кратоне Гоулер заключается в том, что он перекрыт мощными покровными толщами от неопротерозоя до фанерозоя. Породы фундамента обнажаются редко; региональное распределение типов пород, стратиграфия и структуры в значительной степени определяются только геофизическими данными, а доступные образцы пород фундамента - из редких буровых скважин. Поэтому весьма эффективными в регионе являются геохимические поиски, обладающие следующими характеристиками:

- широко распространена среда для отбора проб;
- аналитические методы надежны и воспроизводимы;
- однозначны геохимические критерии для распознавания измененных или минерализованных пород;

- понятны процессы, ответственные за геохимический сигнал, как первичные (гидротермальные изменения), так и вторичные (физическое или химическое рассеяние).

Гидротермальный монацит из м-ния IOCG *Prominent Hill* соответствует этим критериям. Он сохраняет уникальную геохимическую сигнатуру, характеризующуюся повышенным содержанием LREE и обедненным содержанием Y и Th, по сравнению с другими магматическим и метаморфическим монацитами. Монацит с таким химическим составом также обнаружен в широко распространенных отложениях ледникового покрова пермско-каменноугольного периода, который перекрывает *Prominent Hill*. Химический состав монацита обеспечивает «масштабируемый» рейтинг ГРР с возможностью региональной векторизации и определения приоритетов целей. Было показано, что монацит с $\text{La}+\text{Ce} > 63 \text{ мас.}\%$ и Y и Th $< 1 \text{ мас.}\%$ имеет химический состав, аналогичный монациту, полученному из рудного тела *Prominent Hill*, и поэтому он был признан «привлекательным». Зерна монацита, содержащие $57,5 \text{ мас}\% < \text{La}+\text{Ce} < 63 \text{ мас.}\%$, считаются "интересными", а концентрации $\text{La}+\text{Ce} < 57,5 \text{ мас.}\%$ считаются "фоновыми". Уникальная геохимическая характеристика монацита была использована для разработки поисковых геохимических критериев с использованием содержания La и Ce и соотношений $\text{La}+\text{Ce}/\text{Y}$ и $\text{La}+\text{Ce}/\text{Th}$ для покровной толщи, предполагая, что все LREE в образцах покровной толщи являются вмещающими в монаците. Результаты геохимических исследований коренных пород, показывающие $\text{La} > 75 \text{ ppm}$ и $\text{Ce} > 155 \text{ ppm}$, считаются аномальными. Соотношения $(\text{La}+\text{Ce}):\text{Y}$ и $(\text{La}+\text{Ce}):\text{Th}$, превышающие 30:1 и 32:1 соответственно, считаются убедительными. "Интересными" результатами являются те, где соотношение $(\text{La}+\text{Ce}):\text{Y}$ составляет от 10:1 до 30:1, а соотношение $(\text{La}+\text{Ce}):\text{Th}$ - от 16:1 до 32:1. Для определения убедительных и интересных признаков в ледниковых отложениях были использованы общепринятые геохимические критерии. Продemonстрировано, что геохимический след м-ния *Prominent Hill* в материалах толщи ледникового покрова в 2-3 раза больше, чем само рудное тело. Геохимическая сигнатура рассеяна к северу от месторождения, в направлении движения пермского ледника.

Месторождение Carrapateena расположено в центральной Олимпийской области (рис. 1) на пересечении интерпретируемой крупной структуры северо-восточного простиранья и коридора разломов северо-западного простиранья. Минерализация IOCG залегает в кварцевом граните и кварцевом, возраст которых составляет 1857 ± 6 млн лет. Минерализация IOCG встречается в виде крутопадающих высокосортных тел с преобладанием борнита, окруженных минерализацией с преобладанием халькопирита более низкого качества (рис. 2) и находится в пределах гематит-кремнеземно-серицитовых брекчий, которые содержат обломки гранита, гнейса и жильного кварца.

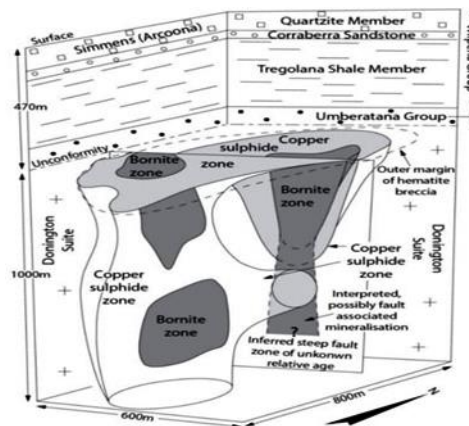


Рис. 2 Схематический разрез Carrapateena и покровные толщи.

Хлорит/гематитовые брекчии и вулканические/осадочные брекчии также признаны близкими к минерализации. В альтерационных комплексах преобладают гематит, хлорит и серицит с локализованными примесями кремнезема и сидерита/анкерита. Второстепенные минералы включают барит, монацит, анатаз, магнетит, апатит, флюорит и циркон. Минерализация Cu рассеяна или находится в пределах жил и встречается в виде халькопирита, борнита, в меньшей степени ковеллита и халькоцита. Фельзитовые дайки локально вторгаются в породы фундамента.

Толща покровных отложений мощностью около 470 м перекрывает минерализованные породы фундамента и имеют возраст около 650-635 млн лет. Несогласие фундамента и покрова отмечено базальным конгломератом мощностью около 10 м, который содержит хорошо окатанные гранитные, вулканические, кварцевые и гематитовые обломки. Породы самой нижней покровной толщи состоят из алевролитов различной зернистости и песчаников с небольшими прослоями доломита. Самый верхний покров представляет собой крупнозернистый кварцит мощностью ~90 м, который распространен по всему региону.

3. Методология.

3.1. Пробоотбор.

Все тринадцать образцов, использованных в этом исследовании, были взяты из керна. Два образца были отобраны из минерализованных пород фундамента в пределах м-ния Carrapateena. Одиннадцать образцов были взяты из базального конгломерата покровной толщи, непосредственно перекрывающей м-ние Carrapateena. Образцы конгломератов были отобраны с учетом ряда типов обломков, включая гематитовые брекчии, измененный гранит, гранит и вулканические породы. Покровные пробы были взяты на расстоянии 0-5 м над границей раздела фундамент–покров. Все пробы были разделены на тонкие срезы и использованы для петрологического и химического анализа минералов (табл. 1, рис. 3).

Информация о пробах на м-нии Саггаратеена
*название ДН, номер пробы, глубина от, глубина до, образец фундамента/покрытия,
 базовое минералогическое описание, типы обломков для конгломератов.*

Hole ID	Sample ID	From (m)	To (m)			Lithological Description	Accessory Phases	
Drill holes sampled for mineralised basement rock								
CAR002	CAR002_627m	627.55	627.65			Hematite-quartz breccia, contains abundant chalcopyrite and pyrite with lesser bornite and minor molybdenite and sphalerite.	Monazite: abundant, typically subhedral to anhedral, up to 350 µm size, contain hematite and chalcopyrite inclusions. Other: apatite and florencite.	
DD11CAR075	CAR075_651m	651	651.4			Mineralised sandstone, contains disseminated bornite with pyrite typically completely enclosed within bornite.	Monazite: occurs as inclusions within quartz grains and as microgranular aggregates intergrown with hematite.	
Hole ID	Sample ID	From (m)	To (m)	Basement-Cover Interface (m)	Sampled Interval (m)	Lithological Description (From Sample Thin Section)	Accessory Phases	
Drill holes sampled for cover sequence basal diamictite								
						Matrix	Clast descriptions	
CAR010	FIA_CAR010_01	458	458.3	458.6	0.3	Matrix supported, poorly sorted, polymictic diamictite. Matrix: angular to subangular sand-sized quartz and feldspar in a variably Fe-oxide-, calcite- or sericite-rich cement.	Pebble to cobble size; subangular to subrounded granite (~80-90%), rounded volcanics (~5%), rounded sandstone (<5%).	Monazite: anhedral, microgranular aggregates or whole grains in chlorite-altered granite and volcanic clasts and in the matrix. Other: Zircon and rutile dominate accessory phase budget; xenotime forms thin rims around zircon grains.
CAR019	FIA_CAR019_10	467.24	467.54	470.25	2.71	Very poorly sorted diamictite. Matrix: coarse-grained quartz- and feldspar-rich in a Fe-oxide-rich cement. Porous.	Large pebble-size angular hematite-rich clasts (~95%) and lesser granule to small pebble-sized sericite-altered volcanics (~5%).	Monazite: single, anhedral grain with a pitted surface was observed in a hematite-rich clast. Other: Accessory phases within hematite-rich clasts are dominated by apatite, florencite, zircon and rutile often intergrown with hematite and quartz.
CAR024	FIA_CAR024_21	486.52	486.87	488.63	1.76	Poorly sorted, polymictic, clast-supported diamictite. Matrix: sand-sized quartz and feldspar in a calcite cement with localised Fe-oxide near grain margins.	Sand to pebble size; well-rounded granite (~50%), volcanics and sediments (~20%), quartz/feldspar (~15%), subangular hematite-rich rock and hematite breccia (~10%) and mafics (~5%).	Monazite: not very abundant, only three grains identified and within hematite-rich and granite clasts. Other: Zircon, apatite and xenotime are common within hematite-rich clasts.
CAR027	FIA_CAR027_05	491.65	491.9	492	0.1	Poorly sorted, matrix-supported diamictite. Matrix: sand-sized angular quartz in a sericite-rich or Fe-oxide-rich cement.	Angular granule- to pebble-sized granite clasts and large (~1.5 cm) rounded hematite-rich clasts.	Monazite: only observed as within hematite-rich clasts, commonly subhedral with some monazite occurring as microgranular aggregates intergrown with hematite.
CAR034	FIA_CAR034_28	477	477.4	478.1	0.7	Moderately sorted, clast-supported diamictite. Matrix: fine-grained, quartz-dominated with a clay-rich cement with Fe-oxide rims around grain margins. Porous.	Granule to cobble size; rounded to subrounded volcanics (~65%), sandstone (~15%), hematite-rich rock and granite (<5%); subrounded to subangular K-feldspar and quartz grains (~15%).	Monazite: No monazite grains observed in this sample. Other: Accessory phases are dominated by zircon, rutile and apatite.
CAR042	FIA_CAR042_36	478	478.3	483	4.7	Poorly sorted, clast-supported interval of diamictite approximately 7-8 m above the basement-cover interface. Selected as the clast population is dominated by hematite breccia that shows jigsaw fit textures. Noted that the clast population surrounding the sample site is dominated by cobble to boulder sized, well-rounded granite. Matrix: Quartz-dominated in a calcite cement.	Sample is dominated by a large pebble to cobble size, hematite-breccia clast that itself contains small pebble-sized subangular clasts of siltstone. Hematite breccia clasts are subangular, comprise ~45% of the clast population. Other clasts include rounded to subangular volcanics (~25%), rounded mafics with feldspar phenocrysts that are altered to sericite and leucoxene (~15%) and subrounded to subangular granite (~15%).	Monazite: Scarce, only two monazite grains were identified, both were within quartz grains and have euhedral to subhedral shape. Other: Florencite is the dominant REE-bearing phase within hematite-breccia clasts, apatite and rutile are the most commonly observed accessory phases within the sample.
CAR054	FIA_CAR054_20	489.8	489	489	0	Poorly sorted, clast-supported diamictite. Matrix: Fe-oxide rich cement.	Granule to cobble size; rounded to subangular quartzite (60%), hematite-rich clasts (~20%), immature sandstone clasts (arkose) (~15%), volcanics and granite (~5%).	Monazite: Abundant within hematite-rich clasts and the matrix, typically euhedral to anhedral, often with inclusions of hematite or as microgranular aggregates intergrown with hematite. Other: zircon, xenotime, barite.
CAR058	FIA_CAR058_14	467.4	467.6	469.6	2	Moderately sorted, polymictic, matrix- to clast-supported diamictite. Matrix: medium-grained quartz sand in a quartz cement.	Mostly granule to small pebbles with some large pebbles. Rounded to subangular quartz (40%), sericite altered microcline (25%), rounded volcanics (15%), subrounded to subangular granite (15%), rounded siltstone (<5%) and angular hematite-rich clasts (<2%).	Monazite: occurs within granite, feldspar and hematite-rich clasts. In granite and feldspar, monazite is typically euhedral, up to 100 µm length. In hematite-rich clasts monazite occasionally occurs as microgranular aggregates intergrown with hematite. Other: Florencite occurs within hematite-rich clasts, is porous, often intergrown with and contains inclusions of hematite. Xenotime and zircon are present.
DD11CAR075	FIA_CAR075_31	491.1	491.26	492.5	1.24	Moderately sorted, clast-supported, polymictic diamictite. Matrix: quartz and K-feldspar rich.	Granule to large pebble size, angular to subrounded. Hematite breccia (~35%) and hematite-quartz-rich clasts (~35%), granite (~15%), siltstone/clay (~10%), volcanics (~5%).	Monazite: abundant, typically within hematite-quartz-rich and volcanic clasts and within the matrix, anhedral to euhedral grains, also occurs as microgranular aggregates intergrown with hematite. Other: Florencite observed only within hematite-quartz-rich clasts, commonly euhedral, also occurs as anhedral inclusions within large monazite grains and as microscopic inclusions within hematite. Zircon and xenotime also observed.
DD12CAR091	FIA_CAR091_34	538.8	539	539	0	Moderately sorted, polymictic, clast-supported diamictite. Matrix: Fine-grained quartz in a calcite cement.	Medium pebble to cobble size. Dominated by rounded to subangular hematite-rich clasts (~90%) with lesser rounded chlorite- and sericite-altered granite (~10%).	Monazite: commonly observed within clasts. Monazite within hematite-rich clasts is typically subhedral to euhedral and up to 130 µm size. Within altered granite clasts monazite is commonly microgranular aggregates up to 600 µm size, occur with numerous zircon and rutile grains.
DD13CAR117W1	FIA_CAR117W1_38	694	694.2	695.2	1	Poorly sorted, polymictic, clast-supported diamictite. Matrix: dominantly quartz within a carbonate (dolomite to ankerite) cement.	Granule to large pebble size. Dominated by subangular quartz grains (~45%), subrounded granite (~30%), angular to subrounded hematite-rich clasts (~10%), rounded sericite-altered mafics (~5%) and minor rounded volcanic, sandstone and dolomite clasts (~10%).	Monazite: largely within hematite-rich clasts, subhedral to anhedral, intergrown with hematite and quartz. Other: Florencite and apatite commonly observed in hematite-rich clasts. Florencite is typically microporous and intergrown with hematite, locally forms rims and embayments around apatite. Rutile (also intergrown with hematite in hematite-rich clasts) and zircon.

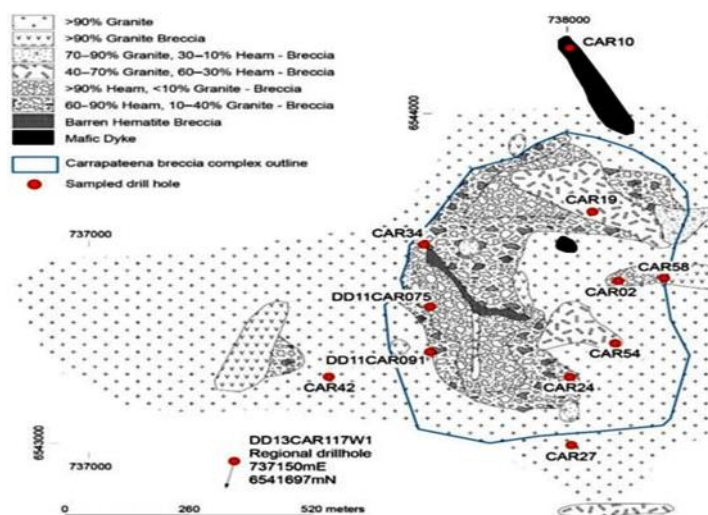


Рис. 3 Схема м-ния Carrapateena, расположение буровых скважин, из которых были взяты образцы.

Тонкие срезы были покрыты углеродом и получили изображение с помощью Zeiss Merlin FEG SEM 540 в Университете Южной Австралии. Рабочие параметры включают ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зондирования 3 нА и рабочее расстояние 5,1–10 мм. Для идентификации фаз, содержащих РЗЭ, включая монацит, была использована вторичная электронная (SE) визуализация в сочетании с электронно-дисперсионной спектроскопией (EDS).

3.2. Анализ химического состава минералов.

Количественный химический анализ фаз, содержащих РЗЭ, был проведен с использованием электронного микронзонда Cameca SX5 (EPMA), оснащенного 5 перестраиваемыми спектрометрами с дисперсией длин волн, в Adelaide Microscopy, Университет Аделаиды. Программное обеспечение PeakSite версии 6.2 использовалось для работы микроскопа, а зонд использовался в качестве программного обеспечения EPMA для сбора и обработки всех данных. Для каждого отдельного участка использовались комбинированные условия эксплуатации, так что сначала анализировались основные и подвижные элементы при 15 кВ/20 нА с последующим анализом оставшихся низкоактивных элементов при 15 кВ/100 нА. Для всех анализов использовался размер пятна 2 мкм.

Точечные диаграммы элементов по X-Y были использованы для иллюстрации различий между различными группами монацита по составу. Поскольку данные о составе (такие как многоэлементная геохимия) подлежат закрытию (т. е. все компоненты должны составлять в сумме до 100%), необходимо проверить, что указанные шаблоны данных, не содержат артефактов, полученных в результате анализа. Поскольку существуют три критических элемента, которые различают три группы состава, их можно нанести на троичный график, что устраняет проблему замыкания. Однако образцы, содержащие низкие значения элементов и расположенные вблизи границ тройного участка, расположены очень близко друг к другу из-за

характера тройного участка, из-за чего трудно различить похожие группы образцов. Для решения этой проблемы используются точечные диаграммы, использующие преобразование изометрического логарифмического отношения (ILR).

Структуру преобразования ILR легко вывести из троичного графика. Три зависимые переменные (т. е. в сумме они составляют фиксированное значение) преобразуются в две независимые переменные (без ограничения фиксированной суммы). Стандартные статистические методы, такие как расчет корреляции, могут применяться только к независимым переменным. Другими словами, три элемента преобразуются в два логарифмических соотношения. Первое логарифмическое соотношение можно выбрать по одному из ребер тройного графика (ребро - это линия, соединяющая две вершины), а второе логарифмическое соотношение - это линия, перпендикулярная ребру, которая соединяет ребро с третьей вершиной. Например, если тройной график имеет вершины Ce, La и Y, то в первом логарифмическом соотношении используется соотношение между Ce и La, а во втором логарифмическом соотношении - между Y и объединенными Ce и La. Существует три возможных варианта логарифмического соотношения с использованием различных комбинаций трех элементов. Тройной график можно использовать в качестве ориентира для выбора логарифмических соотношений, когда (суб) состав включает три элемента (рис. 4).

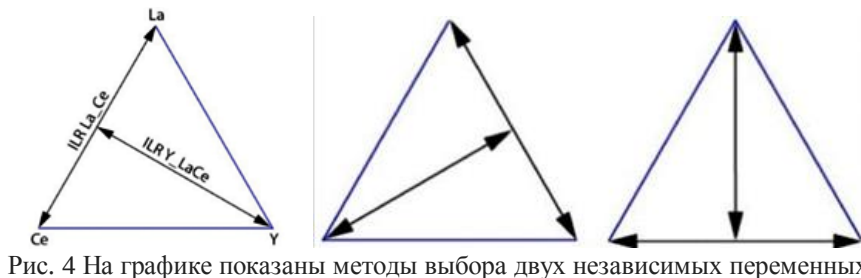


Рис. 4 На графике показаны методы выбора двух независимых переменных.

Две независимые переменные могут быть использованы для получения точечных диаграмм XY.

Тенденции данных могут быть использованы для выбора наиболее полезной из возможных комбинаций. Логарифмические соотношения изометрических данных для рисунка 4 рассчитаны следующим образом:

$$ILR\ La_Ce = \sqrt{\frac{1}{2}} \cdot \log \frac{La}{Ce}, \quad ILR\ Y_LaCe = \sqrt{\frac{2}{3}} \cdot \log \frac{Y}{\sqrt{La \cdot Ce}}$$

4. Результаты.

4.1. Описание образцов.

Подробные описания образцов фундамента и чехла, использованных в этом исследовании, приведены в таблице 1. Расположение отобранных образцов из буровых скважин показано на рисунке 3.

Образцы фундамента состоят из гематит-кварцевой брекчии и минерализованного песчаника. В обоих типах образцов сохранились видимые сульфиды, включая халькопирит, пирит, борнит, молибденит и сфалерит.

Образцы покровной толщи состоят из базального конгломерата и диамиктита. Литология обломков варьируется в зависимости от образца и включает богатые гематитом породы, неизменные и измененные граниты и вулканические породы, осадочные и основные магматические породы, а также крупные зерна кварца и калиевого полевого шпата. Форма обломков варьируется от угловой до округлой. Доминирующий тип обломков - богатая гематитом порода, которая часто имеет угловую форму. Матрицей обычно является мелкозернистый или среднезернистый песок в карбонатном цементе. Толща базального покрова в совокупности называется диамиктитовой из-за сохранения обломков различной формы (от угловых до округлых).

4.2. Анализ изображений.

Репрезентативные изображения BSE показаны на рисунке 5.

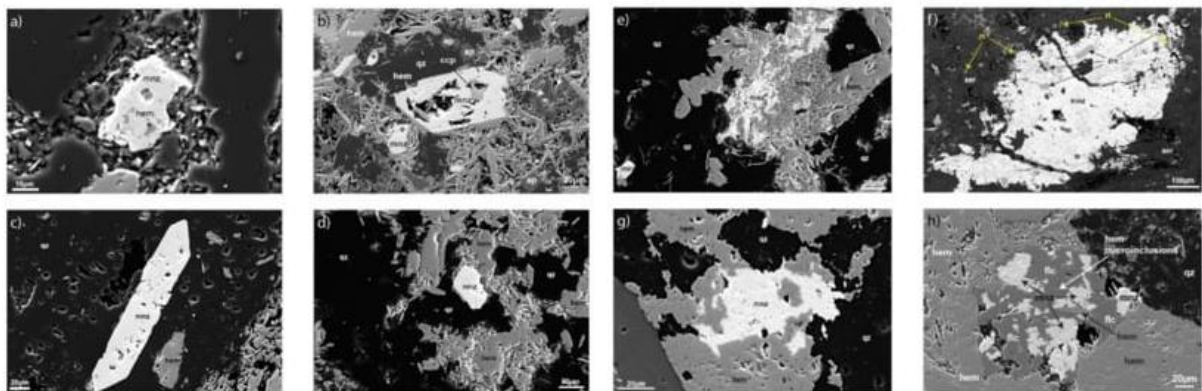


Рис. 5. SEM-изображения образцов фундамента и покровных отложений м-ния Carrapateena: (а) зерно монацита внутри кварцевого зерна в богатой гематитом обломке. (b) зерно монацита с включениями гематита и халькопирита (с) зерно монацита, содержащее включения гематита в диамиктитовой матрице (d) субэдрическое зерно монацита в гематит-кварцевом обломке (е) микрозернистые агрегаты монацита, сросшиеся с гематитом в гематит-кварцевом обломке (f) микрозернистый монацит, сросшийся с цирконом и рутилом в гранитном обломке (g) микрозернистый монацит, сросшийся с гематитом (h) ангедральные зерна монацита, полностью заключенные во флюоренцит.

Все изображения являются вторичными электронными (SE) изображениями. Монацит в образцах минерализованных пород фундамента встречается в виде эугедрических или ангедрических зерен, обычно с включениями гематита и иногда халькопирита. В одном образце были обнаружены микрозернистые агрегаты монацита с включениями гематита.

Зерна монацита из образцов толщи диамиктитового покрова преобладали в богатых гематитом обломках, меньшие зерна наблюдались в обломках гранита, измененного хлоритом+серицитом, и в виде включений в зернах кварца. Монацит также был обнаружен в диамиктитовой матрице. Монацит бывает от эугедрального к субэдральному в богатых

гематитом и гранитных обломках и от эугедрального к ангедральному в матрице. Кроме того, зерна монацита в богатых гематитом обломках часто срastaются с гематитом или содержат включения в него и встречаются в виде микрозернистых агрегатов. Зерна монацита в матрице реже содержат включения гематита. Микрозернистые агрегаты монацита, сросшиеся с цирконом и хлоритом, встречаются в гранитных обломках.

4.3. Химический состав минералов.

Химический состав монацита показан на рисунке 6 и обобщен в таблице 2.

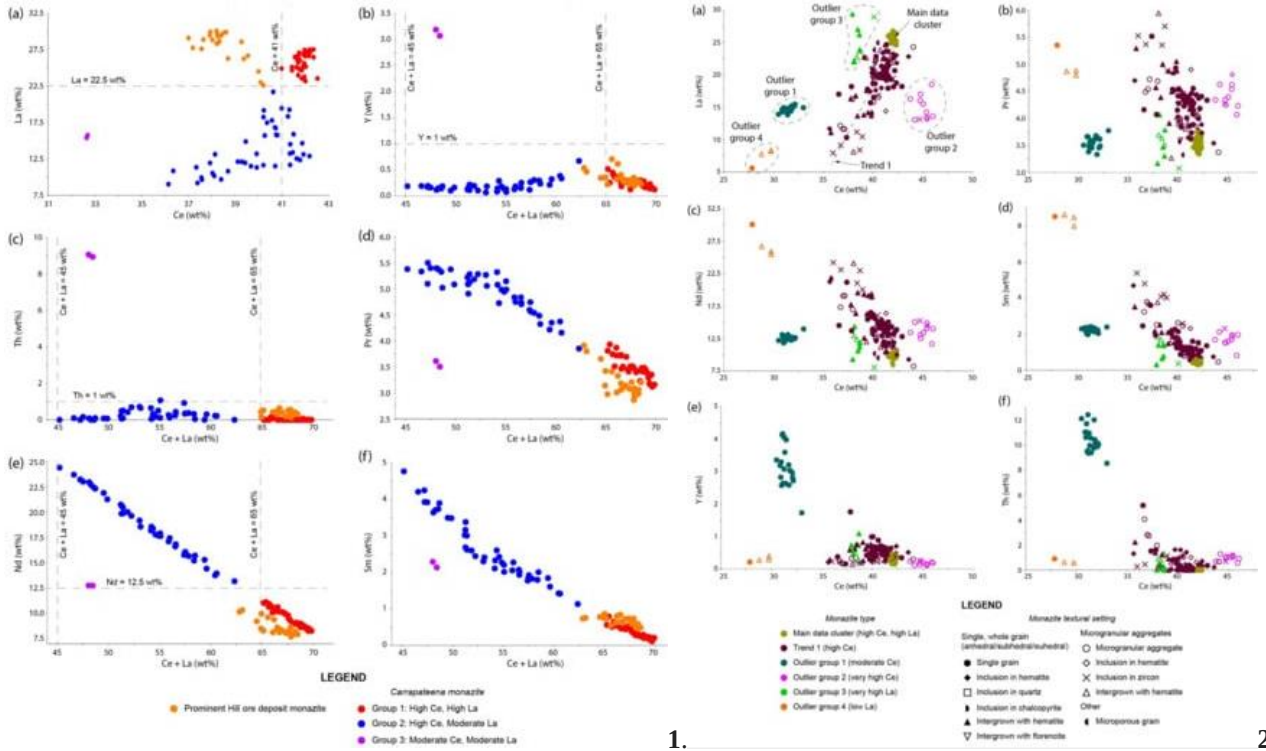


Рис. 6 1. Геохимические графики монацита из образцов фундамента: (а) Ce в сравнении с La; (b–f): Ce+La по сравнению с (b) Y; (c) Th; (d) Pr; (e) Nd; и (f) Sm.

6.2. Геохимические графики монацита из покровной толщи: (а) Ce против La; (b) Ce против Pr; (c) Ce против Nd; (d) Ce против Sm; (e) Ce против Y; и (f) Ce по сравнению с Th.

Табл. 2.

Химический состав зерен монацита из фундамента и перекрывающего толщу диамиктита чехла (образцы соотношений La/Ce , $(La+Ce)/Y$, $(La+Ce)/Th$ и $(La+Ce)/Nd$ выделены темно-серым цветом).

	n	La	Ce	La/Ce	Y	Th	(La+Ce)/Y	(La+Ce)/Th	Pr	Nd	Sm	(La+Ce)/Nd	Monazite Grain Types	Location Within Diamictite				
Basement Monazite—Carrapateena																		
Group 1	37	23.2–27.5	41–42.5	0.55–0.65	High	0.1–0.5	up to 0.2	126–558	Mod-High	312–5 M	Mod-High	3.1–3.9	8.3–11.1	0.1–0.8	5.9–8.4	High	whole grains (15); inclusions within hematite (19); inclusions within hematite (25); whole grains (2)	
Group 2	44	9.1–21.7	36.2–42.2	0.25–0.53	Low-Mod	0.1–0.7	up to 1.1	93–775	Mod-High	52–4 M	Mod-High	3.9–5.5	13.2–24.4	1.1–4.8	1.9–4.7	Low-Mod	whole grains (20); inclusions within hematite (13) or quartz (4); whole grains (47); microgranular aggregates (72); inclusions within hematite (14) or zircon (5); intergrown with hematite (22) or fluorite (6)	hematite-rich clasts (35); volcanic clasts (2)
Group 3	2	–15.5	–32.6	0.47–0.48	Mod	–3.1	–9.0	15–16	Low	5.3–5.4	Low	–3.5	–12.8	–2.2	–3.8	Mod	whole grains (20); inclusions within hematite (13) or quartz (4)	
Cover Sequence Monazite																		
Main data cluster	37	24.6–26.8	41.5–42.3	0.58–0.64	High	0.1–0.5	up to ~1	145–463	Mod-High	747–5 M	Mod-High	3.3–3.8	8.4–10.4	0.3–0.6	6.4–8.2	High	whole grains (20); inclusions within hematite (13) or quartz (4)	hematite-rich clasts (35); volcanic clasts (2)
Trend 1	104	7.9–25.0	35.6–44.0	0.21–0.62	Mod-High	0.1–1.8	up to ~5.2	32–340	Low-High	10–4.8 M	Low-High	3.3–6.0	8.2–24.2	0.5–5.4	1.8–8.3	Low-High	whole grains (47); microgranular aggregates (72); inclusions within hematite (14) or zircon (5); intergrown with hematite (22) or fluorite (6)	hematite-rich clasts (72); granite clasts (3); volcanic clasts (2); chlorite-altered altered granite clasts (5); quartz grain (2); matrix (17)
Outlier Group 1: moderate Ce	23	13.8–15.5	30.5–33.0	0.44–0.48	Mod	1.7–4.1	8.6–12.5	11–28	Low	3.7–5.6	Low	3.3–3.8	11.8–14.0	2.0–2.4	3.4–3.9	Mod	whole grains (23)	granite clasts (18); quartz grain (3); chlorite-altered altered granite clasts (2)
Outlier Group 2: very high Ce	11	13.1–18.5	43.7–46.0	0.29–0.40	Low-Mod	0.1–0.3	0.56–1.28	225–558	High	45–116	Mod	4.1–4.8	11.7–15.2	0.8–2.3	3.8–5.2	Mod	microgranular aggregate (9); inclusions within zircon (1) or hematite (1) intergrown with hematite (8); inclusions within zircon (1) microgranular aggregate in hematite (3); whole grain (1)	chlorite-altered altered granite clast (7); hematite-rich clast (3); granite clast (1)
Outlier Group 3: very high La	9	22.0–29.4	37.9–40.1	0.59–0.77	High	0.3–1.1	up to ~1.3	58–217	Low-Mod	47–4.7 M	Mod-High	3.1–4.1	8.1–14.4	0.3–1.8	4.2–8.6	Mod-High	hematite (8); inclusions within zircon (1)	hematite-rich clast (8); granite clast (1)
Outlier Group 4: low La and Ce	4	5.6–8.4	27.9–29.8	0.20–0.28	Low	0.2–0.4	0.59–0.90	97–161	Mod	37–65	Mod	4.8–5.4	25.5–30.1	8.0–8.6	1.1–1.5	Low	microgranular aggregate in hematite (3); whole grain (1)	hematite-rich clast (4)

Данные по монациту в фундаменте и покровном слое могут быть разделены на группы в соответствии с химическим составом La, Ce, Nd, Y и Th.

Зерна монацита в породах фундамента разделены на три группы (рис. 6-1). В первой группе (Группа 1: $n = 37$) сохраняются высокие значения La/Ce и (La+Ce)/Nd и умеренные (La+Ce)/Y и (La+Ce)/Th. Данные взяты из зерен монацита, которые в основном встречаются в виде цельных зерен ($n = 15$) или в виде включений в составе гематита ($n = 19$). Три пятна образованы включениями монацита в составе халькопирита. Вторая группа (Группа 2: $n = 44$) сохраняет низко-умеренные La/Ce и (La+Ce)/Nd и низкие (La+Ce)/Y и (La+Ce)/Th. Зерна монацита в основном представляют собой включения в составе гематита ($n = 25$), реже - в виде цельных зерен ($n = 6$). Тринадцать пятен образованы микрозернистыми агрегатами монацита, девять из которых также являются включениями в составе гематита. В третьей группе (Группа 3: $n = 2$) сохраняются умеренные La/Ce и (La+Ce)/Nd и низкие (La+Ce)/Y и (La+Ce)/Th. Оба показателя получены для целых зерен монацита.

Концентрации REE, Y и Th монацита в покровной толще изменчивы (рис. 6-2). Плотная группа данных ($n = 37$) характеризуется высокими показателями La/Ce и (La+Ce)/Nd и умеренными (La+Ce)/Y и (La+Ce)/Th. Все эти данные взяты из монацита в гематитовых обломках, за исключением двух, которые сохранились в вулканических обломках. Зерна монацита в основном цельные ($n = 20$) или встречаются в виде включений в зернах гематита ($n = 13$). Четыре анализа сделаны по включениям монацита в кварце.

Самая большая группа данных ($n = 104$) формирует "Тренд 1" на рисунке 6-2; таблица 2. Он показывает высокие значения La/Ce и (La+Ce)/Nd и умеренно-высокие значения (La+Ce)/Y и (La+Ce)/Th. Данные, соответствующие этой тенденции, в основном получены из обломков, богатых гематитом ($n = 72$), в меньшей степени из матрицы ($n = 17$), гранита ($n = 5$), вулканических обломков ($n = 3$), обломков гранита с изменением хлорит -серицит ($n = 5$) и зерен кварца ($n = 2$). Сами зерна монацита имеют различную текстуру, в том числе в виде цельных зерен или микрогранулярных агрегатов, в виде включений в гематите или цирконе или сростающихся с гематитом или флоренцитом (рис. 5).

Выделены четыре группы выбросов (рис. 6-2; табл. 2). Группа выбросов 1 ($n = 23$) следует за умеренными La/Ce и (La+Ce)/Nd и низкими (La+Ce)/Y и (La+Ce)/Th. Все данные, определяющие эту тенденцию, получены из цельных зерен, которые сохранились в гранитных обломках ($n = 18$), зернах кварца ($n = 3$) и гранитных обломках с изменением хлорита ($n = 2$). Группа выбросов 2 ($n = 11$) характеризуется очень высоким содержанием Ce (~43,7–46,0 мас.%). В этих монацитах сохраняются низкие -умеренные La/Ce, умеренные (La+Ce)/Nd, высокие (La+Ce)/Y и умеренные (La+Ce)/Th. Монацит сохраняется в измененных хлоритом

гранитных обломках ($n = 7$), богатых гематитом обломках ($n = 3$) и граните ($n = 1$). Девять анализов взяты из цельных зерен внутри микрогранулярных агрегатов; один - из агрегатов внутри циркона и один - из агрегатов внутри зерен гематита. Группа выбросов 3 ($n = 9$) сохраняет очень высокий уровень La ($\sim 20,0\text{--}29,4$ мас. %) по сравнению с Ce ($\sim 37,9\text{--}38,7$ мас. % при одном анализе, сохраняющем 34,1 мас.% Ce). В этих монацитах сохраняется высокий La/Ce, умеренно-высокий (La+Ce)/Nd, низко-умеренный (La+Ce)/Y и умеренно-высокий (La+Ce)/Th. Данные получены по единичным включениям в халькопирите и микрозернистым агрегатам в гематите. Группа выбросов 4 ($n = 4$) характеризуется низким содержанием Ce ($\sim 27,9\text{--}29,8$ мас. %) и La ($\sim 5,6\text{--}8,4$ мас. %). Таким образом, монациты имеют низкие соотношения La/Ce и (La+Ce)/Nd, а также умеренные соотношения (La+Ce)/Y и (La+Ce)/Th. Три из этих анализов представляют собой микрозернистые агрегатные включения в составе гематита, а один - цельное зерно.

5. Обсуждение.

5.1. Монацит в породах фундамента Carrapateena.

Разделение монацита из пород фундамента Carrapateena на три геохимические группы контролируется содержанием легких РЗЭ (LREE), средних РЗЭ (MREE), Y и Th (рис. 6). Содержание Y и Th в монацитах 1-й и 2-й групп характерно низкое ($<1,1$ мас.%; рис. 6b, c); поэтому здесь оценивается содержание L-MREE, чтобы понять химическое различие между двумя группами. Сравнение содержания Ce+La с MREEs Pr, Nd и Sm с использованием традиционных точечных графиков показывает отрицательную линейную зависимость (рис. 6d–f). Это наблюдение согласуется с заменой средних РЗЭ (MREEs) на ЖРЭ в монаците в Carrapateena.

Два элемента, составляющие монацит 3-й группы в породах фундамента Carrapateena, отличаются высоким содержанием Y и Th (рис. 6b,c). Процессы, вовлеченные в геохимическое развитие этих зерен монацита, рассматриваются отдельно от процессов, связанных с монацитом 1-й и 2-й групп, и рассматриваются ниже.

5.1.1. Сравнение с региональным фоновым химическим составом.

Считается, что химический состав монацита из более широкого кратона Гоулер является репрезентативным для фонового химического состава монацита. Фоновые образцы включают метаморфический монацит, монацит, залегающий в зонах сдвига, и монацит из м-ния Challenger Au (рис. 7). Сравнение монацита, полученного из минерализованных пород фундамента м-ния Carrapateena, с фоновым химическим составом монацита подчеркивает характерно высокое содержание Ce и La в монаците группы 1, высокое содержание Ce в

монаците группы 2 и низкое содержание Y и Th как в монаците группы 1, так и в монаците группы 2. Тройные графики и точечные диаграммы соответствующих переменных ILR используются для понимания распределения состава проб (рис 7 и 8), которые показывают распределение проб по Ce, La, Y и Th в фундаменте Carrapateena. Можно выделить три группы данных по составу фундамента Carrapateena, подтверждающие результаты, указанные на диаграммах рассеяния элементов, т.е. то, что монацит 1-й и 2-й групп имеет отличный химический состав по сравнению с фоновым монацитом.

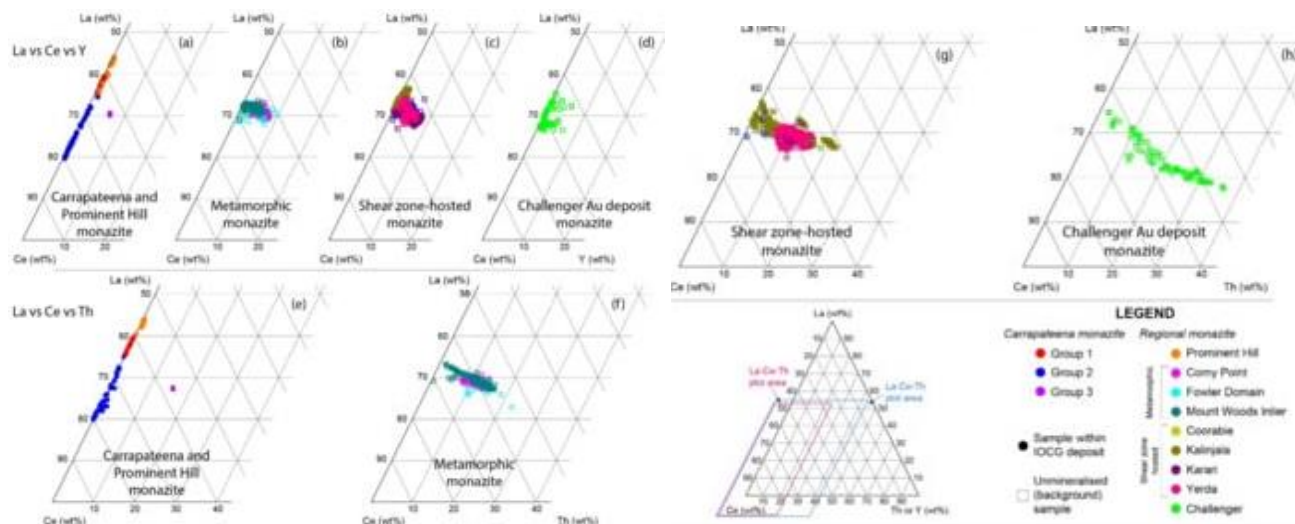


Рис. 7. Тройной анализ La по сравнению с Ce по сравнению с Y (a-d) и La по сравнению с Ce по сравнению с Th (e,f) диаграммы для монацита фундамента из месторождений Carrapateena и Prominent Hill (a,e) и неминерализованного фундамента, включая метаморфический монацит (b,f), монацит зоны сдвига (c,g) и монацит месторождения Au Челленджер (d,h).

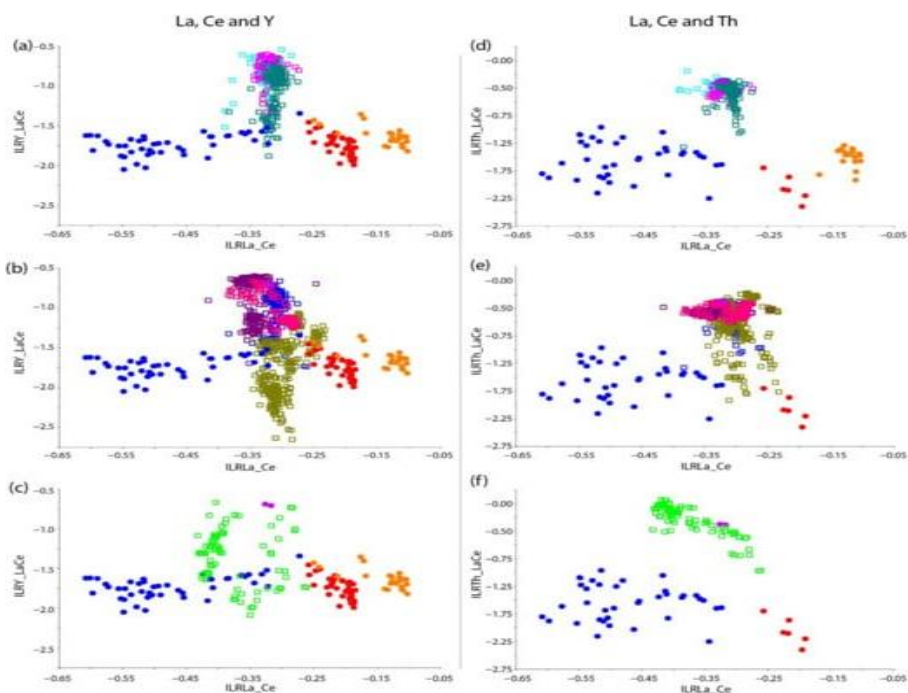


Рис. 8. Графики изометрических логарифмических соотношений содержания La, Ce и Y (a-c); La, Ce и Th (d-f) для метаморфических (a,d); в зоне сдвига (b,e) и Au-претендентов (c,f) монацитов.

И наоборот, химический состав монацита Carrapateena 3-й группы совпадает с исходными данными, которые включают большинство метаморфических монацитов и монацитов из зон сдвига Карари и Ерда (рис. 7 и 8). Большая часть данных по зоне сдвига Кураби и Калинджала и м-нию Челленджер, а также незначительная часть данных по зоне сдвига Карари и Ерда распределены вдоль оси ILR Y-La Ce и в меньшей степени по оси ILR Th-LaCe (рис. 8b, c, e, f), что указывает на процесс обмена между Y (и, возможно, Th) и LREEs.

Геохимические различия между группами 1 и 2, а также группой 3 и фоновым монацитом указывают на различные процессы, повлиявшие на состав монацита. Низкое содержание Th в монацитах групп 1 и 2 ($< \sim 1$ мас.%) указывает на гидротермальный монацит, а обогащенный LREE характер монацита групп 1 и 2 указывает на то, что La и Ce являются доминирующими элементами, включенными в кристаллическую решетку. Было установлено, что гидротермальные флюиды, связанные с образованием систем IOCG в Олимпийском домене кратона Гоулер, обогащены РЗЭ. Богатая F и CO₂ природа гидротермальных флюидов способствовала подвижности РЗЭ. Таким образом, здесь интерпретируется, что монацит Carrapateena 1 и 2 групп связан с ростом в ассоциации с гидротермальными флюидами, обогащенными LREE, связанными с минерализацией IOCG, и что La и Ce были сконцентрированы в монаците из-за пристрастия монацита к LREE.

Напротив, высокое содержание Th в группе 3 и фоновом монаците указывает на рост (и резорбцию) монацита в результате процессов, отличных от гидротермальной активности. Такие процессы могут включать метаморфизм, частичное плавление и мигматизацию. Отсутствие тенденций, связывающих химические составы монацитов Carrapateena 1-й и 2-й групп с каррапатеенами 3-й группы и фоновым монацитом в пространстве ILR (рис. 7), подтверждает интерпретацию о том, что на состав монацита повлияли различные процессы.

5.1.2. Геохимические поисковые критерии монацита Carrapateena.

Необычный состав гидротермального монацита в Carrapateena (монациты групп 1 и 2) может быть использован для разработки поискового признака, который отличает фоновые данные от аномальных. Далее, Ce против La, La+Ce против Y и La+Ce против диаграммы Th используются из-за возможности отделить фон от данных о монацитах 1-й и 2-й групп Carrapateena на этих диаграммах. Кроме того, в качестве отличительной особенности определено содержание Nd в монаците Carrapateena.

В Ce vs. диаграмма La, группа 1 монацита Carrapateena определяет интересующий состав, где Ce составляет >41 мас.%, а La - $>22,5$ мас.% (рис. 6a). На диаграммах La+Ce по сравнению с Y, La+Ce по сравнению с Th и La+Ce по сравнению с Nd определены два представляющих интерес состава. Первый состав определяется монацитом Carrapateena 1-й группы, который

сохраняет $\text{La}+\text{Ce} > 65$ мас.%, Y или $\text{Th} < \sim 1$ мас.% и $\text{Nd} < 12,5$ мас.% (рис. 6,б,в). Второй состав определяется монацитом Carrarateena 2-й группы и может быть идентифицирован по 45 мас.% $< \text{Ce}+\text{La} < 63$ мас.%, Y или $\text{Th} < \sim 1$ мас.% и $\text{Nd} > 12,5$ мас.% (рис. 6б,с,е).

5.2. Монацит в покровных породах Carrarateena.

Несколько зерен монацита, сохранившихся в покровной толще, непосредственно перекрывающей месторождение Carrarateena, сохраняют химический состав, который аналогичен или перекрывается с составом зерен монацита групп 1 и 2 из пород фундамента Carrarateena (рис. 9), и который явно отличается от фонового химического состава монацита из других районов кратона Гоулер.

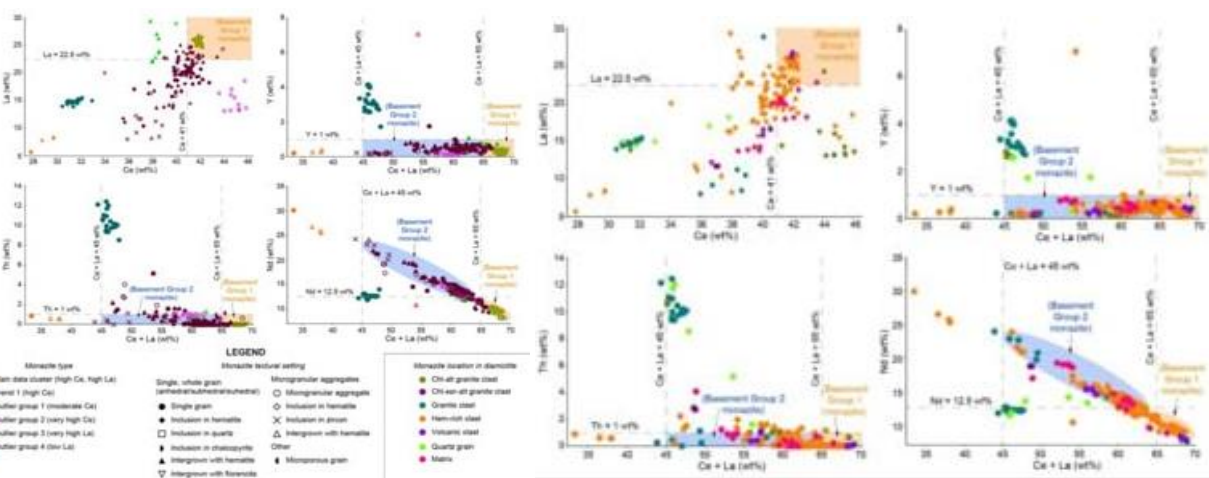


Рис. 9. Графики зависимости Ce от La и Ce+La от Y, Th и Nd для диамиктита толщи покрытия Carrarateena.

Левый набор графиков окрашен в соответствии с типом монацита (рис. 6), а форма отражает текстурную структуру монацита. Правый набор графиков окрашен в зависимости от местоположения монацита в покровной толщине диамиктита. Показаны границы для группы 1 и группы 2 по химическому составу цокольных монацитов Ce, La, Y, Th и Nd.

Несколько зерен покровной толщи ($n = 48$) сохраняют повышенное содержание LREE ($\text{Ce} > 41$ мас.% и $\text{La} > 22,5$ мас.%). Эти зерна также сохраняют обедненный состав Y и Th и низкий Nd ($\text{Ce}+\text{La} > 65$ мас.%; Y и $\text{Th} < \sim 1$ мас.% и $\text{Nd} < 12,5$ мас.%) и, следовательно, имеют химический состав, который совпадает с составом зерен монацита фундамента группы 1. Монациты покровной толщи с химическим составом, подобным группе 1, первично расположены в богатых гематитом обломках и в основном представляют собой цельные зерна или включения в составе гематита (рис. 9; табл. 3). Значительное количество зерен монацита ($n = 109$) сохраняет химический состав LREE 45 мас.% $< \text{La}+\text{Ce} < 65$ мас.%. Большинство этих зерен ($n = 71$) также содержат Y и $\text{Th} < 1$ мас.% и $\text{Nd} > 12,5$ мас.% и, следовательно, сохраняют состав, который перекрывается с зернами монацита фундамента 2-й группы. Зерна покровной толщи в

основном расположены в богатых гематитом обломках и представляют собой цельные зерна или срastaются с гематитом (рис. 9; табл. 3).

Табл. 3.

Сравнение химического состава монацитов фундамента групп 1 и 2 с химическим составом монацитов покрова м-ния Carrapateena.

Carrapateena Basement			Carrapateena Cover		
Monazite Group	Monazite Chemistry	#Grains with Overlapping Chemistry	Monazite Type (see Figure 6 and Table 2)	Monazite Texture (#Grains)	Monazite Location Within Diamictite (#Grains)
Group 1	Ce > 41 wt%; La > 22.5 wt%; Ce + La > 65 wt%; Y and Th < 1 wt%; Nd < 12.5 wt%	48	Main data cluster (high Ce and La, 37 grains); Trend 1 (high Ce, 11 grains)	Whole grains (WG) (23); WG inclusion within hematite (18); WG inclusion within quartz (4); microgranular aggregates (MGA) (1); MGA inclusion within hematite (1); MGA intergrown with hematite (1)	Hematite-rich clasts (43); volcanic clasts (2); chlorite-altered granite clast (2); matrix (1)
Group 2	45 wt% < La + Ce < 65 wt%; Y and Th < 1 wt%; Nd > 12.5 wt%	71	Trend 1 (high Ce, 64 grains); Outlier Group 2 (very high Ce, 4 grains); Outlier Group 3 (very high La, 2 grains)	Whole grains (WG) (38); WG intergrown with hematite (11); WG intergrown with florencite (4); WG inclusion within hematite (1); microgranular aggregate (MGA) (4); MGA intergrown with hematite (8); MGA inclusion in zircon (4); MGA inclusion in hematite (1)	Hematite-rich clasts (48); matrix (13); granite clasts (8); volcanic clasts (2)

Богатые гематитом обломки, которые являются доминирующим вмещающим элементом зерен монацита покровной толщи, химический состав которых перекрывается с монацитом фундамента 1 и 2 групп, имеют угловатую или подповерхностную форму (табл. 1), что указывает на отсутствие или минимальную степень переноса до включения в покровную толщу. Сочетание сходных литологий диамиктитовых обломков фундамента и покровной толщи, угловато-подповерхностной формы обломков и перекрывающегося необычного химического состава монацита, обогащенного LREE±Nd, обедненного Y и Th, в минерализованном фундаменте и вышележащих покровных породах, позволяет предположить, что обломки диамиктита, перекрывающего месторождение Carrapateena, были получены из непосредственно подстилающих минерализованных пород фундамента. Эти наблюдения также свидетельствуют о том, что монацит может противостоять процессам выветривания, эрозии, переноса и включения в осадочные материалы покровной толщи. Аналогичные выводы были сделаны в отношении химического состава монацита месторождения Видный Хилл и включения его в материалы покровной толщи. Сохранение монацита с интересными и убедительными геохимическими признаками, которые могут быть связаны с нижележащими минерализованными породами фундамента Carrapateena, также демонстрирует потенциал распространения геохимических признаков монацита в покровной толще, эффективно увеличивая геохимический след рудного месторождения.

Общие сведения зерна монацита в основном встречаются в гранитных обломках ($n=19$), в меньшей степени в богатых гематитом ($n=6$) и измененных хлоритом гранитных обломках ($n=2$), а также в зернах кварца (рис. 9). Более округлый характер гранитных обломков (табл. 1)

указывает на степень переноса до включения в диамиктит покровной толщи. Предполагается, что фоновая геохимия монацита, сохраняющая исходные данные, была получена за пределами м-ния Carrapateena.

5.3. Региональные поисковые критерии IOCG.

Геохимия монацита, связанная с минерализацией IOCG, также была исследована в рудном теле м-ния Prominent Hill - она сохраняет уникальную геохимическую сигнатуру LREE, Y и Th. Сравнение геохимических критериев монацита для м-ния Carrapateena с критериями, разработанными для м-ния Prominent Hill (рис.10а–с), позволяет разработать геохимические критерии для нескольких месторождений, тем самым придавая уверенность в применении поисковых критериев к IOCG в более широком масштабе в пределах кратона Гоулер (рис.10d–f). Такие поисковые критерии для кратона Гоулер важны, поскольку в этом регионе находится крупнейшее в мире м-ние IOCG, Олимпийская плотина, и несколько дополнительных экономически значимых месторождений, включая Carrapateena и Prominent Hill. Олимпийский домен кратона Гоулер считается весьма перспективным для дальнейшего обнаружения крупной минерализации IOCG.

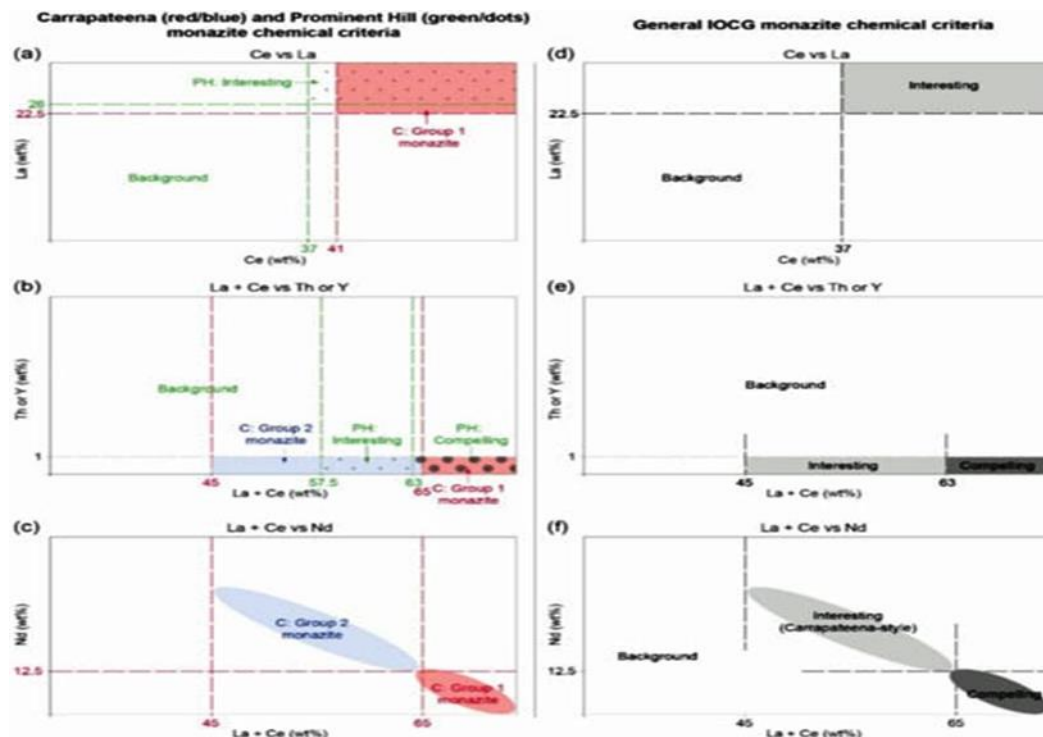


Рис. 10. Геохимические поисковые критерии монацита для IOCG.

(а–с) для Carrapateena (красный/синий) и Видного холма (зеленый/точки) с использованием (а) Ce по сравнению с La; (б) La+Ce по сравнению с Th или Y; и (с) La+Ce по сравнению с Nd. (d–f); для IOCG в кратоне Гоулер: (d) Ce по сравнению с La; (e) La+Ce по сравнению Th или Y; и (f) La+Ce по сравнению с Nd.

Монацит Carrapateena 1-й группы имеет химический состав, сходный с «неотразимым» монацитом из рудного тела Видный Хилл. Монацит Carrapateena 1-й группы более богат Ce (>41 мас.% по сравнению с >37 мас.% на Prominent Hill) (рис. 10а). Как Carrapateena группы 1,

так и монацит рудного тела Prominent Hill сохраняют схожее содержание La ($>22,5$ мас.%), низкое содержание Y и Th (<1 мас.%) и низкое содержание Nd ($<12,5$ мас.%) (рис. 6е, г; рис. 10а–с). Следуя несколько более низкому порогу Ce+La, который охватывает данные Carrapateena Group 1, критерии убедительного химического состава монацита для поисков IOCG в кратоне Гоулер, здесь определены как Ce+La >63 мас.%, Y и/или Th <1 мас.% и Nd $<12,5$ мас.% (рис. 10е, ф).

"Интересный" состав монацита на Prominent Hill определяется содержанием 57,5 мас.% $<La+Ce <63$ мас.%. Химический состав монацита Carrapateena 2-й группы в основном совпадает с химическим составом монацита Видный Хилл; однако диапазон содержания Ce+La в монаците Carrapateena шире (45-65 мас.%). Кроме того, содержание Y или Th как в Carrapateena, так и в монаците Видный Холм неизменно низкое (~ 1 мас.%). Содержание Nd в монаците Carrapateena повышено ($>12,5$ мас.%); однако обогащение MREE не наблюдалось в монаците, добытом из рудного тела Prominent Hill (рис. 6 е, г). Эти различия в химическом составе монацита могут быть объяснены составом местных гидротермальных флюидов, связанных с минерализацией IOCG в Prominent Hill, по сравнению с Carrapateena, где руда была локально более обогащена MREEs, что позволило более интенсивно замещать MREEs в кристаллической решетке монацита. Сочетая особенности группы 2 и интересные составы монацитов из Carrapateena и Prominent Hill, соответственно, интересные составы монацитов определены здесь 45 мас.% $<La+Ce <63$ мас.%, Y и/или Th <1 мас.% и, возможно, Nd $>12,5$ мас.%. Повышенное содержание MREE, как считается, указывает на минерализацию в стиле Carrapateena, а не на минерализацию IOCG в целом.

Фоновые составы определяются на основе вышеуказанных критериев и с использованием состава зерен монацита, полученных извне при минерализации IOCG (т.е. монацита, находящегося в метаморфической зоне и зоне сдвига). Таким образом, фоновый состав монацита определяется по $La+Ce <45$ мас.% или Y или Th >1 мас.%.

Вывод о том, что обломки, содержащие монацит, который сохраняет убедительный химический состав в покровной толще, перекрывающей месторождение Carrapateena, получены из нижележащих минерализованных пород фундамента, аналогичен наблюдениям, сделанным на Prominent Hill. Также сделан вывод о том, что убедительный монацит, сохранившийся в обломках гематитовой брекчии и вмещающий скарн в ледниковом диамиктите, перекрывающем рудное тело, также были получены из нижележащего Prominent Hill.

Таким образом, предлагаемая стратегия отбора проб IOCG для ГРП в Олимпийском домене заключается в том, чтобы ориентироваться на материалы покровной толщи из

конгломератов и диамиктитов (и осадочных брекчий) с акцентом на гематитовую брекчию, скарны и гранитные обломки. Продемонстрировано, что отбор проб покровной толщи с высоты 0-1 м над границей раздела фундамент–покрытие даст наилучшие результаты. Однако, зерна монацита с химическим составом, отражающим монацит, связанный с минерализацией IOCG, также могут сохраняться в образцах толщи покрытия, которые не расположены на границе раздела фундамент–покрытие.

6. Выводы.

1. Химический состав гидротермального монацита, связанного с минерализацией IOCG в Carrapateena и Prominent Hill в кратоне Гоулер, характеризуется повышенным содержанием LREE ($\text{La} > 22,5 \text{ мас.}\%$; $\text{Ce} > 37 \text{ мас.}\%$; $\text{La} + \text{Ce} > 63 \text{ мас.}\%$), обедненным содержанием Y и/или Th ($< 1 \text{ мас.}\%$) и $\text{Nd} < 12,5 \text{ мас.}\%$. Интересны составы монацитов, промежуточные между фоновыми и рудными монацитами. Интересные монациты имеют состав $45 \text{ мас.}\% < \text{La} + \text{Ce} < 63 \text{ мас.}\%$, Y и/или Th $< 1 \text{ мас.}\%$. Монацит, указывающий на минерализацию типа Carrapateena, содержит $\text{Nd} > 12,5 \text{ мас.}\%$. Фоновые составы монацитов определяются как $\text{La} + \text{Ce} < 45 \text{ мас.}\%$ или Y или Th $> 1 \text{ мас.}\%$. Фоновый состав может указывать на монацит метаморфического происхождения или связанный с зонами сдвига.

2. Монацит, связанный с IOCG, обнаружен в составе монацитового вмещающего в материалах толщ базального чехла, перекрывающих минерализованные IOCG породы фундамента в Carrapateena. Эти наблюдения также были сделаны на Prominent Hill. Геохимические пороги для монацита, связанные с минерализацией IOCG, могут рассматриваться в качестве поисковых критериев для IOCG в кратоне Голер. Геохимические сигнатуры могут «пережить» процессы выветривания, эрозии, переноса и повторного отложения в более молодых материалах покровной толщи, которые перекрывают минерализованные породы фундамента, и, следовательно, потенциально могут быть рассеяны в пределах покровной толщи, эффективно увеличивая геохимический след минерализации.

IV. МОДЕЛИРОВАНИЕ АУДИОМАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ ПОИСКАХ НАД ПОКРЫТЫМИ ВОДОЙ РАЙОНАМИ (*Kumai*) [5].

1. Введение

Электромагнитный метод часто сталкивается с проблемами при обнаружении оруденения на покрытых водой территориях, таких как, например, залежи рассолов литий-бора и калия под крупными солеными озерами. Следовательно, разработка эффективных электромагнитных технологий для поисков на покрытых водой территориях может быть значительной и полезной.

Из-за ограничений геофизического оборудования наземные электромагнитные методы, как правило, непригодны для ГРП и инженерных изысканий на покрытых водой территориях. Были предложены и применены различные методы, такие как исследование удельного сопротивления на водной основе, томография электрического сопротивления (ERT), непрерывное профилирование удельного сопротивления и метод переходного электромагнитного излучения (TEM). ERT и аудиомагнитотеллурическое (АМТ) зондирование показали многообещающие результаты применения в гидротермальных системах под вулканическими озерами. В Китае съемки в основном были сосредоточены на мелководных морях, для подземной разведки, в реках и озерах. Метод спектральной поляризации использовался для геофизической съемки под рекой; метод удельного сопротивления высокой плотности применялся при строительстве туннелей и нефтепроводов под рекой; и ТЭМ был наиболее часто используемым электромагнитным методом для геологической съемки под реками.

Зондирование АМТ, известное своим естественным источником поля и большой глубиной, нашло широкое применение в геологических исследованиях и поисках ПИ. Однако, точная фиксация магнитного датчика в определенном горизонтальном направлении над водой представляет собой проблему. Обычно съемки АМТ в водной среде проводятся путем размещения магнитного канала на берегу, а электрического канала над водой или на дне водоема, с синхронной записью магнитных и электрических полей.

В этом исследовании была применена технология наблюдения АМТ за разделенными электрическими и магнитными каналами над покрытыми водой районами. Электрический канал был расположен над водой, в то время как магнитный канал был размещен на берегу для одновременного измерения электрического и магнитного полей. Ключевым предварительным условием для этого исследования является - может ли магнитное поле на берегу заменить магнитное поле над водой. В однородных средах или горизонтально слоистых средах, когда начальная падающая волна представляет собой плоскую электромагнитную волну,

горизонтальная составляющая полного магнитного поля на земле всегда в два раза превышает первичное магнитное поле, независимо от изменения удельного сопротивления под землей. Следовательно, магнитное поле на земле не несет никакой электрической информации о подземных средах, и только горизонтальная составляющая электрического поля связана с подземным геоэлектрическим разрезом. В начале теллурическо-магнитотеллурический метод использовал магнитное поле на базовом участке в качестве магнитного поля для всей рабочей зоны, при этом измерения теллурического поля проводились только на удаленных участках. Этот подход дал успешные результаты на пляжах и в геотермальных исследованиях. Были проведены эксперименты по наблюдению МТ с использованием разделенных электрических и магнитных каналов на пляжах и обсуждено влияние слоя воды на магнитное поле. Однако для неоднородных сред, когда при съемке АМТ магнитное поле на базовом участке принимается за магнитное поле для всей рабочей зоны, это может привести к ошибкам и снизить точность разведки.

В этом исследовании внедрена технология наблюдения АМТ с использованием разделенных электрических и магнитных каналов над покрытыми водой районами. Этот подход предполагает одновременное измерение электрического поля над водой и магнитного поля на берегу. С помощью прямого моделирования первоначально анализируются характеристики распределения ошибок магнитного поля, вызванных разделенными электрическим и магнитным каналами, и обсуждаются методы смягчения этих влияний. Впоследствии были проведены наблюдения и профильные эксперименты с использованием разделенных электрических и магнитных каналов в устье реки в провинции Ляонин, Китай. Результаты подтверждают осуществимость технологии наблюдения АМТ, предложенной в этом исследовании, обеспечивая руководство для электромагнитных поисков оруденения над покрытыми водой районами.

2. Технология разделения электрических и магнитных каналов.

Магнитотеллурическое уравнение выражается следующим образом:

$$E=ZH \quad (1)$$

где E и H представляют электрическое и магнитное поля соответственно, в то время как Z обозначает тензор импеданса.

В точке измерения (т. е. на участке электрического канала) P определяется E_P и H_P как электрическое и магнитное поля соответственно. Кроме того, обозначается H_M как магнитное поле на участке магнитного канала. В режиме разделенных электрического и магнитного

каналов, если магнитное поле участка магнитного канала H_M заменяет магнитное поле точки измерения H_P , тензор импеданса точки измерения P (Z_{PM}) может быть представлен в виде:

$$Z_{PM} = E_P / H_M \quad (2)$$

Кроме того, относительная погрешность магнитного поля, вызванная разделением электрического и магнитного каналов, определяется:

$$\text{Relative error} = \frac{H_M - H_P}{H_P} \times 100\% \quad (3)$$

3. Численное моделирование разделенных электрического и магнитного каналов.

Для количественного анализа характеристик изменения горизонтальной составляющей магнитного поля в режиме разделенных электрического и магнитного каналов используется двумерный (2D) метод конечных элементов АМТ для численного моделирования. Прямое моделирование включает неоднородную геоэлектрическую модель и модель водного объекта. Были проведены соответствующие симуляции для каждого из них и проанализированы относительные ошибки горизонтальной составляющей магнитного поля, возникающие в результате разделения электрического и магнитного каналов. Диапазон частот, используемый для прямого моделирования, составлял 0,35–10 400 Гц. В двумерных случаях, поскольку геологическое тело бесконечно вдоль направления удара, составляющая магнитного поля в горизонтальном направлении остается постоянной. Поэтому обсуждается горизонтальная составляющая магнитного поля только в направлении падения геологического тела.

3.1. Неоднородная геоэлектрическая модель.

Как показано на рисунке 1, подземная среда состоит из двух разных геоэлектрических блоков, интерфейс которых расположен в центре профиля (0, 0).

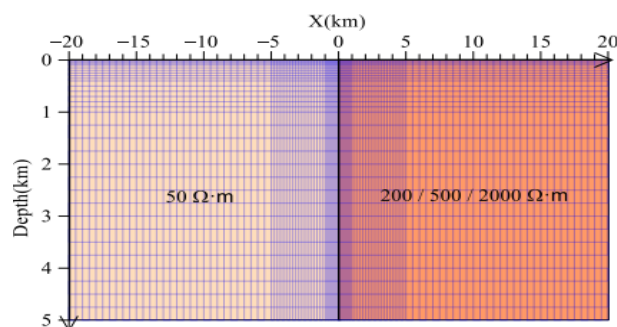


Рис. 1 Схема неоднородной геоэлектрической модели (синие линии - прямая сетка).

Левое геоэлектрическое тело имеет более низкое удельное сопротивление 50 Ом·м, в то время как удельное сопротивление правого геоэлектрического тела выше. Чтобы изучить влияние различий в удельном сопротивлении на магнитное поле, установили удельное

сопротивление нужного геоэлектрического тела равным 200/500/2000 Ом·м соответственно. С помощью AMT forward modeling вычислили изменения магнитного поля вдоль профиля и относительные ошибки в режиме разделенных электрического и магнитного каналов. Результаты представлены на рисунках 2,3,4 и 5.

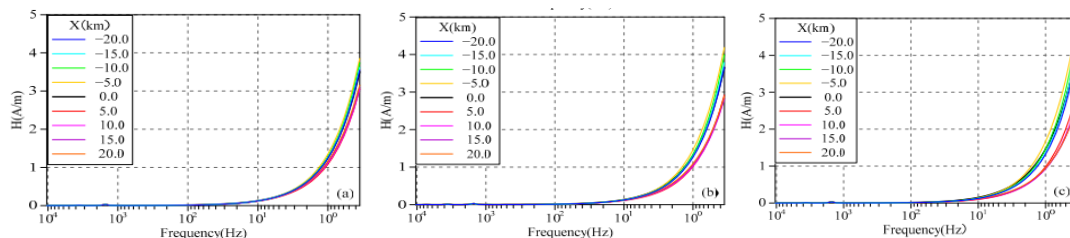


Рис. 2. Сравнение магнитного поля в разных положениях вдоль профиля неоднородной геоэлектрической модели с удельным сопротивлением правого геоэлектрического тела, равным (a) 200 Ом·м, (b) 500 Ом·м и (c) 2000 Ом·м.

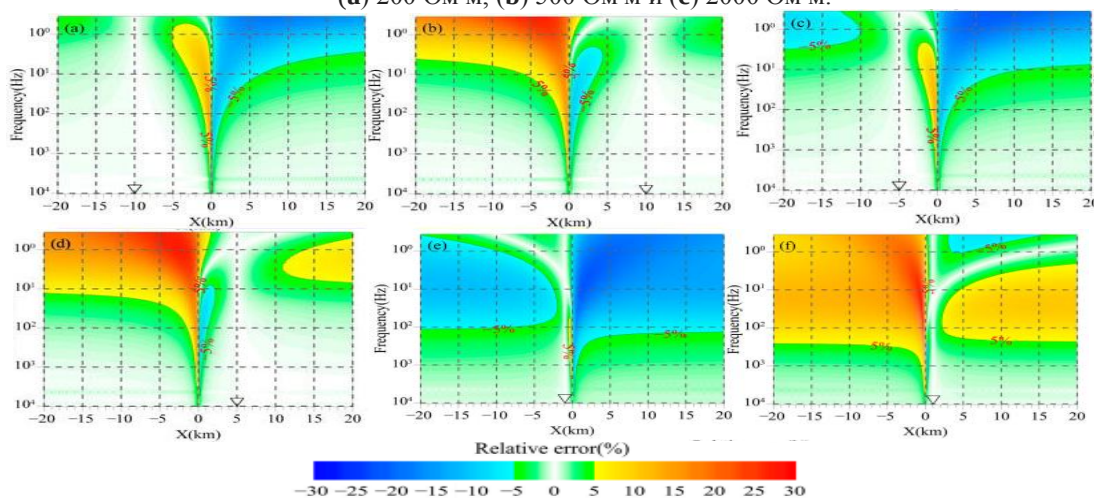


Рис. 3. Схемы относительной погрешности магнитного поля в разных положениях вдоль профиля неоднородной геоэлектрической модели с удельным сопротивлением нужного геоэлектрического тела, установленным на уровне 200 Ом·м. Точки измерения находятся на (a) -10,0 км, (b) 10,0 км, (c) -5,0 км, (d) 5,0 км, (e) -1,0 км и (f) 1,0 км (перевернутый треугольник указывает местоположение точки измерения).

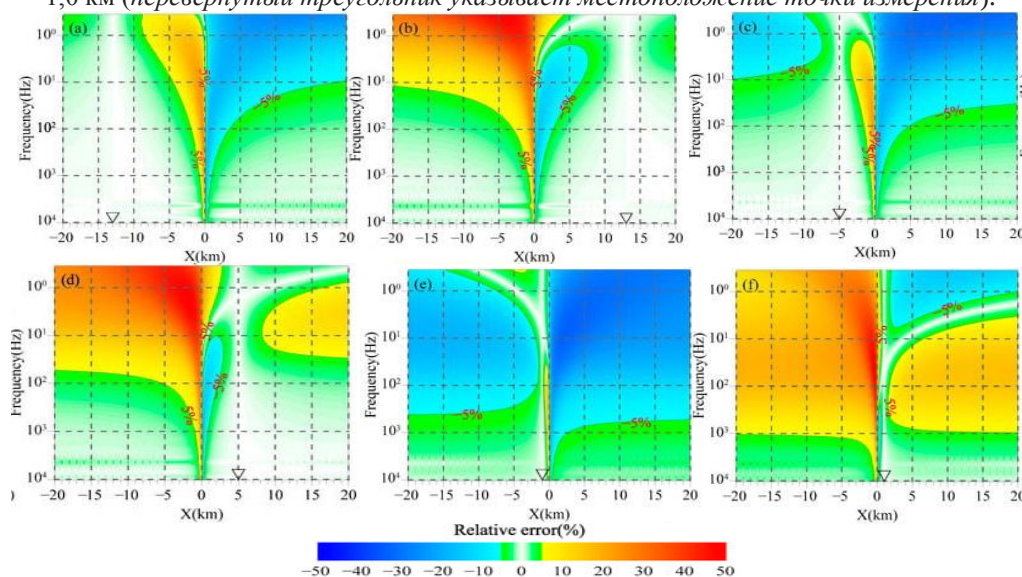


Рис. 4. Схемы относительной погрешности магнитного поля в разных положениях вдоль профиля неоднородной геоэлектрической модели с удельным сопротивлением нужного геоэлектрического тела, установленным на уровне 500 Ом·м. Точки измерения находятся на (a) -13,0 км, (b) 13,0 км, (c) -5,0 км, (d) 5,0 км, (e) -1,0 км и (f) 1,0 км (перевернутый треугольник указывает местоположение точки измерения).

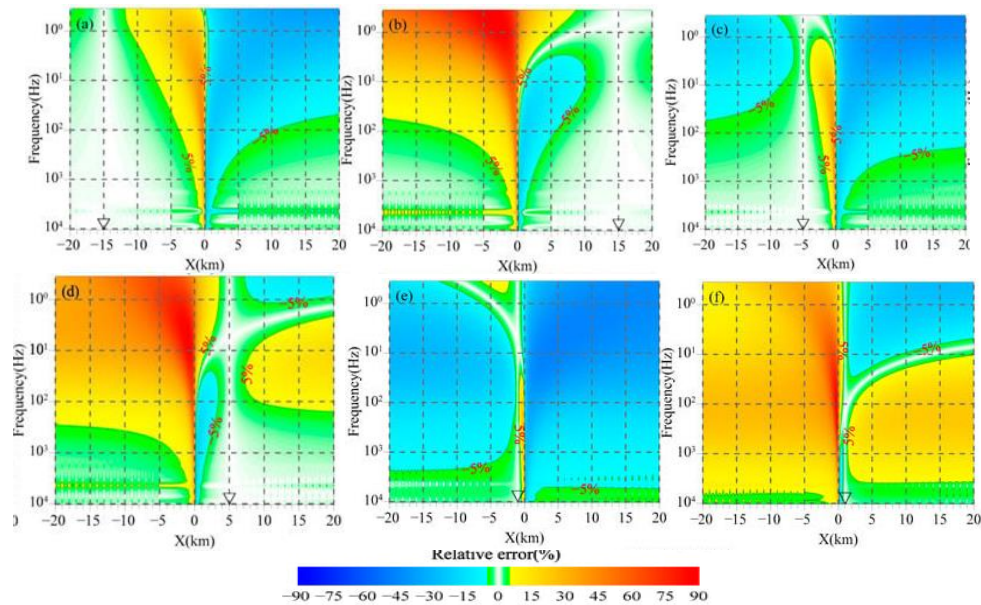


Рис. 5. Схемы относительной погрешности магнитного поля в разных положениях профиля неоднородной геоэлектрической модели с удельным сопротивлением правильного геоэлектрического тела, установленным на уровне 2000 Ом·м. Точки измерения находятся на (a) -15,0 км, (b) 15,0 км, (c) -5,0 км, (d) 5,0 км, (e) -1,0 км и (f) 1,0 км (перевернутый треугольник указывает местоположение точки измерения).

Как показано на рисунке 2, магнитные поля различных геоэлектрических тел на профиле увеличиваются с уменьшением частоты. Кривые демонстрируют хорошее согласие в диапазоне частот 10-10,400 Гц, но постепенно расходятся на более низких частотах, начиная примерно с 10 Гц, причем различия становятся более заметными по мере уменьшения частоты. В областях с высоким сопротивлением магнитное поле на профиле ниже, чем на границе раздела, в то время как в областях с низким сопротивлением оно противоположно. Сравнивая рисунок 2а-с, можно видеть, что чем больше электрическая разница между средами по две стороны границы раздела, тем больше разница магнитного поля на профиле на более низких частотах.

Рисунки 3, 4 и 5 иллюстрируют распределение относительной погрешности магнитного поля с частотой, вызванной заменой магнитного поля в точке измерения магнитным полем канала в разных положениях вдоль профиля. В этом исследовании принимается 5% за пороговое значение относительной ошибки, независимо от ее положительного или отрицательного знака. Из рисунков 3, 4 и 5 видно, что относительные погрешности магнитного поля, вызванные электрическими различиями геоэлектрических тел, в основном сосредоточены в полосе средних и низких частот и распределены по обе стороны границы раздела. Когда магнитный канал и точка измерения находятся в одной геоэлектрической единице, влияние разницы электрических напряжений на магнитное поле становится более сложным. В частности, между точкой измерения и границей раздела относительная погрешность магнитного поля, превышающая 5%, в основном наблюдается в полосе средних и низких частот. По мере приближения магнитного канала к границе раздела эффект постепенно

распространяется на полосу высоких частот. На противоположной стороне от точки измерения относительная погрешность магнитного поля в основном сосредоточена в полосе низких частот. По мере того, как магнитный канал постепенно удаляется от точки измерения, эффект распространяется и на высокочастотный диапазон. Когда магнитный канал и точка измерения находятся в разных геоэлектрических единицах, относительная погрешность магнитного поля постоянно превышает 5% в низкочастотном диапазоне, и величина ошибки увеличивается с уменьшением частоты. По мере приближения магнитного канала к границе раздела эффект постепенно распространяется на высокочастотный диапазон. Сравнивая на рисунке 3а,с,е можно наблюдать, что по мере приближения точки измерения к границе раздела частот полоса частот, в которой относительная погрешность магнитного поля превышает 5%, постепенно расширяется от низких до высоких частот, что совпадает с полосой частот на рисунке 3b,d,f.

Сравнение рисунков 3, 4 и 5 показывает, что чем больше электрическая разница между двумя сторонами границы раздела, тем больше диапазон относительной погрешности магнитного поля. В частности, как показано на рисунке 3а, b, когда точка измерения находится на расстоянии 10 км от границы раздела, относительная погрешность магнитного поля в районе, удаленном более чем на 5,0 км от границы раздела с той же стороны, остается ниже 5%. Аналогично, как показано на рисунке 4а, b, когда точка измерения находится на расстоянии 13,0 км от границы раздела, относительная погрешность магнитного поля в районе, удаленном более чем на 8,0 км от границы раздела с той же стороны, остается ниже 5%. Кроме того, как показано на рисунке 5а, b, когда точка измерения находится на расстоянии 15,0 км от границы раздела, относительная погрешность магнитного поля в районе, удаленном более чем на 12,0 км от границы раздела с той же стороны, остается ниже 5%.

Основываясь на приведенном выше анализе, очевидно, что в режиме разделенных электрического и магнитного каналов влияние неоднородных геоэлектрических единиц на магнитное поле является относительно сложным. В одном и том же геоэлектрическом блоке влияние в основном сосредоточено вблизи границы раздела. Однако в разных геоэлектрических блоках низкочастотное магнитное поле во всех регионах подвергается постоянному воздействию. Поэтому в режиме разделения электрического и магнитного каналов рекомендуется располагать магнитный канал в том же геоэлектрическом блоке, что и точка измерения, на определенном расстоянии от границы раздела. Это расстояние должно увеличиваться с увеличением электрической разницы между геологическими единицами по две стороны границы раздела, и предпочтительнее сосредоточиться на наблюдении высокочастотного диапазона.

3.2. Модель водного объекта.

Удельное сопротивление водных объектов обычно составляет $\rho \times 10^1 - 10^2$ Ом·м в пределах десятков м. Осадочные слои состоят из $10^{-1} - 10^{1м}$, аргиллита ($10^1 - 10^{2м}$), алевролита ($10^{-1} - 10^{2м}$) и песчаника ($10^{-1} - 10^3$, м Ом·м. Коренные породы, как правило, имеют более высокое удельное сопротивление, приблизительно $\rho \times (10^2 - 10^3)$ Ом м. Следовательно, существует две модели воды. Как показано на рисунке 6, участок воды расположен в центре суши (0, 0) шириной 1000 м. Глубина воды увеличивается от берега к центру на расстоянии 20 м, а удельное сопротивление воды составляет 20 Ом·м. В модели А вода находится в четвертичных слоях с удельным сопротивлением 40 Ом·м, а ниже лежащие коренные породы имеют удельное сопротивление 1000 Ом·м. В модели В вода расположена на коренной породе с удельным сопротивлением 500 Ом·м. Обе модели симметричны, с (0, 0) в качестве центра, поэтому анализ изменений магнитного поля сосредоточен на нужном районе. В режиме разделения электрического и магнитного каналов точка измерения (т.е. участок электрического канала) расположена над водой, в то время как магнитный канал расположен на берегу. Изменения магнитного поля и относительная погрешность вычисляются с помощью прямого моделирования АМТ, и результаты представлены на рисунке 7 и 8.

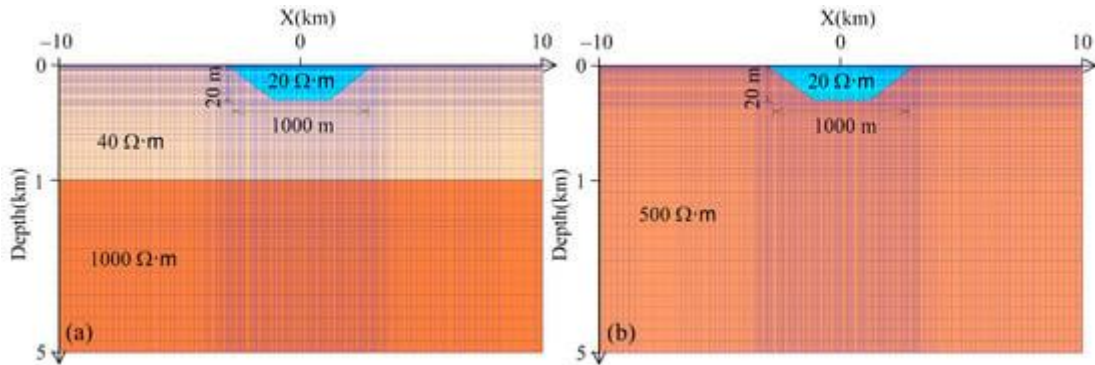
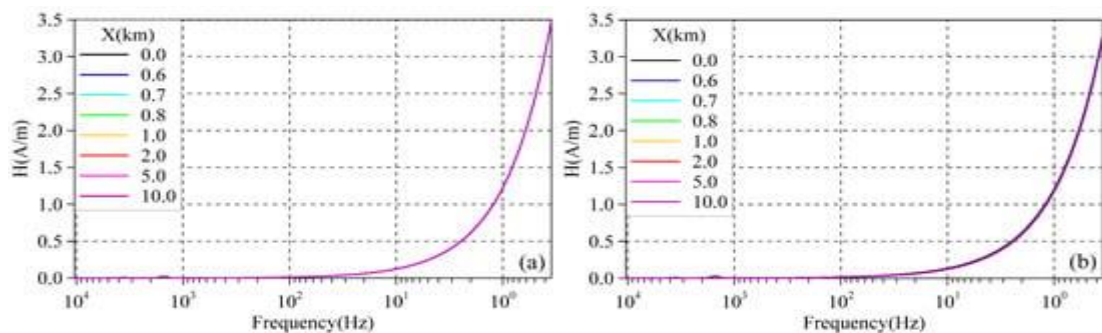
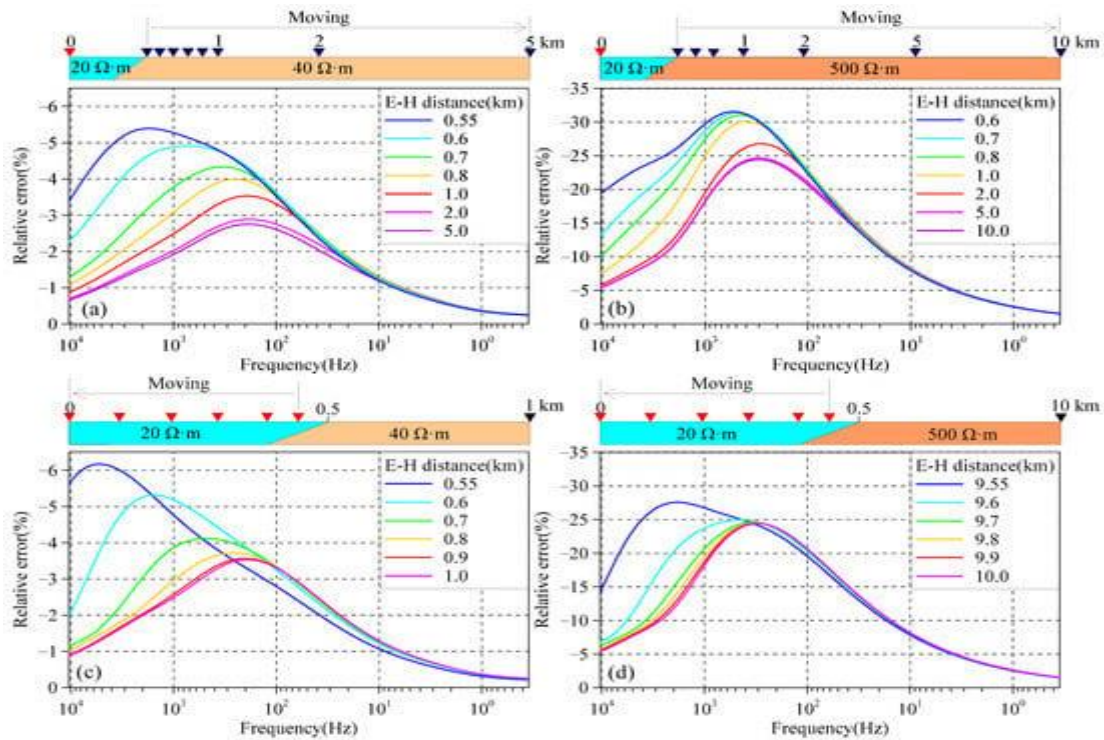


Рис. 6 Схема различных моделей водных объектов.

(b) на осадочных слоях с аналогичным удельным сопротивлением, и (a) на коренных породах со значительной разницей удельного сопротивления (светло-синяя часть представляет водоем, оранжевая часть представляет слои с различным удельным сопротивлением, а синие линии представляют прямую сетку).



Рис/ 7 Сравнение магнитного поля в разных положениях в (a) модели А и (b) модели В.



Рис/ 8. Сравнение относительной погрешности магнитного поля с различными расстояниями между разделенными электрическим и магнитным каналами.

(a,b) почка измерения расположена в центре водного объекта, в то время как магнитный канал движется вдоль берега в моделях А (a) и В (b); (c,d) точка измерения движется над водой, в то время как магнитный канал расположен на расстоянии 1,0 км в модели А (c) и 10,0 км в модели В (d). Красный перевернутый треугольник представляет точку измерения над водой (окрашена в светло-голубой цвет), черный перевернутый треугольник представляет магнитный канал на берегу (окрашен в оранжевый цвет), а расстояние E-H в легенде обозначает расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами.

Как показано на рисунке 7, магнитное поле вдоль профиля увеличивается по мере уменьшения частоты, и магнитное поле остается относительно постоянным в разных местах. Это указывает на то, что разность электрических напряжений между водой и берегом оказывает минимальное влияние на горизонтальную составляющую общего магнитного поля в этих двух моделях. На рисунке 8 показана относительная погрешность магнитного поля моделей А и В. Можно заметить, что магнитное поле на берегу ниже, чем в точке измерения над водой. По мере того, как разделенные электрический и магнитный каналы удаляются друг от друга, относительная погрешность магнитного поля сначала увеличивается, а затем уменьшается с уменьшением частоты, в основном сосредоточенной в полосе средних и высоких частот. С увеличением расстояния между разделенными электрическим и магнитным каналами пиковое значение относительной погрешности магнитного поля постепенно уменьшается и смещается из высокочастотной полосы в среднечастотную.

Для модели А на рисунке 8a точка измерения расположена в центре акватории, а магнитный канал постепенно удаляется от берега, увеличивая расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами. Когда магнитный канал находится на расстоянии 0,05 км от берега, расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами

составляет 0,55 км, а относительная погрешность магнитного поля немного превышает 5% в полосе частот около 1 к—4 к Гц. По мере того, как магнитный канал продолжает удаляться от берега, расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами увеличивается, что приводит к уменьшению относительной погрешности, и основная часть перемещается из высокочастотной полосы в среднечастотную. Когда магнитный канал находится на расстоянии 4,5 км от берега, расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами составляет 5,0 км, а относительная погрешность магнитного поля имеет тенденцию к стабилизации (<3%). На рисунке 8с магнитный канал зафиксирован на расстоянии 0 км точка измерения над водой постепенно приближается к центру воды от берега, увеличивая расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами. Когда точка измерения над водой находится в пределах 0,1 км от берега, расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами составляет менее 0,6 км, а относительная погрешность местной полосы частот выше 1 к Гц превышает 5%. По мере того, как точка измерения перемещается к центру воды, расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами постепенно увеличивается, что приводит к уменьшению относительной погрешности магнитного поля, и основная часть перемещается из высокочастотного диапазона в среднечастотный. Когда точка измерения находится на расстоянии 0,5 км от берега, расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами составляет 1,0 км, а относительная погрешность магнитного поля имеет тенденцию к стабилизации (<3%). Из приведенного анализа очевидно, что независимо от того, находится ли точка измерения или магнитный канал близко к берегу, относительная погрешность магнитного поля между магнитным каналом и точкой измерения увеличивается, указывая на то, что разница в электрическом напряжении между средами по обе стороны берега является основным фактором, вызывающим разницу в магнитном поле.

Для модели В, как видно на рисунке 8b, d, изменение относительной погрешности магнитного поля с расстоянием между разделенными электрическим и магнитным каналами аналогично изменению погрешности в модели А. Однако из-за значительно более высокого удельного сопротивления суши по сравнению с водой относительная погрешность всех частот выше 3 Гц превышает 5%. На рисунке 8b, когда точка измерения зафиксирована в центре акватории, магнитный канал постепенно удаляется от берега, увеличивая расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами. Когда магнитный канал находится на расстоянии 0,1 км от берега, расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами составляет 0,6 км, а максимальная относительная погрешность достигает 30%. По мере удаления магнитного канала от берега, когда расстояние между разделенными

электрическим и магнитным каналами увеличивается до 5,0 км, относительная погрешность магнитного поля имеет тенденцию к стабилизации. Однако максимальная относительная погрешность остается неизменно близкой к 25%. На рисунке 8d магнитный канал зафиксирован на уровне 10.0 км, и точка измерения над водой постепенно приближается к центру воды с берега, что приводит к постепенному увеличению расстояния между разделенными электрическим и магнитным каналами. Когда расстояние между электрическим и магнитным каналами увеличивается с 9,55 км до 10,0 км, максимальная относительная погрешность магнитного поля уменьшается с 28% до 25%. Хотя относительная погрешность магнитного поля со временем стабилизируется, она остается слишком высокой. Основываясь на этом анализе, можно видеть, что значительные электрические различия по обе стороны берега вносят вклад в высокую относительную погрешность магнитного поля. Следовательно, в данном случае не подходит замена магнитного поля точки измерения над водой магнитным полем на берегу.

4. Эксперименты по наблюдению АМТ с использованием разделенных электрического и магнитного каналов.

Выбранная река имеет ширину примерно 200-500 м и глубину около 2-8 м, что удовлетворяет требованиям для экспериментов по наблюдению над водой. Q-осадочные слои и слои, смешанные с песком и гравием, в основном распределены по поверхности. В восточной части рабочей зоны имеется большая площадь гнейсов и гранитных пород, включая неоархейский и позднеэриасовый интрузивный гранитный и позднеюрский биотитовый монзонитовый граниты. Речная вода сильно засолена. Удельное сопротивление осадочного слоя Q и слоя песчано-гравийного покрова колеблется от нескольких до более чем десяти Ом, в то время как удельное сопротивление гнейсов колеблется от нескольких сотен до тысяч Ом. Удельное сопротивление гранитов составляет тысячи Ом с очевидными электрическими различиями. Поскольку существует сходство в удельном сопротивлении между речной водой и поверхностными слоями вблизи берега, магнитное поле в реке может быть аппроксимировано магнитным полем в Q осадочном слое и песчано-гравийном слое вблизи берега.

4.1. Эксперимент по сравнению магнитных каналов.

На рисунке 9 показана рабочая зона эксперимента по наблюдению АМТ и расположение электрических каналов в реке. Точка измерения электрического поля была установлена в центре реки, выбраны три магнитных канала (M1, M2 и M3) на берегу, которые были расположены на расстоянии 0,1 км, 0,3 км и 0,8 км от берега. Соответствующие расстояния между разделенными электрическим и магнитным каналами составляли 0,3 км, 0,5 км и 1,0 км.

В эксперименте были выбраны полярные расстояния 20 и 60 м со временем наблюдения 45 мин. Диапазон частот наблюдений составлял 0,35–10 400 Гц. Были получены фазовые кривые кажущегося сопротивления и импеданса (рис. 10).

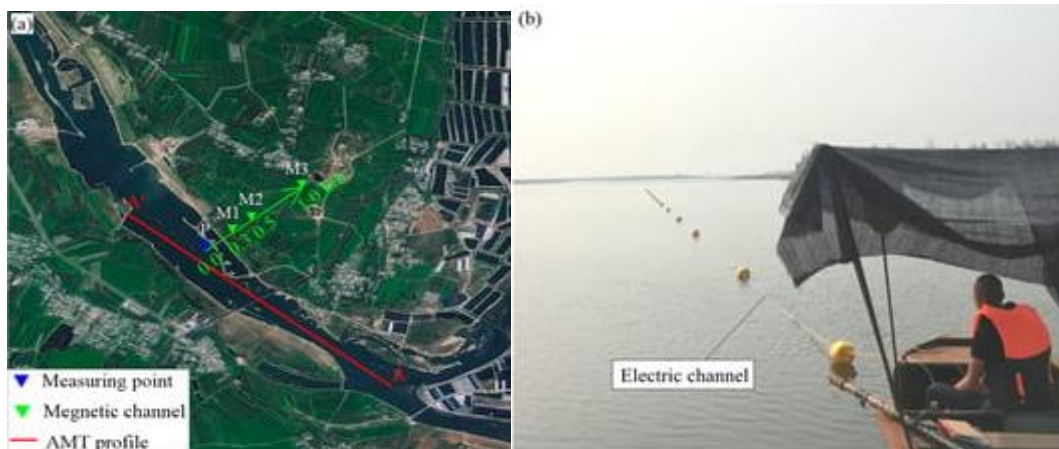


Рис. 9 Эксперимент АМТ с использованием разделенных электрических и магнитных каналов

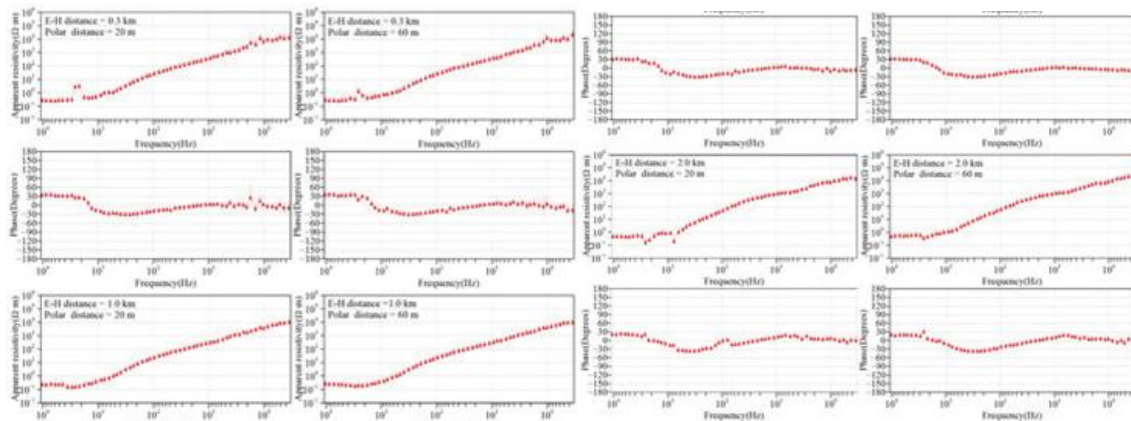


Рис. 10 Фазовые кривые кажущегося сопротивления и импеданса АМТ разных магнитных каналов на берегу. Е-Н представляет собой расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами.

На рисунке 10 показаны фазовые кривые кажущегося удельного сопротивления и импеданса АМТ-съемки на разных участках магнитного канала. Кривые кажущегося удельного сопротивления демонстрируют электрическую картину “низкий–средний–высокий”, которая соответствует подземным геологическим и петрофизическим изменениям в рабочей зоне, указывая на надежность полученных данных. Фазовые кривые кажущегося сопротивления и импеданса, полученные на трех разных участках магнитных каналов, демонстрируют хорошее качество. Однако надежность данных в высокочастотном диапазоне 1-4 К Гц и низкочастотном диапазоне около 1,0 Гц недостаточна. Эти две полосы частот считаются нечувствительными к естественному источнику, что приводит к низкому отношению сигнал/шум. Кроме того, поскольку участок магнитного канала М1 находится близко к реке, считается, что поток воды влияет на данные в низкочастотном диапазоне. Тем не менее, кривые данных, наблюдаемые на трех участках магнитного канала, демонстрируют хорошее соответствие, указывая на то, что

магнитное поле в точке измерения в реке почти идентично магнитному полю на участке магнитного канала на берегу. Таким образом, возможно использование режима наблюдения по разделенным электрическому и магнитному каналам. На рисунке 10 можно наблюдать, что когда расстояние между разделенными электрическим и магнитным каналами превышает 0,5 км, а магнитный канал расположен более чем в 0,3 км от берега, влияние речной воды и водного потока на магнитное поле, вероятно, минимально, что приводит к хорошему качеству данных, которое согласуется с результатами прямого моделирования. Кроме того, при сравнении данных наблюдений с различными полярными расстояниями становится очевидным, что большое полярное расстояние улучшает отношение сигнал/шум в данных и позволяет получать высококачественные данные.

4.2. Профильный эксперимент.

Также провели эксперимент с профилем АМТ, используя отдельные электрические и магнитные каналы в той же реке. Как показано на рисунке 10, профиль АМТ АА' был расположен в середине реки и охватывал длину 2820 м. Профиль состоял из 48 точек измерения, расположенных на расстоянии 60 м, а магнитный канал располагался на участке М2 на берегу (рис. 9). Для эксперимента использовалось оборудование V5-2000 МТ (Canada Phoenix Geophysics, Ltd., Скарборо, Онтарио, Канада) с диапазоном частот наблюдения 0,35–10 400 Гц и временем наблюдения 45 мин. На рисунке 11 представлены фазовые кривые кажущегося удельного сопротивления и импеданса тестового профиля АМТ, которые в целом соответствуют кривым на рисунке 10.

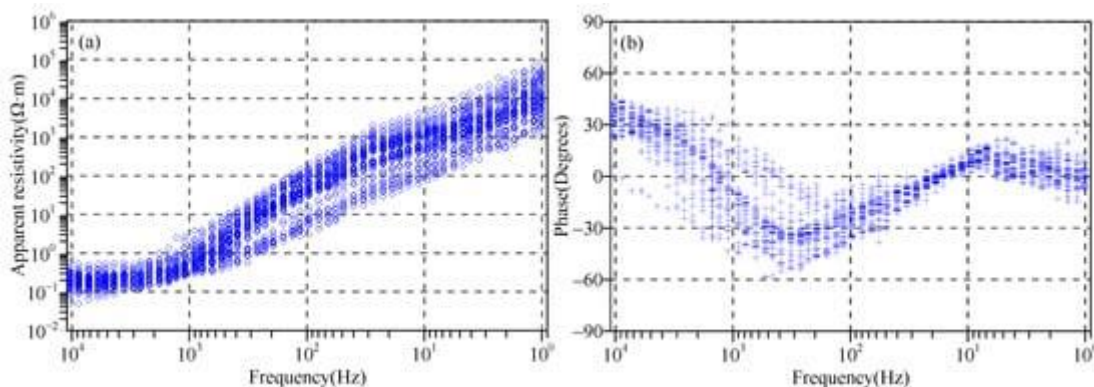


Рис. 11 (а) Фазовые кривые кажущегося удельного сопротивления и (b) импеданса тестового профиля АМТ.

После редактирования данных АМТ использовали программное обеспечение для 2D-инверсии SCS2D (Zonge Engineering and Research Organization Inc., Тусон, Аризона, США) для инверсии профиля. Первоначально использовалась модель однородного полупространства с удельным сопротивлением 100 Ом·м. Верхний слой имел толщину 5,0 м, а множитель толщины от ряда к ряду был установлен на 1,25. Всего было использовано 20 слоев, а параметр фильтра

2D со скользящим средним был установлен на 0,5. Максимальная итерация была установлена равной 20, а минимальный уровень погрешности составлял 5% для кажущегося удельного сопротивления и 50 миллирадиан для фазы полного сопротивления. Диапазон частот инверсии составлял 1,0–10 400 Гц. На рисунке 12 показаны результаты инверсии тестового профиля АМТ в режиме поперечного магнитного поля (ТМ). Псевдосекция удельного сопротивления демонстрирует характеристику “низкий–средний–высокий” с поверхности. Основываясь на геологическом и петрофизическом анализе исследуемой области, провели предварительную интерпретацию результатов инверсии. Определили три слоя: поверхностный слой, состоящий из засоленной воды, водоносного ила и песчано-гравийной толщи толщиной примерно 15-40 м; средний слой, состоящий из гнейса толщиной примерно 25-120 м; и глубокий слой, представляющий собой гранитную коренную породу, более глубокую на востоке и более мелкую на западе, с максимальной глубиной примерно 30-150 м.

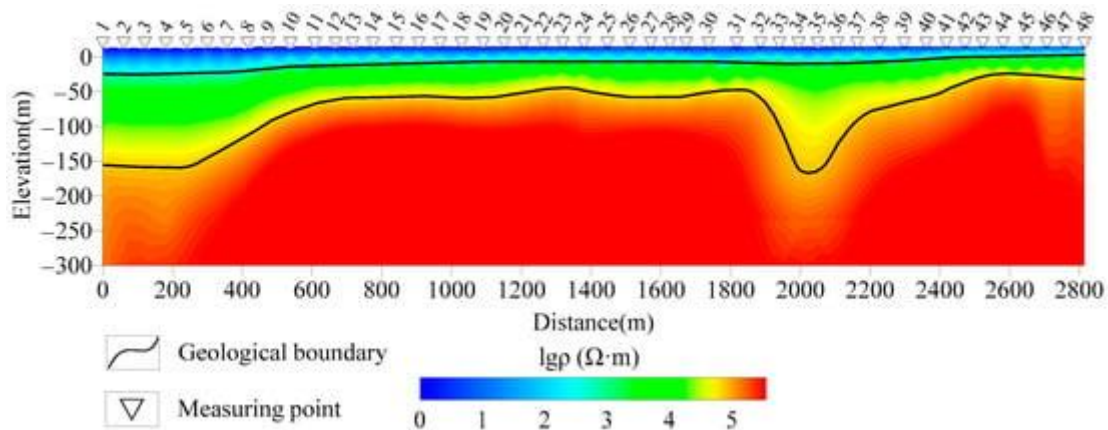


Рис. 12 Результаты инверсии профиля теста АМТ с режимом ТМ в реке. Среднеквадратичное несоответствие составляет 1,34 после 12 итераций.

5. Обсуждение.

На основе прямого моделирования двух типичных моделей и полевых экспериментов было определено, что технология наблюдения АМТ с использованием разделенных электрических и магнитных каналов над покрытыми водой районами осуществима. Однако основным фактором, приводящим к ошибке данных, является электрическая разница между водой и берегом. В случаях, когда удельное сопротивление водного объекта аналогично удельному сопротивлению окружающих сред, таких как крупные реки и озера в осадочных слоях, может быть использована технология наблюдения с использованием разделенных электрических и магнитных каналов. Однако, когда существует значительная разница в удельном сопротивлении между водоемом и окружающей средой, такой как большие озера и водохранилища на коренных породах, эта технология наблюдения может привести к снижению точности разведки.

Чтобы смягчить влияние разности электрических напряжений между водой и берегом в режиме раздельного электрического и магнитного каналов, как электрический, так и магнитный каналы должны располагаться на определенном расстоянии от берега. Это расстояние должно увеличиваться с увеличением разности электрических напряжений между водой и берегом. Перед обнаружением АМТ местоположение магнитного канала может быть выбрано с помощью численного моделирования и экспериментов по полевым наблюдениям. Для рек и озер, которые не подходят для технологии наблюдения с использованием разделенных электрических и магнитных каналов, точность разведки может быть снижена, или электрическое и магнитное поля следует наблюдать синхронно на одном и том же участке. Однако этот подход требует современного геофизического оборудования.

Полевые эксперименты, проведенные в реке, дополнительно подтвердили осуществимость технологии наблюдения с использованием разделенных электрического и магнитного каналов. Поскольку удельное сопротивление реки и берега были одинаковыми, а река мелководной, магнитное поле в этом районе исследования было относительно однородным. Магнитное поле на берегу могло бы эффективно заменить магнитное поле в реке, как показали эксперименты. Однако низкочастотная вибрация, вызванная течением реки, может повлиять на качество данных. К сожалению, из-за ограничений оборудования не могли непосредственно наблюдать магнитное поле в реке, что затрудняло точную оценку точности измеренных данных.

6. Выводы.

1. В этом материале представлена технология наблюдения АМТ с использованием разделенных электрических и магнитных каналов над покрытыми водой районами. Характеристики распределения погрешности магнитного поля, вызванной этой технологией наблюдения, обсуждались с помощью прямого моделирования. Полевые эксперименты были проведены в устье реки в провинции Ляонин, Китай, чтобы подтвердить осуществимость технологии наблюдения АМТ. Результаты демонстрируют, что предлагаемая технология наблюдения АМТ практична и обеспечивает эффективный метод изучения рудных объектов и инженерных изысканий в водной среде.

2. При проведении разведки АМТ в водной среде технология наблюдения за разделенными водно-электрическими и наземно-магнитными каналами оказывается полезной и осуществимой. Магнитный канал должен быть расположен на берегу, на определенном расстоянии от берега, чтобы свести к минимуму влияние электрических различий между водой

и берегом. Выбор подходящего места для магнитного канала может быть определен с помощью численного моделирования и полевых экспериментов.

3. Существуют некоторые ограничения для технологии наблюдения АМТ. Необходимы усилия по разработке технологий наблюдения АМТ и оборудования для водной среды, которые, как ожидается, повысят эффективность поисков ПИ и инженерных изысканий на покрытых водой территориях.

V. СРАВНЕНИЕ АЭРОМАГНИТНЫХ СИСТЕМ САМОЛЕТНОГО И ВЕРТОЛЕТНОГО БПЛА [8].

1. Введение

Технологии БПЛА быстро развиваются и широко используется в геологоразведке, дистанционном зондировании, мониторинге окружающей среды и др. Среди этих приложений аэромагнитные съемки с помощью БПЛА стали популярной отраслью бортовых геофизических технологий благодаря их удобному разворачиванию, низкой стоимости и высокой точности.

В настоящее время большинство самолетных платформ (FUAV) являются средними или крупногабаритными и обладают малой высотой полета, высокой точностью, скоростью и эффективностью. Эти характеристики делают их пригодными для аэромагнитных съемок большой площади, но для них требуется взлетно-посадочная полоса. В отличие от этого, вертолетные системы (UHS) имеют преимущества перед FUAV с точки зрения сверхмалой высоты полета, низкой крейсерской скорости, маневренности и не требуют взлетно-посадочной полосы. Это делает их пригодными для крупномасштабных аэромагнитных съемок на малых площадях.

В Китае усовершенствовали некоторые ключевые технологии в области интеграции систем БПЛА, магнитной компенсации и интегрировали аэромагнитный прибор в FUAV CH-3, чтобы создать аэромагнитную систему FUAV среднего размера, первую в Китае. Были проведены несколько геологических съемок и демонстраций на северо-востоке и Северо-западе Китая, где получили высококачественные данные и хорошие геологические результаты. В дальнейшем была разработана аэромагнитная система MUN на основе WH-110A MUN. Были проведены летные испытания в приливно-отливной равнинной зоне в провинции Цзянсу на востоке Китая, которые показали хорошие результаты практического применения.

В этом материале сравниваются аэромагнитные системы FUAV и MUN: анализируются их системные параметры, режимы интеграции, методы и эффекты магнитной компенсации, а также практическое применение, обсуждаются их преимущества и недостатки.

2. Аэромагнитные системы БПЛА.

2.1. FUAV

CH-3 FUAV - коммерческий БПЛА среднего размера, разработанный и производимый компанией Aerospace CH UAV Co., Ltd. в Пекине. Размах крыльев составляет 8 м, взлетный вес 640 кг и грузоподъемность до 160 кг. Его крейсерская скорость - 170-200 км/ч, время полета - около 10 ч, а магнитные помехи ниже 10 нТл. Производительность двигателя и надежность

системы измерения и управления стабильны, а FUAV обладает возможностями сверхмалой высоты полета, ночного полета и автономного возвращения.

Разработанная аэромагнитная система FUAV в основном состоит из платформы FUAV CH-3, наземной системы измерения и управления, магнитометра CS-3/CS-VL (канадская компания Scintrex, Конкорд, Онтарио, Канада), аэромагнитной компенсации и регистратора, как показано на рисунке 1. Аэромагнитная система FUAV осуществляет синхронный сбор и обработку данных с использованием дифференциального GPS-позиционирования FUAV (DGPS). Частота обновления данных о местоположении может достигать 5 Гц, что эффективно повышает точность позиционирования. Благодаря аппаратной схеме интерфейса и программному обеспечению для измерения и управления аэромагнитная система FUAV является очень гибкой и может быть оснащена различными системами сбора и компенсации аэромагнитных данных, такими как AARC51, AARC500, AARC510 и DAARC510 (Canada RMS Instruments Ltd., Миссиссога, Онтарио, Канада). Кроме того, на основе системы радиоизмерений и управления установлен протокол спутниковых измерений и управления бортовым магнитометром и интегрирован режим двойного измерения и управления с морским спутником и радио для улучшения радиуса полета аэромагнитной FUAV. Система может одновременно измерять общую магнитную напряженность (ТМІ) и горизонтальный градиент магнитного поля, достигая хороших результатов в практических приложениях.



Рис. 1 Аэромагнитная система FUAV.

2.2. МУН.

В аэромагнитной системе МУН используется WH-110A УН, которая модифицирована компанией Beijing Fangxin Technology Co., Ltd. в Пекине, Китай, на основе импортированного беспилотника. Диаметр несущего винта составляет 3,2 м, высота фюзеляжа - 1,01 м, ширина фюзеляжа - 0,72 м, а общая длина - 3,81 м. Максимальная крейсерская скорость составляет 60 км/ч; продолжительность полета - 3 часа. Полезная нагрузка может достигать 35 кг, а максимальный взлетный вес - 110 кг. Максимальная высота полета составляет 3000 м, а

максимально допустимая скорость ветра может достигать 15 м/с. Система управления использует DGPS для достижения адаптивной навигации по управлению полетом, обеспечивая высокоточное определение местоположения при зависании и интеллектуальный автономный полет по заданным маршрутам.

Аэромагнитная система, установленная на МУН, в основном состоит из высокоточного магнитометра с оптической накачкой цезием CS-VL, устройства адаптивной аэромагнитной компенсации AARC51 и регистратора данных, барометрического высотомера, радиолокационного высотомера и системы навигации и позиционирования GPS. Общий вес составляет менее 5 кг, что делает его особенно подходящим БПЛА, как показано на рисунке 2. Аэромагнитная система МУН может собирать данные для автоматической компенсации магнитных полей, TMI, долготы и широты, высоты полета и направления полета. Сравнение основных параметров аэромагнитных систем FUAV и МУН показано в таблице 1.



Рис. 2 Аэромагнитная система МУН.

Табл. 1.

Сравнение основных параметров аэромагнитных систем FUAV и МУН.

Description	FUAV	MUH
Data type	TMI/horizontal gradient	TMI
Year	2013	2017
Magnetometer	CS-3/CS-VL	CS-VL
Compensation and collection system	AARC51/AARC500/ AARC510/DAARC510	AARC51/AARC510
UAV platform	CH-3 FUAV	WH-110A MUH
Wingspan	8 m	Helicopter
Maximum takeoff weight	640 kg	110 kg
Takeoff and landing way	Wheel autonomy	Vertical
Cruising speed	170–200 km/h	≤60 km/h
Maximum flight time	10 h	3 h
Control distance	Radio within 250 km/maritime satellite	Radio within 100 km
Night flight	Yes	No
Positioning system	DGPS	DGPS
Maximum payload	160 kg	35 kg

3. Аэромагнитная компенсация.

При аэромагнитных съемках изменение направления полета и ориентации движения может привести к наложению магнитных помех от магнитных элементов самолета на

собранное магнитное поле. Для уменьшения этих магнитных помех и повышения точности аэромагнитных измерений необходима магнитная компенсация.

3.1. Аэромагнитная система FUAV.

Для устранения магнитных помех, создаваемых FUAV CH-3, модифицирована система для устранения и ослабления статических электромагнитных помех.

Во-первых, в результате измерения фонового поля FUAV магнитометр устанавливается на законцовке крыла, где градиент магнитного поля наименьший.

Во-вторых, заменены все сменные детали создающие помехи немагнитными материалами, такими как чистая медь и пластиковые винты.

Наконец, использовали комплексные технологии, такие как экранирование электромагнитных излучений, электрическая изоляция и слабое намагничивание источников помех.

На рисунке 3 показан пример магнитных помех FUAV до и после ослабления магнитного поля. Уровень шума снизился почти до нуля, что указывает на то, что эти методы могут эффективно снизить магнитные помехи FUAV.

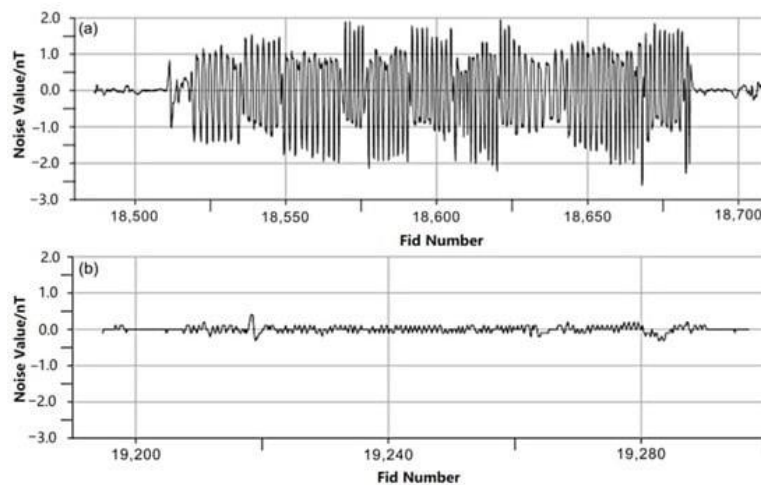


Рис. 3 Поле магнитных помех FUAV (a) до и (b) после ослабления магнитного поля.

Метод магнитной компенсации и технический процесс следующие:

Во-первых, выбирается прямоугольная область, где изменение магнитного поля не превышает 200 нТл.

Во-вторых, летательный аппарат летит около 120с на высоте 2-3 км вдоль четырех сторон местности в направлениях 0° , 90° , 180° и 270° , или в направлениях измерительной и поперечной линий. Самолет совершает крены ($\pm 10^\circ$), наклоны ($\pm 5^\circ$) и боковые заносы ($\pm 5^\circ$) в каждом направлении с 5-6 повторениями для получения соответствующих данных о магнитных помехах самолета и ориентации в полете.

Наконец, коэффициенты моделей магнитной компенсации рассчитываются для компенсации в реальном времени или после магнитной коррекции. Чтобы соответствовать этим техническим требованиям, внедрили систему захода на посадку с магнитной компенсацией в системе управления полетом для точного управления ориентацией FUAV. Строго контролируется дальность маневрирования FUAV, контролируя радиус поворота и шифруя точку маршрута, чтобы избежать потери данных во время компенсационного полета. Это решило техническую проблему нестандартного маневра полета с магнитной компенсацией FUAV. На рисунке 4 показана дорожка магнитной компенсации аэромагнитной системы FUAV.

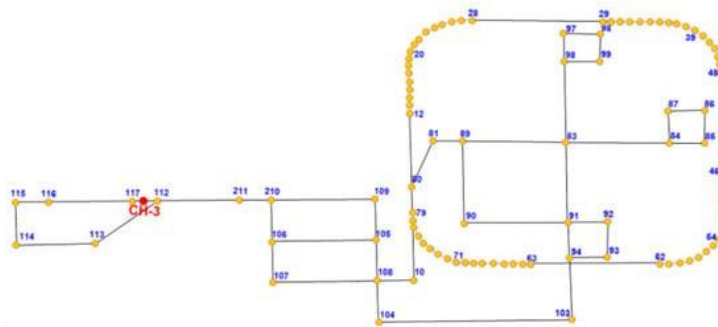


Рис. 4 Схема магнитной компенсационной дорожки аэромагнитной системы FUAV.
(желтые точки обозначают контрольные точки трассы, цифры - порядковый номер этих контрольных точек для ввода в систему управления полетом, а красная точка обозначает начальное и конечное положения FUAV CH-3).

3.2. Аэромагнитная система МУН.

Помехи МУН в аэромагнитных измерениях в основном вызваны его двигателем. Поэтому используется 3,5-метровый стержень из углеродного волокна, чтобы максимально отдалить магнитометр от фюзеляжа, и используется треугольная опорная конструкция для повышения устойчивости. Кроме того, помимо ключевых компонентов МУН, заменяются остальные компоненты немагнитными или слабомагнитными материалами, например, пластиковым топливным баком, алюминиевым контейнером для инструментов и винтами из чистой меди, чтобы свести на нет и ослабить магнитные помехи.

Из-за различий в режимах управления между малыми БПЛА и пилотируемыми самолетами или средне-большими БПЛА, малые БПЛА могут выполнять требования по высоте полета в режиме автопилота, но их системы измерения и управления не могут выполнять требуемые действия. После тщательного анализа и тестирования предлагается решение: прямоугольная область со стабильным магнитным полем и ручное управление небольшим БПЛА, чтобы выполнить необходимые действия в четырех направлениях, по 3-5 повторений в каждом направлении, на расстоянии прямой видимости от 300 до 500 м и общим временем 6-8 минут. Этот процесс, который принимает направление носа самолета за исходное направление

и показан на рисунке 5, соответствует требованиям к магнитной компенсации крена, тангажа и рыскания малой аэромагнитной системы УН.

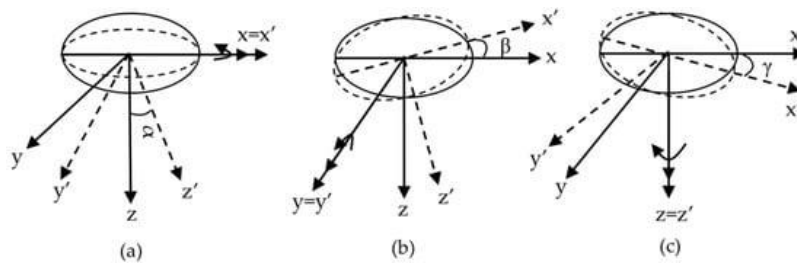


Рис. 5 Схема действий магнитной компенсации: (а) при качке, (b) килевой качке и (с) рыскании (x - это ориентация носовой части БПЛА, α , β и γ представляют собой угол крена, тангажа и рыскания соответственно, а изогнутая стрелка представляет действия БПЛА вдоль текущей оси).

3.3. Тест на аэромагнитную компенсацию.

Был проведен тест магнитной компенсации аэромагнитной системы FUAV и МУН в приливно-отливной равнинной зоне провинции Цзянсу, Китай. В таблице 2 приведены результаты магнитной компенсации: значения comp для аэромагнитных систем FUAV и МУН составляют 0,01428 нТл и 0,04690 нТл соответственно, обе соответствуют техническому требованию менее 0,08 нТл. Нормальное значение для аэромагнитной системы FUAV почти в четыре раза больше, чем для аэромагнитной системы МУН, что указывает на то, что первую систему сложнее компенсировать из-за ее сложной структуры. Однако обе системы соответствуют техническому требованию.

Табл. 2.

Результаты магнитной компенсации.

System	Unco	Comp	Impr	Norm	Bias
FUAV	0.54509	0.01428	38.185	38.940	14.591
MUN	0.39766	0.04690	8.479	10.383	3.059

Note: Unco represents the standard deviation of the uncompensated signal in units of [nT]. Comp represents the standard deviation of the compensated signal in units of nT. Impr represents the improvement ratio, Unco/Comp. Norm represents the vector norm of the solution and provides an indication of the degree of difficulty in obtaining the solution. Bias represents the difference between the mean values of Comp and Unco.

Рисунки 6 и 7 иллюстрируют тест магнитной компенсации аэромагнитных систем FUAV и МУН соответственно. Как показано на рисунках 6а и 7а, изменения кривых данных магнитного поля компонентов X, Y и Z эффективно отражают вращение, крен и тангаж беспилотных летательных аппаратов в четырех направлениях. Результаты до и после магнитной компенсации на рисунке 6b и 7b демонстрируют, что магнитные помехи, вызванные ориентацией в полете, эффективно устраняются после магнитной компенсации, что приводит к более плавным кривым данных о магнитном поле.

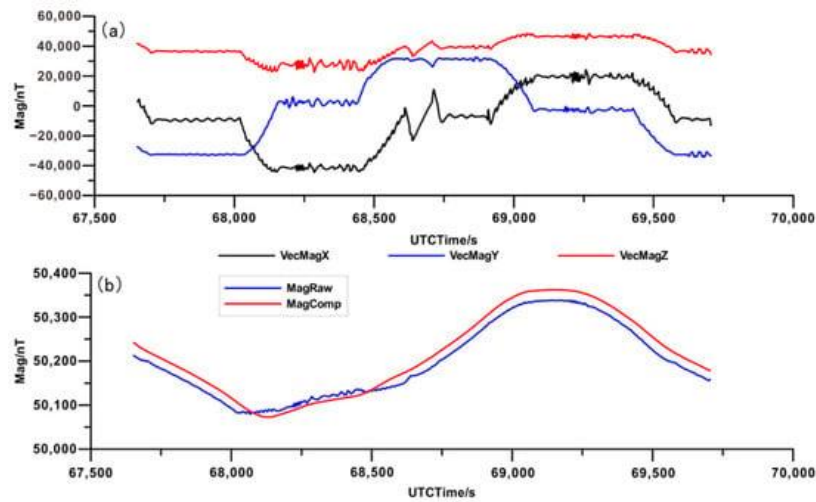


Рис. 6 Тест магнитной компенсации аэромагнитной системы FUAV.
(a) амплитуда X -компоненты ($VecMagX$), Y - ($VecMagY$) и Z - ($VecMagZ$) магнитного поля;
(b) сравнение магнитного поля до компенсации ($MagRaw$) и после компенсации ($MagComp$).

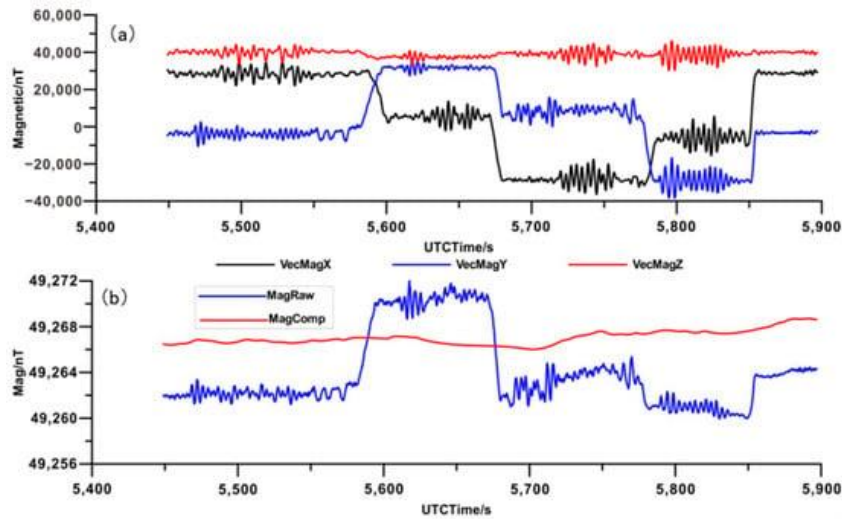


Рис. 7 Испытание магнитной компенсации аэромагнитной системы MUN.
(a) амплитуда X -компоненты ($VecMagX$), Y - ($VecMagY$) и Z - ($VecMagZ$) магнитного поля;
(b) сравнение магнитного поля до компенсации ($MagRaw$) и после компенсации ($MagComp$).

4. Испытания.

Были проведены аэромагнитные пробные съемки с использованием аэромагнитных систем FUAV и MUN в приливно-отливной равнинной зоне в провинции Цзянсу, Китай (рис. 8). Большая часть района исследования состоит из прибрежных приливных равнин, с несколькими чрезвычайно мелководными морскими участками, расположенными на востоке. Западные приливные равнины покрыты мощным чехлом, образованным четвертичными рыхлыми отложениями и неогеновой глиной. Глубина залегания коренных пород обычно превышает 600 м. Кроме того, на восточном пляже и мелководье есть несколько ветряных мельниц, вырабатывающих энергию. Исследование включает в себя 10 линий аэромагнитных измерений протяженностью 200 км с интервалом 1,0 км и 4 поперечные линии протяженностью 40 км с интервалом 5,0 км. Масштаб аэромагнитных измерений составляет 1:100 000.

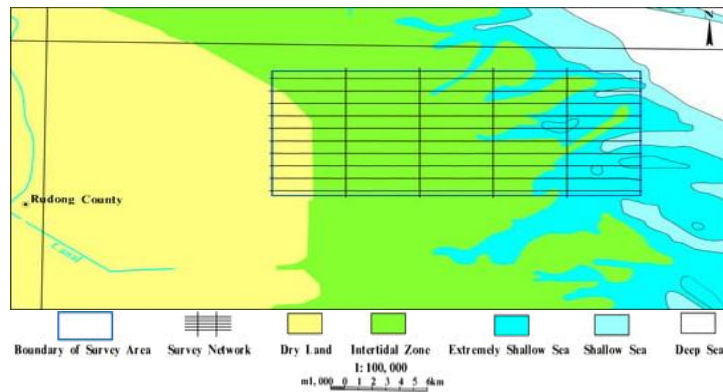


Рис. 8 Аэромагнитная съемка в приливно-отливной равнинной зоне в провинции Цзянсу в Китае.
(синий прямоугольник представляет область съемки, черные линии в направлении восток–запад - линии съемки, черные линии - юг–север - поперечные линии).

Обе аэромагнитные системы выполнили измерения протяженностью 240 линейных км. Для аэромагнитной системы FUAV средняя высота полета составила 199 м, а уровень динамического шума колебался от 24,794 до 95,412 рТ. Данные первого класса ($\leq 0,08$ нТл) и второго класса ($> 0,08$ нТл и $\leq 0,14$ нТл) составляют 95,72% от общего количества, при этом нет данных ниже третьего класса ($> 0,14$ нТл и $\leq 0,20$ нТл). Для системы MUN средняя высота полета составила 119 м, а уровень динамического шума колебался от 10,0 до 15,0 пТ, достигая первоклассного уровня. Обе аэромагнитные системы собрали высококачественные данные, демонстрирующие их эффективность и надежность для аэромагнитных съемок.

На рисунке 9 сравниваются контурные карты TMI после коррекции IGRF по результатам аэромагнитных съемок, проведенных с использованием систем FUAV и MUN. Распределение и местоположение магнитных аномалий, измеренных с помощью обеих систем, практически идентичны. Однако есть два основных различия: амплитуда TMI, измеренная с помощью системы FUAV, ниже, чем измеренная с помощью системы MUN из-за более высокой высоты полета; для магнитных аномалий, указанных стрелкой А, амплитуда TMI, измеренная с помощью системы FUAV, намного выше, чем измеренная с помощью системы MUN, как показано более четко на рисунке 9а. Считается, что эти магнитные аномалии могут быть вызваны сильными магнитными помехами от ветряных мельниц в этом районе, оказывающими большее влияние на систему FUAV, поскольку она пролетает над ветряными мельницами, в то время как система MUN пролетает под ними во время аэромагнитных съемок.

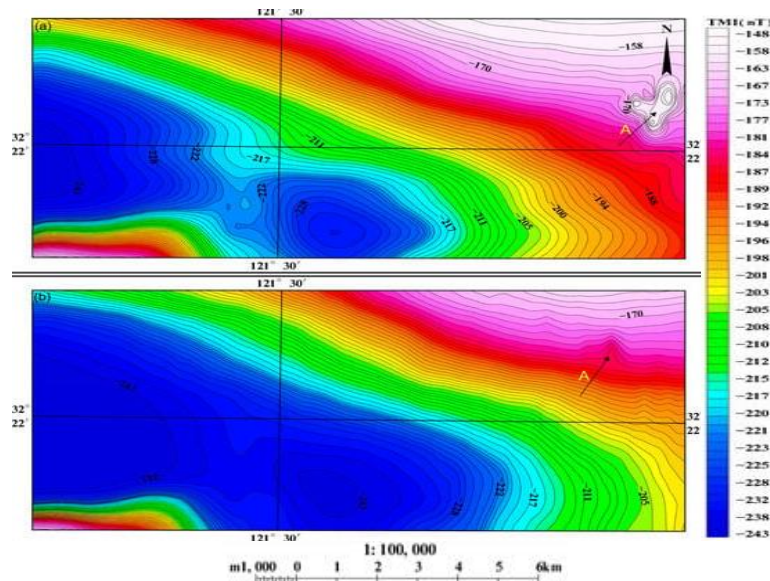


Рис. 9 Карты TMI после коррекции IGRF между аэромагнитными системами (a) FUAV и (b) MUN.
(стрелка A указывает на магнитные аномалии, которые могут быть вызваны ветряными мельницами).

5. Обсуждение.

Разработанные аэромагнитные системы FUAV и MUN достигли хороших результатов в аэромагнитной съемке, обеспечивая высокоточное, высокоэффективное и гибкое средство геологической съемки и поисков ПИ. Однако обе системы имеют свои преимущества и недостатки.

(1) Для высокоточных измерений обе системы могут летать автономно в соответствии с предварительно разработанными линиями измерений с использованием навигационной системы DGPS flight control. Поддержание рыскания и высоты полета намного лучше, чем у традиционных пилотируемых самолетов. Кроме того, система аэромагнитной регистрации может собирать данные DGPS синхронно, а ее частота дискретизации 5 Гц эффективно повышает точность определения местоположения аэромагнитных данных и интерпретации аномалий.

Как программное обеспечение для управления магнитной компенсацией для средне-крупной системы FUAV, так и технология магнитной компенсации в режиме зависания для системы UN, которые разработали независимо, могут соответствовать требованиям к качеству аэромагнитных съемок и эффективно обеспечивать качество аэромагнитных данных.

(2) С точки зрения эффективности работы, система FUAV обладает хорошими возможностями для ночных полетов и может работать 24 часа в сутки. Хотя продолжительность полета системы MUN составляет всего около 3 часов, она все равно может удобно выполнять несколько полетных заданий каждый день благодаря простому и быстрому процессу

дозаправки и небольшой посадочной площадке размером 8×8 м. Таким образом, обе системы могут работать эффективно.

(3) С точки зрения области применения система FUAV оснащена двойной радио- и морской спутниковой системами измерения и управления, что позволяет ей работать в районах, недоступных для установки станции управления, таких как открытое море, пустыня и ничейная земля. Благодаря высокой скорости полета, он больше подходит для быстрого сканирования больших площадей и задач на большие расстояния.

Система MUN, из-за своей небольшой полезной нагрузки, может нести только систему радиоизмерений и управления и имеет меньшую зону измерения и управления. Низкая скорость полета и большое количество точек отбора проб делают ее более подходящей для точных магнитных измерений на небольших площадях.

(4) С точки зрения стоимости, летательный аппарат системы FUAV, измерительные приборы и системы управления более сложны, требуют большего количества технического обслуживания и технических специалистов, взлетно-посадочной полосы длиной не менее 800 м для взлета и посадки и поддержки в аэропорту.

В отличие от этого, система MUN требует для работы только двух диспетчеров полета и может взлетать и приземляться на относительно ровной и открытой местности без взлетно-посадочной полосы, что приводит к снижению затрат, приблизительно в 2 раза.

(5) Что касается качества данных, система FUAV оснащена двумя магнитометрами на законцовках крыльев, которые могут одновременно собирать данные ТМІ и горизонтального градиента. Это подавляет помехи, выявляет магнитные аномалии и обеспечивает более эффективные параметры данных для геологической интерпретации.

6. Выводы.

В этом материале сравнили аэромагнитные системы FUAV и MUN, их системные параметры, режимы интеграции, методы и эффекты магнитной компенсации и практические применения. Также проанализированы их преимущества и недостатки. При практическом применении обе системы получали высококачественные и высокоточные данные о магнитном поле, которые соответствовали техническим требованиям для аэромагнитных съемок. Это обеспечивает основу для эффективных геофизических исследований с БПЛА.

В ближайшем будущем БПЛА смогут выполнять сканирование местности в режиме реального времени, улучшая свои способности ориентироваться на местности и работать в сложных условиях. Следующим шагом будет разработка и совершенствование системы

передачи данных в режиме реального времени, основанной на характеристиках различных типов БПЛА и геофизических приборов.

Это позволит в режиме реального времени контролировать качество и достоверность данных, снизить экономические затраты. С развитием технологий бортовые геофизические приборы превратятся в многопараметрические интегрированные системы (бортовые электромагнитные, гравитационные, магнитные, радиоактивные), способствующие широкому использованию бортовых геофизических технологий БПЛА при поисках ПИ, мониторинге окружающей среды и базовой геологической съемке.

VI. ТРЁХМЕРНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДА ИНФОРМАЦИОННОЙ ЦЕННОСТИ (*полиметаллическое м-ние Байнючан, Китай*) [3].

1. Введение

Метод информационной ценности —важный инструмент для прогнозирования оруденения. Он широко используется для оценки влияния различных геологических факторов на возникновение рудных месторождений. Этот метод позволяет количественно оценить взаимосвязь между геологическими особенностями и известными месторождениями, рассчитать информационную ценность каждого фактора и выявить области с высоким потенциалом оруденения. Метод информационной ценности широко применяется при составлении двумерных прогнозных карт, но лишь в нескольких исследованиях предпринимались попытки провести трёхмерное количественное прогнозирование с использованием данного метода.

Метод трёхмерной информационной ценности обеспечивает более реалистичное моделирование геологических элементов по сравнению с методом двумерной информационной ценности за счёт включения третьего измерения, которое имеет решающее значение для точного представления пространственного распределения и сложности факторов рудообразования. Такой повышенный уровень реалистичности позволяет лучше количественно оценить эти факторы. По сравнению с методами машинного обучения метод трёхмерной информационной ценности наглядно определяет взаимосвязи между переменными. Такая «прозрачность» повышает интерпретируемость результатов, позволяя получить чёткое представление о геологических рудоперспективных факторах. Кроме того, результаты легко отслеживать, что позволяет проводить поэтапную проверку и исправлять ошибки.

В этом исследовании, в качестве примера взято полиметаллическое мние Байнючан, которое отличается сложной геологической структурой и значительным потенциалом оруденения. Была построена геологическая модель месторождения, включающая пласты осадочных пород, разломы, магматические породы и рудные тела. Для оценки влияния этих элементов на пространственное распределение минерализации был использован метод трёхмерной информационной ценности. В частности, была рассчитана общая информационная ценность каждой ячейки в пределах исследуемой области и определены границы аномалий информационной ценности. С помощью этого подхода были определены три цели для 3D-прогнозов в аналогичных геологических условиях.

2. Геологические предпосылки.

Полиметаллическое м-ние Байнючан расположено между блоками Катайсия, Янцзы и Индокитай (рис. 1). Эта территория подверглась воздействию многочисленных фаз тектонических процессов и магматизма, что создавало необходимые условия для формирования месторождения. М-ние Байнючан содержит 6,47 тыс. т серебра, 1,72 млн т цинка, 1,10 млн т свинца, а также большое количество меди, олова и индия.

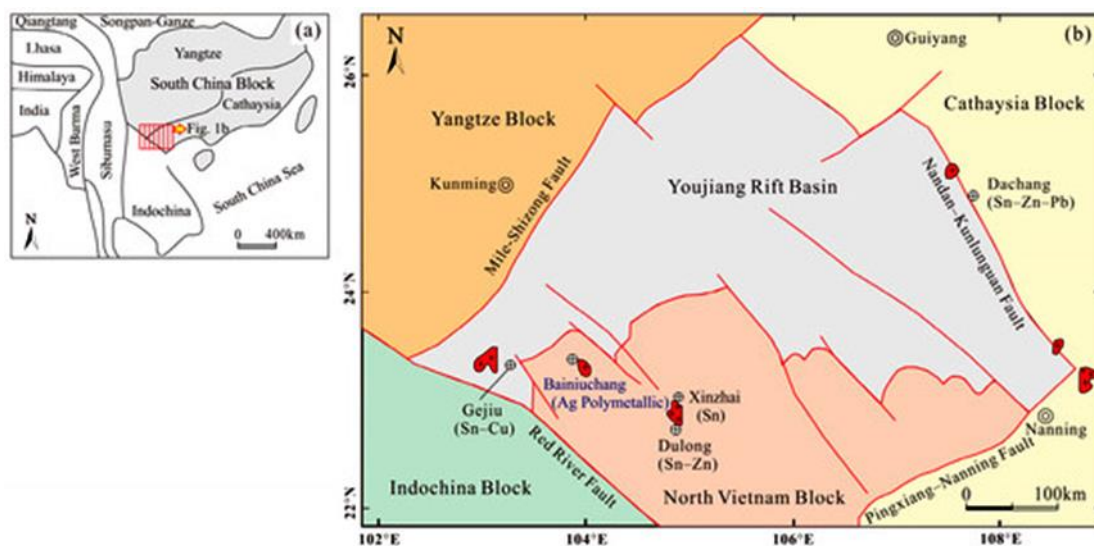


Рис. 1 Положение (а) и региональная геологическая схема (б) м-ния Байнючан.

Основные осадочные формации относятся к девонскому (D) и кембрийскому (Є) периодам (фото 1).

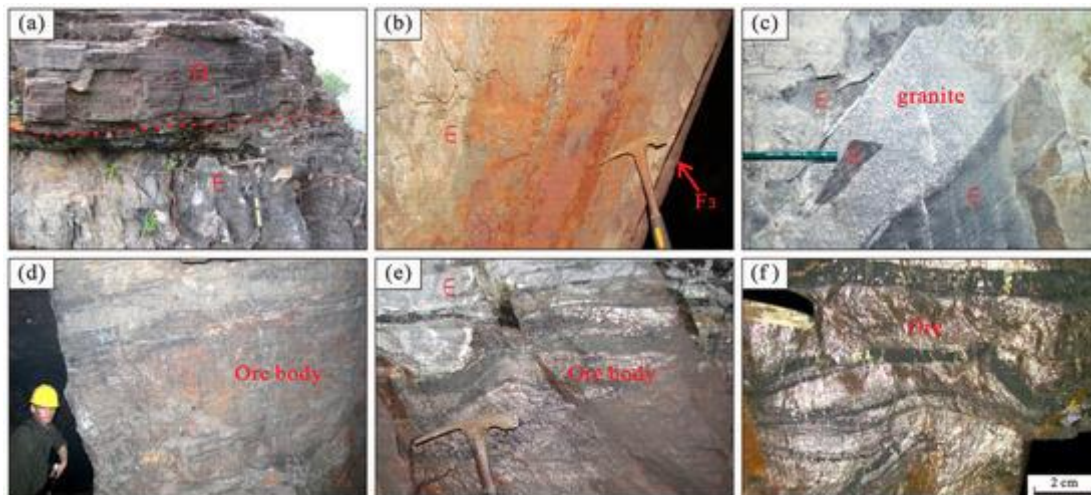


Фото 1 Вмещающие породы, разломы и рудное тело на м-ния Байнючан.

- (а) согласное залегание девонских и кембрийских формаций. (б) плоскость согласного разлома F_3 . (с) гранит в кембрийском известняке. (д) массивное полиметаллическое сульфидное рудное тело. (е) контакт между рудным телом и кембрийским известняком. (ф) микроскладки в полиметаллической сульфидной руде.

Девонские породы в основном состоят из аргиллитов, алевролитов и известняков (фото 2а). Основные рудовмещающие пласты относятся к среднекембрийской формации Тяньпэн

(ϵ_{2t}). В районе основные разломы простираются с СЗ на ЮВ. F_3 — главный рудовмещающий разлом на м-нии (ЮЗ падение под углом $\sim 30^\circ$) (фото 2b).

В ЮВ части м-ния залегает скрытый биотитовый монцогранит (фото 2c). Изотопное датирование гранитных порфиров и монцогранитов показало, что они образовались в позднем меловом периоде, а U–Pb возраст циркона в монцограните составляет $85,26 \pm 0,54$ млн лет.

Более 70 рудных тел представляют собой пластообразные или линзовидные зоны, при этом более 75% ресурсов сосредоточено в рудном теле V_1 (протяжённость по простиранию = 4,8 км, по падению = 2,5 км, средняя мощность = 5,5 м). Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит, касситерит, миаргирит, фрейбергит и стромейерит. Основными минералами вмещающих пород являются кальцит, доломит и кварц (фото 2d–f).

3. 3D-модель м-ния Байнючан.

М-ние Байнючан было смоделировано в пространственной структуре, охватывающей высоты над уровнем моря от 2278 до 1712 м, простирающейся на 6,16 км с севера на юг и на 7,00 км с востока на запад. Геологические границы были определены с использованием данных геологических исследований и результатов ГРП, которые были интегрированы в программное обеспечение 3Dmine. Набор данных включал в себя более 50 км горных выработок, 150 буровых скважин (общая длина которых превышала 80 тыс м) и 35 геологических разрезов. На основе установленных границ была проведена соответствующая экстраполяция модели каждого геологического фактора, чтобы получить полное представление о месторождении.

Моделируемые пласты включают в себя средне-кембрийские формации Даякоу (ϵ_{2d}), Тяньпэн (ϵ_{2t}) и Лунха (ϵ_{2l}), а также девонскую формацию (D). Моделируемые разломы включают в себя главный разлом (F_3) и второстепенные разломы (F_4 – F_9). Моделируемые магматические породы включают в себя гранит и гранитный порфир. Модели рудных тел были созданы с учётом граничных содержаний: 40 г/т Ag, 0,30% Pb, 0,50% Zn, 0,20% Sn и 0,30% Cu.

Ячейка является носителем информации о минерализации и базовой единицей для прогнозирования минерализации. Было доказано, что чрезмерное дробление ячеек приводит к искусственному разделению геологических факторов и значительно усложняет обработку больших массивов данных. С другой стороны, слишком грубое деление ячеек может снизить достоверность морфологического распределения рудоносных единиц. Для решения этих задач были учтены следующие факторы: стратиграфия, геологическое строение, распределение гранитов, наличие и масштаб рудных тел в модели месторождения, а также вычислительные возможности для обработки данных. Исходя из этих соображений, в качестве оптимальной

единицы для анализа был выбран кубический блок размером 20 м×20 м×20 м. Если его взять за единицу измерения, то область моделирования будет состоять из 10 833 067 ячеек, из которых 25 735 содержат руду (рис. 2).

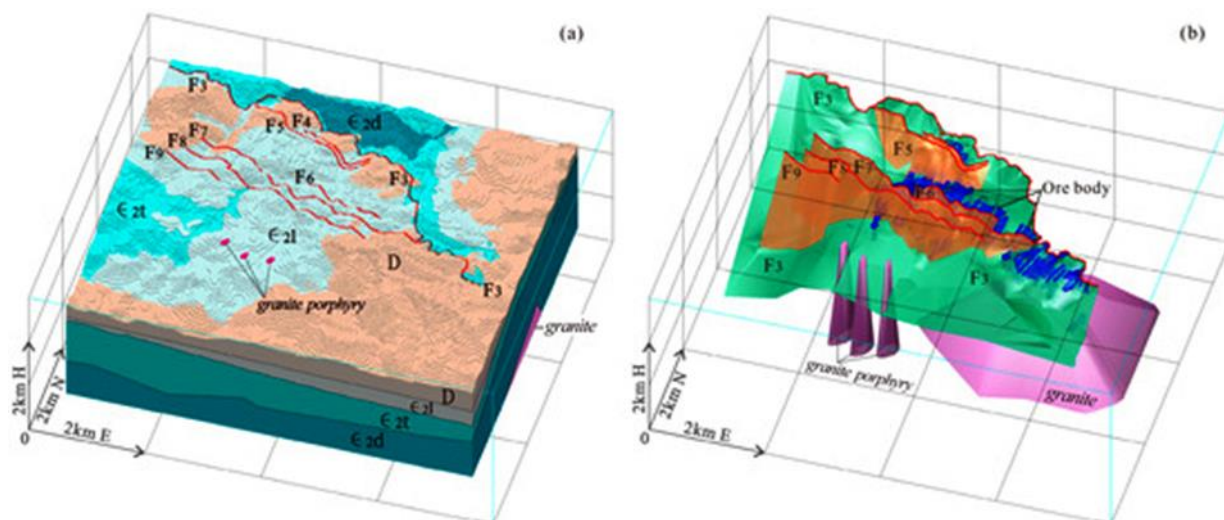


Рис. 2 Геологическая модель м-ния Байнючан. (а) геологические формации. (б) разломы и рудные тела.
E_{2d} — средне-кембрийская формация Даякоу; *E_{2t}* — средне-кембрийская формация Тяньпэн; *E_{2l}* — средне-кембрийская формация Лунха;
D — девонская формация; *F₃* — разлом *F₃*; *F₄*–*F₉* — вторичные разломы.

4. Метод прогнозирования и выбор переменных.

Были проведены полевые геологические исследования в районе м-ния Байнючан, а также собраны и систематизированы данные предыдущих исследований и ГРР. Была построена геологическая модель и затем был применён метод оценки трёхмерной информации для определения критериев прогнозирования и поисков полиметаллических рудных месторождений. Общая схема представлена на рисунке 3.

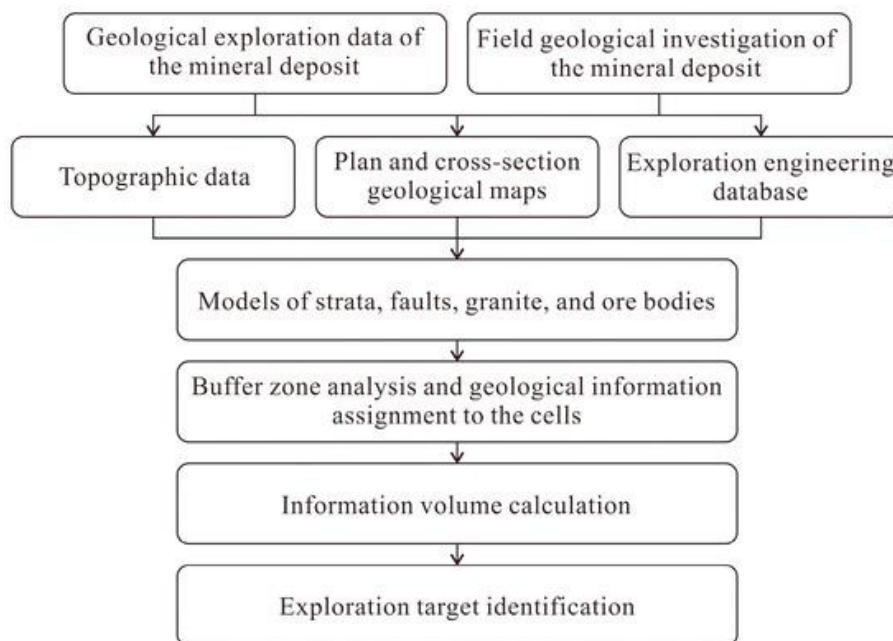


Рис. 3 Методологическая схема, реализованная в данном исследовании.

4.1. Метод оценки информативности.

Полученные значения информации могут быть использованы в качестве индексов для оценки того, является ли взаимосвязь между каждым геологическим фактором и объектом исследования тесной, а также для оценки степени, в которой геологические факторы влияют на эффективность поисков, и, таким образом, для прогнозирования местоположения оруденения. Уравнение для вычисления информационных значений имеет вид:

$$I(x_i, H) = \lg \frac{(N_i/N)}{(S_i/S)} \quad (1)$$

где $I(x_i, H)$ — информационная ценность, обеспечиваемая оценочным геологическим фактором x_i для минерализации H . N_i — количество рудоносных ячеек в буферной зоне, N — общее количество рудоносных ячеек в исследуемой области, S_i — общее количество ячеек в буферной зоне, S — общее количество ячеек в исследуемой области.

Согласно теории информационной ценности, $I(x_i, H)$ может быть положительным, отрицательным или нулевым, что указывает на наличие положительной, отрицательной или отсутствующей связи соответственно между известными месторождениями и буферной зоной каждого геологического фактора.

Положительные информационные значения были отобраны и суммированы для получения информационной ценности оценочных ячеек в исследуемой области, которая выражается следующим образом:

$$I_i = \sum_{i=1}^n I(x_i, H) = \sum_{i=1}^n \lg \frac{(N_i/N)}{(S_i/S)} \quad (2)$$

где I_i — информационная ценность данной ячейки, а n — количество геологических факторов, влияющих на ячейку.

Чем выше значение I_i , тем больше вероятность наличия руды.

4.2. Выбор переменных для прогнозирования и трёхмерные буферные зоны.

Формация Тяньпэн, разломы (F_3 и вторичные разломы), граниты и гранит-порфиры тесно связаны с оруденением м-ния Байнючан. Рудные тела в основном залегают в формации Тяньпэн, а минерализация сосредоточена в связи с разломом F_3 , особенно в зонах пересечения с вторичными разломами. Граниты и гранит-порфиры также связаны с формированием оруденения.

Формацию Тяньпэн можно разделить на три литологических последовательности: E_{2t}^a , E_{2t}^b и E_{2t}^c (в порядке возрастания стратиграфической мощности), и каждая последовательность классифицируется как буферная зона (рис. 4а). На основе стратиграфической мощности элементарным ячейкам формации Тяньпэн были присвоены значения, чтобы получить данные

о мощности буферных зон (рис. 4b). По обеим сторонам плоскостей разломов были определены буферные зоны (F_3 и вторичные разломы) (рис. 4c, d). Гранитная буферная зона (граниты и гранит-порфиры) была определена от кровли гранита или гранит-порфира до внешней границы зоны контакта (рис. 4e, f).

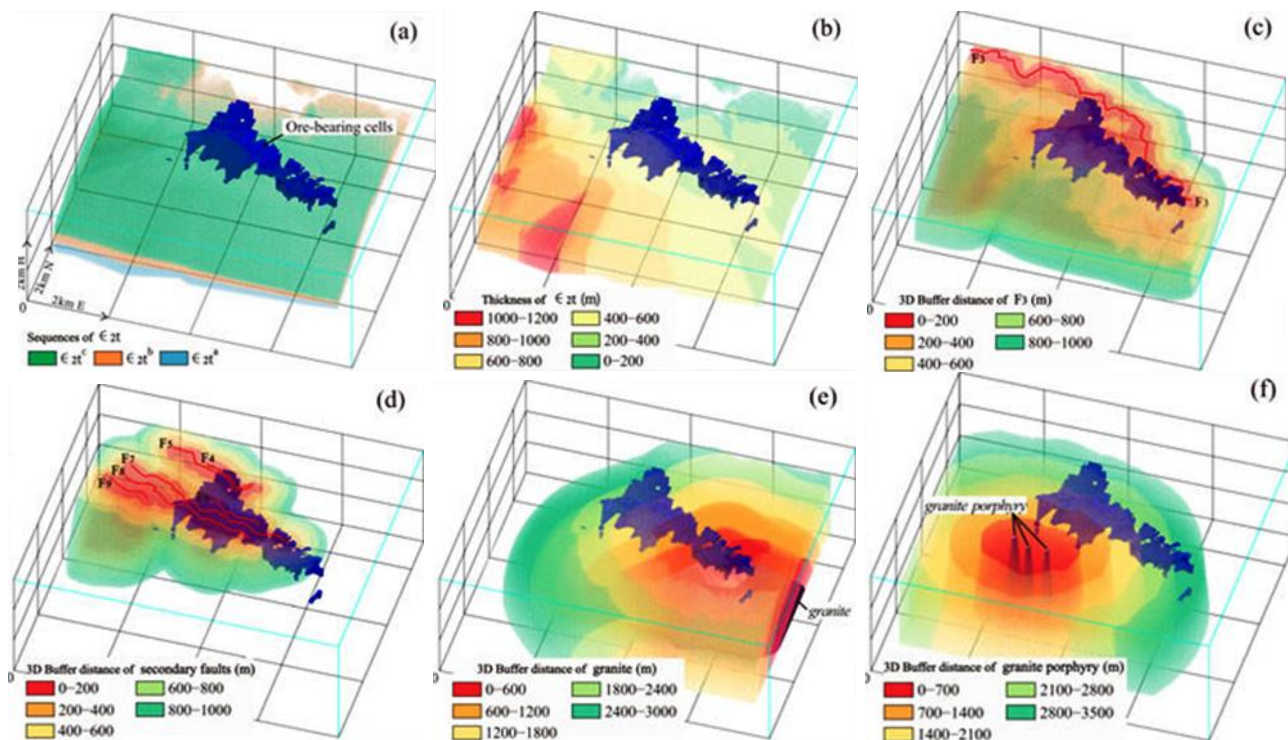


Рис. 4 Трёхмерные буферные зоны рудоконтролирующих геологических факторов. (a,b) средне-кембрийской формации Тяньпэн (ϵ_2t). (c,d) разломов (F_3 и вторичных). (e,f) гранитов и гранит-порфиров.

5. Прогнозирование оруденения.

5.1. Расчёт информационной ценности.

Основное статистическое расстояние между буферными зонами не должно быть ни слишком большим, ни слишком маленьким. В идеале количество рудоносных ячеек в соседних зонах должно систематически увеличиваться или уменьшаться по мере увеличения расстояния. На основе параметров буферной зоны каждого геологического фактора было подсчитано количество ячеек (S_i) и рудоносных ячеек (N_i) в каждой зоне, а также рассчитаны значения S_i/S и N_i/N в каждой зоне на основе общего количества блоков ($S=10\,833\,067$) и рудоносных ячеек ($N=25\,735$). Затем были рассчитаны информационные значения геологических факторов ($I[x_i, H]$) в каждой зоне.

Информационная ценность отражает силу корреляции между каждой переменной прогноза и минерализацией. С точки зрения информационной ценности, наиболее значимыми геологическими факторами являются разлом F_3 , вторичные разломы и формация Тяньпэн. Информационная ценность зоны, расположенной на расстоянии 0–60 м от плоскости разлома

F₃, была высокой. Зоны, расположенные на расстоянии 0–240 м от вторичных разломов, также способствовали минерализации. Зоны мощностью 320–560 м в формации Тяньпэн обладали высокой информативностью и были перспективны для оруденения. ϵ_2^c также было благоприятным местом для минерализации (табл. 1).

Табл. 1.

Статистическая информация.

Geological Variables	Distance Interval	Number of Cells in the Zone (Si)	Number of ore Cells in the Zone (Ni)	Si/S	Ni/N	Information Value I(xi, H)	Sort
ϵ_2^t	$\epsilon_2^t^c$	839,830	15,359	0.078	0.597	0.8864	10
	$\epsilon_2^t^b$	895,587	6859	0.083	0.267	0.5084	18
	$\epsilon_2^t^a$	832,884	1337	0.077	0.052	-0.1702	37
Thickness of ϵ_2^t	0–80 m	6942	5	0.0006	0.0002	-0.5183	40
	80–160 m	32,413	422	0.0030	0.0164	0.7388	15
	160–240 m	86,821	1521	0.0080	0.0591	0.8677	11
	240–320 m	122,421	2029	0.0113	0.0788	0.8437	12
	320–400 m	230,732	6415	0.0213	0.2493	1.0683	5
	400–480 m	324,007	6709	0.0299	0.2607	0.9403	9
	480–560 m	271,514	5625	0.0251	0.2186	0.9406	8
	560–640 m	195,065	827	0.0180	0.0321	0.2516	24
F ₃	0–20 m	103,076	10,191	0.0095	0.4218	1.6467	1
	20–40 m	126,674	6848	0.0117	0.2835	1.3845	2
	40–60 m	119,777	3108	0.0111	0.1286	1.0658	6
	60–80 m	120,352	1761	0.0111	0.0729	0.8170	13
	80–100 m	121,098	1165	0.0112	0.0482	0.6349	16
	100–120 m	122,199	731	0.0113	0.0303	0.4285	20
	120–140 m	122,850	239	0.0113	0.0099	-0.0593	33
	140–160 m	123,735	116	0.0114	0.0048	-0.3764	39
Secondary faults	0–80 m	203,605	5536	0.0188	0.2291	1.0861	4
	80–160 m	240,655	7330	0.0222	0.3034	1.1354	3
	160–240 m	213,277	4420	0.0197	0.1829	0.9681	7
	240–320 m	233,314	3210	0.0215	0.1329	0.7902	14
	320–400 m	255,572	2089	0.0236	0.0865	0.5641	17
	400–480 m	266,628	684	0.0246	0.0283	0.0608	30
	480–560 m	278,598	532	0.0257	0.0220	-0.0674	34
	560–640 m	293,090	359	0.0271	0.0149	-0.2603	38
Granites	0–300 m	616,985	1541	0.0570	0.0599	0.0218	32
	300–600 m	814,483	3878	0.0752	0.1507	0.3020	23
	600–900 m	941,029	1893	0.0869	0.0736	-0.0722	35
	900–1200 m	1,000,305	3640	0.0923	0.1414	0.1852	27
	1200–1500 m	1,049,528	2804	0.0969	0.1090	0.0510	31
	1500–1800 m	1,005,089	2795	0.0928	0.1086	0.0684	29
	1800–2100 m	907,978	5530	0.0838	0.2149	0.4089	21
	2100–2400 m	758,781	3021	0.0700	0.1174	0.2243	25
Granite porphyries	0–400 m	460,560	0	0.0425	0.0000	-	-
	400–800 m	657,393	0	0.0607	0.0000	-	-
	800–1200 m	912,176	449	0.0842	0.0174	-0.6836	41
	1200–1600 m	1,166,113	3266	0.1076	0.1269	0.0715	28
	1600–2000 m	1,279,996	7749	0.1182	0.3011	0.4063	22
	2000–2400 m	1,119,395	8372	0.1033	0.3253	0.4981	19
	2400–2800 m	1,022,832	4033	0.0944	0.1567	0.2201	26
	2800–3200 m	1,020,623	1717	0.0942	0.0667	-0.1499	36

В программной системе 3Dmine ячейкам были присвоены положительные информационные значения, и каждая ячейка имела информационные значения, связанные с геологическими факторами, такими как формация Тяньпэн, разломы или граниты. Общее информационное значение для каждой ячейки было получено путём суммирования информационных значений для каждого геологического фактора. Чем выше общее информационное значение, тем больше вероятность оруденения.

Всего было получено 8 953 536 значений информации о ячейках, а максимальное, минимальное и среднее значения составили 5,58, 0,02 и 0,70 соответственно. Стандартное

отклонение составило 0,80, а дисперсия — 0,63. Среднее значение для 25 735 рудоносных ячеек составило 4,00, что в целом выше, чем для других ячеек. Коэффициент рудоносности был рассчитан как отношение количества рудоносных ячеек к общему количеству ячеек в интервале (табл. 2; рис. 5).

Табл. 2.

Распределение информационных значений ячеек в исследуемой области.

Information Value Interval	Number of Cells	Number of Ore-Bearing Cells	Ore-Bearing Rate (%)	Information Value Boundary	Number of Ore-Bearing Cells	Percentage
0.0–0.6	5,873,875	652	0.01	≥ 0.0	25,735	100.00
0.6–1.2	1,441,356	169	0.01	≥ 0.6	25,083	97.47
1.2–1.8	801,747	334	0.04	≥ 1.2	24,914	96.81
1.8–2.4	377,923	553	0.15	≥ 1.8	24,580	95.51
2.4–3.0	217,822	1739	0.80	≥ 2.4	24,027	93.36
3.0–3.6	133,292	3794	2.85	≥ 3.0	22,288	86.61
3.6–4.2	60,247	6002	9.96	≥ 3.6	18,494	71.86
4.2–4.8	32,122	6211	19.34	≥ 4.2	12,492	48.54
4.8–5.4	13,644	5764	42.25	≥ 4.8	6281	24.41
5.4–6.0	1508	517	34.28	≥ 5.4	517	2.01

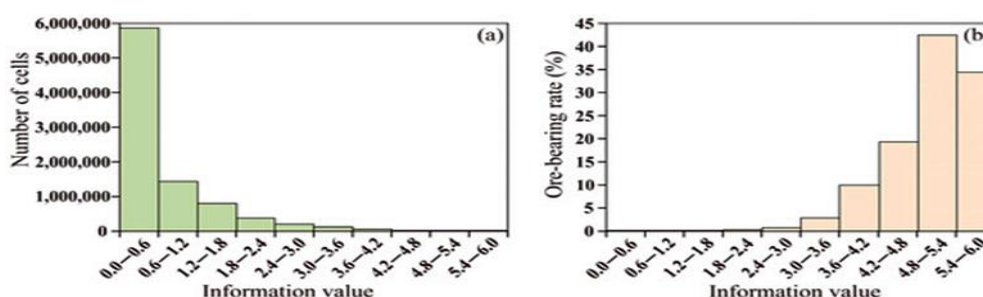


Рис. 5 Прогнозирование оруденения на основе метода оценки достоверности.

(а) в зависимости от количества ячеек. (б) в зависимости от коэффициента рудоносности.

Статистические результаты показывают, что увеличение информационной ценности в каждом интервале с ростом количества ячеек имеет тенденцию к снижению (рис. 5а), в то время как коэффициент рудоносности имеет тенденцию к увеличению (рис. 5б). Можно сократить площадь разведки, используя информационные значения для определения объектов поиска.

5.2. Граница прогнозирования общей информационной ценности.

Были рассчитаны границы аномалий информационной ценности двумя методами и оценены с помощью кривых рабочих характеристик приёмника (ROC), чтобы найти наиболее подходящие границы (рис. 6).

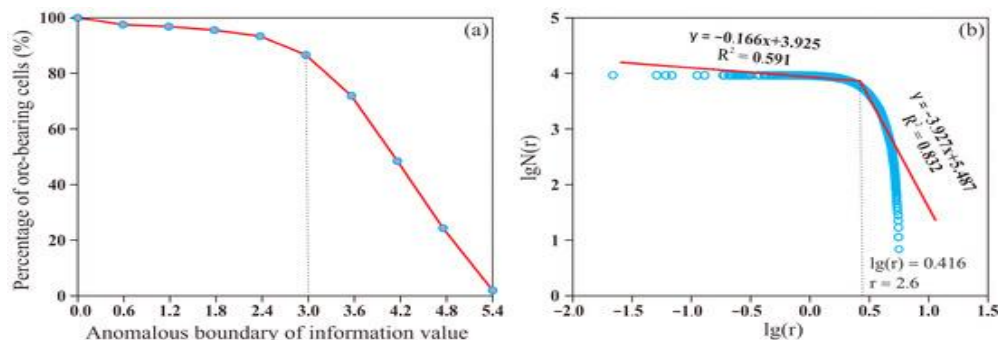


Рис. 6 Кривые распределения информационной ценности и расчёта границ аномалий.

(а) в зависимости от процента рудоносных ячеек. (б) Логарифмический график

Первый метод заключался в подсчёте количества рудоносных ячеек, которые были больше различных границ, и вычислении их доли от общего числа рудоносных ячеек с последующим построением кривой (табл. 2; рис. 6а). По мере увеличения информационной ценности границы кривая становилась более крутой; информационная ценность границы на кривой составляла 3,0.

Во втором методе использовался двумерный фрактальный подход, в результате которого был получен логарифмический график информационных значений ячеек, на основе которого была рассчитана граница ячеек для поиска — 2,6 (рис. 6б).

Для оценки эффективности моделей перспективности использовалась кривая ROC (рис. 7).

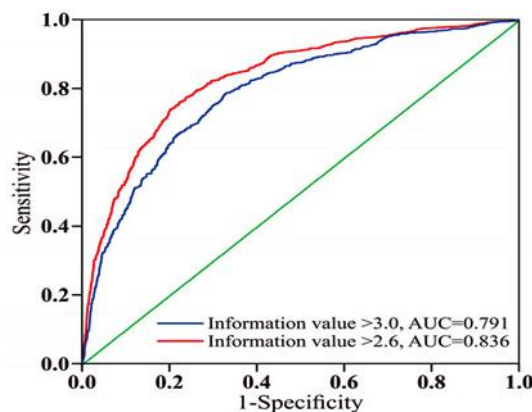


Рис. 7 График ROC для границ прогнозирования.

Кривая рабочих характеристик приёмника (receiver operating characteristic, ROC) — широко используемый инструмент для оценки эффективности моделей классификации. На ней показана зависимость частоты истинно положительных результатов (чувствительности) от частоты ложноположительных результатов (1 — специфичность) при различных пороговых значениях. Частота истинно положительных результатов показывает долю фактических положительных результатов, правильно идентифицированных моделью, а частота ложноположительных результатов показывает долю фактических отрицательных результатов, ошибочно идентифицированных как положительные. Площадь под кривой ROC (AUC) служит количественным показателем эффективности модели и принимает значения от 0 до 1. Чем выше значение AUC, ближе к 1, тем выше точность и эффективность модели, то есть тем лучше она различает классы. И наоборот, значение AUC, равное 0,5, говорит о том, что модель работает не лучше, чем случайное угадывание. Кривая ROC особенно полезна в таких областях, как оценка риска оползней и разведка полезных ископаемых, где она помогает оценить эффективность прогностических моделей при классификации различных уровней риска или выявлении геохимических аномалий, связанных с месторождениями полезных ископаемых.

Были использованы границы прогнозирования 3,0 и 2,6 в качестве тестовых переменных, а принадлежность к рудоносным ячейкам — в качестве переменной состояния, чтобы построить кривые ROC. Значение AUC для границы прогнозирования 3,0 составило 0,791, а для границы 2,6 — 0,836. Однако граница прогнозирования 2D-фрактального метода 2,6 подошла лучше.

5.3. Выбор поисковых целей.

Всего было получено 376 704 ячейки в соответствии с границей прогнозирования (информационная ценность >2.6), среди которых 23 561 единичный блок были рудоносными ячейками. Средняя информационная ценность этих данных составила 3,37, а для рудоносных ячеек - 4,23.

В качестве объектов поисков были выбраны пространственные скопления аномальных ячеек на периферии рудных тел и изученных участков. Были получены данные по трём целевым участкам. На участке A1 было обнаружено 28 405 аномальных ячеек, его объём составил 227 240 000 м³, а среднее значение информативности — 3,35. В цели A2 было 59 932 аномальных ячейки, объём составлял 479 456 000 м³, а среднее значение информации — 3,03. В цели A3 было 19 226 аномальных ячеек, объём составлял 153 808 000 м³, а среднее значение информации — 3,41 (рис. 8).

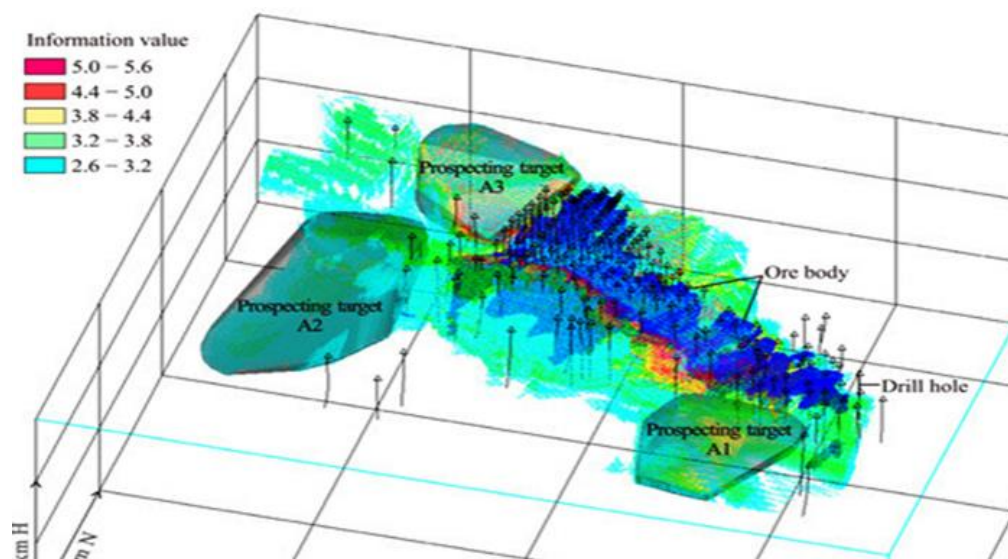


Рис. 8 3D модель прогноза минерализации исследуемого района (информационная ценность >2.6).

6. Результаты и обсуждение.

Геологические факторы, влияющие на оруденение.

Генезис оруденения на м-нии Байнючан вызывает споры. Среди возможных вариантов — подводное эксгаляционное происхождение, магматическо-гидротермальное происхождение или сочетание обоих. Метод информационной ценности позволяет оценить важность каждого

геологического фактора для прогнозирования минерализации на основе пространственной взаимосвязи между переменными прогнозирования и рудными телами. Наиболее значимыми геологическими факторами являются разлом F_3 , вторичные разломы и формация Тяньпэн. Геологическим фактором, имеющим наибольшее значение для поисков, был разлом F_3 . Если месторождение имело подводное эксгалиационное происхождение, то из-за различий в физических свойствах между рудным телом и вышележащими пластами произошло последующее смещение вдоль разлома F_3 . Если месторождение имело магматическо-гидротермальное происхождение, то F_3 мог быть каналом для рудообразующих гидротермальных флюидов и местом для осаждения рудных минералов и формирования рудных тел.

Статистические результаты показали, что между рудными телами и вторичными разломами существует тесная пространственная связь. Рудные тела залегают в основном в формации Тяньпэн (E_2t^c), а в районах с мощностью пластов 320–560 м наблюдается оруденение, что позволяет предположить, что минерализация зависит от структурных и литологических особенностей.

Распределение информационной ценности.

Статистические результаты показали, что среднее информационное значение рудоносных ячеек составило 4,00, в то время как среднее значение для всех ячеек составило 0,70. Более высокое информационное значение характерно для меньшего количества ячеек и связано с более высоким содержанием руды (табл. 2; рис. 5). Это означает, что мы можем определять перспективные участки на основе общего информационного значения.

Границы прогнозирования и цели.

Результаты оценки кривой ROC показали, что наилучшая граница прогнозирования (2,6; $AUC = 0,836$) была получена с помощью двумерного фрактального метода. Три объекта разведки — A1, A2 и A3 — расположены в формации Тяньпэн. Объект A1 находится ближе к гранитам на юго-востоке горнодобывающего района, и граниты могли служить источником тепловой энергии для миграции минерализующих флюидов. Объекты A2 и A3 пространственно связаны с F_3 и вторичными разломами.

7. Выводы

1. В рамках этого исследования с использованием технологии 3D-моделирования была создана трёхмерная геологическая модель полиметаллического месторождения Байнючан. Эта модель служит основой для оценки геологических факторов и потенциала оруденения. Для оценки значимости различных геологических факторов в процессе минерализации был

применён метод информационной ценности. Он показал, что разлом F₃, вторичные разломы и средне-кембрийская формация Тяньпэн являются наиболее важными факторами, оруденение.

2. Статистический анализ распределения информационных значений показал, что среднее информационное значение рудоносных ячеек было значительно выше (4,00), чем у всех остальных ячеек (0,70). Это говорит о том, что в областях с более высокими информационными значениями с большей вероятностью будет обнаружена минерализация. Обратная зависимость между информационными значениями и количеством ячеек указывает на то, что ячейки с высокими значениями встречаются относительно редко, но связаны с более высоким содержанием руды. Эту характеристику можно использовать для определения потенциальных объектов поисков, сосредоточившись на областях с высокими общими информационными значениями. Такой подход может значительно повысить точность прогнозирования оруденения в исследуемой области и оптимизировать ГРП.

3. С помощью ROC-кривой была определена оптимальная граница прогнозирования, которая составила 2,6 при значении AUC 0,836, рассчитанном с помощью метода двумерных фракталов. Эта граница эффективно разделяет области с высоким и низким потенциалом минерализации. На основе этой границы в формации Тяньпэн были определены три целевых участка для поисков (A1, A2 и A3). Эти целевые участки пространственно связаны с ключевыми геологическими факторами, такими как F₃ и вторичные разломы. В частности, A1 находится ближе к граниту, а A2 и A3 связаны с F₃ и вторичными разломами. Эти целевые области представляют собой наиболее перспективные места для дальнейших поисков.

4. Результаты моделирования имеют важное значение для м-ния Байнючан и других подобных месторождений. Их можно использовать для планирования ГРП глубинного, скрытого оруденения, что поможет выявить новые рудные зоны и расширить ресурсный потенциал. Сочетание трёхмерного геологического моделирования и метода информационной ценности демонстрирует надёжность и эффективность этого подхода для прогнозирования оруденения. Этот подход можно адаптировать и применять к другим рудным месторождениям с аналогичными геологическими условиями.

5. Это исследование даёт ценную информацию о потенциале оруденения м-ния Байнючан. Однако важно учитывать определённые ограничения, особенно в отношении данных и допущений модели. Трёхмерная геологическая модель была построена на основе существующих геологических данных, которые могут быть ограничены пространственно и содержать неточности. Метод информационной ценности предполагает, что пространственные взаимосвязи между геологическими факторами и минерализацией одинаковы на всей исследуемой территории. Дальнейшие исследования будут направлены на подтверждение этих

предположений с помощью дополнительных данных, таких как результаты геофизических и геохимических исследований, а также на совершенствование системы прогнозирования.

VII. НОВЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗИРОВАНИЮ ОРУДЕНЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ ГЕНЕРАЦИИ ДАННЫХ НА ОСНОВЕ DCGAN [6].

1. Введение.

Одной из основных проблем алгоритмов глубокого обучения остаётся нехватка наборов данных. Эффективность нейронной сети прямо пропорциональна объёму и разнообразию входных данных. Хорошо обученная сеть, обогащённая обширными данными, лучше справляется с реалистичными и надёжными прогнозами, что повышает уверенность в её прогностических возможностях. Поэтому важно разрабатывать стратегии для расширения набора входных данных с помощью надёжных методов. Методы расширения возможностей могут создавать новые и полезные функции на основе существующих данных, улучшая способность модели выявлять скрытые закономерности без предвзятости.

В этом исследовании предлагается получать новую прогнозную информацию, создавая слои данных из различных областей геологии, включая литологические, геохимические, структурные и данные дистанционного зондирования. Эти слои отражают основные геологические закономерности и характеристики. Предлагаемый новый подход дополняет эти данные, создавая синтетические слои. Эти синтетические слои, называемые «слоями данных», содержат дополнительную информацию, помимо основных слоёв. Используя эти слои, возможно улучшить способность модели обучаться на различных примерах. Эти слои предоставляют дополнительную информацию - особенности геохимических аномалий и структурных закономерностей, что улучшает способность модели различать перспективные и неперспективные участки.

В этом исследовании выбрана архитектура глубокой свёрточной генеративно-состязательной сети (DCGAN) для создания более информативных слоёв данных и извлечения дополнительной информации из сложных геологических структур. DCGAN-модели успешно применяются в различных областях. Эта архитектура использует свёрточную нейронную сеть (CNN), которая эффективна для обработки изображений и способна извлекать сложные и важные особенности этих изображений. Эти свёрточные слои в DCGAN помогают создавать высококачественные изображения и позволяют генерировать реалистичные изображения из случайного шума. В этом исследовании основное внимание уделяется реализации метода увеличения признаков с помощью DCGAN-модели и последующему прогнозированию высокопотенциальных участков рудной минерализации свинца и цинка типа долины Миссисипи (MVT) в западной части Семнана, Иран. Для иллюстрации предложенного метода и демонстрации его эффективности в MVT используется модель случайного леса (RF).

2. Геологический каркас исследуемой территории и концептуальное моделирование.

Исследуемая территория расположена в западной части Семнана, Иран (геологическая карта м-б 1:100 000) (рис. 1).

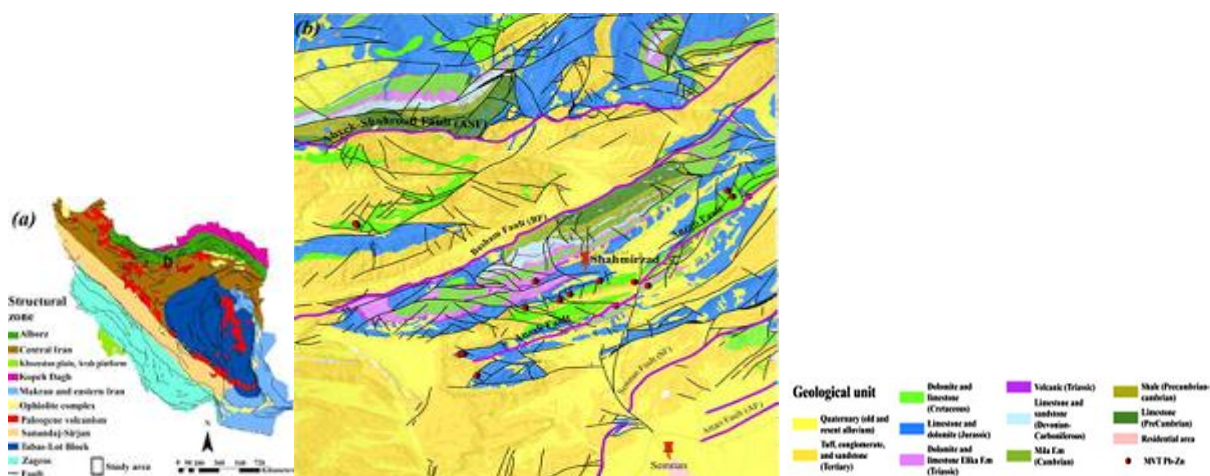


Рис. 1 Положение (а) и геологическая схема (б) исследуемой территории.

Эта территория включает части зон Альборз и Центральный Иран, которые разделены Семнанским разломом. Зона Альборз состоит из сланцев, зелёного песчаника и туфа (формация Кахар), вулканических пород, сланцев и углеродистых песчаников (формация Шемшак). Зона Центрального Ирана состоит из континентальных или мелководных морских отложений, сланцев и известняков, песчаников и болотных отложений, мергелей и конгломератов (неогеновые отложения).

В районе выявлено несколько проявлений свинца и цинка, которые классифицируются как MVT. На рисунке 1b показано распределение 16 известных месторождений свинца и цинка MVT в пределах исследуемой территории. Они Pb–Zn MVT представляют собой разнообразную группу эпигенетических объектов, которые образуются из концентрированных флюидов в бассейнах при температуре от 75 до 200°C и обычно встречаются на карбонатных платформах без прямого вулканического контекста. Эти месторождения в основном встречаются на пассивных тектонических окраинах в карбонатных толщах вдоль окраин бассейнов, в надвиговых поясах предгорных прогибов и иногда на карбонатных платформах в зонах растяжения. Считается, что эти месторождения образовались из рудообразующих флюидов, которые мигрировали по предгорным бассейнам и осаждали сульфиды металлов из близлежащих орогенных поясов под действием гравитационных сил. Эти месторождения обычно находятся в доломитовых и известняковых формациях и характеризуются такими текстурами, как смещение, заполнение пустот и несогласное залегание. Наиболее важными рудными минералами являются сфалерит, галенит, пирит и марказит. Доломитизация является основным типом изменений в минерализации MVT Pb–Zn.

3. Анализ характеристик.

В контексте МРМ несколько геопространственных переменных определяют соответствующую рудную минерализацию. Этими переменными могут быть тектонические условия, состав флюидов, системы разломов и др. В данном исследовании использовали геохимическую, структурную, литологическую информацию и данные дистанционного зондирования для создания соответствующих и информативных функций, которые отражают основные закономерности и геологические характеристики.

Геохимические карты Pb, Zn и Ba после необходимой предварительной обработки, включая замену значений датчиков и преодоление эффекта закрытости, рассматриваются как геохимические сигнатуры индикаторных элементов.

Разломы и трещиноватость играют важнейшую роль в формировании м-ний MVT. Эти структуры могут создавать полости и открытые пространства, в которых происходит формирование минерализации. Рудоносные флюиды проходят по разломам, а затем задерживаются и циркулируют по проницаемым коридорам в подходящих вмещающих породах. Эти процессы усилили миграцию рудообразующих флюидов и последующие гипергенные и окислительные процессы. Учитывая важность разломов для переноса извлечённых металлов через пластовые рассолы в подходящие вмещающие породы и последующего отложения MVTPb-Zn, был использован анализ распределения расстояний для выявления основных разломов, по которым перемещались флюиды. Для этого различные разломы в исследуемой области были разделены на четыре основных направления: СЮ, ВЗ, СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ (рис. 2а). Также была создана круговую диаграмму, показывающую разломы в западной части района (рис. 2b).

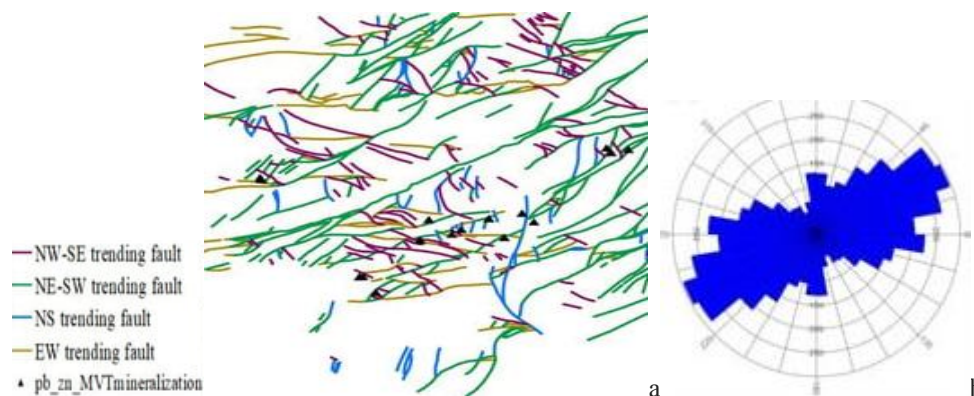


Рис. 2 (а) четыре основных направления разломов, (b) круговая диаграмма направлений разломов в районе.

Для всех четырёх направлений были созданы карты расстояний (рис. 3).

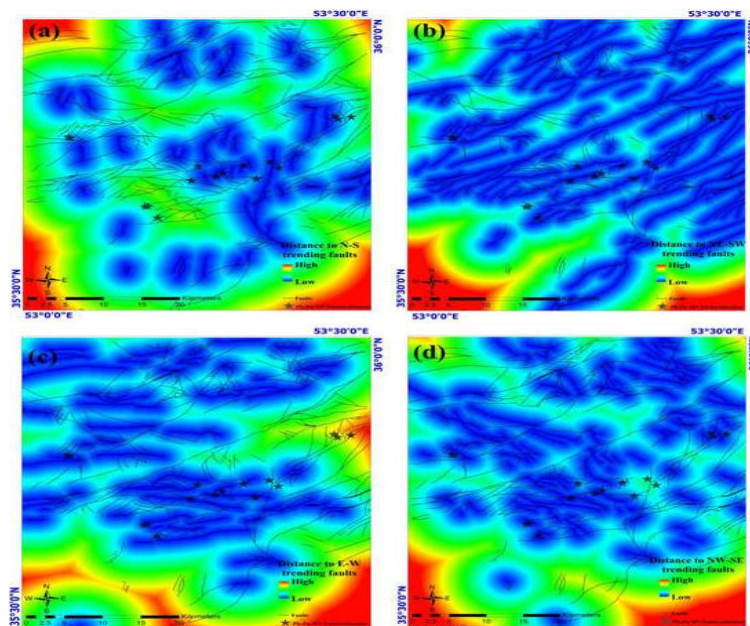


Рис. 3 Карты расстояний: (a) С-Ю, (b) СВ-ЮЗ, (c) В-З и (d) СЗ-ЮВ.

Затем с помощью метода анализа распределения расстояний были оценены пространственные корреляции между месторождениями MVT Pb-Zn и этими структурными особенностями. Соответственно, разломы, простирающиеся с СВ-ЮЗ, показали значительную положительную пространственную связь с искомым типом минерализации в западной части района. Кроме того, разломы, простирающиеся СЗ-ЮВ, а также ВЗ, показали высокую корреляцию с обнаруженной минерализацией. Таким образом, пересечения разломов и разломы, простирающиеся СВ-ЮЗ, были определены как основные структурные факторы, контролирующие отложение MVT Pb-Zn в исследуемой области. Чтобы продемонстрировать их роль в минерализации, на рисунке 3 показана плотность разломов, совмещённая с расстояниями между разломами, простирающимися СВ-ЮЗ, в качестве слоёв структурной информации.

Наличие определенных вмещающих пород является основным условием для концентрации обогащённой жидкости и минерализации. В районе Семнан минерализация MVTPb-Zn локализована в пермско-меловых доломитах и известняках. Кроме того, в различных исследованиях подчёркивается, что доломиты и известняки создают благоприятные условия для концентрации жидкостей благодаря своей высокой пористости и проницаемости. Они являются химическими и физическими ловушками. Поэтому были выделены литологические единицы пермско-меловых доломитов и известняков на оцифрованной геологической карте района в масштабе 1:100 000. Затем была создана карта с непрерывными расстояниями, которая рассматривается как один из информационных слоёв.

Рудоносные флюиды, содержащие такие ионы, как Mg^{2+} , при попадании в подходящие вмещающие породы приводят к замещению доломита исходным кальцитом в породе, изменяя ее состав и вызывая доломитизацию. Доломитизация часто происходит в больших масштабах и приводит к образованию отдельных доломитовых минеральных зёрен, которые крупнее исходных кристаллов кальцита в известняке. Из-за важности обнаружения доломитовых изменений для идентификации минерализации MVT Pb-Zn была создана карта доломитовых зон с помощью ДДЗ и таких методов обработки изображений, как соотношение полос, анализ главных компонент, спектральное картографирование и математические методы обработки полос данных ASTER. Впоследствии результаты были объединены с помощью алгоритма нечёткой гаммы. Все объекты были растеризованы с размером 150×150 ячеек. Кроме того, объекты в виде сетки были преобразованы в диапазон $[0, 1]$ с помощью логистической функции.

4. Методы.

В рамках этого исследования было подготовлено семь слоёв информации, включая литологию, дистанционное зондирование, структурный анализ и геохимию. Эти исходные слои данных (OEL) в совокупности представляют собой сложные геологические особенности района. Целью было увеличение количества этих особенностей и тем самым улучшить понимание основных закономерностей рудообразования. Раскрывая более сложные геологические закономерности приближаемся к эффективному прогнозированию. Был создан синтетический слой для каждого типа данных. В результате - семь сгенерированных слоёв доказательств (GEL), которые увеличивают разнообразие и полноту набора данных. На рисунке 4 показана схема рабочего процесса метода, используемого в этом исследовании.

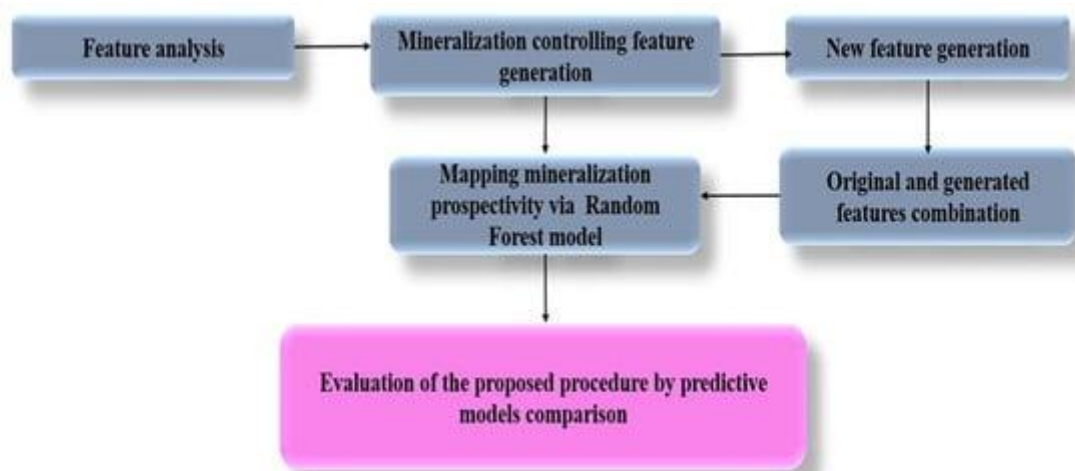


Рис. 4 Схематическое изображение процедуры, использованной в этом исследовании.

4.1. Глубокая свёрточная генеративно-состязательная сеть (DCGAN).

DCGAN — это генеративная модель, которая сочетает в себе глубокие свёрточные нейронные сети (CNN) с состязательным обучением. Генеративно-состязательные сети (GAN) состоят из двух нейронных сетей: генератора и дискриминатора. Первая генерирует новые данные (например, изображения), а вторая отличает сгенерированные данные от реальных. Генератор и дискриминатор обучаются одновременно в состязательном режиме. Генератор становится лучше в создании реалистичных данных, а дискриминатор — в различении реальных и сгенерированных данных. Обучение продолжается до тех пор, пока дискриминатор не перестанет различать реальные и сгенерированные данные. GAN постепенно улучшают свои показатели благодаря этому динамическому взаимодействию и генерируют синтетические данные, которые очень похожи на реальные примеры. DCGAN используют свёрточные нейронные сети как в генераторе, так и в дискриминаторе. Они обычно используются для генерации изображений, переноса стиля и обучения без учителя. Включение глубоких свёрточных нейронных сетей в GAN делает DCGAN более надёжными и эффективными для генерации изображений, поскольку они могут извлекать сложные и важные особенности из изображений.

4.2. Случайный лес (RF).

Алгоритм RF — это надёжный и универсальный метод машинного обучения, используемый как для задач классификации, так и для задач регрессии. На этапе обучения он создаёт большое количество деревьев решений и выводит класс, соответствующий режиму классов (классификация) или среднему прогнозу (регрессия) для каждого дерева. Алгоритм начинает с создания нескольких подмножеств исходного набора данных с помощью процесса, называемого бутстрэппингом. Каждое подмножество создаётся путём случайного выбора точек данных с заменами, благодаря чему некоторые точки данных могут появляться в подмножестве несколько раз, а другие — ни разу. Для каждого подмножества создаётся дерево решений. При построении каждого дерева в каждом узле выбирается случайное подмножество признаков для определения наилучшего разделения. Эта случайность помогает создавать разнообразные деревья, которые с меньшей вероятностью переполняют обучающие данные. После создания всех деревьев алгоритм суммирует их прогнозы. В задачах классификации каждое дерево голосует за класс, и класс, набравший наибольшее количество голосов, выбирается в качестве окончательного прогноза. В задачах регрессии прогнозы всех деревьев усредняются для получения окончательного результата. Усредняя данные нескольких деревьев, алгоритм RF снижает риск переобучения, которое часто возникает при использовании отдельных деревьев решений. RF может эффективно обрабатывать пропущенные значения, используя медиану

наблюдаемых значений в обучающих данных. Алгоритм предоставляет оценки важности признаков, которые могут быть полезны для понимания исходных данных и выбора признаков. RF используется в различных областях, таких как финансы, здравоохранение, маркетинг и МРМ, благодаря своей высокой точности и способности работать с большими наборами данных с высокой размерностью. Он особенно эффективен в сценариях, где взаимосвязь между признаками и целевой переменной является сложной и нелинейной. Алгоритм RF — это мощный инструмент для прогнозного моделирования, который обеспечивает баланс между смещением и дисперсией и позволяет делать надёжные прогнозы. Его способность решать задачи классификации и регрессии, а также устойчивость к переобучению делают его популярным среди специалистов по обработке данных.

5. Анализ и результаты.

Чтобы сгенерировать новые признаки с помощью DCGAN, нужно предварительно обработать существующие признаки. Для этого их привели к одному размеру. Все признаки имели размер (1480×1800). Этот размер очень велик для обработки изображений и требует много времени и мощного вычислительного оборудования, поэтому нужно привести все слои к меньшему размеру, чтобы избежать сложной и длительной обработки. Поэтому все существующие функции были преобразованы в размеры (64×64), а затем значения пикселей нормализованы до общего диапазона (от 0 до 1), чтобы упростить обучение. После надлежащей подготовки была разработана архитектура для сетей-генераторов и сетей-дискриминаторов. При разработке генератора DCGAN использовали свёрточные слои для преобразования шума в реалистичные данные и функции активации ReLU с утечкой, которые обычно используются для предотвращения исчезновения градиентов во время обучения. Для создания дискриминатора DCGAN также использовали свёрточные слои для обработки входных данных и, опять же, функцию активации leaky ReLU. В процессе обучения генератор стремится обмануть дискриминатор, генерируя реалистичные данные; с другой стороны, дискриминатор учится отличать реальные данные от синтетических. Была использована функция потерь двоичной кросс-энтропии для управления процессом обучения. Экспериментируя с гиперпараметрами, такими как скорость обучения, размер пакета и архитектура сети, а также отслеживая ход обучения с помощью таких показателей, как потери и визуальный осмотр сгенерированных образцов, была получена идеальная модель для обучения. Эффективное обучение модели позволяет генерировать образцы, которые служат в качестве синтетических слоёв для расширения возможностей эффективного прогноза.

5.1. Расширенный набор данных.

После успешной реализации модели DCGAN были созданы семь новых признаков. Для оценки GEL визуально сравнили их с OEL и подтвердили их полезность в прогнозировании и поисках рудных месторождений. Сгенерированные признаки удовлетворительно соответствуют оригиналам. Кроме того, для оценки качества данных, сгенерированных моделью DCGAN, были созданы и сравнены графики функции плотности вероятности (PDF) для исходных и сгенерированных данных. Результаты демонстрируют значительное перекрытие между исходными и сгенерированными данными, что указывает на то, что модель DCGAN успешно воспроизвела распределение исходных данных (рис. 5).

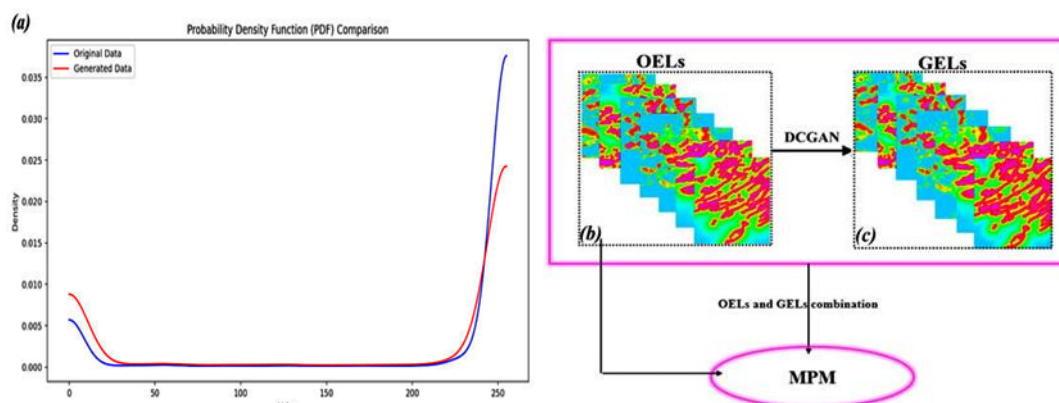


Рис. 5 (а) сравнение исходных и сгенерированных данных, (б) исходные рудоконтролирующие функции, (с) функции сгенерированные с помощью DCGAN.

5.2. Практическое значение расширения данных для MVT.

Чтобы создать прогнозную карту MVT Pb-Zn с помощью предложенной стратегии, были объединены OEL и GEL для улучшения выявленных геологических особенностей. Объединённые характеристики использовались для обучения модели и прогнозирования оруденения. Модель была обучена с использованием набора данных с 14 характеристиками и двумя метками: метка 1 для наличия минерализации и метка 0 для отсутствия оруденения. Чтобы подготовить метки для этого набора данных, был создан буфер шириной 1500 м вокруг каждого из 16 выявленных месторождений помеченных цифрой 1. Также случайным образом выбрали 16 точек вдали от известных месторождений, создали вокруг них буфер шириной 1500 м и поместили их цифрой 0. После извлечения геопространственных характеристик точек с минерализацией и без минерализации этот процесс маркировки позволил получить 3045 положительных образцов (помеченных цифрой 1) и 3181 отрицательный образец (помеченный цифрой 0). Затем собрали по 3045 образцов из каждой категории, чтобы избежать дисбаланса между положительными и отрицательными образцами. В общей сложности 80% этого набора данных было использовано для обучения, а 20% — для тестирования.

Чтобы продемонстрировать превосходство предложенной стратегии, использовали модель RF для прогнозирования минерализации, используя только реальные признаки. Для этого модель была обучена с использованием семи признаков и двух меток в соответствии с описанной ранее процедурой маркировки.

Чтобы оценить способность моделей к прогнозированию, использовали тестовые данные и рассчитали коэффициент детерминации (R^2) и площадь под кривой точности-отзыва (AUPRC). Результаты показали, что предложенная модель, использующая расширенные функции на основе DCGAN, достигла коэффициента детерминации R^2 0,92 и AUPRC 0,99. В отличие от этого, модель, обученная исключительно на существующих признаках, получила показатель R^2 , равный 0,87, и AUPRC, равный 0,98. Эти результаты подчёркивают надёжность модели RF, усиленной методом расширения признаков. Соответствующие гиперпараметры настройки моделей RF перечислены в таблице 1.

Табл. 1.

Характеристики модели.		
Characteristic	Value	Explanation
Model	Random Forest	A machine learning model is used for regression/classification tasks, which builds multiple decision trees and merges them to get a more accurate and stable prediction.
Number of Estimators	300	The number of trees in the forest. More trees can improve performance but also increase computation time.
Random State	42	A seed used by the random number generator to ensure reproducibility of the results.

С помощью соответствующего обучения и использования разработанной модели создали прогнозную карту минерализации MVT Pb-Zn в западной части Семнана (рис. 6).

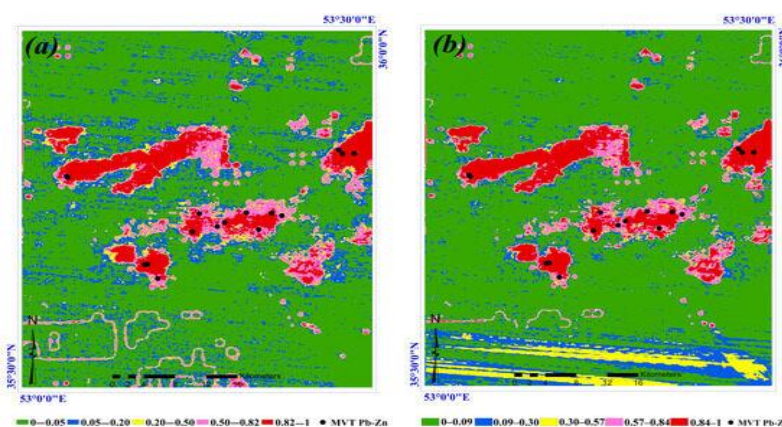


Рис. 6 Прогнозные карты, полученные с помощью RF на основе DCGAN: (a) расширенные функции; (b) реальные функции.

На рисунке 7 представлено графическое объяснение методологии, применённой в этом исследовании.

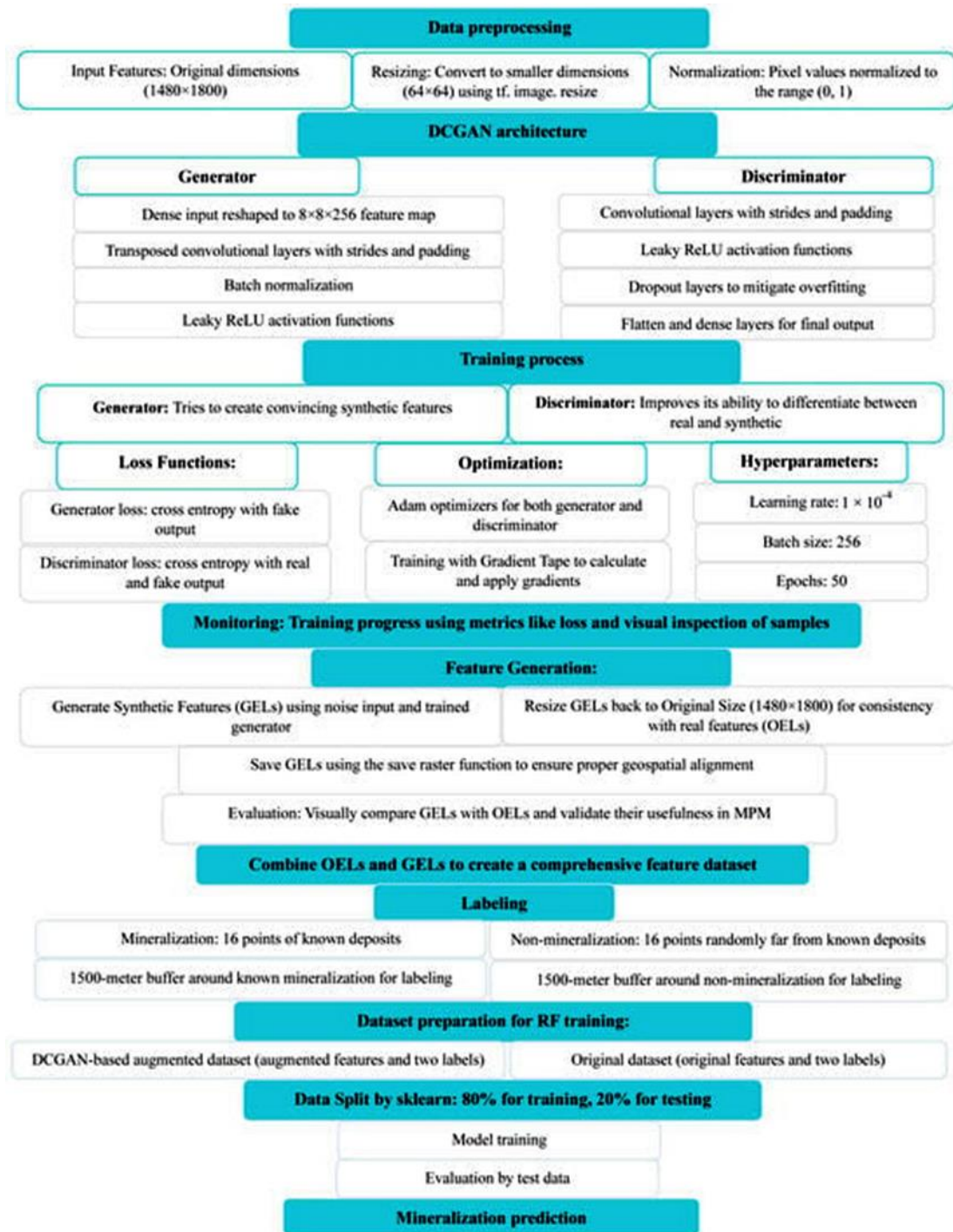


Рис. 7 Методология повышения качества прогнозирования на основе DCGAN и RF.

При ГРП для создания прогнозных карт требуется классификация для большей эффективности. Существует несколько методов классификации прогнозных карт. В этом исследовании использовали инструмент Natural Break (NB) в ArcMap 10.8.1 для обеих прогнозных карт, чтобы определить взвешенные классы, долю исследуемой территории и долю известных месторождений в каждом классе. В таблицах 2 и 3 показано распределение классов вероятности и доля известных месторождений на прогнозных картах, созданных с помощью RF на основе реальных и улучшенных характеристик на основе DCGAN.

Табл. 2.

Распределение вероятности и доли выявленных месторождений на прогнозной карте, полученной с помощью RF на основе реальных характеристик.

Classes Based on the Natural Break Tool	Number of Cells	Proportion of the Study Area (%)	Known Deposit Occupied	Proportion of Known Deposit (%)
0–0.09	52,665	58	0	0
0.09–0.30	12,387	14	0	0
0.30–0.57	5076	6	2	12.5
0.57–0.84	5124	7	5	31.25
0.84–1	8187	9	9	56.25

Табл. 3.

Распределение вероятности и доли выявленных месторождений на прогнозной карте, полученной с помощью RF на основе подхода к дополнению признаков DCGAN.

Classes Based on the Natural Break Tool	Number of Cells	Proportion of the Study Area (%)	Known Deposit Occupied	Proportion of Known Deposit (%)
0–0.05	58,509	64	0	0
0.05–0.20	15,338	17	0	0
0.20–0.50	3102	3	1	6.25
0.50–0.82	6660	7	5	31.25
0.82–1	7695	8	10	62.5

6. Обсуждение.

В этом исследовании основное внимание уделялось повышению точности прогнозирования минерализации за счёт внедрения нового метода увеличения объёма данных с использованием расширенных функций на основе DCGAN. Этот подход значительно улучшил прогностические возможности модели за счёт создания новых слоёв данных в качестве информативных функций, соответствующих геологическим закономерностям. Расширенные функции соответствуют реальным функциям и предоставляют эффективную информацию о сложных геологических закономерностях, что в конечном итоге повышает надёжность прогнозов и способствует уверенному картированию минерализации MVT Pb-Zn. Кроме того, показатели оценки показали, что предложенная модель, дополненная расширенными функциями на основе DCGAN, достигла показателя R^2 0,92 и AUPRC 0,99. Для сравнения, модель, обученная исключительно на существующих функциях, получила показатель R^2 0,87 и AUPRC 0,98. Эти результаты подчёркивают надёжность предложенной модели и демонстрируют, как инновационный метод расширения функций способствовал улучшению возможностей прогнозирования. Модель RF, обученная с использованием расширенных характеристик, показала более высокую точность определения областей минерализации по сравнению с моделью, обученной исключительно на реальных характеристиках.

Окончательная прогнозная карта, созданная с помощью предложенного метода, продемонстрировала более широкий охват известных месторождений MVT с Pb-Zn

минерализацией, что свидетельствует о его эффективности. Таблица 2 и 3 предоставляют четкий обзор распределения классов вероятности на основе инструмента классификации NB, соответствующего доле исследуемой площади и известных залежей, занимаемой каждым классом. Эти таблицы иллюстрируют, как исследуемая территория разделена на различные классы вероятности и как эти классы соотносятся с известными рудными залежами. Это крайне важно для понимания пространственного распределения рудных месторождений. Указание доли исследуемой территории и доли известных месторождений помогает проиллюстрировать эффективность каждого класса вероятности при выявлении рудных месторождений. Разделение на конкретные классы позволяет провести детальный анализ того, как различные диапазоны вероятности способствуют выявлению месторождений полезных ископаемых. В таблице 3 показано, что прогнозная карта, созданная с помощью метода увеличения объёма данных на основе DCGAN, покрыла все известные месторождения только на 18% территории исследования, в то время как прогнозная карта, основанная на реальных характеристиках, заняла 22% территории исследования и покрыла все известные месторождения.

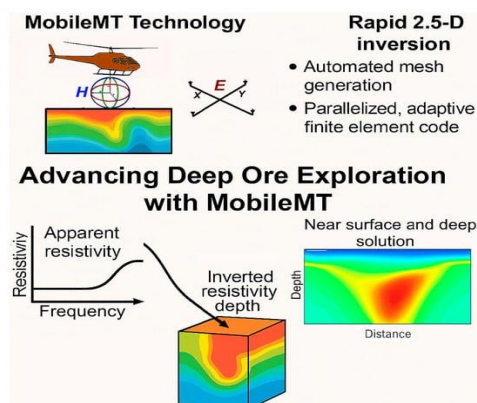
Результаты этого исследования свидетельствуют в пользу использования инновационных методов повышения точности и эффективности моделей ГРП, таких как методы на основе DCGAN. Успешно интегрировав эти методологии, возможно более эффективно выявлять потенциальные зоны минерализации, открывая путь для будущих исследований и разработок.

7. Выводы

1. Это исследование было направлено на углубление геологического понимания минерализации свинца и цинка типа MVT путём создания новых слоёв данных в качестве информативных характеристик. Сопоставив эти характеристики с фактическими геологическими данными, смогли извлечь ценную информацию из сложных геологических закономерностей, что значительно повысило надёжность прогнозов и достоверность картирования оруденения. Результаты показали, что прогнозная карта, созданная с помощью предложенного метода увеличения объёма данных на основе глубокой свёрточной генеративно-состязательной сети (DCGAN), охватывает большую часть известных месторождений на меньшей территории по сравнению с картой, основанной исключительно на реальных характеристиках. В частности, подход DCGAN обеспечил полное покрытие известных месторождений всего на 18% территории исследования. Этот подробный анализ подчёркивает эффективность предложенного метода в точном определении районов с высоким потенциалом минерализации.

2. Инновационное применение методов расширения данных в этом исследовании стало значительным шагом вперёд в повышении точности и надёжности прогнозирования. В будущих исследованиях следует продолжать изучать и совершенствовать эти методы, включая дополнительные данные по геологии, чтобы ещё больше повысить прогностические возможности при ГРП.

VIII. ПОИСКИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ MOBILEMT (2,5D-инверсия широкополосных аэроэлектромагнитных данных) [1].



Графический реферат.

1. Введение.

Глобальный спрос на критические рудные ресурсы обуславливают ГРП на больших глубинах с использованием методов высокого разрешения для обнаружения скрытых структур, формирующих оруденение. Аэрокосмические электромагнитные (ЭМ) индуктивные методы позволяют эффективно обследовать большие территории и обнаруживать контрасты электропроводности, связанные с геологическими структурами и рудными системами. Однако традиционные ЭМ-системы часто сталкиваются с ограничениями из-за строгих требований к рельефу поверхности, ограниченной напряженности первичного поля, узкой полосы частот или ограниченной чувствительности к определенным различиям в удельном сопротивлении и ориентации геоэлектрических градиентов.

Чтобы преодолеть эти ограничения, компания Expert Geophysics Limited разработала систему MobileMT. Эта усовершенствованная пассивная система для аэроразведки измеряет электромагнитное поле в широком диапазоне частот, охватывающем более трёх порядков, обычно начиная с 26 Гц. Такой широкий спектральный охват позволяет одновременно обнаруживать как приповерхностные, так и глубинные структуры. Ортогональный трёхкомпонентный приёмник системы обеспечивает направленную чувствительность к любой ориентации геоэлектрических границ, что делает MobileMT особенно подходящей для поисков скрытого оруденения в геологически сложных регионах.

Большое количество широкополосных данных в частотной области, полученных в ходе исследований MobileMT, требует использования надёжных методов инверсии для создания геологически значимых моделей в разумные сроки. Полные трёхмерные инверсии по-прежнему требуют больших вычислительных мощностей и затрат при применении к региональным блокам аэрогеологических исследований; чисто двумерные алгоритмы игнорируют изначально трёхмерное поле источников.

В этом материале интегрируются данные MobileMT с MARE2DEM (версия 5.2) — программным обеспечением с открытым исходным кодом (лицензия GNU GPLv3), которое использует параллельное адаптивное моделирование методом конечных элементов, параллельную линейную алгебру и гибкую структурную регуляризацию. В более ранних исследованиях MARE2DEM применялся для морской сейсморазведки методом CSEM и MT, было продемонстрировано его применение с данными ZTEM, полученными с помощью пассивного поля. Применение MobileMT в воздушной системе класса AFMAG, где кажущаяся проводимость определяется с помощью пространственно разделённых магнитных (H) и электрических (E) станций, является инновационным. MARE2DEM выполняет 2,5D (или квази-3D) инверсию, при которой модель подповерхностной проводимости является 2D (инвариантной по простиранию), но поле источников сохраняет свои естественные 3D-характеристики. Это позволяет быстро обрабатывать обширные блоки аэрогеофизических исследований и способствует своевременному принятию решений в процессе геологоразведки. Эта стратегия инверсии обеспечивает практический баланс между вычислительной эффективностью и геологической достоверностью, позволяя быстро обрабатывать большие массивы данных без ущерба для структурной детализации. Этот подход помогает на ранних этапах ГРП выявлять ключевые структуры и аномальные зоны.

В этом материале описывается автоматизированная процедура создания сетки, которая вставляет отдельные подсети с высоким разрешением под траекториями полёта и удалённой базовой станцией, обеспечивая локальное масштабирование электрического поля без увеличения размера модели; проверяется рабочий процесс на полевой испытательной линии в зеленокаменном поясе Абитиби, убеждаясь, что положение базовой станции влияет на форму кривой кажущегося удельного сопротивления, но не на инвертированных участках удельного сопротивления и демонстрируется важность сохранения данных MobileMT в верхнем измерении (более 4 кГц) для выявления глубинных структур и проводников, а также для изучения геологии вблизи поверхности.

2. Обзор технологии MobileMT

MobileMT — это пассивная бортовая электромагнитная система, которая использует естественные электромагнитные поля для получения геофизических изображений на большой глубине. Принципы работы MobileMT описывают её основу: связь трёхкомпонентных магнитных полей, создаваемых бортовыми устройствами, с двумя горизонтальными электрическими полями базовой станции посредством комплексного тензора переноса, на основе которого выводятся инвариантные относительно вращения атрибуты для

картографирования, не зависящего от ориентации. Работая по принципу аудиочастотной магнитотеллурической и магнитовариационной съёмки, MobileMT измеряет вариации магнитного (**H**) и электрического (**E**) полей в широком частотном диапазоне, обычно от 26 до 21 000 Гц. Нижний предел частоты определяется механическим шумом или шумом движения датчика. Этот расширенный частотный диапазон, разделённый на 30 окон, позволяет системе восстанавливать геоэлектрические структуры от поверхности до глубины 1–2 км, а в районах с высоким удельным сопротивлением — и глубже. Характерной особенностью этого широкополосного спектра является типичная «мёртвая зона» в диапазоне примерно 1–5 кГц, где соотношение сигнал/шум часто снижается. Размер и положение этой «мёртвой зоны» могут варьироваться, а в некоторых случаях она может сужаться в зависимости от региональных, сезонных и временных изменений естественного электромагнитного поля.

Поскольку данные об электромагнитном поле не включают пространственные вариации, аномальная магнитная составляющая, измеренная вдоль линий съёмки, в первую очередь определяет форму и расположение видимых аномалий проводимости на участках съёмки.

Индуктивный датчик с тремя ортогональными катушками, реализованный в воздушной электромагнитной технологии, обладает следующими значительными преимуществами:

- направленная чувствительность к горизонтальным, вертикальным и наклонным геоэлектрическим границам;
- инвариантность к вращению, устраняющая необходимость в коррекции наклона, которая неэффективна при сложном рельефе и вблизи трёхмерных источников аномалий, а также улучшающая соотношение сигнал/шум по сравнению с измерениями в воздухе.

Базовая электрическая станция, оснащенная двумя независимыми ортогональными парами заземленных линий («сигнальной» и «опорной»), предоставляет данные об изменении электрического поля без помех и искажений. Базовая станция обычно располагается за пределами съемочных блоков, но желательно в той же геологической местности. Поскольку измерения электрического поля проводятся на стационарной базовой станции, на данные MobileMT не влияют пространственные изменения электрического поля, а выходные данные нормализуются по электрическому полю, измеренному на базовой станции. Когда на бортовые магнитные и стационарные электрические датчики воздействуют одни и те же сигналы электромагнитного поля, в том числе естественные колебания и внешние шумы, например, от морских короткопериодических источников, коррелированная составляющая интерпретируется как часть внешнего первичного поля. Только бортовые магнитные колебания, не коррелированные со стационарным электрическим полем, приписываются геологическим структурам вдоль линий съёмки.

Стационарная составляющая электрического поля обеспечивает следующие положительные эффекты и особенности конфигурации MobileMT:

- устранение гальванических искажений и необходимости в соответствующих статических корректировках;
- подавление кратковременных приливных и волновых электромагнитных помех при проведении береговых исследований;
- снижение чувствительности к топографическим эффектам по сравнению с наземными магнитотеллурическими измерениями (МТ) в Н-режиме и с данными, полученными с помощью наклономеров, поскольку конфигурация MobileMT функционально эквивалентна ТЕ-режиму, на который топографические искажения влияют меньше, чем на Н-режим или измерения с помощью наклономеров.

Кроме того, чувствительность измерений электрического поля на базовой станции к локальной проводимости в месте расположения базовой станции приводит к систематическому масштабированию рассчитанной кажущейся проводимости (эффект эталона), которое одинаково для всего блока наблюдений относительно одной и той же базовой станции. На практике для калибровки данных (при необходимости) и создания подходящей начальной модели инверсии используются априорные знания о проводимости среды в районе наблюдений. Бывают ситуации, когда преимущественно приповерхностные геоэлектрические условия вокруг базовой станции E-field влияют на данные только на высоких частотах, изменяя только форму кривых кажущейся проводимости (или удельного сопротивления) в зависимости от частоты при минимальном влиянии на общий уровень кажущейся проводимости. Этот случай рассматривается ниже на примере полевых испытаний.

По сравнению с традиционными наземными ЭМ, где на каждом участке измеряются как электрические, так и магнитные поля, MobileMT получает непрерывные данные о магнитном поле с высоким разрешением с воздуха, одновременно ссылаясь на измерения электрического поля с одной стационарной базовой станции. Прямое моделирование по компактному проводнику показывает, что карты кажущейся проводимости, полученные из измерений конфигурации MobileMT и наземных МТ, демонстрируют схожие местоположения аномалий. Однако снижение значений кажущейся проводимости по проводнику больше и более распространено для наземных МТ, тогда как аномалии MobileMT обычно имеют сравнительно меньшую амплитуду, на что указывают результаты прямого моделирования.

Поскольку вертикальная составляющая общего магнитного поля в большинстве случаев намного слабее горизонтальных составляющих и становится значимой только при наличии сильно выраженных двумерных структур с линейными системами токов или ярко выраженных

трёхмерных эффектов, инверсия данных MobileMT обычно основывается на определителе тензора проводимости 2×2 , образованного из горизонтальных составляющих поля. В этом контексте значения кажущейся проводимости, связанные с частотами, которые являются основным результатом исследований MobileMT, могут быть преобразованы с помощью обычных алгоритмов преобразования магнитотеллурических данных, модифицированных с учётом пространственного разделения между подвижным датчиком и фиксированной базовой станцией.

Учитывая перечисленные выше преимущества, исследования с помощью MobileMT доказали свою эффективность в обнаружении как поверхностных, так и глубинных геоэлектрических объектов, проводящих и резистивных, в различных геологических средах и для поиска различных рудных месторождений, таких как магматические сульфидные системы и вулканические метаморфические системы, полиметаллические эпитермальные системы, урановые структуры, связанные с «несогласием», кимберлитовые трубки, порфировые системы, гидротермально-осадочная медь и орогенное золото.

3. Программное обеспечение для инверсии, подготовка данных и процесс инверсии.

MARE2DEM (моделирование с адаптивным уточнением элементов для 2D-электромагнитной томографии) поддерживает произвольное расположение и поворот приёмников с помощью протокола форматирования данных, который определяет, какие приёмники или станции следует использовать для измерения магнитных полей методом магнитотеллурического зондирования, а какие — для измерения электрических полей. Эта возможность позволяет выполнять точную 2,5D-инверсию данных MobileMT в условиях физического разделения датчиков E- и H-полей, тем самым сохраняя геофизическую целостность получаемых моделей удельного сопротивления.

MARE2DEM предназначено для прямого 2D-моделирования и инверсии в электромагнитной геофизике. Оно решает прямую задачу электромагнитной томографии с помощью адаптивных методов конечных элементов на неструктурированных треугольных сетках с гибкими стратегиями регуляризации, что позволяет точно отображать топографию и сложные геологические границы. Оно поддерживает модели изотропной, поперечно-изотропной и трёхосной анизотропной проводимости. Параметры инверсии могут быть ограничены по отдельности, что снижает риск появления нефизических артефактов и обеспечивает численную стабильность. Инверсия реализуется с помощью параллельных операций с плотными матрицами с использованием ScaLAPACK, что позволяет эффективно решать задачи очень большого масштаба (например, с более чем 100 тыс параметров).

Позволяет отдавать предпочтение гладкости, известным границам и моделированию с помощью гибких функций штрафа за шероховатость и заданных пользователем структурных априорных данных.

Одним из преимуществ алгоритма MARE2DEM является использование метода сопряжённой чувствительности, который напрямую связывает изменения в более глубоких слоях модели с измеренными откликами, что позволяет инверсии сосредоточиться на надёжной аппроксимации более глубоких слоёв. Метод повышает стабильность за счёт использования оценки ошибки с двойным взвешиванием, при которой области, где приповерхностные неточности оказывают минимальное влияние на глубинные отклики, получают меньший вес. Это позволяет точно восстанавливать глубинные проводники даже в сложных приповерхностных геоэлектрических условиях за счёт разделения их влияния с помощью адаптивного разбиения на ячейки и взвешивания ошибок.

MARE2DEM хорошо подходит для инверсии данных MobileMT благодаря своей способности:

- точного моделирования гибридных конфигураций MT-полей с разделением E–H;
- разработке сложных геоэлектрических структур в различных масштабах с помощью адаптивного моделирования;
- выполнении параллельной инверсии для больших массивов данных, характерных для аэроэлектромагнитной томографии;
- поддержке анизотропии и расширенных ограничений инверсии, необходимых для современных GPR.

Интерфейс Model Builder на базе MATLAB (Mamba2D, версия 2 и выше), входящий в состав инструментов MARE2DEM, позволяет создавать прямые модели с произвольно сложной двумерной геометрией. Интерактивный графический пользовательский интерфейс инструмента поддерживает создание сеток инверсионных параметров с использованием неструктурированных треугольных или конформных прямоугольных сеток вдоль линии съёмки. Треугольные сетки обладают множеством преимуществ, включая точное отображение поверхности и гибкость при моделировании и анализе.

Как правило, при инверсии данных MobileMT модель включает в себя воздушное и наземное полупространства. Поверхность земли (граница между воздухом и недрами) определяется рельефом вдоль линии съёмки и продолжается прямой линией от первой и последней точки вдоль линии до края ограничивающего прямоугольника модели, который обычно имеет размер 100×100 км, но может быть увеличен или уменьшен по желанию.

Удельное сопротивление воздуха всегда задаётся как фиксированный параметр, равный 1 ГОм·м (рис. 1).

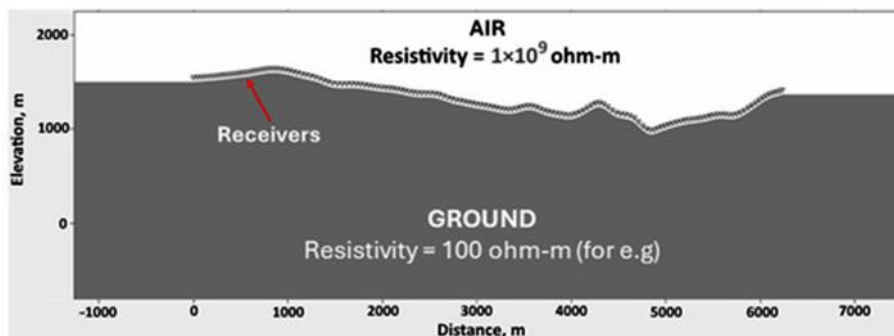


Рис. 1 Схема сетки модели для инверсии данных MobileMT - полная протяжённость модели: 100×100 км.

Под линией топографии создаётся область интереса, которая заполняется детальной сеткой. При определении вертикальной протяжённости области интереса к прогнозируемой глубине исследования следует добавить небольшой запас в 10–20%. Внешняя область, окружающая детальную сетку, может быть заполнена треугольниками произвольного размера (рис. 2).

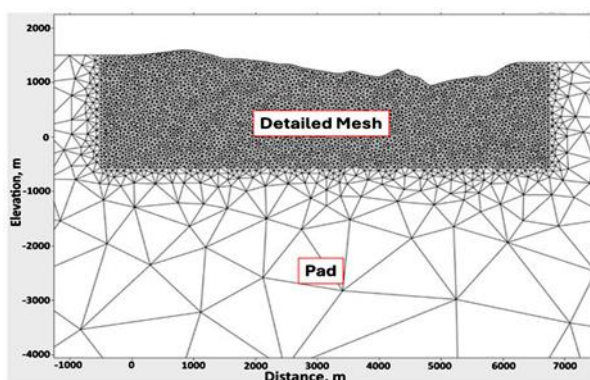


Рис. 2 Конфигурация треугольной сетки для ввода инверсий - расположена ниже линии съемки, а точечная сетка - до края ограничивающей рамки модели.

Для масштабных и неограниченных инверсий данных MobileMT удельное сопротивление однородного полупространства устанавливается в качестве свободного параметра с начальным удельным сопротивлением, равным ожидаемому фоновому значению удельного сопротивления исследуемой территории.

Аэрофотосъёмочные блоки обычно состоят из множества съёмочных линий, проложенных по пересечённой местности, и использование инструмента Mamba2D для каждой линии по отдельности, даже без каких-либо дополнительных ограничений, требует много времени. Чтобы решить эту проблему, мы разработали специализированный программный инструмент, способный автоматически генерировать сетки, либо неструктурированные треугольные, либо конформные четырёхугольные, для всех линий в пределах всего съёмочного блока.

Автоматизированный процесс создания сетки начинается с рассмотрения модели ограничивающего прямоугольника размером 100×100 км. Размер этого ограничивающего прямоугольника можно изменить по своему усмотрению. В качестве входных данных алгоритм использует длину линии съёмки и топографическую поверхность вдоль этой линии. Чтобы избежать или хотя бы уменьшить количество возможных артефактов на концах линии (так называемый «эффект края»), область интереса определяется путём расширения этой линии на заданное пользователем значение (например, 500 м) с обоих концов. Чтобы определить нижнюю границу ограничивающего прямоугольника, учитывается самая низкая точка вдоль линии, а нижняя граница ограничивающего прямоугольника рассчитывается как самая низкая точка плюс заданная пользователем глубина модели. Верхняя граница интересующей нас области определяется топографической поверхностью вдоль линии съёмки. Интересующая нас область триангулируется с помощью внешних вызовов открытого исходного кода Triangle для триангуляции Делоне с ограничениями и соответствием. Заданная пользователем максимальная длина треугольника определяет разрешение детальной сетки, в то время как окружающая область площадки покрывается сеткой из треугольников произвольного размера. После некоторой обработки файлов **resistivity* и **poly*, необходимых для ввода в MARE2DEM, они могут быть созданы без участия пользователя, за исключением указания параметров сетки или подготовки инверсий с ограничениями. Кроме того, был разработан алгоритм для автоматического создания прямоугольных сеток. Он работает аналогично описанному ранее методу, но использует прямоугольную сетку вместо треугольной в интересующей нас области. Прямоугольники имеют заданные пользователем высоту и ширину. Этот подход подходит только в том случае, если рельеф можно с достаточной точностью считать плоским (рис. 3).

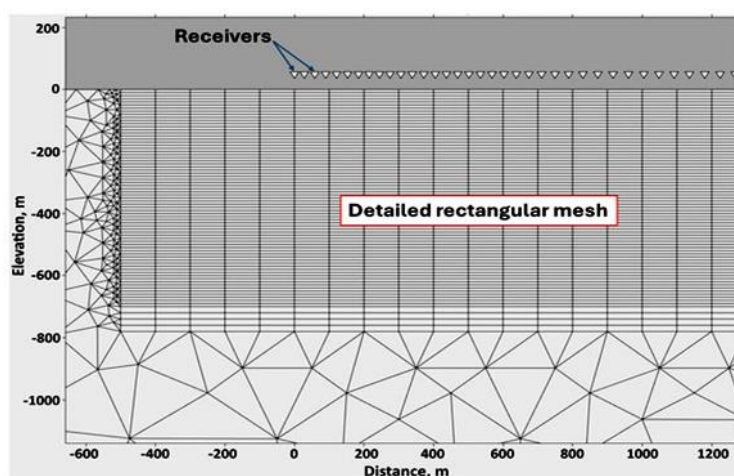


Рис. 3 Прямоугольная сетка.

Чтобы учесть расстояние от базовой станции Е-поля до линии измерения Н-поля при моделировании, на некотором расстоянии от линии измерения создаётся область с более

мелкой сеткой. При инверсии гибридная станция MARE2DEM позволяет совместно моделировать магнитные поля вдоль линии и электрические поля от смещённой базовой станции в области, содержащей оба местоположения. Это позволяет учитывать при моделировании отдельные и чётко выраженные структуры удельного сопротивления под стационарной базовой станцией и линией измерения (рис. 4).

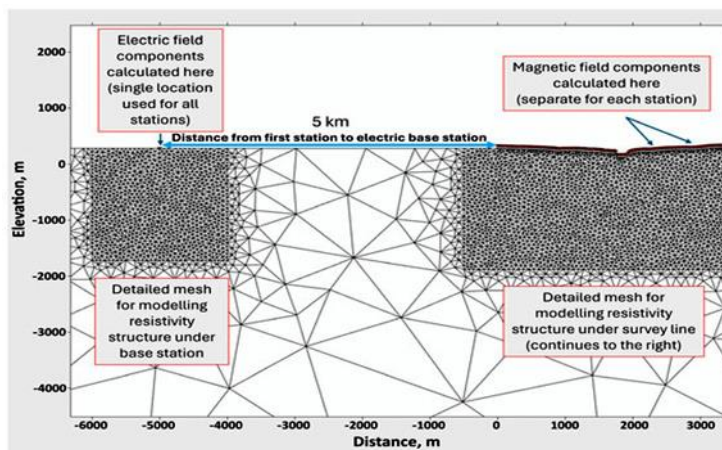


Рис. 4 Пример двух отдельных детализированных сеток, используемых для аппроксимации конфигурации измерений MobileMT - одна сетка расположена под базовой электростанцией, а другая — под линией съёмки.

Создание более мелкой детализированной сетки под базовой станцией встроено в описанный выше алгоритм автоматического создания сетки. Пользователю нужно только указать расстояние от базовой станции до первой станции на линии съёмки и ширину детализированной сетки вокруг базовой станции.

4. Примеры тестовых полей с инверсией и анализом MARE2DEM.

Ниже приведены примеры тестовых полей для демонстрации:

(1) Влияние местных геоэлектрических условий в районе расположения базовой станции на наборы данных о кажущейся проводимости и соответствующие результаты инверсии (*пример из практики 1*);

(2) Влияние включения высокочастотных данных на восстановление и разрешение глубинных структур, особенно при наличии сравнительно проводящего приповерхностного слоя в общей резистивной среде (*пример из практики 2*).

4.1. Влияние местоположения базовой станции на кривые кажущейся проводимости и инверсию данных (*пример из практики 1*).

Локальные геоэлектрические условия на базовой станции влияют на данные, полученные с помощью систем, использующих базовую станцию с электрическим полем. Это влияние проявляется в том, что электрические поля, измеряемые на базовой станции, масштабируют

магнитные поля в атмосфере. Локальные геоэлектрические условия на базовой станции с электрическим полем могут влиять на расчётные данные о кажущейся проводимости (или удельном сопротивлении) двумя способами: (1) смещением амплитуды кажущейся проводимости и (2) изменением формы кривой зависимости кажущейся проводимости (или удельного сопротивления) от частоты.

В первом случае амплитуды кажущейся проводимости можно скорректировать с помощью масштабирования на основе априорных данных об удельном сопротивлении вмещающей породы. На этом примере тестового поля демонстрируется, что, хотя расположение базовых станций вокруг блока исследования может изменить форму кривых кажущейся проводимости (или удельного сопротивления) в зависимости от частоты, влияние на итоговые данные об удельном сопротивлении после инверсии с помощью MARE2DEM минимально.

Тестовая линия была создана с использованием двух независимых базовых станций (BS), которые одновременно регистрировали изменения электрического поля во время сбора данных. Один и тот же набор данных о трёхкомпонентных изменениях магнитного поля использовался дважды, отдельно для BS1 и BS2, для создания двух отдельных наборов данных о кажущейся проводимости в зависимости от частоты. Расстояние между базовыми станциями составляло 7,1 км, как показано на рисунке 5.

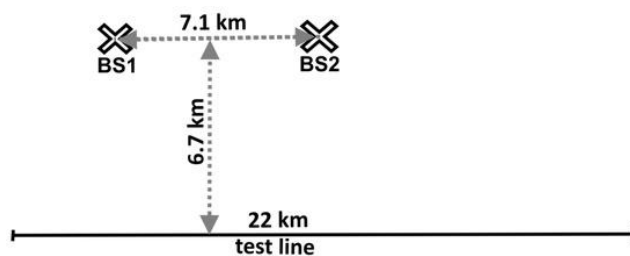


Рис. 5 Схема тестовой линии и расположения двух базовых станций BS1 и BS2
(указаны расстояния между ключевыми точками и вдоль тестовой линии).

Линия исследования расположена в пределах зеленокаменного пояса Абитибби на севере Онтарио. Породы в районе исследования представляют собой толщу основных и ультраосновных пород преимущественно вулканического происхождения. Вулканическая толща прорвана крупными интрузиями гранодиоритов и тоналитов и часто перекрыта слоями осадков мощностью около 200 м.

Все кривые кажущегося удельного сопротивления, полученные вдоль тестовой линии протяжённостью более 20 км, представлены на рисунке 6 и сгруппированы в два набора, соответствующих базовым станциям BS1 и BS2. Различия в форме кривых, особенно на высоких частотах, отражают различия в геоэлектрических условиях на поверхности земли на

двух базовых станциях. BS2 расположена в более проводящей среде, что приводит к снижению кажущегося удельного сопротивления и изменению формы кривых. Эти отклонения иллюстрируют чувствительность бортовой системы к эффектам, возникающим на базовых станциях, которые впоследствии сводятся к минимуму при инверсии.

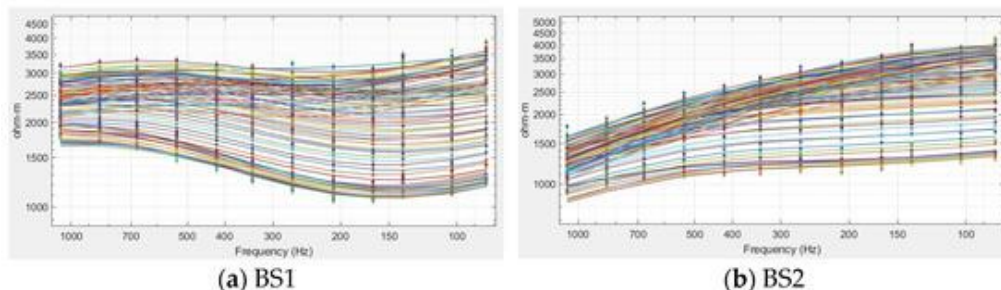


Рис. 6 Кривые кажущегося удельного сопротивления, вдоль линии тестовой съёмки с использованием базовых станций BS1 (a) и BS2 (b). (набор частот: 84, 103, 138, 165, 209, 267, 339, 420, 533, 676, 844 и 1067 Гц).

Цветовая шкала на профилях (рис. 7) соответствует частотам от низких до высоких, при этом высокочастотные данные демонстрируют более высокую чувствительность к неглубоким приповерхностным условиям. Различия между двумя наборами профилей соответствуют разной локальной проводимости базовых станций.

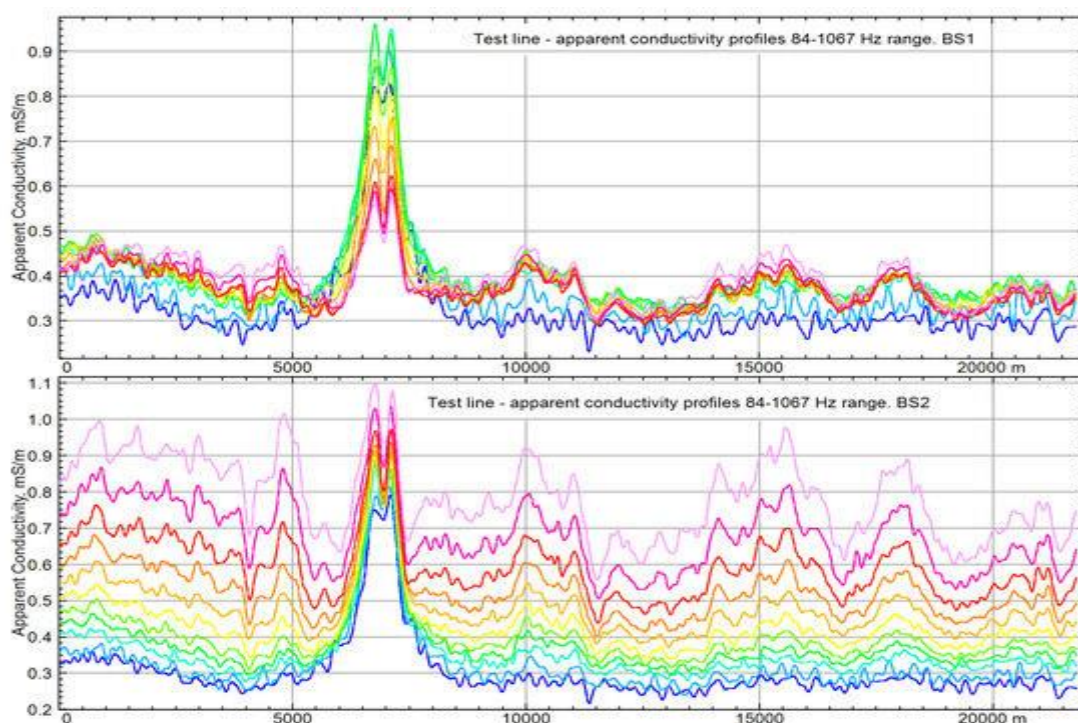


Рис. 7 Кажущиеся профили проводимости вдоль линии тестовой съёмки в диапазоне 84–1067 Гц (12 частотных окон), рассчитанные для каждой частоты с использованием BS1 (вверху) и BS2 (внизу). (синий цвет — низкие частоты, розовый — высокие).

Оба набора данных (для BS1 и BS2, как показано на рисунке 7) были преобразованы в изображения удельного сопротивления в зависимости от глубины с помощью MARE2DEM.

Исходные модели состояли из однородных полупространств. В процессе инверсии не применялись никакие ограничения (рис. 8).

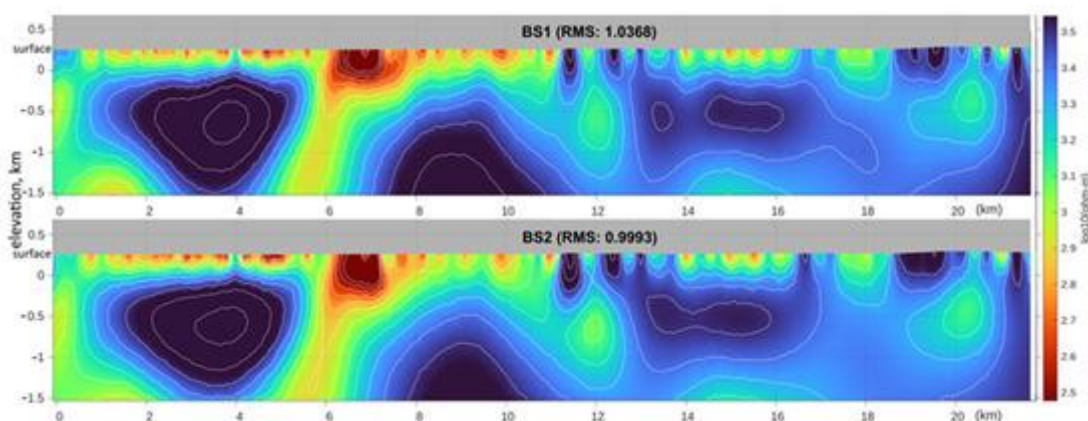


Рис. 8 Инвертированные разрезы удельного сопротивления по глубине вдоль линии тестовой съёмки с помощью MARE2DEM на основе данных о кажущейся проводимости, BS1 (*вверху*) и BS2 (*внизу*).

Как показывают результаты полевых испытаний, квазитрёхмерные инверсии наборов данных MobileMT, относящихся к разным базовым станциям, расположенным в различных геоэлектрических условиях вблизи поверхности, как правило, приводят к идентичным геологическим решениям с незначительными отличиями. Таким образом, несмотря на то, что исходные кривые кажущейся проводимости демонстрируют различия, обусловленные местными условиями на базовых станциях, комплексная стратегия инверсии, реализованная в MARE2DEM, сводит к минимуму влияние этих различий, обеспечивая стабильное и согласованное отображение глубинных геологических структур в зависимости от удельного сопротивления.

Каждая базовая станция расположена на участке с собственными геологическими особенностями, поэтому кривые кажущейся проводимости, зарегистрированные на BS1 и BS2, расходятся, особенно в высокочастотной области, которая наиболее чувствительна к неглубоким неоднородностям. MARE2DEM устраняет эти локальные искажения двумя способами:

- *Нормализация по опорной станции.* Сначала вычисляется кажущаяся проводимость путем нормализации полученных в воздухе магнитных спектров по спектрам электрического поля с одной базовой станции. Затем MARE2DEM инвертирует эти данные о кажущейся проводимости, устраняя частотно-зависимое смещение амплитуды, вызванное неглубоким залеганием грунта под базовой станцией.

- *Методом конечных элементов.* На каждой итерации инверсии выполняется полное обновление элементов якобиана. Алгоритм учитывает правильное частотное поведение

электромагнитного поля и корректирует модель удельного сопротивления в соответствии с данными.

Несмотря на различия в форме кривых кажущейся проводимости (или удельного сопротивления) в зависимости от частоты, обе инверсии сходятся на практически идентичных разрезах удельного сопротивления: глубина, форма и латеральная протяжённость проводящих и резистивных участков совпадают, что подтверждает надёжность процесса поиска геологически значимых объектов при минимизации влияния неглубоких геоэлектрических условий в месте расположения базовой станции.

С математической точки зрения кажущаяся удельная проводимость $\rho_a(f)$ в омах на метр связана с передаточной функцией проводимости $Y(f)$ следующим образом:

$$\rho_a(f) = 1/\mu_0\omega(|Y(f)|^2), \quad (1)$$

где μ_0 — магнитная проницаемость свободного пространства ($4\pi \times 10^{-7}$ Гн/м), а ω — угловая частота электромагнитного сигнала ($2\pi f$).

$Y(f)$ пропорционально комплексному соотношению полей бортовой и базовой станций:

$$Y(f) \propto H_{\text{воздух}}(f)/E_{\text{основа}}(f), \quad (2)$$

где $E_{\text{base}}(f)$ отражает сравнительно близкую к поверхности геоэлектрическую среду базовой станции.

Хотя расположение базовой станции E влияет на форму кривых кажущегося удельного сопротивления (как видно на рисунках 6 и 7), процедура инверсии, реализованная в MARE2DEM, компенсирует такие искажения при обновлении модели, нормализуя данные $H_{\text{air}}(f)$ с помощью стационарного $E_{\text{base}}(f)$. Чувствительность инверсии к более глубоким структурам, особенно на низких частотах, доминирует в общем решении. В результате инверсии были достоверно восстановлены одни и те же подземные структуры, при этом результаты, полученные на основе данных с каждой из двух базовых станций, различались незначительно.

4.2. Влияние высокочастотных данных на визуализацию удельного сопротивления (пример из практики 2).

Проект «Озеро Манн», расположенный в юго-восточной части бассейна Атабаска на севере провинции Саскачеван (Канада), находится примерно в 15 км к северо-востоку от уранового м-ния Миллениум и в 25 км к юго-западу от рудника Макартур-Ривер — крупнейшего в мире месторождения урана с высоким содержанием металла. Урановая минерализация в этом регионе обычно связана с несогласным залеганием осадочных пород группы Атабаска позднего палеопротерозоя и мезопротерозоя на архейском и ранне-палеопротерозойском фундаменте на глубине более 500 м. М-ние Манн-Лейк расположено в

переходной зоне Волластон — Муджатик (WMTZ), крупном структурном коридоре в земной коре в восточной части бассейна Атабаска.

Район покрыт сложным комплексом четвертичных ледниковых отложений, включая морены, ледниково-речные пески и гравий, друмлины, озы и ледниково-озёрные глины мощностью от 10 до более чем 100 м.

Съёмка MobileMT выявила несколько проводящих целей в рамках проекта Mann Lake, в том числе зоны вдоль несогласия и в фундаменте. Последующее бурение подтвердило наличие некоторых из этих проводников. В частности, в скважине глубиной 910 м была обнаружена минерализация графита, пирита и халькопирита вблизи несогласия, которое находится примерно на 649 м ниже поверхности.

Чтобы изучить влияние данных о высокочастотной (ВЧ) кажущейся проводимости на результаты инверсии, были проведены две инверсии на линии исследования, пересекающей скважину:

- набор данных 1 (только низкие частоты, НЧ): 12 частот в диапазоне от 26 до 338 Гц;
- набор данных 2 (низкие+высокие частоты, НЧ+ВЧ): те же 12 частот плюс 3 более высокие частоты: 5382, 6786 и 8550 Гц.

Оба набора данных были инвертированы с использованием одинаковых параметров инверсии, с уровнем шума 2% и максимальным количеством итераций 20 (рис. 9).

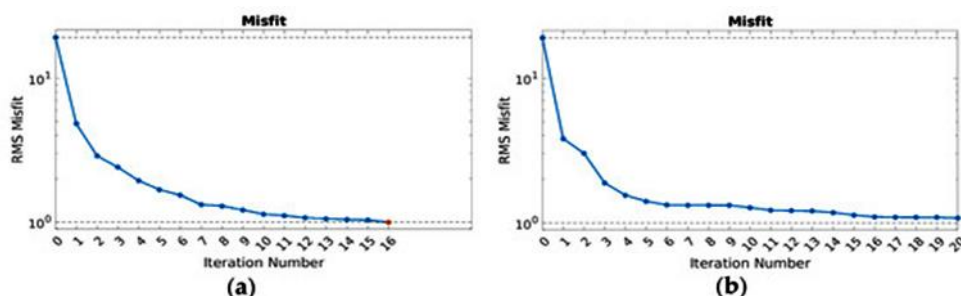


Рис. 9 Среднеквадратичные отклонения в зависимости от номера итерации для процессов инверсии с использованием высокочастотных данных (a) и без использования высокочастотных данных (b). (последняя итерация, на которой достигается сходимость, отмечена красной точкой).

Инверсия с использованием широкополосного набора данных (с высокочастотными данными) сходится быстрее, достигая целевого среднеквадратичного отклонения (RMS) к 16-й итерации (рис. 9a). Напротив, инверсия без высокочастотных данных не сходится в пределах допустимого количества итераций, что говорит о более медленной и менее стабильной инверсии при исключении высокочастотных данных (рис. 9b).

Разница в обусловленности частот количественно отражается в изменении нормы шероховатости модели (рис. 10).

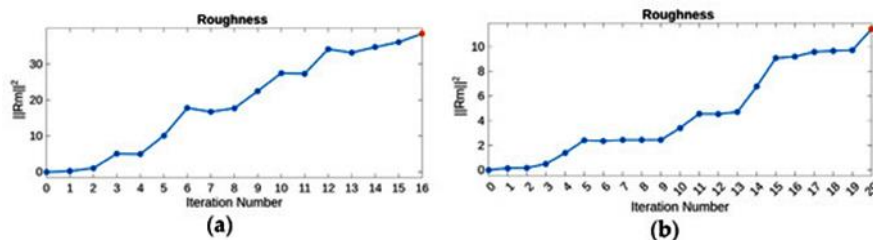


Рис. 10 Зависимость шероховатости от количества итераций в процессах инверсии с использованием высокочастотных данных (a) и без использования высокочастотных данных (b).

$$\|Rm\|^2 = m^T R^T R m, \quad (3)$$

где R — оператор шероховатости с первым разностным членом, поэтому $\|Rm\|^2$ — это стандартная норма шероховатости Тихонова, используемая при инверсии;

m — это текущий вектор модели, который обновляется в процессе инверсии. Он определяется как $m = \log \sigma$, то есть как логарифм проводимости (или, что тоже самое, отрицательный логарифм удельного сопротивления) для каждой ячейки двумерной сетки.

T — это матрица или транспонированный вектор.

На рисунке 10a показана зависимость $\|Rm\|^2$ от итерации при широкополосной инверсии (высокочастотной + низкочастотной). После третьей итерации шероховатость монотонно возрастает и к 16-й итерации стабилизируется на уровне ≈ 38 .

На рисунке 10b показана та же метрика для запуска только с низкими частотами. Шероховатость быстро стабилизируется и никогда не превышает ≈ 11 даже после четырёх дополнительных итераций, что делает модель глубины удельного сопротивления примерно в 3,5 раза более гладкой, чем результат инверсии данных высоких и низких частот.

Сравнение гистограмм чувствительности, полученных в результате инверсии данных MobileMT вдоль тестовой линии с использованием и без использования высокочастотных (ВЧ) данных, представленных на рисунке 11. На обеих гистограммах по горизонтальной оси отложен $\log_{10}$ (чувствительность), представляющий собой логарифм (по основанию 10) элементов матрицы чувствительности из якобиана инверсии, а по вертикальной оси — количество элементов матрицы чувствительности, попадающих в каждый диапазон чувствительности.

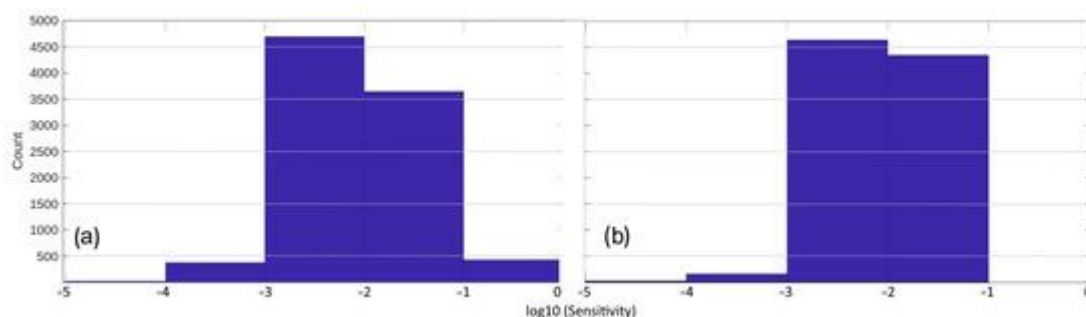


Рис. 11 Гистограммы чувствительности, в результате инверсии MobileMT вдоль тестовой линии (итерация 16), сравнение результатов с (a) и без (b) высокочастотных (ВЧ) данных.

На рисунках 12 и 13 представлены полученные разрезы удельного сопротивления для 16й итерации в обоих сценариях. Как видно на изображении удельного сопротивления в

зависимости от глубины на рисунке 12, при инверсии используются высокие частоты. Инверсия без высоких частот показана на рисунке 13.

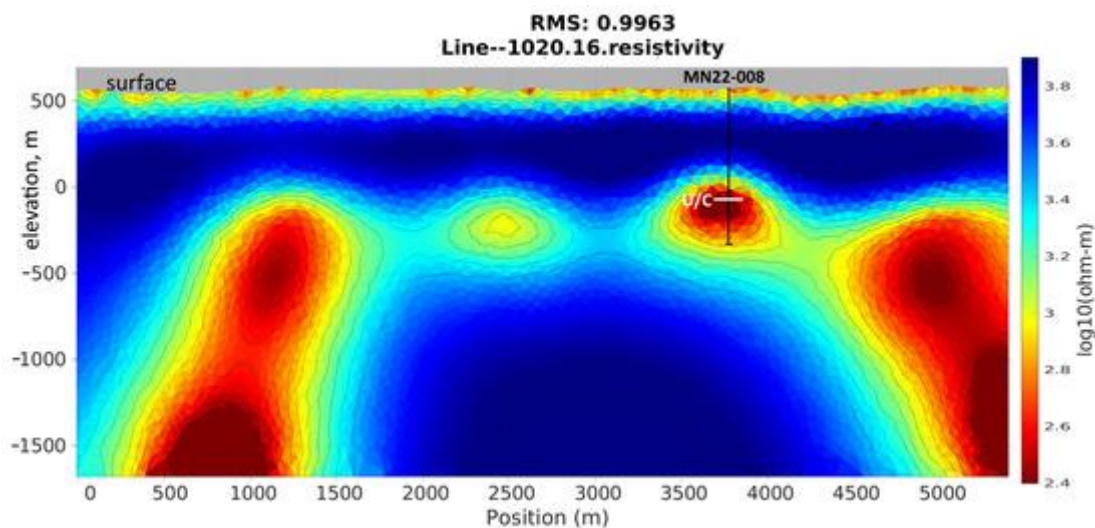


Рис. 12 График удельного сопротивления по результатам неограниченной инверсии данных MobileMT для набора частот 26, 33, 42, 50, 70, 84, 103, 137, 166, 209, 267, 338, 5382, 6786 и 8550 Гц, U/C (контакт несоответствия).

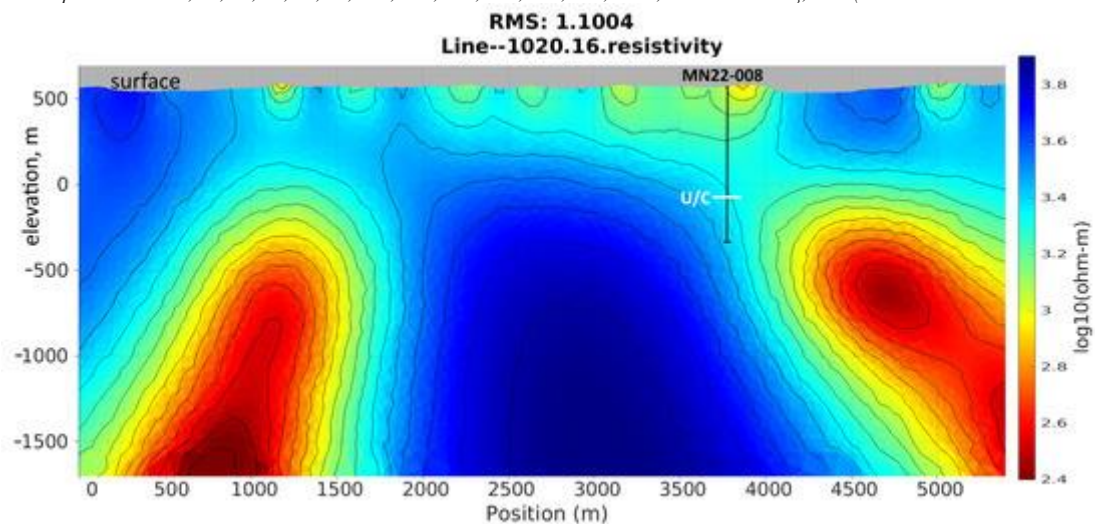


Рис. 13 График удельного сопротивления по результатам неограниченной инверсии данных MobileMT для набора частот 26, 33, 42, 50, 70, 84, 103, 137, 166, 209, 267 и 338 Гц, U/C (контакт несоответствия).

Результаты:

- Четко видны неглубокие проводящие структуры; сравнительно проводящий слой на поверхности, скорее всего, соответствует покрову ледниковых отложений, зафиксированному в этом регионе.
- Позволяет более точно определить мощность песчаников группы Athabasca Basin и контакт несогласия.
- Обнаружен более глубокий проводник вблизи несогласия, подтверждённого скважиной, с чётко выраженной геометрией.
- Демонстрирует как улучшенное поверхностное разрешение, так и более чёткое выделение глубинных структур.

- Плохое разрешение приповерхностных слоёв при едва заметном восстановлении ледниковых отложений.

- Более размытые результаты инверсии, показывающие размытость более глубоких проводников и смещённые или плохо различимые аномалии.

- Более широкие, менее чётко очерченные проводящие и резистивные зоны с большей неопределённостью в отношении глубины.

- Медленная сходимость из-за большей неуникальности, вызванной неразрешёнными поверхностными структурами.

Этот пример показывает, что включение высокочастотных данных улучшает визуализацию как приповерхностных, так и глубинных зон удельного сопротивления при инверсии данных MobileMT. Высокие частоты позволяют чётче определять неглубокие слои и уточнять геометрию более глубоких объектов за счёт ограничения неоднозначности инверсии. В средах с высоким удельным сопротивлением, таких как бассейн Атабаска, широкополосный частотный охват необходим для получения надёжных и геологически значимых результатов инверсии.

Далее интерпретируются и объясняются результаты эмпирического исследования с теоретической точки зрения.

Глубина скин-слоя в значительной степени определяет эффективность передачи высокочастотных данных δ электромагнитных полей:

$$\delta = \sqrt{2/\mu_0\sigma\omega} \quad (4)$$

где: μ_0 = магнитная проницаемость свободного пространства ($4\pi \times 10^{-7}$ Гн/м); σ = электропроводность (См/м); ω = угловая частота ($2\pi f$).

В целом более высокие частоты (f) соответствуют меньшей глубине скин-слоя (δ), что позволяет обнаруживать мелкомасштабные изменения удельного сопротивления вблизи поверхности. Однако даже высокочастотные электромагнитные данные могут отражать значительные глубины из-за увеличенной глубины скин-слоя в средах с высоким удельным сопротивлением, таких как бассейн Атабаска.

Кроме того, высокочастотные данные повышают разрешение в приповерхностной зоне и стабилизируют результаты инверсии, уменьшая неоднозначность между поверхностными и глубинными структурами.

Это утверждение можно подкрепить следующими доводами:

Предположим, что ядро чувствительности к частоте и глубине, связывающее данные с проводимостью σ на глубине z , обозначается как $K(f, z)$. Тогда зависящий от частоты параметр

$d(f)$, полученный в результате полевых измерений (например, кажущаяся проводимость), может быть выражен как

$$d(f) = \int_0^{\infty} K(f, z) \sigma(z) dz. \quad (5)$$

Для горизонтально расположенной эталонной модели:

$$K(f, z) \propto \exp[-2z/\delta(f)], \text{ where } \delta(f) = \sqrt{\frac{2}{\mu\sigma 2\pi f}} \quad (6)$$

Для высоких частот $K(f, z)$ велико на небольшой глубине и незначительно на большей глубине. Для низких частот $K(f, z)$ шире и простирается глубже, но на него всё равно влияют неглубокие слои, особенно если они сравнительно проводящие.

Таким образом, ошибки в поверхностном значении $\sigma(z)$ влияют на результаты инверсии на глубине:

- поверхностное значение $\sigma(z)$ недостаточно точно определено без данных высокочастотной сейсморазведки, и ошибка распространяется вглубь;
- неглубокое $\sigma(z)$ тесно связано с высокочастотными данными, и глубокое восстановление становится более надёжным.

Линеаризация прямого оператора относительно текущей модели приводит к обновлению по методу Гаусса — Ньютона:

$$\Delta \mathbf{m} = (\mathbf{J}^T \mathbf{W}_d \mathbf{J} + \lambda \mathbf{W}_m)^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{W}_d (\mathbf{d}_{\text{obs}} - \mathbf{F}(\mathbf{m}_0)), \quad (7)$$

где $\mathbf{J}$ — якобиан, $\mathbf{W}_m$ — оператор шероховатости, а λ — компромиссный вес.

Поскольку $\mathbf{J}^T \mathbf{W}_d \mathbf{J}$ содержит все строки глубины, неглубокие чувствительные слои контролируют состояние всей обратной системы: если строки ВЧ отсутствуют, матрица теряет ранг, доминирует $\lambda \mathbf{W}_m$, и решение становится более сглаженным, как показано на рисунке 10b и соответствующем рисунке 13.

Соответствующая матрица разрешения модели, определяемая как оператор обновления из (7), равна:

$$\mathbf{R} = (\mathbf{J}^T \mathbf{W}_d \mathbf{J} + \lambda \mathbf{W}_m)^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{W}_d \mathbf{J} \quad (8)$$

Добавление данных высокочастотной спектроскопии восстанавливает ранг, повышает собственные значения и приводит к тому, что $R_{ii} \rightarrow 1$ во всей модели, то есть глубокие ячейки становятся более разрешёнными.

Рисунок 11a, b. Графики распределения $\log_{10}$ (чувствительности) для одной и той же линии тестирования MobileMT:

- Инверсия высокочастотных и низкочастотных данных (рис. 11a): широкое распределение с сильным правым «хвостом» отражает множество записей с высокой чувствительностью; приповерхностные ограничения сильны, а полезный «хвост» сохраняется по мере увеличения глубины.

- Инверсия только с использованием LF (рис. 11b): правый, наиболее чувствительный хвост усекается; записи с высокими значениями исчезают, а общее распределение сужается, что указывает на ослабление контроля над подповерхностным слоем и менее стабильное глубинное решение.

Эти гистограммы наглядно демонстрируют то, что предсказывают уравнения (7) и (8): широкополосные данные обеспечивают более качественные якобианы и, следовательно, больше информации на большей глубине.

Норма шероховатости (уравнение (3)), которая отслеживалась во время инверсий, дополнительно подтверждает результаты теста MobileMT (рис. 10a, b):

- HF + LF (рис. 10a): после третьей итерации шероховатость неуклонно возрастает и стабилизируется на уровне ≈ 38 , что свидетельствует о сохранении реальных геологических градиентов.

- Запуск только с низкочастотными данными (рис. 10b): шероховатость стабилизируется на уровне ≈ 11 ; алгоритм должен чрезмерно сглаживать модель, чтобы компенсировать потерю ранга, вызванную отсутствием высокочастотных строк.

Разрыв в шероховатости в три-четыре раза является числовым показателем аргумента об обусловленности: при отсутствии высокочастотных строк инверсия опирается на демпфирующий член $\lambda \mathbf{W}_m$; при наличии высокочастотных строк λ может быть меньше, и модель остаётся достаточно шероховатой.

Практическое значение теста заключается в следующем:

1. Высокочастотные данные необходимы, а не желательны, особенно в средах с высоким удельным сопротивлением, где глубина скин-слоя для высоких частот значительна. Они обеспечивают высокую, сравнительно небольшую чувствительность, улучшают число обусловленности $\mathbf{J}^T \mathbf{W}_d \mathbf{J}$ и приближают матрицу разрешения к единичной на всех глубинах.

2. Широкополосная инверсия снижает потребность в сильном сглаживании, позволяя сохранить естественные градиенты удельного сопротивления.

3. Полевые разрезы рис. 12 и рис. 13 подтверждают следующий вывод: только инверсии ВЧ и НЧ одновременно обеспечивают контроль над приповерхностными слоями и выявляют глубинные проводники, в то время как инверсии только НЧ размывают неглубокие границы и не обнаруживают глубинные цели или обнаруживают их в неправильном положении.

В совокупности уравнения (3) и (5)–(8), гистограммы чувствительности (рис. 11a, b) и графики шероховатости (рис. 10a, b) представляют собой теоретико-статистическое итеративное доказательство того, что включение высоких частот является ключом к точному восстановлению глубинной структуры при инверсиях MobileMT, особенно в средах с сопротивлением.

5. Выводы.

1. Интеграция широкополосных трёхкомпонентных данных MobileMT с адаптивным 2,5-мерным механизмом конечных элементов MARE2DEM позволяет получать изображения проводящих и резистивных объектов на глубине более 1–2 км в ходе региональных аэрогеологических исследований. Такое сочетание позволяет получать геологически достоверные изображения удельного сопротивления достаточно быстро для современных циклов ГРП. Полевые испытания показали, что сохранение частот верхнего десятилетия (>2 кГц) необходимо для уточнения глубинных структур и целей, особенно в средах с высоким удельным сопротивлением, и что масштабирование удалённых станций, хотя и искажает форму кривой кажущегося удельного сопротивления, оставляет восстановленные участки удельного сопротивления практически неизменными при использовании адаптивной сетки и целенаправленной регуляризации. Анализ чувствительности обратных задач электромагнитной томографии к разрешению на основе полевых данных показывает, что добавление высокочастотных моментов (предпочтительно выше 800–1000 Гц) стабилизирует якобиан Гаусса — Ньютона и устраняет неоднозначность между поверхностными и глубинными параметрами, тем самым увеличивая практическую глубину исследования и сохраняя резкие контрасты проводимости.

2. Автоматизированные процедуры создания сетки ещё больше сокращают время обработки, позволяя быстро ранжировать цели и обновлять модели на сотнях и тысячах линейных километров. В совокупности эти достижения делают MobileMT экономичным инструментом для поисков скрытого оруденения, способным обнаруживать структуры, связанные с минерализацией, которые не поддаются традиционным аэроэлектромагнитным методам.

3. Несмотря на достижения в области разработки технологий и успехи в интеграции современных инверсионных подходов, существуют практические проблемы, требующие дальнейшего изучения:

-текущий рабочий процесс предполагает квазидвумерную геологию; для сильно трёхмерных условий может потребоваться разработка полностью трёхмерного адаптивного подхода, по крайней мере для сравнительно дискретных аномалий или зон интереса;

-текущие исследования должны быть направлены на количественную оценку оптимального размещения базовых станций.

ИСТОЧНИКИ:

1. Alexander Prikhodko, Aamna Sirohey and Aleksei Philipovich. «ADVANCING DEEP ORE EXPLORATION WITH MOBILEMT: RAPID 2.5D INVERSION OF BROADBAND AIRBORNE EM DATA». *Minerals* 2025, 15.
2. Caroline Tiddy, Diana Zivak, June Hill, David Giles, Jim Hodgkison, Mitchell Neumann and Adrienne Brotodewo. «MONAZITE AS AN EXPLORATION TOOL FOR IRON OXIDE-COPPER-GOLD MINERALISATION IN THE GAWLER CRATON, SOUTH A». *Minerals* 2021, 11.
3. Fujia Jia, Guolong Zheng, Guangzhi Meng, Long Jian, He Chang 1, Ping Pan, Jianguo Gao, Zhixiao Wu and Ceting Yang. «THREE-DIMENSIONAL MINERALIZATION PREDICTION USING THE INFORMATION VALUE METHOD: A CASE STUDY OF THE BAINIUCHANG AG POLYMETALLIC DEPOSIT, SOUTHWEST CHINA». *Minerals* 2025, 15.
4. Qiang Wang, Zhizhong Cheng, Hongrui Li, Tao Yang, Tingjie Yan, Mingming Bing, Huixiang Yuan and Chenggui Lin. «MINERAL EXPLORATION IN THE CENTRAL XICHENG ORE FIELD, CHINA, USING THE TECTONO-GEOCHEMISTRY, STAGED FACTOR ANALYSIS, AND FRACTAL MODEL». *Minerals* 2025, 15.
5. Qiong Wu, Yong-Bo Li, Hong-Ze Mi, Gang Wang and Zhen-Yu Zhang. «SIMULATION AND OBSERVATIONS OF AUDIO MAGNETOTELLURIC MEASUREMENTS OVER WATER-COVERED AREAS». *Minerals* 2023, 13.
6. Soran Qaderi, Abbas Maghsoudi, Amin Beiranvand Pour, Abdorrahman Rajabi and Mahyar Yousefi. «DCGAN-BASED FEATURE AUGMENTATION: A NOVEL APPROACH FOR EFFICIENT MINERALIZATION PREDICTION THROUGH DATA GENERATION». *Minerals* 2025, 15.
7. Xuerui Li, Na Guo, Chunhao Li, Siyuan Deng and Weirui Zhou. «SHORTWAVE INFRARED SPECTROSCOPY AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF WHITE MICA-GROUP MINERALS IN THE SINONGDUO LOW-SULFIDE EPITHERMAL DEPOSIT, TIBET, CHINA». *ina. Minerals* 2025, 15.
8. Yong-Zai Xi, Gui-Xiang Liao, Ning Lu, Yong-Bo Li and Shan Wu. «STUDY ON THE AEROMAGNETIC SYSTEM BETWEEN FIXED-WING UAV AND UNMANNED HELICOPTER». *Minerals* 2023, 13.