

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИНТЕРНЕТ-МАТЕРИАЛЫ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ДР. ТЕХНОЛОГИИ, МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ И ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(преимущественно «скрытого» типа)

<u>№</u> 12

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:

	ст
І. ПОИСКИ«СКРЫТОГО» ГРАФИТА НА ОСНОВЕ ОБЪЕДИНЕНИЯ	
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (Северная Норвегия)	5
1. Введение	5
2. Геологические условия	6
3. Материалы и методы	7
4. Результаты	1(
5. Обсуждение	18
6. Выводы	20
Η ΠΟИСКИ СПОЖНЫХ СУЛЬФИЛОВ В КАРБОНАТАХ С ПОМОШЬЮ	
TELIOBUSOPHLIX KAMEP HA ELIA $(payou V)$	
	γ
1 Вредение	24
 Ведение	24
2. Материалы и методы	24
5. Результаты	23
5.1. Гепловые испытания 2.2. р.с.р. 1	2
3.2. КGВ-фотограмметрия	3
3.3. Термографическая фотограмметрия	3.
3.4. Термографический анализ	3
3.5. Проверка результатов	3
4. Обсуждение	4
5. Выводы	4
ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА МАРГАНЦЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СОНГТАО (<i>Юго-Западный</i>	
Китай)	4
I. Введение	4
2. Геологические предпосылки	4
3. Сбор и анализ гравитационных данных	4
4. Инверсия и интерпретация геофизических данных	4
4.1. Структура удельного электрического сопротивления	4
4.2. Инверсия гравитационных данных	5
5. Обсуждение	5
6. Выводы	5
IV. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БЛОКОВ МЕДИ, С	
ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИНГУЛЯРНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ РЕЧНЫХ	
ОТЛОЖЕНИЙ (среднее и нижнее течение р. Янизы, Китай)	5
1. Введение	5
2. Геологическая обстановка	5
3. Данные и методы	5
3.1. Метод локального картирования особенностей	6
4. Результаты	6
4.1. Геохимические блоки мели	6
4.2. Анапиз особенностей	6
5. Обсужление	6
6 Выволы	6
	U

V. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ	
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ИХ ПОИСКОВОЕ	
ЗНАЧЕНИЕ (м-ние Кулонг, Тибет)	70
1. Введение	70
2. Геология и минерагения месторождения	71
3. Материалы, методы обработки и анализа данных	72
4. Обсуждение	75
4.1. Характеристики первичного ореола	75
4.2. Геохимические параметры первичного ореола	79
4.3. Модель параметров денудации рудного тела	82
4.4. Идеальная наложенная модель первичного ореола	84
5. Выводы	85
VI МЕТОЛ МЮОННОЙ ТОМОГРАФИИ ПРИ ГРР НА УРАН ТИПА	
«НЕСОГЛАСИЯ» (м-ние МакАртур Ривер, бассейн Атабаска, Канада)	87
1. Ввеление	87
1.1. Мюонная томография	87
1.2. Мюонные латчики	91
1.3. Геологическая обстановка	92
2. Сбор ланных	95
2.1. Конфигурация датчика	95
2.2. Обработка ланных	96
3. Интерпретация ланных и результаты	101
3.1. Трехмерная инверсия плотности	104
4. Обсуждение и выводы	106
 VII. ТРЕХМЕРНАЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ РУДНОГО РАЙОНА (<i>ЮВ</i> <i>провинции Хубэй, Китай</i>)	107 107 107 109 109 110 111
4.1. Состав земной коры вудного района	113
4.1. Состав земной коры рудного района	115
5. Выводы	116
 VIII. МНОГОКОМПОНЕНТНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПРИ ПОИСКАХ СКРЫТОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (Внутренняя Монголия, Китай)	118 118 119 122 125 125 125
1	-

І. ПОИСКИСКРЫТОГО ГРАФИТА НА ОСНОВЕ ОБЪЕДИНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (*Северная Норвегия*) [1]

1. Введение

Графит - распространенный минерал, встречающийся в норвежских метаосадочных породах. Однако лишь несколько месторождений выходят на поверхность в виде пластинчатого графита, которые не имеют экономического значения. Весь норвежский графит имеет осадочное происхождение; однако гидротермальные процессы на последующих стадиях метаморфизма высокой степени также способствовали его образованию.

Норвегия является крупным производителем графита более 100 лет. Зарегистрировано более 70 залежей графита, расположенных в четырех графитовых районах Норвегии (рис. 1).



Рис. 1. Расположение известных графитовых районов в Норвегии.

Большинство залежей слабо обнажены на поверхности; поэтому были необходимы детальные геологические и геофизические исследования, чтобы определить размер и глубину, скрытого оруденения и найти новые месторождения. Графитовый рудник Скаланд на острове Сенья - единственное месторождение, которое находится в эксплуатации и добывает около 10 000 тонн в год.

В начале пятидесятых годов все известные залежи графита в Северной Норвегии были исследованы как сопутствующие залежи урана. Позже, в девяностых годах, были проведены работы по поиску графита в Вестеролене. В 1988 году там была проведена воздушная геофизическая съемка; однако только часть этой съемки включала электромагнитные измерения. В 1990-1994 годах месторождения графита в районе Дженнестада были повторно опоискованы с использованием отбора проб и наземной геофизики, а также бурения(1100 пог м). В районе Хорнванн были нанесены на карту доказанные запасы в 240 тыс т с содержанием 25% графитового углерода.

В 2011 году были проведены новые аэрогеофизические исследования для общего картирования коренных пород в районе Вестеролен. В период с 2015 по 2019 год на основе данных вертолетной геофизики были проведены систематические наземные исследования, включающие различные наземные геофизические и геологические методы, для прогноза месторождений графита в этом районе.

Графит является электропроводящим и диамагнитным минералом; следовательно, его можно исследовать с помощью электрических, электромагнитных и магнитных методов. Исследования электрического сопротивления (ERT), индуцированной поляризации (IP) и собственного потенциала (SP) - это геофизические методы, которые успешно использовались при поисках графита.

В этом исследовании использованы результаты геофизических исследований, включая вертолетную ЭМ (HEM), вертолетную магнитную и наземную ERT, IP, SP и charged-potential (CP), а также наземные ЭМ-геофизические методы для прогнозирования скрытых месторождений графита. Была также проведена расширенная 3D-инверсия HEM и магнитных данных, полученных с вертолета. Основная цель интеграции различных геофизических методов - подтвердить наличие проводящих материалов в недрах и отличить залежи графита от других проводящих материалов (например, заполненных соленой водой трещин и зон выветривания).

2. Геологические условия.

Более 80% основных месторождений графита в мире имеют палеопротерозойский возраст (2,0-2,2 млрд лет). Месторождения высококачественного графита с высоким содержанием общего углерода выявлены на Балтийском (фенноскандинавском) щите, простирающемся через Норвегию, Швецию, Финляндию и Россию. В Северной Норвегии, в районе Вестеролен обнаружено более 50 залежей. Графито содержащие породы Вестеролена залегают в последовательностях, относящихся к докембрийской области, включающей Лофотены, Вестеролен и западные острова округа Тромс (рис. 2).



Рис. 2. Геологическая карта района Вестеролен в Северной Норвегии

В целом, район состоит из архейского и, возможно, раннепротерозойского фундамента из магматических и метаосадочных пород, нарушенных раннепротерозойским магматическим комплексом, состоящим из пород анортозит-мангерит-чарнокит-гранит (AMCG). Тектономагматическая и структурная история Сеньи, Лофотен и Вестеролена и их корреляция с другими частями фенноскандинавского щита характеризуется увеличением метаморфического градиента в западном направлении от амфиболитовой фации на востоке до высокогранулитовой фации на западе в районе Лофотен-Вестеролен. Большая часть высококачественных крупнозернистых залежей графита, присутствует В пределах гранулитовой фации.

3. Материалы и методы.

Месторождения графита можно отличить от других проводящих материалов, например, заполненных соленой водой трещин и зон выветривания, с помощью исследований с индуцированной поляризацией (IP). В пористой среде (с ионной проводимостью) электропроводящие минералы, такие как графит (с электронной проводимостью), будут действовать как конденсатор и создавать IP-эффект, в то время как проводящие породы, содержащие соленую воду, которые производят только ионную проводимость, не будут иметь IP-эффекта. Массивные залежи графита будут создавать IP-эффект только по краям из-за непрерывной внутренней электронной проводимости и накопления зарядов на контактах.

Глинистые отложения также демонстрируют некоторые эффекты IP; однако они не такие сильные, как эффекты, создаваемые рассеянным графитом. Исследование собственного потенциала (SP) - еще один полезный метод, который может выявить аномалии с высоким SP из-за минерализации графита. В этом исследовании использовались геофизические методы HEM, helicopter magnetic, ERT, IP, CP, SP и ground EM (с использованием EM31). Образцы из траншей и керна были проанализированы на петрофизические свойства и общее содержание углерода, чтобы подтвердить присутствие графита на разных глубинах.

Электромагнитный и магнитный методы с вертолета.

Была использована пятичастотная система НЕМ, которая представляет собой модифицированную систему Geotech hummingbird. Первичные электромагнитные сигналы передаются на пяти частотах через пять различных катушек передатчика, соответствующих пяти катушкам приемника, которые используются для измерения синфазной и квадратурной составляющих индуцированных вторичных электромагнитных полей. Три частоты, 880, 6606 и 34 133 Гц, работают в копланарной настройке, а две частоты, 980 и 7001 Гц, работают в коаксиальной настройке катушек передатчика и приемника. Все пять катушечных систем передатчик–приемник соединены с помощью раскряжевочной катушки и размещены в «птице» длиной 7 м, которая буксируется на 30 м ниже вертолета. У птицы также есть цезиевый магнитометр с оптической накачкой, который регистрирует естественные магнитные поля Земли вместе с измерениями НЕМ.

Геофизическая съемка с вертолета была проведена в Лангойе, Вестеролен, Северная Норвегия (красный прямоугольник на рисунке 2), площадь в 1050 км²(т.е. 5650 линейных километров) с расстоянием между линиями полета около 200 м в восточном–западном направлении на высоте около 60-70 м. Вертолет поднимался примерно на высоту 1000 м каждые 20 минут полета для измерения нулевого положения всех приемников НЕМ, предполагая, что с земли на этой высоте не наблюдалось сигнала. Эти нулевые положения были использованы для коррекции дрейфа сигналов НЕМ. Дрейф сигналов НЕМ обычно наблюдается из-за изменения температуры в электронике системы НЕМ во время полета и должен быть скорректирован, чтобы убедиться, что принимаемые сигналы вызваны изменениями проводимости грунта, а не дрейфом приборов или другими внешними факторами. Данные НЕМ были обработаны с использованием 20-точечных фильтров низких и 3-точечных фильтров высоких частот и ручного редактирования для удаления шумов. Дрейф инструмента был устранен с помощью полетов на большой высоте. Кажущееся удельное сопротивление было рассчитано на основе обработанных синфазных и квадратурных данных на всех пяти частотах съемки НЕМ с использованием исходной модели 1000 Омм и метода полупространственной инверсии. Минимальный уровень шума для полупространственной инверсии предполагался равным 5 ppm на высоких частотах (34 133, 7001 и 6606 Гц) и 3 ppm на низких частотах (980 и 880 Гц). Данные с самой высокой частотой (34 133 Гц) содержат информацию из неглубоких подземных (около 0-20 м под землей) проводников, а данные с самой низкой частотой (880 Гц) содержат информацию из более глубоких (около 100 м под землей) проводников. Общая аномалия магнитного поля была рассчитана после суточной коррекции магнитного поля с международной географической привязкой (IGRF).

Наземные электромагнитные измерения.

Основанный на том же принципе электромагнитной индукции, что и НЕМ, измеритель электропроводности грунта, например, модифицированный Geonics EM31, использовался для картографирования залежей графита, выходящих на поверхность. Прибор был откалиброван таким образом, что измерял кажущуюся электропроводность непосредственно в мС/м с точностью до 7-10 м. Прибор имеет горизонтальные копланарные катушки, разделенные 3,8 м, и работает на частоте 9800 Гц. NGU модифицировала этот прибор в 2017 году, добавив систему позиционирования GPS, магнитный датчик и систему сбора данных.

Томография электрического сопротивления (ERT) и индуцированная поляризация (IP).

Методы 2D удельного сопротивления или ERT и IP выполнялись путем подачи тока в грунт с помощью двух токовых электродов и измерения разности напряжений между четырьмя парами разделенных потенциальных электродов. На основе измеренного сопротивления (т. е. измеренного напряжения/вводимого тока) и геометрического фактора, зависящего от положения электродов, могут быть рассчитаны кажущееся удельное сопротивление и IP-эффект. Измерения 2D удельного сопротивления/IP были выполнены с использованием кабельной системы Lund, прибора ABEM Terrameter LS и нескольких конфигураций градиентных электродов. Автоматическая процедура измерения генерирует ток на одной паре электродов и измеряет электрический потенциал до четырех пар электродов одновременно после того, как электроды подключены к земле и измерительному прибору. Удельное сопротивление измеряется при включенном токе, в то время как эффект IP измеряется вскоре после прекращения подачи тока. Для профилей использовалось расстояние между электродами в 5 м, что дает максимальный диапазон глубин около 60 м в качестве компромисса между глубиной проникновения и разрешением.

Измерения заряженного потенциала (СР) и собственного потенциала (SP)

Измерения СР производились путем подключения электрода с током непосредственно к проводящему телу и размещения другого удаленного электрода на значительном расстоянии. Измеряя потенциал над известным графитовым рудным телом и вокруг него, можно нанести на карту простирание тела, длину простирания, провал и длину вдоль провала. Кроме того, можно нанести на карту контуры неизвестных рудных тел, а также глубины залегания почти вертикальных проводящих тел на основе данных СР.

SP - это естественный потенциал, наблюдаемый в земле. Он создается в результате электрохимических процессов в соседних электронных проводниках, таких как графит, сульфиды и оксиды. Он измеряется одновременно с CP и не зависит от количества обнаженного графита для подачи тока. Это полезный инструмент, если на исследуемой территории присутствует несколько проводящих тел. Это может привести к отрицательным значениям потенциала ≥ 1000 мВ выше минерализации графита. Сигналы SP <50 мВ не рассматриваются как существенные аномалии при поиске полезных ископаемых.

Аналитические методы.

Большая часть исследуемой территории перекрыта почвой. Графитовый сланец, из коренных обнажений, был отобран для того, чтобы получить как можно больше репрезентативных образцов на как можно большей площади. Эти образцы были проанализированы на наличие различных химических элементов. Порошкообразные образцы были проанализированы на содержание общего углерода (TC) и общей серы (TS) с помощью анализатора Leco SC-632, который может определять уровни углерода и серы до 0,06% и 0,02% соответственно.

Колонковое бурение, отбор проб и анализы.

Были пробурены участки с высокой электропроводностью, и скважины были зарегистрированы с помощью простого датчика удельного сопротивления ABEM SAS-LOG 200. Были отобраны образцы, проанализированы и представлены следующим образом: (1) Литологические каротажи и описания кернов; (2) Сухие и влажные фотографии; (3) Портативные рентгенографические измерения с интервалом 0,25 м. Были проанализированы наиболее богатые графитом интервалы для TC и TS.

4. Результаты.

Магнитные данные НЕМ и helicopter представлены на рисунке 3. Области с низким удельным сопротивлением на изображении видимого удельного сопротивления (фиолетовожелтые цвета на рис. 3а) показывают проводящие минералы, морскую воду, заполненные соленой водой трещины и выветрившуюся коренную породу. Для приведения к полюсу было использовано геомагнитное наклонение 77,7 и геомагнитное склонение 5,1. Магнитная аномалия после снижения к полюсу (RTP) показана на рисунке 36. Низкая магнитная аномалия возникает из-за отсутствия магнитных материалов в породе, остаточной намагниченности и диамагнитной природы графита.



Рис. 3. (а) Изображение видимого удельного сопротивления на основе данных НЕМ с частотой 7 кГц и (b) магнитная аномалия с линиями пролета.

Магнитные аномалии <300 нТл и кажущееся удельное сопротивление <300 Омм объединили в единую аномальную зону, чтобы определить перспективные участки, содержащие графит (рис. 4), для дальнейших наземных поисков.



Рис. 4. Прогнозная карта графита, основанная на корреляции между кажущимся удельным сопротивлением <300 Омм и магнитной аномалией <300 нТл. Известные обнажения графита (черные квадраты) и после аэрофотосъемки (красные квадраты).

Корреляция между низкой магнитной аномалией и низким кажущимся удельным сопротивлением в местах залегания известных месторождений графита (черные символы на рис. 4) четко прослеживается при увеличении масштаба (область черных и красных квадратов на рис. 3a, b и на 5b, c).



Рис. 5. (а) топографическая карта, (b) видимое удельное сопротивление в диапазоне 7 кГц и (c) аномалия полного магнитного поля, уменьшенная до полюса для увеличенной черной прямоугольной области (рис. 3,4). (b, c) общее процентное содержание углерода образцов графита из Бренны, Викейда, Хорнванна и Дженнестада.

На рисунке 5а показан рельеф увеличенной области, который используется при 3Dинверсии НЕМ и магнитных данных (черный многоугольник на рис. 5), а также расположение линий ERT и места бурения. Черная прямоугольная область (рис. 5а) вокруг профиля ERT 1 и площадки бурения показывает местоположение, где были сделаны измерения EM31, SP и CP. На рисунке 5b, с показано кажущееся удельное сопротивление по данным HEM с частотой 7 кГц и магнитной аномалии соответственно, и подчеркивается корреляция между низким магнитным и кажущимся удельным сопротивлением в местах обнаружения известных месторождений графита в Бренне, Викейде, Хорнванне и Дженнестаде. Общее процентное содержание углерода в образцах также представлено на рисунке 5b, с, чтобы показать корреляцию между низким удельным сопротивлением и низкой магнитной аномалией в местах расположения графита.

В образцах графита была измерена отрицательная магнитная восприимчивость с магнитудой в несколько сотен 10⁻⁶ единиц измерения, а в некоторых образцах вмещающих пород была измерена очень высокая положительная магнитная восприимчивость (порядка одной десятой единицы измерения). В образцах графита наблюдался диапазон от 10 до 40% общего углерода. Было собрано всего несколько ориентированных образцов. Во всех этих образцах была измерена естественная остаточная концентрация, которая варьировалась от 0 до 1 А/м в образцах графита и от 0 до 40 А/м в образцах коренных пород.

Примеры последующих наземных геофизических исследований в районе Викейд показаны на рисунках 6 и 7. На рисунке 6 показаны инвертированное удельное сопротивление (рис. 6а) и заряжаемость (рис. 6б), рассчитанные по результатам 2D ERT/IP измерений вдоль профиля 1. Была использована инверсия на программном обеспечении Res2dinv. Исходной

моделью было среднее кажущееся удельное сопротивление профиля ERT. Области с очень низким удельным сопротивлением (<около 10 Омм), показанные синим цветом на рисунке ба (удельное сопротивление ERT), указывают на проводящие области с массивным графитом; области с низким и средним удельным сопротивлением (10-200 Омм), показанные синезеленым, указывают на рассеянный графит; и области с высоким удельным сопротивлением (> около 1000 Омм), показанные красным, указывают на области коренных пород без электропроводящих материалов. На рисунке 6b показан инвертированный IP с некоторой изменчивостью заряда (> 120 мс) от красного до коричневого, что подтверждает возникновение эффекта поляризации из-за присутствия графита или, возможно, глинистых минералов.



Рис. 6. Удельное сопротивление по данным ERT (**a**), (**b**) заряжаемость IP вдоль профиля 1 (*см. расположение профиля 1 на рис. 5*).

На рисунке 7а, b показаны аномалия SP и электропроводность (по EM31), построенные на основе измерений CP (интерполированная сетка варьируется от 0 до 50 мВ) соответственно.



Рис. 7. (a) SP, наложенный на CP, (b) кажущаяся электропроводность по показаниям EM31, наложенным на CP, (c) геохимия и литология образцов керна и каротажа электропроводности на месте бурения Bh1

Для обозначения проводящих зон на рисунке 7 используются противоположные и немного отличающиеся цвета по сравнению с рисунком 6. Более высокие значения СР довольно хорошо соответствуют высокой аномалии SP (низкое значение SP) и высокой электропроводности EM31, указывая на присутствие почти обнажающегося графита (менее 10 м), который состоит из нескольких отдельных зон минерализации (изменение от синего/зеленого до красного/розового в аномалиях SP/EM31). Когда в графитовой руде производится заземление для измерений СР, область с высоким аномальным СР очень хорошо отмечает протяженность графитового рудного тела (> 20 мВ), показанная темно-желтым или розовым цветом (рис. 7а, b). Наблюдается высокая кажущуяся электропроводность по результатам измерений EM31 за пределами аномальной области СР, что указывает на присутствие другого графитового тела без электрического контакта в пределах этой области.

На рисунке 7с показано количество Fe, S, TC и TS по данным рентгенофазового анализа, электропроводность по данным каротажа скважин, литология разрезов и описание керна на глубине до 25 м в месте бурения, которое находилось примерно в 50 м к западу от профиля ERT 1. Бурение подтвердило наличие различных количеств графита на различных глубинах. Последующие работы также подтвердили, что проводимость, наблюдаемая с помощью HEM, ERT и EM31, обусловлена присутствием минералов графита.

Трехмерная инверсия данных НЕМ с использованием всех пяти частот из меньшей области всей съемки НЕМ (черный многоугольник на рис. 5а) была выполнена с использованием различных подходов инверсии. На рисунке 8 показано удельное сопротивление на глубинах 0-6, 22-32, 46-60 и 100-125 м ниже поверхности, полученное в результате 3D-инверсии с использованием обычной сетки и модели плоской земли без учета рельефа.



Рис. 8. Удельное сопротивление на глубинах (**a**) 0-6 м, (**b**) 22-32 м, (**c**) 46-60 м и (**d**) 100-125 м по данным 3Dинверсии для пятичастотных данных НЕМ с использованием модели плоской земли.

Была использована цветовая шкала для определения удельного сопротивления НЕМ, как и для определения удельного сопротивления ERT, чтобы обеспечить лучшее сравнение. Эти графики и последующие 3D-визуализации были созданы с использованием программного обеспечения Oasis Montaj. Было замечено, что проводящая область, скорее всего, обусловлена залеганием графита, которое не заметно вблизи поверхности. Он становится более заметным, проводящим и более широким с глубиной примерно на 100 м ниже поверхности. Частоты, используемые системой HEM NGU, позволяют проводить исследования на глубине 100-150 м, если удельное сопротивление вмещающей породы достаточно велико (> 1000 Омм).

Рисунок 9 показывает удельное сопротивление на глубинах 0-6, 22-32, 46-60 и 100-125 м ниже поверхности, полученное в результате 3D-инверсии с использованием неструктурированной тетраэдрической сетки, включая топографию. Аналогичная картина низкого удельного сопротивления наблюдалась вблизи поверхности по сравнению с большими глубинами; однако эта инверсия предполагает более высокую проводимость (более низкое удельное сопротивление) в графитовых телах, чем инверсия без учета рельефа.



Рис. 9.Удельное сопротивление на глубинах (**a**) 0-6 м, (**b**) 22-32 м, (**c**) 46-60 м и (**d**) 100-125 м ниже поверхности по данным 3D-инверсии для пятичастотных данных НЕМ, включая топографию.

На рисунке 10 показано удельное сопротивление на глубинах 0-6, 22-32, 46-60 и 100-125 м, полученное в результате совместной 3D-инверсии магнитных данных НЕМ с воздуха с использованием обычной сетки и модели плоской земли без учета топографии. Начальный размер ячейки в направлении z был выбран равным 6 м для достижения большей глубины магнитной инверсии. Совместная инверсия была выполнена с использованием локального коэффициента корреляции Пирсона (LPCC), который оценивал, насколько хорошо различные геофизические наборы данных, полученные из разных и независимых геофизических свойств

недр (например, проводимости и намагниченности в данном случае), были линейно коррелированы.



Рис. 10.Удельное сопротивление на глубинах (**a**) 0-6 м, (**b**) 22-32 м, (**c**) 46-60 м и (**d**) 100-125 м ниже поверхности на основе 3D совместной инверсии пятичастотных данных НЕМ и магнитных данных.

Наблюдается аналогичная картина высокой проводимости (или низкого удельного сопротивления) от поверхности вниз, как показано на рисунках 8 и 9, но с немного более высоким удельным сопротивлением. Совместная инверсия также показала, что графитовые зоны продолжаются на глубину не менее 100 м. Рисунок 11 показывает намагниченность, полученную на тех же глубинах в результате совместной инверсии.



Рис. 11. Намагниченность на глубинах (**a**) 0-6 м, (**b**) 22-32 м, (**c**) 46-60 м и (**d**) 100-125 м ниже поверхности на основе 3D совместной инверсии пятичастотных данных НЕМ и магнитных данных с использованием модели плоской земли.

Здесь показана отрицательная намагниченность в месте наблюдений за графитом, которая сильнее на больших глубинах. Однако отрицательная намагниченность не всегда связана с графитом или проводящими материалами. Таким образом, наблюдаемая отрицательная намагниченность может быть обусловлена не только диамагнитным

поведением графита (со слабой отрицательной намагниченностью), но также остаточной намагниченностью и низким содержанием магнитного поля во вмещающей породе.

Удельное сопротивление из 3D-инверсии данных НЕМ было получено вдоль линии ERT 1 и показано на рисунке 12.



Рис. 12. Разрез удельного сопротивления из (а) профиля ERT 1(те же данные, что на рис. 6а, но с новой цветовой шкалой для сравнения с удельным сопротивлением НЕМ). (b) удельное сопротивление вдоль профиля 1, полученное из 3D-инверсии данных НЕМ для плоской земли, (c) 3D-инверсии данных НЕМ с топографией и (d) 3D-совместной инверсии данных НЕМ и магнитных данных без топографии.

Удельное сопротивление ERT нанесено на график в той же цветовой гамме, что и удельное сопротивление HEM. Место бурения показано на расстоянии около 200 м (рис. 12), в 50 м к западу от линии ERT (рис. 5 и 7). Наблюдается хорошее совпадение местоположения областей с низким сопротивлением между значениями удельного сопротивления ERT и HEM при различных 3D-инверсиях, особенно когда инвертированы только данные HEM. Совместная инверсия данных HEM и аэромагнитных данных восстанавливает несколько более высокое удельное сопротивление минерализации и окружающих территорий, чем индивидуальная инверсия данных HEM. Инверсия HEM с топографией выявляет несколько иные проводящие и резистивные структуры на глубинах ниже 20 м, чем инверсия HEM без топографии. Обе инверсии HEM с топографией и без нее выявили аналогичное подземное удельное сопротивление по сравнению с ERT, но с различным распределением его в недрах. Данные ERT были собраны с использованием расстояния между электродами 10 м с разрешением в несколько метров. Однако данные HEM занимают площадь в несколько десятков метров из-за большего расстояния между линиями (около 200 м) и высоты датчика, используемого при съемке с вертолета. Различные 3D-инверсии данных HEM показывают разное распределение удельного сопротивления под поверхностью из-за различных стратегий инверсии и размеров ячеек, используемых при инверсии.

На рисунке 13а показана зона с удельным сопротивлением <10 Омм, полученная с использованием 3D-инверсии, включая топографию (инвертированные модели удельного сопротивления на рис. 9). Это указывает на вероятную графитовую зону в районе с низким удельным сопротивлением.



Рис. 13. (а) протяженность вероятной графитовой зоны (<10 Омм) и (b) сечение удельного сопротивления вдоль зоны с низким сопротивлением (рис. 5b) на основе 3D-инверсии данных НЕМ с топографией.

На рисунке 13b показаны поперечные сечения удельного сопротивления до глубины 150 м, пронизывающие зоны с низким удельным сопротивлением (рис. 5b и 8, 9 и 10), полученные на основе той же 3D-инверсии (перевернутые модели удельного сопротивления на рис. 9). Области с удельным сопротивлением <10 Омм могут быть богатыми графитом районами.

5. Обсуждение.

Новые электромагнитные и магнитные данные, полученные с вертолета, собранные в Северной Норвегии, выявили области с низким удельным сопротивлением вместе с областями с низкой магнитностью, что, скорее всего, указывает на наличие проводящих минералов, например, графита, сульфидов и т.д., в условиях пониженной магнитности окружающей среды. Области с низким сопротивлением также могут быть вызваны морской водой и зонами разломов, заполненными соленой водой. Требуются дополнительные геофизические исследования, чтобы подтвердить наличие электропроводящих минералов (из-за обмена между электронной и ионной проводимостью) в таких областях и отличить их от других электропроводящих материалов (из-за ионной проводимости). Области с низким удельным сопротивлением, выявленные с помощью кажущегося удельного сопротивления HEM, были более прямым показателем наличия графита, чем, когда эти данные были объединены с данными о слабых магнитных аномалиях.

Последующие наземные работы, включающие геофизические исследования ERT, IP, SP, CP и EM31, подтвердили наличие проводящих зон, обнаруженных с использованием данных HEM. Наземные работы также указывают на наличие нескольких изолированных графитовых структур в этом районе, о чем свидетельствуют аномалия высокого SP и высокая кажущаяся электропроводность измерений EM31. EM31 зарекомендовал себя как эффективный инструмент для обнаружения неизведанных месторождений графита. Кроме того, это дало лучшее разрешение для границ минерализации и даже показало, что они состоят из нескольких более отдельных проводящих структур, чем кромка, потому что EM31 - это наземный метод, который измеряет ближе к цели и имеет меньший охват. Поверхностные выработки на основе данных EM31 подтвердили залежи графита. Открытые залежи графита в этих выработках также использовались в качестве точек заземления для измерения заряженного потенциала.

Измерения IP вместе с измерениями ERT могут подтвердить, обусловлена ли более высокая проводимость минерализацией (обмен электронной и ионной проводимостью и, следовательно, емкостным эффектом) или присутствием соленой воды в трещинах (только ионная проводимость). Вдоль профилей 1, 2, 4 и 5 наблюдались локальные аномалии IP, где присутствие графита было подтверждено поверхностными наблюдениями и бурением (рис. 5b, c). Поверхностных наблюдений графита вдоль профиля 3 не проводилось. Однако в нескольких местах вдоль профиля была обнаружена более сильная аномалия IP и, следовательно, возможность заряжения, что указывает на возможное присутствие графита на глубине. Инверсия IP и профилирование EM31 показали, что непрерывные зоны с низким удельным сопротивлением, интерпретированные на основе данных HEM, указывают на то, что крупные месторождения графита могут состоять из нескольких отдельных графитовых зон.

Различные 3D-инверсии данных НЕМ подтверждают наличие проводящих зон, которые, наиболее вероятно, связаны с графитом, расположенным от поверхности до глубины 100 м или даже глубже. Три стратегии инверсии вернули форму, аналогичную аномальной графитовой зоне. Совместная инверсия магнитных данных НЕМ и аэромагнитных данных не позволила выявить аномальную зону с высокой проводимостью по сравнению с инверсией только данных НЕМ, поскольку при этом пытались учесть структурную корреляцию между НЕМ и магнитными аэро-данными. Перевернутая модель на основе магнитных данных,

полученных с воздуха, показала, что аномальная графитовая зона может простираться на глубину 1 км или глубже, если следовать за слабомагнитной структурой. Сильная отрицательная намагниченность, полученная в результате инверсии магнитных данных с вертолета, предполагает снижение магнитной обстановки в проводящих зонах, что означает, что более низкая намагниченность обусловлена не только диамагнитным графитом, но и остаточной намагниченностью вмещающей породы.

Трехмерная инверсия данных НЕМ без учета топографии, по-видимому, дает структуру подземного удельного сопротивления, более близкую к инверсии ERT, чем 3D-инверсия с использованием топографии. Совместная 3D-инверсия НЕМ и магнитных данных, полученных с вертолета, показывает гораздо более гладкую резистивную подповерхность с меньшим количеством структур из-за большого размера ячеек в направлении z.

6. Выводы

1. Аэрогеофизические данные использовались для выбора мест для последующих наземных исследований. Наличие проводящих областей, нанесенных на карту НЕМ, было подтверждено наземными геофизическими методами, такими как ERT, CP и EM31.

2. Метод СР довольно хорошо отобразил латеральную протяженность минерализации. SP и EM31 показали, что минерализация состояла из нескольких отдельных зон, а не из крупной однородной минерализации, как показано инверсией HEM.

3. ERT и IP подтвердили наличие проводящих зон с некоторым эффектом IP на контакте минерализации и вмещающей породы.

4. Содержание графита во многих из этих проводящих зон было подтверждено с помощью поверхностных наблюдений, рытья траншей, бурения и лабораторных анализов образцов горных пород.

5. Методы трехмерной инверсии показали наличие проводящих зон на глубине до 100 м и глубже. Единая 3D-инверсия данных НЕМ выявила проводящие зоны более точно, чем совместная инверсия магнитных данных НЕМ с вертолета, поскольку она лучше соответствовала удельному сопротивлению ERT.

6. Обнаружена корреляция между низким удельным сопротивлением и низкой магнитной аномалией в результате аэрофотосъемки на участке минерализации графита. Минерализация графита произошла в районах с пониженным магнитным полем; однако отрицательная или слабомагнитная аномалия сама по себе не гарантировала наличие минерализации графита.

7. Использование методов инверсии 2D и 3D и его интеграция с другими геофизическими исследованиями и бурением демонстрирует их эффективность для поисков графита и других типов проводящих руд.



Графическая аннотация:

II. ПОИСКИ СЛОЖНЫХ СУЛЬФИДОВ В КАРБОНАТАХ С ПОМОЩЬЮ ТЕПЛОВИЗОРНЫХ КАМЕР НА БПЛА (район Удиаса, Кантабрия, Испания) [2]

1. Введение

В последние годы горнодобывающий сектор претерпел революцию благодаря разработке беспилотных летательных аппаратов (БПЛА). Использование дронов получило широкое распространение при контроле и мониторинге открытых и подземных горных работ. Оснащенные широким спектром датчиков дроны могут определять области, представляющие интерес для поисков ПИ прямыми методами. Следует также отметить низкую стоимость датчиков, а также прогресс, достигнутый в программном обеспечении для обработки данных.

В настоящем исследовании предлагается использовать БПЛА для создания карт, анализируемых с помощью ГИС-инструментов, которые идентифицируют различные литологические обнажения. Платформы БПЛА могут использоваться для создания карт, которые можно анализировать с помощью ГИС-инструментов, благодаря их способности RGB-датчики, мультиспектральные или гиперспектральные датчики, интегрировать геофизические инструменты и, в частности, недорогие тепловые датчики, которые могут быть способны обнаруживать тепловые колебания, которые могут быть связаны с различными литологиями обнажений. Цель исследования заключается в разработке нового поискового метода, основанного на тепловом моделировании обнажений и использовании ГИСинструментов, позволяющих проводить квазиавтоматический который анализ, идентифицируют различные тепловые характеристики, соответствующие литологическим разностям пород. В частности, исследование сосредоточено на выявлении контактов между выходами известняка и долостона с различным содержанием железа, поскольку они позволяют увидеть различные тепловые характеристики под воздействием солнечной радиации.

2. Материалы и методы

Идентификация различных литологий на основе тепловых характеристик предлагается путем обработки и интерпретации с помощью ГИС тепловых ортомозаик, сгенерированных из фотограмметрических блоков, полученных с помощью недорогих тепловых датчиков, интегрированных в платформы БПЛА.

Предварительный анализ тепловых характеристик пород.

Для получения положительных результатов от предлагаемого метода необходимо оценить, что существует реальная разница в тепловом поведении между изучаемыми

литологиями, что может быть проверено с помощью анализа их соответствующих удельных теплоемкостей. Первоначально целесообразно провести серию лабораторных тестов для проверки разницы температур. С этой целью была проведена серия экспериментов для имитации реальных метеорологических условий, получения информации с помощью теплового датчика и моделирования поведения.

Было проведено три испытания, в ходе которых анализируемые образцы горных пород подверглись одному и тому же термическому процессу, чтобы увидеть, как ведут себя каждый из них. Первый имитирует реальные условия, в которых впоследствии происходит сбор данных и проверяется разница в поведении. Для этой цели предлагается оставить образцы подверженными естественному падающему излучению. Несмотря на зависимость от многих факторов (например, широты, долготы, времени и погоды), тест должен разрабатываться в условиях, аналогичных тем, в которых будет проходить полет БПЛА. Кроме того, необходимо отслеживать поведение путем регистрации температуры образца примерно каждые 30 мин, что предоставит достаточно данных для моделирования поведения. Затем проводятся еще два теста. В первом случае анализируется поведение при температурах ниже 0°С путем охлаждения образцов горных пород в холодильной камере. Во втором случае изучается поведение при высоких температурах образцов после нагрева в печи. В обоих случаях образцы помещаются снаружи, чтобы посмотреть, как они будут развиваться при возвращении к нормальным погодным условиям. Позже данные, полученные в результате тестов, анализируются для установления реального поведения исследуемых литологий. Полученная информация представляет собой последовательность температур с интервалом во времени. В связи с этим предлагается модель для изучения и идентификации реального теплового поведения литологий с помощью таблиц и графиков. Для этой цели данные представлены графически в декартовой системе, в которой абсцисса относится к моменту наблюдения, а ордината - к результирующей температуре. Анализ графиков дает логическое определение изменения температур для каждого типа породы. Это позволяет идентифицировать как поведение литологий, так и момент, когда между ними возникает наибольшая разница температур, что, очевидно, соответствует оптимальному моменту для получения термографических изображений.

Тепловизионная съемка с помощью БПЛА.

После лабораторной проверки различий в тепловом поведении литологий необходимо получить тепловизионные изображения, соответствующие объекту исследования. В первую очередь необходимо выбрать идеальный датчик, который для этих исследований должен быть установлен на беспилотнике. По этой причине его размеры и вес должны позволять

поддерживать его. Кроме того, согласно первоначальным предпосылкам, оно должно быть недорогим.

Фотограмметрические работы обычно разрабатываются на основе запрограммированных полетов, в которых определяется высота полета. Это определяет расстояние до образца грунта (GSD), параметр, обычно устанавливаемый в качестве стандарта точности или детализации фотограмметрического полета. Наиболее распространенные программные средства, такие как Pix4Dcapture, DJI Pilot или Mission Planner, не реализуют адаптивную высоту полета для расстояния до поверхности земли. поддержания постоянного Это подразумевает необходимость использования специального программного обеспечения, подключенного к БПЛА. В предложении рекомендуется высота полета, гарантирующая значение термодатчика GSD около 5 см/пиксель. Обычно текущие фотограмметрические полеты с помощью БПЛА с использованием датчиков RGB достигают точности порядка 1-2 см. В случае тепловых датчиков внутренние характеристики последних приводят к худшему разрешению, поэтому нормально получать результаты с меньшей точностью, которые связаны с более высокими значениями GSD. Например, при полете с двойным датчиком, таким как Zenmuse XT, с инфракрасным разрешением 600×512 пикселей при фокусном расстоянии 19 мм и высоте полета 50 м, как предлагается в этой работе, получается GSD 5 см/пиксель. Однако RGBсенсор устройства достигает значений 1,3 см/пиксель при той же высоте полета.

Кроме того, значения frontlap и sidelap должны учитывать тип используемого датчика, а также цель. Традиционно значения, используемые в аэрофотограмметрии, составляли 60 и 20% соответственно. Однако с появлением БПЛА рекомендации увеличили эти значения до 80 и 60% и могут быть расширены, чтобы избежать скрытых зон. Учитывая более низкое радиометрическое разрешение и четкость изображения инфракрасных датчиков, предлагается использовать значения, достигающие 95%.

Скорость полета является фундаментальным параметром для определения общего времени полета, интервала между кадрами и выдержки. Поскольку в этом полете основное внимание уделяется тепловой составляющей, желательно снизить скорость с традиционной до 3-4 м/с. Рекомендуется, чтобы полет сопровождался наземными контрольными пунктами (GCP), которые позволяют масштабировать создаваемые продукты и ориентировать их относительно установленной системы отсчета. Расположение GCPS является одним из наиболее важных параметров, влияющих на точность результата. Рекомендуется, чтобы эта настройка была регулярной по периметру и внутренней области, которая должна быть представлена.

В дополнение к полету следует спланировать дату и время полета, чтобы избежать неблагоприятных погодных условий и получить наибольшую разницу температур между литологиями на основе результатов предыдущих тестов. Работы должны выполняться в течение одного дня и в кратчайшие сроки, чтобы температурные условия не менялись, что позволяет избежать возможного влияния на обработку изображений.

Обработка тепловизионных изображений.

Набор изображений должен быть обработан в соответствии с принципами фотограмметрии; то есть того, что можно было бы назвать "современной фотограмметрией", которая использует программное обеспечение, основанное на алгоритмах структурнозависимого движения (SfM), и автоматическую корреляцию изображений для создания продуктов, позволяющих интерпретировать результаты. Методы можно разделить только на три основные категории: тепловизионное моделирование 2D-изображений, тепловизионное отображение изображений в существующих 3D-моделях и комбинация RGB и тепловизионных изображений.

Метод, предложенный в этом исследовании, фокусируется на разработке второй категории, основанной на генерации облака точек из изображений RGB, на которые проецируется радиометрическая информация из инфракрасных изображений. Фундаментальная часть исследования включает соответствующую фотограмметрическую обработку тепловых изображений, которая позволяет создать ортомозаическую и трехмерную модель, обладающую достаточным качеством и точностью для проведения разведки и определения областей, представляющих интерес для геологоразведки.

В настоящее время при работе с фотограмметрическими блоками с дронов множество программного обеспечения на рынке может обрабатывать эти изображения и получать хорошие результаты, такие как Metashape, Pix4D, PhotoModeler, Visual SfM, OpenDron Map или DronDeploy. Однако первые два выделяются тем, что они являются наиболее широко используемыми альтернативами программному обеспечению из-за качества их результатов. Несмотря на возможные различия между ними, все они основаны на алгоритмах SfM, которые позволяют им получать информацию и представлять точки на двумерных изображениях. Дополнительно эти программы реализуют алгоритмы, такие как Multiview-Stere (MVS) для уплотнения облаков точек или масштабно-инвариантное преобразование фигур (SIFT) для автоматического определения гомологичных точек, тем самым получая высококачественные результаты и сводя к минимуму необходимость взаимодействия с пользователем. Предлагаемый метод обработки объединяет геометрическую достоверность моделей с использованием RGB с более высоким разрешением и большей четкостью с

радиометрической информацией, получаемой термографическим датчиком. Рекомендуется рабочий процесс, ориентирующий изображения RGB на их тепловые аналоги для последующего проецирования инфракрасной информации на трехмерную модель, полученную с помощью изображений RGB (рис. 1).



Рис. 1. Рабочий процесс фотограмметрической обработки для разведки полезных ископаемых.

Процесс начинается с планирования полета для получения RGB и тепловизионных изображений с помощью двойного датчика. Затем изображения обрабатываются для создания карт, которые приводят к разграничению контактов в обнажении.

После завершения фотограмметрического процесса ортомозаика обрабатывается инструментами ГИС для определения температуры в каждом составляющем ее пикселе. Это возможно, поскольку информация, хранящаяся тепловыми датчиками, обычно является радиометрической, что позволяет преобразовывать ее в температуру с помощью функций реклассификации.

Для получения более реалистичного результата предлагается скорректировать преобразование на основе измерения температуры более точным дополнительным методом в нескольких точках обнажения с географической привязкой в модели, которая была сделана в тот же момент, когда был разработан полет. Таким образом, можно провести сравнение между измерениями на преобразованной ортомозаике и температурами, наблюдаемыми в полевых условиях, что позволяет установить отклонение между реальной температурой поверхности и полученной в модели. Анализ отклонения между температурой начального преобразования на первой итерации и температурами, измеренными в точках на местности,

позволит установить значение температурной корректировки. Это будет применено на второй итерации реклассификации, таким образом, будет получен результат, который больше соответствует реальности.

Анализ и интерпретация тепловизионных изображений с помощью ГИС для определения литологии.

Ожидаемый результат - ортоизображение, представляющее температуру поверхности исследуемого участка в каждом пикселе, чтобы можно было идентифицировать различные литологии. Существует несколько возможных способов интерпретации изображения. Один из них, который является очень быстрым и простым, включает в себя интерпретацию фотографий, с помощью которой элементы изображения идентифицируются путем визуального анализа и осмотра. Однако этот метод субъективен, поскольку зависит от восприятия человека, выполняющего анализ, а также от влияния опыта и знаний субъекта.

В этом исследовании предлагается квазиавтоматический метод с использованием ГИС для сегментирования теплового изображения, таким образом, отдельно отражающего контактные зоны или идентифицированные участки, связанные с различными литологиями. Для этого необходимо определить или установить температурный предел; то есть температуру, которая позволяет различать различные литологические особенности исследуемой территории. Таким образом, точки с более высокой температурой относятся к одному типу литологии, а с более низкой - к другому, при условии, что в обнажении присутствуют только два типа пород. Если было несколько литологий, необходимо было установить разные температурные ограничения. Поскольку две литологии соприкасаются, нет четко определенной тепловой границы, как это может быть в случае с цветовыми различиями; вместо этого между породами существует зона температурного перехода.

Предлагается устанавливать предельную температуру на основе реальных температур литологий, полученных в полевых условиях, с использованием метода, отличного от бортовой термографической камеры, установленной на БПЛА во время фотограмметрического полета, и результатов тепловых испытаний породы. Предлагаемая предельная температура определяется как сумма или разница между средней температурой целевой литологии, основанной на полевых измерениях, и половиной средней разницы температур между обеими литологиями, измеренной на основе лабораторных тестов:

$$T_{Limit} = T_{RockTar} \pm \frac{\Delta T_{Average}}{2} \tag{1}$$

где *T*_{Limit} - предельная температура; *T*_{RockTar}- средняя полевая температура интересующей литологии; асреднеет- это средняя разница температур между литологиями, определенная в лаборатории. При применении приведенного выше выражения положительный или отрицательный знак зависит от средних температур, наблюдаемых в литологиях, так что значение является положительным, когда температура интересующей породы ниже, и отрицательным, когда она выше, чем у породы, не представляющей интереса. Таким образом, новая карта будет получена с помощью операции реклассификации, которая присваивает новое значение пикселям температуры, которые ниже или равны предельному значению. Это значение будет отличаться от значения, присвоенного пикселям с более высокой температурой. Новая карта будет представлять собой растровое представление пространственного распределения двух значений, для которого необходимо будет выполнить работу по интерпретации фотографий. На реклассификации контакты будут представлены линиями таким образом, что области, связанные с каждой из присутствующих литологий, будут разграничены.

Валидация метода.

Для подтверждения или сопоставления результатов предложения с традиционными, менее экономичными методологиями предлагается сравнить результаты с результатами, полученными с помощью двух других процедур: детального геологического картирования и интерпретации фотографий. Рекомендуется использовать программное обеспечение ГИС, позволяющее интегрировать и сравнивать контакты и области, представляющие интерес в результате применения различных предложенных методов, чтобы можно было проверить эффективность нового метода по сравнению с традиционными альтернативами. На основе результатов, извлеченных из ГИС, можно сравнить контакты между литологиями и определенными ими площадями.

В этом смысле предлагается проводить подробное геологическое картирование на основе сбора данных во время посещения исследуемой территории. С помощью визуального осмотра и топографических инструментов должны быть определены координаты (в соответствии с установленной системой отсчета) точек, ограничивающих литологические контакты и другие геологические структуры. Набор данных обрабатывается соответствующим программным обеспечением для объединения точек и создания линий разграничения контактов и других структур в исследуемом районе. Эта процедура, несомненно, самая строгая, но и самая дорогостоящая. В этом исследовании применялась валидация для всей исследуемой территории. В реальном случае, очевидно, что ее можно было бы свести к репрезентативным участкам.Во-вторых, предлагается определять контакт путем идентификации цветовых изменений, связанных с различными литологиями, на основе ортомозаики, сгенерированной фотограмметрическими методами с использованием блока изображений RGB используемого

двойного датчика (интерпретация фотографий). Эта проверка требует последующего сравнения контактов, определенных на RGB, и термоортомозаики.

3. Результаты.

Для тестирования предложенного метода была выбрана территория с идеальными условиями, позволяющими четко различать цветовую гамму двух хорошо различающихся литологий поверхности. Этот район находился в муниципалитете Удиас (Кантабрия, Северная Испания) и характеризуется важными контактирующими выходами известняка и долостона. Кантабрия имеет давние традиции добычи полезных ископаемых, основанные на разработке сложных месторождений сульфидов Pb-Zn, среди которых выделяется рудник Реочин, один из крупнейших в мире представителей типологии долины Миссисипи. Эти месторождения относятся к металлотекту реочинской формации. Более конкретно, они связаны с долостоунами гаргазийского возраста, литологией, содержащей железо и составляющей вмещающую породу этих минерализаций. Таким образом, идентификация этих доломитов и их распределение по поверхности могли бы позволить определить области, представляющие интерес для обнаружения месторождений сульфидов Pb-Zn.

Идентификация обеих литологий может быть произведена путем фотоинтерпретации изображений, полученных традиционными оптическими датчиками RGB. Цветовые различия в долостоне обусловлены железом, которое придает ему характерный красноватый цвет, позволяющий легко идентифицировать потенциально минерализованные зоны с образованием кровли и стен. Кроме того, горные породы должны иметь разное тепловое поведение из-за их разных характеристик. Например, существует заметная разница в удельной теплоемкости известняка (0,515 ± 0,015 кДж/кг°С) и долостона (0,553 ± 0,082 кДж/кг°С), что предполагает различное тепловое поведение двух литологий.

3.1. Тепловые испытания.

Чтобы запрограммировать полет, первоначальные лабораторные тесты определили, была ли разница температур между литологиями, и, если да, то в какое время суток она была наибольшей. Для проведения этих испытаний были взяты шесть образцов, по три от каждого типа породы, которые подвергались воздействию естественного солнечного света, а изображения были сделаны тепловизионной камерой Flir E40. На рисунке 2 показано одно из изображений.



Рис. 2. Тепловое изображение образца долостона между двумя образцами известняка (температура поверхности долостона значительно выше).

Термографическая камера была должным образом откалибрована, и ее технические характеристики соответствуют описанию в таблице 1.

Табл. 1.

Технические характеристики камеры. Features			
RGB Resolution	3.1M px		
Thermal sensitivity	<0.05 °C		
Accuracy	±2 °C		
Battery	4 h		

Определение температуры каждого из шести образцов проводилось с помощью программного обеспечения Flir Tools для анализа термографических изображений. Для этого на образцах для разных снимков была выделена совпадающая область с учетом как средней температуры образцов, так и разницы между температурами двух литологий на момент сбора данных. Результаты теста можно увидеть на рисунке 3.

Surface Temperature Evolution



Изменение температуры поверхности образцов в течение дня:

образцы долостона всегда показывали более высокую температуру поверхности, чем образцы известняка.

Из графика видно, что разница температур между литологиями наблюдалась, а также четкая взаимосвязь между разницей температур и временем солнечного воздействия, достигая своего максимального значения (6,53°C) одновременно с достижением максимальной температуры пород, примерно в 16:00 ч.

Для изучения поведения образцов в экстремальных условиях и подтверждения результатов были проведены два дополнительных испытания на принудительное охлаждение и нагрев. Принудительное охлаждение состояло в охлаждении шести образцов до -30°C с последующим помещением их под прямые солнечные лучи для анализа эволюции температуры. Хотя разница температур была не такой высокой, как в первом тестировании, температура долостона была выше, чем у известняка. При принудительном нагреве образцы нагревали в печи до 75°C, где они оставались в течение трех часов. Затем им давали остыть естественным путем, пока они не достигли комнатной температуры. В данном случае результаты были более обнадеживающими: разница температур между образцами известняка и долостона составила до 7,2°C.

Все эти тесты подтвердили фундаментальное условие, которое должно было быть выполнено для применения метода, разработанного в этом исследовании - должна была быть разница в тепловом поведении литологий, чтобы можно было использовать инфракрасные датчики. Кроме того, в ходе этих тестов было определено время суток, когда наблюдалась максимальная разница, что было оптимальным временем для сбора информации. Таким образом, были установлены центральные часы дня как наилучшее время для фотограмметрического полета.

3.2. RGB-фотограмметрия.

Фотограмметрические блоки RGB и тепловизионных изображений были получены с помощью запрограммированного проекта полета, размеры которого соответствуют упомянутым выше спецификациям, как показано в таблице 2.

Парамотры и плана по пото

Табл. 2.

Flight Parameters			
Height (m)	50		
Speed (m/s)	1.75		
Frontlap (%)	85		
Sidelap (%)	83		
Resolution (cm/px)	1.3 (RGB) 5 (IR)		
Distance between images (m)	4.35		
Number of photographs	2405		
Trace $(m \times m)$	52 × 39 (RGB) 32 × 25.6 (IR)		
Flight time (min)	92		
Photo interval (s)	2.5		

Для программирования полета использовалось специальное программное обеспечение UgCS, которое позволяет разрабатывать проекты полетов на DTMs и устанавливать адаптивную высоту полета; то есть постоянную относительно поверхности. Все это было разработано с учетом выбранной для конкретного случая летной платформы DJI Matrice 210 V2 (рис. 4). Его размеры составляют 883×886×398 мм в развернутом виде и вес 4,8 кг. Он может перевозить до 2 кг полезной нагрузки, поскольку имеет двойную карданную опору для установки датчика. Автономность до 38 минут, скорость 82,8 км/ч и дальность действия до 8 км благодаря своей системе GNSS GPS + ГЛОНАСС.



Рис. 4. БПЛА DJI Matrice 210 V2, оснащенный двойным датчиком Zenmuse XT2.

Датчик, встроенный в платформу, представляет собой радиометрический датчик DJI Zenmse XT2. Это двойной сенсор, который включает RGB и инфракрасные датчики, а также имеет собственную технологию многоспектральной динамической визуализации (MSX) Flir для лучшей интерпретации тепловых изображений. Это недорогое устройство с характеристиками, описанными в таблице 3.

Табл. 3.

Технические характеристики датчика RGB.			
Features			
Sensor size	1/1.7" CMOS		
Resolution	4000 × 3000 px		
Focal Distance	8 mm		
Format	JPEG		

Для правильной ориентации и масштабирования модели фотограмметрический полет сопровождался в общей сложности 19 GCPS, равномерно распределенными по исследуемой территории (рис. 5). Точками опоры были фотограмметрические мишени из нержавеющей стали размером 15×15, нанесенные черно-белой сеткой, координаты которых были получены с использованием методов глобального позиционирования (GPS) в официальной системе

отсчета (ETRS89-UTM Zone 30), которая, в свою очередь, составляла систему отсчета для всего исследования.



Рис. 5. GCP (красное) были расположены в соответствии с регулярным распределением по территории.

Полет состоялся 20 мая 2021 года, начало в 15:00, при благоприятных погодных условиях и средней температуре на протяжении всего полета около 21°С. Эти условия были очень похожи на те, которые были во время лабораторных испытаний для определения ситуации, при которой были получены наибольшие тепловые колебания между двумя породами. Полет длился 1 час 32 минуты и было получено 2405 изображений в формате RGB јред, а также такое же количество дополнительных тепловизионных изображений.

Обработка изображений, полученных в ходе фотограмметрического полета, проводилась с использованием Agisoft Metashape версии 1.7.2. Использовался рабочий процесс, установленный в методическом предложении, в результате чего было сгенерировано облако точек с общим количеством 40 458 511 точек, модель TIN с 9 692 656 гранями и ортомозаика с разрешением 1,38 см/пиксель. Ортомозаика была создана просто для проверки результатов, полученных с помощью методов фотоинтерпретации.

3.3. Термографическая фотограмметрия.

Фотограмметрический блок тепловизионных изображений был сделан одновременно с блоком RGB из-за двойных характеристик выбранного датчика. Инфракрасный датчик характеризуется техническими характеристиками, приведенными в таблице 4.

Табл. 4.

Технические характеристики термографического датчика Zenmuse XT2.

	Features
Туре	Uncooled VOx Microbolometer
Resolution	$600 \times 512 \text{ px}$
Focal distance	19 mm
Spectral band	7.5–13.5 μm
Sensitivity	0.05 °C

Во время полета камера была настроена на режим с высоким коэффициентом усиления, излучательной способностью 0,9 и температурой окружающей среды 22°С, в соответствии с температурой, установленной портативной метеостанцией, доставленной в поле.

Набор изображений был обработан с использованием того же программного и аппаратного обеспечения, что и изображения RGB, и был реализован особый рабочий процесс, вызванный собственной последовательностью обработки программы. После проецирования термографической информации на RGB-модель обе были геометрически одинаковыми, за исключением того, что для каждой точки было получено значение каждого цвета полосы RGB, в то время как для тепловой модели значение коррелировалось с температурой, определенной для каждой точки по тепловым изображениям.

Набор данных по тепловизии состоял из 2405 необработанных изображений в собственном формате TIFF от Flir. Радиометрическое разрешение датчика позволяет сохранять диапазоны со значениями до 14 бит. Информация была напрямую связана с преобразованием температуры для каждого пикселя изображения, полученного датчиком во время хранения изображения. С помощью этой информации стало возможным получить температуру каждого пикселя ортомозаики ИЗ соотношения, предоставленного производителем латчика. применив операцию реклассификации с использованием инструментов, встроенных в QGIS, платформу с открытым исходным кодом, используемую на протяжении всего исследования. Взаимосвязь или формула, которая должна быть реализована для используемой модели датчика, была:

$$S \cdot Res = T_{Scene} \tag{2}$$

Кроме того, в ходе полета термографической камерой Flir E40 были сделаны тепловизионные снимки в 4 геолокационных контрольных точках в районе исследования: двух в выступе известняка и двух в долостоне (рис. 6). Эти изображения были получены для проверки измерений, выполненных бортовым датчиком.

где *S*- значение пикселя в 14-битном цифровом видеосчете; *Res*составляет 0,4 К на отсчет для низкого разрешения и 0,04 К на отсчет для высокого разрешения; и *T*_{сцены}- температура сцены в К.



Рис. 6. Расположение контрольных точек тепловой модели.

Результаты термографических наблюдений приведены в таблице 5.

Табл. 5.

r csymbration nonrepairy point						
Id	Rock Type	x	Ŷ	Z	Camera (°C)	Orthomosaic (°C)
PTD1	Dolostone	402,527.461	4,799,785.308	339.304	33.97	33.69
PTD2	Dolostone	402,554.924	4,799,758.187	351.408	32.98	30.29
PTC1	Limestone	402,597.061	4,799,735.159	368.758	28.84	27.50
PTC2	Limestone	402,609.065	4,799,762.471	368.569	29.76	28.89

Ρεзультаты контроля температуры

Таблица 5показывает, что результаты измерений температуры в камере и ортомозаике не совпадали, поскольку данные, записанные с помощью портативной камеры, были выше, чем данные, полученные с помощью бортового датчика. Средняя разница между измерениями в каждой точке составила 1,05°C. Несмотря на это, разница температур между точками в двух литологиях была заметно выше для обоих датчиков (4,2°C для камеры и 3,8°C для бортового датчика), что позволило идентифицировать контакты.

На основе этих данных была произведена корректировка тепловой модели, которая ранее была определена как вторая итерация. Эта корректировка была произведена посредством новой реклассификации исходного изображения, в котором значение каждого пикселя (температура) было увеличено на среднюю разницу, полученную точно между двумя датчиками. В результирующее изображение было введено новое значение температуры в

каждом пикселе, более близкое к реальной температуре горных пород. Таким образом, вторая итерация преобразования растра, реализованного в модели, была:

$$T_{Scene} (^{\circ}\mathrm{C}) = S \cdot Res - 273.15 \,\frac{^{\circ}\mathrm{C}}{K} + 1.05 \,^{\circ}\mathrm{C}$$

$$\tag{3}$$

Таким образом была получена окончательная тепловая карта исследуемой территории (рис. 7).



Рис. 7. Тепловая ортомозаика исследуемого района. Продолжительность полета составила 92 минуты.

3.4. Термографический анализ.

С помощью ортомозаики (карты) на платформе QGIS может начаться термографический анализ, ведущий к выявлению контактов обеих литологий на поверхности. Предварительный анализ, состоящий из интерпретации цветов, присвоенных каждому пикселу (в зависимости от температуры), дал первое определение границ на основе тепловых (цветовых) вариаций. Поскольку контакт был не таким четким, как в случае RGB, где цветность двух литологий имела однозначное значение, в этом исследовании было предложено автоматизировать анализ для улучшения результатов, хотя и не без надзора. Как установлено в методическом предложении, автоматизация выполнила сегментацию изображения, что позволило идентифицировать поверхность обеих литологий и их границу.

Как описано выше, измерения ручной камерой показали, что средняя температура долостона во время полета составляла 33,48°С; тогда как лабораторный тест с аналогичными условиями установил среднюю разницу температур в 5,7°С. В продолжение
методологического предложения исследования было установлено, что предельная температура, позволяющая различать породы известняка и доломита, составляет 30,63°С.

С помощью QGIS пикселям карты, имеющим значение, равное или меньшее 30,63°С, было присвоено значение 0, а пикселям с более высоким значением - 1. Результатом операции стала новая карта, на которой пиксели со значением 1 были представлены белым цветом, а пиксели со значением 0 - черным (рис. 8).



Рис. 8. Переклассификация изображения в соответствии с предельной температурой (30,63°С).

На новой карте можно определить основные зоны обнажения как известняковой, так и долостоновой литологии. Восточная часть изображения с большим черным блоком представляет известняк, в то время как большое белое пятно в центре соответствует выходу долостона. Эта двойственность цвета позволяет простой и быстрой фотоинтерпретации карты для разграничения литологий и установления контактов между ними, как показано на рисунке 9.



Рис. 9. Контакты определяются в соответствии с рабочим процессом, предложенным на рисунке 1.

3.5. Проверка результатов.

Как указано в методическом предложении, тот же валидационный анализ был проведен с использованием двух других методов: детального геологического картирования и фотоинтерпретации карты RGB. Все это было выполнено в данном конкретном случае из-за хроматизма обеих литологий, как видно на рисунке 10.



Рис. 10. Контакт известняка и долостона на исследуемой территории.

Подробное геологическое картирование было выполнено путем обхода контакта между двумя литологиями, при котором координаты точек, расположенных на расстоянии 2-3 м друг от друга вдоль самого контакта, были получены с использованием методов глобального позиционирования. Всего было зарегистрировано 257 точек, распределенных вдоль верхнего и нижнего контактов обнажения в анализируемом районе. Точки были получены с использованием метода GPS/RTK в системе отсчета, принятой для всего исследования. Для обработки данных GPS использовалось программное обеспечение Leica Ski-pro. Впоследствии набор точек был импортирован в QGIS, создав векторный слой с контактами, как показано на рисунке 11.



Рис. 11. Контакты получены из подробного геологического картирования.

Одновременно на карте RGB проводились работы по интерпретации фотографий для определения литологических контактов. Для этой цели данные были импортированы на карту QGIS, а верхний и нижний контакты были разделены, как показано на рисунке 12.



Рис. 12. Контакты, полученные с ортомозаики RGB с расшифровкой фотографий.

Набор векторных слоев в QGIS, представляющих контакты между двумя литологиями, был получен в результате различных процессов. Поскольку для выявления изменений в литологии использовались различные методы, можно заметить различия (рис. 13).



Рис. 13. Контакты между известняком и долостоном образуются в результате трех методов: детального геологического картирования, интерпретации фотографий RGB и квазиавтоматической термической обработки.

В целом наблюдалось определенное сходство между верхним и нижним контактами, разграниченными тремя методами. Было сильное совпадение между фотоинтерпретацией изображения RGB и детализированным отображением. Линии, сгенерированные на основе тепловой информации, также показали аналогичное разграничение, но не совсем то же самое.

Для оценки результатов сравнивалась область долостона, ограниченная контактами внутри исследуемого прямоугольника, поскольку это литология, представляющая наибольший интерес моделирования ресурсов. Соответствующие участки были ДЛЯ ГИС соприкосновения, определены В на основе линий определенных каждым методом. Территория, ограниченная подробным геологическим картографированием, была принята в качестве эталона для сравнения результатов (табл. 6), поскольку это был наиболее точный и проверенный метод.

Табл. 6.

Результат проверки методов на определенных территориях.					
Method	West Limestone (m ²)	Dolostone (m ²)	East Limestone (m ²)	Dolostone Surface Deviation (%)	
Detailed Geological Mapping	8285.14	27,350.01	5690.54	-	
RGB Photo interpretation	8442.49	27,620.75	5262.43	0.99	
Quasi-automatic Thermal Processing	9805.19	26,101.12	5419.38	-4.57	

В целом было обнаружено высокое сходство между результатами метода фотоинтерпретации RGB и подробного геологического картирования с отклонением в исследуемой восприимчивой поверхности около 0,99%. Результат тепловизионного изображения показал меньшее сходство с отклонением в 4,57%. В обоих случаях отклонения были незначительными на стадии поиска полезных ископаемых, для которой запланировано данное исследование.

4. Обсуждение.

После практического применения предлагаемого метода и с учетом результатов, полученных в результате сравнения границ района возможного интереса к добыче с помощью нового предложения и двух распространенных методов, предлагаются следующие интерпретации:

1. Перед выполнением фотограмметрического полета важно провести тест с реальными образцами различных литологий, которые будут обследованы. Без этих тестов невозможно узнать реальные тепловые характеристики, а это значит, что невозможно будет определить предельную температуру между ними или наиболее подходящее время суток для выполнения полета.

2. Проектирование полета с тепловизионным датчиком требует гораздо больших затрат, чем с датчиком RGB, поскольку разрешение второго датчика, как правило, лучше, чем у первого. В случае недорогих сдвоенных датчиков это вынуждает адаптировать параметры полета к датчику с более низким разрешением.

3. Тепловизионная обработка изображений также существенно отличается от обработки изображений RGB. В этом смысле подход традиционной обработки изображений RGB и использование параметров ориентации для тепловизионной обработки изображений

значительно облегчает обработку блоков тепловизионных изображений. Более того, это обеспечивает очень удовлетворительные конечные результаты, когда ортомозаика/карта / изображение идентифицирует исходную тепловую информацию для каждого пикселя.

4. ГИС-инструменты позволяют выполнять несколько логических операций над картой. В предлагаемом случае первый преобразует тепловую информацию, записанную датчиком, в температуры, а второй корректирует отклонение датчика, установленного на БПЛА, вызванное возможными атмосферными коррекциями и проблемами с высотой/разрешением. Обе операции необходимы для получения оптимальных результатов, поскольку без них интерпретация теплового изображения была бы неточной.

5. Использование ГИС-инструментов имеет жизненно важное значение для разработки предлагаемого метода, поскольку они позволяют интерпретировать окончательную тепловую карту. Кроме того, они облегчают работу, которая обычно выполняется визуально, поскольку сокращают диапазон цветов, которые оператор должен интерпретировать, а также позволяют значительно сократить время, необходимое для проведения анализа.

Проверка результатов установила отклонения в районе, оцененном как возможная зона интереса к добыче, порядка 4,57% по сравнению с подробным геологическим картированием. Это отклонение полностью приемлемо, особенно когда оно выполняется на очень ранней стадии поисков для определения крупных областей интереса, которые позже будут дополнены методами прямой разведки. Основные ограничения, выявившиеся в ходе исследования, касались в основном трех областей. Первой была недостаточная универсальность недорогих датчиков по формату, тепловой информации и преобразованию температуры. Вторая проблема связана с наличием растительности на исследуемой территории, которая затрудняет измерение температуры и создает области с низким контрастом, затрудняя последующий анализ. Наконец, определение термического предела, которое с эмпирической точки зрения было адекватно определено, на самом деле не было строгим ограничением, поскольку в горных породах существовала зона термического перехода.

5. Выводы.

1. Новый метод, предложенный для идентификации различных литологий, представляет собой, в первую очередь, простую, экономичную и быструю альтернативу для их определения границ.

2. Инструменты, включенные в среду ГИС, позволяют переклассифицировать термографические карты, полученные с помощью БПЛА и недорогих тепловых датчиков. Эти инструменты предоставляют новую термографическую карту, которая намного проще для

анализа и позволяет выполнять квазиавтоматическое распознавание, как предложено в этом исследовании.

3. Анализ результатов показал, что отклонения между предлагаемым методом и более традиционными были незначительными на этой ранней стадии поисков, что соответствовало цели данного исследования.

4. Метод, предложенный в результате исследования, имеет большие преимущества перед традиционными методами, такие как простота, меньшие затраты и сокращение времени. Детальное геологическое картирование - наиболее точный метод, но он также является наиболее ресурсоемким, а для фотоинтерпретации требуется цветовая разница между исследуемыми литологиями, что не всегда так.

5. Использование бортовых инфракрасных датчиков на платформах БПЛА при поисковых работах имеет большой потенциал быстро и экономично получая результаты. Кроме того, метод может быть применен в сложных и труднодоступных районах.

III. АУДИОЧАСТОТНАЯ, МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКАЯ И ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА МАРГАНЦЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СОНГТАО (*Юго-Западный Китай*) [3].

1. Введение

Месторождения марганца в нижнесиньской (664-653 млн лет назад) формации Датангпо (Nh₂d) рифта Наньхуа известны как "Датангпо-тип". В районе Сонгтао в Гуйчжоу (рис. 1a) расположены наиболее важные месторождения марганца типа Датангпо, обладающие наибольшим ресурсным потенциалом в Китае. Кроме того, месторождение Гаоди (рис. 16) имеет самый большой ресурс марганца - 161млн тонн и достигает уровня сверхбольших месторождений. Слой марганцевой руды Датангпо, расположенный на глубине менее 1000 м, в основном состоит из карбонатов марганца (родохрозита) и марганецсодержащих минерализация алюмосиликатов. Марганцевая В основном происходит ВДОЛЬ синседиментационных разломов, которые развились в тектонической обстановке растяжения в рифте Наньхуа во время распада Родинии. В позднем неопротерозое синосадочные разломы и вторичные рифтовые бассейны, возможно, способствовали транспортировке рудных минералов. Следовательно, необходимо решить проблему глубинного строения системы минерализации.

Существуют две противоположные модели. С одной стороны, гидротермальная генетическая модель - месторождение марганца возникло в результате гидротермальной активности, основанной на концентрически слоистой модульной структуре и конформной текстуре руды. Крупномасштабная подводная вулканическая и гидротермальная активность могла быть вызвана сильным растяжением земной коры и рифтогенетическими процессами. Таким образом, марганец и продукты во время извержения вулкана быстро накапливались в марганецсодержащих туфоносных отложениях. Газожидкостная среда вулканического происхождения и нагретая морская вода дополнительно растворяли и фильтровали эти рыхлые отложения, что привело к обогащению и отложению марганца в авлакогенах. С другой стороны, вместо этого была выведена генетическая модель мелководья, учитывая, что структура РЗЭ в марганцевом месторождении не характерна для гидротермального происхождения. Предположили, что родохрозиты типа "Датангпо" состоят из обломков углеродисто-глинистого состава. Кроме того, отложения типа Датангпо формируются в мелководной осадочной среде вдоль склона бассейна. Марганцевая руда имеет ступенчатую залегаемость и турбидитовые осадочные характеристики благодаря этому осадочному процессу. Генетическая модель мелководья определяет низкое содержанием Si, Ba, Fe и Sr и высокие значения Ti и Al в марганцевой руде. Изучая изотопы углерода и серы марганцевых месторождений Сонгтао обнаружили, что глубинные разломы и флюиды в этой области обеспечили большое количество Mn^{2+} , тогда как CO₂, который формирует MnCo₃, образовался из большого количества CO₂ в атмосфере после глобального стуртианского ледникового периода в 700-695 млн лет назад. Кроме того, обнаружили большое количество древних структур утечки природного газа с низким содержанием углерода и чрезвычайно высоким содержанием серы в родохрозитах, и была предложена новая модель, включающая неопротерозойский рифтогенез и утечку природного газа. Однако эта модель пока не подтверждена какими-либо геофизическими данными.

Чтобы сформировать металлогеническую модель марганцевой руды типа Датангпо, необходимо дальнейшее изучение глубинной структуры системы оруденения и осадочной обстановки. В этом исследовании использовали модели удельного сопротивления, полученные на основе данных аудиочастотной магнитотеллурии (AMT) (синие точки на рис. 1с), и модель плотности, полученную на основе данных о силе тяжести (серая пунктирная линия на рис. 1с), чтобы выявить региональную тектоническую структуру и условия залегания руды на марганцевом месторождении Сонгтао, а также для изучения металлогенической модели марганца в Южном Китае. Геоэлектрическая модель может предоставить информацию для понимания распределения проводящих фаз, поскольку магнитотеллурические данные относительно чувствительны к электрическим проводникам, таким как сульфиды и оксиды некоторых минералов и угольных/графитизированных пород (гнейсы, сланцы, илы и песчаники). Интерпретация моделей удельного сопротивления и плотности ограничена скважинными и геологическими данными. Региональная структура недр на глубине 2800 м очерчена, что потенциально полезно для дальнейшей разведки других месторождений марганца.



Рис. 1. (**a**) Местоположение (**b**) упрощенная геологическая карта района исследования. (**c**) Рифт Наньхуа, распределение станций АМТ, гравитационных станций и скважин.

2. Геологические предпосылки.

Западная часть рифтового бассейна Наньхуа включает три тектонические единицы: субрифтовый бассейн Улин на севере, субрифтовый бассейн Сюэфэн на юге и область поднятия Тяньчжуань-Хуайхуа в середине. Марганцевая руда Сонгтао расположена в рифтогенетическом центре субрифтового бассейна Улин. Формацию Датангпо (Nh₂d) можно разделить на два пласта. Нижний пласт в основном состоит из черных углеродистых сланцев мощностью 0-20 м, углеродистой родохрозитовой линзы и линзовидных доломитов. Верхний слой имеет толщину 30-320 м и в основном состоит из серых или темно- серых алевритовых аргиллитов и алевролитов. Осадочная марганцевая минерализация позднего неопротерозоя в основном представлена родохрозитом. Возраст оруденения предварительно определен по U-Pb: 662,9 ± 4 млн лет и 654,5 ± 3,8 млн лет соответственно. Примечательно, что большинство месторождений марганца в восточном расположены вдоль синседиментационных разломов, которые широко развились в позднем неопротерозое. В Южном Китае эти разломы контролировали формирование вторичных рифтовых бассейнов и служили каналами для глубинных Таким образом, флюидов И марганцевого оруденения. выявление синседиментационных разломов может связать образование марганца и процессы рифтогенеза Наньхуа.

3. Сбор и анализ гравитационных данных.

Профиль северо-западного направления с участками протяженностью 51 МТ (с диапазоном частот от 10 400 Гц до 1 Гц) был развернут перпендикулярно основному геологическому тренду (рис. 2) с расстоянием между участками 100-200 м с помощью приборов Phoenix V5-2000 (Phoenix Geophysics Limited, Торонто, Онтарио, Канада). На каждом участке были зарегистрированы две ортогональные горизонтальные компоненты электрического поля (Ех и Еу) и три ортогональные компоненты магнитного поля (Нх, Ну, Hz).



Рис. 2. (**a**) Карта асимметрии бар, показывающая отклонение от 2D структуры. (**b**) Диаграммы Rose, построенные с использованием метода многоузловой многочастотной тензорной декомпозиции, которые показывают направление геоэлектрического удара в различных частотных диапазонах.

Данные временных рядов были обработаны с помощью программного обеспечения Phoenix SSMT2000 (версия 0.6.0.69, Phoenix Geophysics Limited, Торонто, Онтарио, Канада). Данные тензора импеданса АМТ были получены после быстрого преобразования Фурье и обработки надежной оценки тензора импеданса. Данные с частотами ниже 1 Гц были удалены, чтобы уменьшить электромагнитный шум. Некоторые низкочастотные данные из точек измерения были даже удалены ниже 10 Гц. Были оценены спектры мощности, соответствующие разным частотам на каждом участке. Глубина разведки зависит от глубины залегания, которая увеличивается с увеличением периода. Для этого набора данных самый длительный период составил 1 с, и он дает поверхностную глубину 2-3 км, предполагая среднее значение удельного сопротивления 100 Ом м.

Перед инверсией были рассчитаны значения асимметрии Bahr данных импеданса АМТ для определения размерности. Этот метод позволяет эффективно избежать эффекта локального искажения и получить размерность региональной структуры (рис. 2). Направление геоэлектрического удара было оценено для всех участков на всех частотах. S=0 указывает на идеальную двумерную (2D) структуру. В целом, небольшие значения S указывают на то, что подземная структура, скорее всего, является двумерной. Как показано на рисунке 2a, на частотах выше 100 Гц асимметрия Бар на большинстве станций составляла менее 0,3. Таким образом, электрическая структура вдоль всего разреза была приблизительно двумерной в мелководной части. Однако большая асимметрия наблюдалась на частотах ниже 100 Гц, особенно на станциях в западном регионе, что может указывать на трехмерную (3D) структуру и требовать 3D-инверсии для восстановления глубинной структуры под этими станциями. Поэтому использовали методы 2D и 3D инверсии для получения структуры удельного сопротивления вместе с профилем AMT.

Направление геоэлектрического удара должно быть определено до 2D-инверсии. Затем данные AMT необходимо повернуть в направлении геоэлектрического удара. Использовался метод много площадочной декомпозиции по многочастотному импедансу. Согласно статистическим результатам геоэлектрических направлений на диаграммах роуз (рис. 26), направление геоэлектрического удара на средних и малых глубинах (при 100-10 000 Гц) составляет около 40°СШ. Направление геоэлектрического удара в более глубокой части (на частотах 1-100 Гц) значительно меняется, что позволяет предположить, что размерность более глубокой структуры имеет тенденцию быть трехмерной. Все локальные изменения направления удара находятся в минимальном диапазоне, что соответствует региональному геологическому направлению удара. Следовательно, направление электрического удара вдоль этого профиля было определено как N40°E.

Высокоточные гравиметрические измерения проводились на том же профиле, что и при съемке AMT (рис. 1с). Гравитационный профиль состоял из 259 точек съемки со средним расстоянием между точками 40 м, а общая длина профиля достигла 10,52 км. Для гравиметрических измерений использовался гравиметр CG-5 (Scintrex, Конкорд, Онтарио, Канада), и наблюдаемая точность гравиметрических данных достигла 0,016 мГал. Для получения гравитационной аномалии Буге наблюдаемые гравитационные данные нуждаются в ряде исправлений, включая коррекцию прилива Земли, коррекцию нулевого дрейфа, коррекцию свободного воздуха, коррекцию каменных плит и топографическую коррекцию. Здесь средняя плотность каменной плиты, 2,67 г/см³, была приведена с поправкой Буге.

Чтобы устранить неглубокую и локальную аномалию месторождения, реализовали разделение региональных и локальных полевых данных для гравитационной аномалии Буге с использованием метода среднего значения по скользящему окну. Кроме того, размер окна был равен 40 точкам наблюдения (т.е. 1,6 км). Величина гравитационной аномалии варьировалась от 2 до 15 мГал. Гравитационная аномалия увеличилась с северо-запада на юго-восток с двумя региональными гравитационными аномалиями высокой амплитуды. Гравитационная аномалия определения плотностной структуры недр и интерпретирована с помощью геоэлектрической модели.

4. Инверсия и интерпретация геофизических данных.

После поворота данных импеданса АМТ к главной геоэлектрической оси была выполнена 2D инверсия с использованием метода нелинейного сопряженного градиента (NLCG). Предыдущие исследования показали, что данные поперечного электрического режима (TE) более чувствительны к вертикальным изменениям структуры удельного сопротивления, тогда как поперечный магнитный режим (TM) более чувствителен к поперечным изменениям. Для получения наиболее достоверной двумерной электрической структуры была проведена инверсия совместного режима TE и TM. После сравнения различных параметров инверсии окончательные параметры инверсии были установлены с использованием равномерного полупространства 100 Ом м в качестве исходной модели. Параметр компромисса между шероховатостью модели и соответствием данным определялся с использованием "L-образной кривой" (рис. 3), которая демонстрировала изменение градиента при значении параметра регуляризации 7. Следовательно, оптимальное значение регуляризации составило 7. После 100 итераций общее среднеквадратичное значение (RMS) составило 2,13, что указывает на то, что инверсия уже сошлась. Окончательная 2Dинверсионная модель показана на рисунке 4а. Наблюдаемые и модельные кривые отклика кажущегося удельного сопротивления и фазовых данных для 2D-инверсии некоторых станций показаны на рисунке A1.



2. 5. С-образная кривая изменении среднеквадратичных значении и шероховатости модел Рис. 4. (a) Модель удельного сопротивления 2D и (b) 3D-инверсии.

Трехмерная инверсия была применена к данным АМТ на 51 станции. Использовали модульную систему электромагнитной инверсии (модем) для 3D-инверсии. Этот алгоритм нелинейной инверсии сопряженного градиента выполнялся в параллельном режиме на кластере с 67 процессорами. Для каждой станции использовалось 20 частот в диапазоне 1-10 000 Гц. Область модели была дискретизирована с помощью сетки с горизонтальным интервалом 100 м в центре, дополненной восемью ячейками по всем краям, с увеличением ширины в 1,3 раза по направлению к границе. В вертикальном направлении было использовано 40 слоев, начиная с толщины 10 м и увеличиваясь геометрически с коэффициентом 1,3. В результате такой дискретизации получилась сетка 58×78×47 в направлениях x, y и z соответственно. Предыдущая модель была настроена на полупространство 100 Ом м. Начали с полупространства 100 Ом м с учетом рельефа и получили трехмерную модель удельного сопротивления путем инвертирования тензора полного сопротивления. Минимальный уровень погрешности составляет 10% от $|ZxyZyx|^{1/2}$ были присвоены всем четырем компонентам тензора импеданса. Модели удельного сопротивления, полученные после 138 итераций, были использованы в качестве окончательной 3D-модели (рис. 4б), которая соответствовала измеренным данным АМТ с нормированным среднеквадратичным отклонением 1,64.

4.1. Структура удельного электрического сопротивления.

Сравнение предпочтительных 2D и 3D инверсионных моделей показано на рисунке 4, демонстрирующих схожие характеристики удельного сопротивления. Это указывает на то, что характеристики удельного сопротивления в 2D и 3D моделях были очень надежными. Пласты с высоким удельным сопротивлением более 2000 Ом м (R1) на глубинах менее 800 м соответствуют кембрийской формации Лоушангуань (ϵ_{3-4} ls) и кембрийской формации Паланг





Рис. 5. Литологическая колонка и мощность пласта в 4 скважинах. Полосчатые черные и красные образования указывают на углеродистые сланцы, содержащие слои марганцевой руды.

Ниже элемента с высоким удельным сопротивлением R1 в кембрийской формации Бьянмачонг был обнаружен непрерывный слой с умеренным удельным сопротивлением (300-1000 Ом м) и формации Доушантуо (Z₁d). Этот слой состоял из известкового песчаника и алевролита с тонкими слоями кремнистых пород и доломита (табл. 1).

1	абл.	1.

Удельное сопротивление образцов горных пород в исследуемом районе					
Rock Type	Lithology	Sample Number	Average Resistivity ($\Omega \cdot m$)	Average Density (g/cm ³)	
dolomite	$\epsilon_{3-4} \mathrm{ls}, \epsilon_2 \mathrm{q}^{3+4}$	30	2508.71	2.79	
limestone	$\epsilon_2 q^{1+2}$	38	4579.28	2.91	
siliceous rock	Z ₂ l	33	4050.97	2.48	
calcareous sandstone and siltstone	$\epsilon_2 p, \epsilon_2 b, Z_1 d$	29	1614.33	2.55	
gravel sandstone and moraine conglomerate	Nh ₃ n, Nh ₂ t	16	1732.58	2.84	
carbonaceous shale	Nh ₂ d ²	36	26.22	2.58	
silty shale	Nh ₂ d ²	22	551.35	2.62	

В восточной части профиля (C1) было обнаружено несколько небольших групп с низким удельным сопротивлением, которые можно отнести к глинистым минералам. Наиболее значительная аномалия удельного сопротивления (C2) появилась на северо-западном конце профиля на глубине 1200 м и распространилась на восток, прежде чем достигла другого резистивного тела, R2, на юго-восточном конце профиля. Проводник C2 имеет складчатые характеристики и постепенно поднимается на юго-востоке, указывая на осадочный слой на

окраине бассейна. Учитывая распределение литологии, выявленное четырьмя скважинами (рис. 5), можно предположить, что нижележащий слой С2 с низким удельным сопротивлением является формацией Тьесяо (Nh₂T) и формацией Датангпо (Nh₂d), основными компонентами которых являются гравийный песчаник, алевритовый сланец и углеродистый сланец. Согласно информации из четырех скважин (рис. 5), в пределах зоны с низким удельным сопротивлением C2 имеется разлом (F0 на рис. 4), а ширина зоны разлома составляет более 10 м. Западный и восточный участки профиля имеют очень разные электрические структурные характеристики. Глубина нижней границы раздела слоев с низким удельным сопротивлением внезапно изменилась, возможно, отражая расположение грабена и горста. На глубинах 1100-1950 м под станциями L30308 - L30360 был обнаружен комплекс галечного песчаника и сланца, и можно сделать вывод, что слой с низким удельным сопротивлением был широко развит в западной части исследуемой территории. Примечательно, что на юго-востоке профиля под слоем с промежуточным удельным сопротивлением сформировался набор слоев с высоким удельным сопротивлением и ступенчатым распределением. Как отмечалось выше (рис. 1), система Нижнего Наньхуа обнажена в юго-восточной части исследуемой территории, а крупномасштабные вскрышные породы к западу от линии обследования обнажены на поверхности к востоку от линии обследования. Таким образом, месторождение Сонгтао демонстрирует трехслойную структуру удельного сопротивления, соответствующую осадочной обстановке в рифтовой системе Наньхуа.

4.2. Инверсия гравитационных данных.

Использовали метод интерактивной инверсии 2D, чтобы инвертировать гравитационную аномалию на рисунке ба.



Рис. 6. (а) наблюдаемая и расчетная гравитационные кривые. (b) гравитационно-плотностная модель 2D интерактивной инверсии.

При интерактивной инверсии плотность и форма пласта неоднократно пересматриваются для соответствия данным о гравитации. Таким образом, преимущества интерактивной инверсии заключаются в том, что можно использовать некоторую предварительную информацию. В этом исследовании построили модель плотности на основе информации о скважинах и результатов измерения плотности в таблице 1.Результаты инверсии гравитационной аномалии показаны на рисунке 66. Данные, предсказанные с помощью модели плотности, точно соответствовали наблюдаемым данным с погрешностью подгонки 6,6%.

Структура плотности показывает, что пласт от мелководья до глубины можно разделить на пять слоев, что согласуется с информацией о скважине и результатами измерения плотности в таблице 1 и рисунке 7.



Рис. 7. Геологический разрез с моделью удельного сопротивления и четырьмя скважинами.

Первый слой содержал доломит высокой плотности со средней плотностью 2,77 г/см³ (средняя плотность образцов составила 2,79 г/см³ (табл. 1). Нижележащие второй и третий слои имели относительно низкую плотность, со средней плотностью 2,66 г/см³и 2,56 г/см³ соответственно. Первичная литология состояла из песчаника и алевролита и медленно поднималась в юго-восточном направлении, что было основной причиной данных об аномалии низкой силы тяжести на северо-западе. Измерения для образцов известкового песчаника и алевролита также показали более низкую плотность - 2,55 г/см³ (табл. 1). Эти два слоя с низкой плотностью хорошо коррелировали с проводником C2 в моделях удельного сопротивления AMT, указывая на то, что слой марганцевой руды имеет низкое удельное сопротивление и плотность. Четвертый слой был относительно тонким, со средней плотностью 2,89 г/см³, в основном это гравийный песчаник и гравийный алевролит (2,84 г/см³из измерений плотности в табл. 1). Пятый пласт имел среднюю плотность 2,55 г/см³ и

состоял из илистых и углеродистых сланцев (2,58–2,62 г/см³ из измерений плотности в табл.1). Толщина пласта в середине была относительно небольшой из-за поднятия в нижнем слое, и весь пласт простирался вверх на юго-восток. Нижний слой представлял собой фундамент с плотностью 2,86 г/см³и очевидным выступом вверх в середине, ответственным за высокое значение в средней части кривой гравитационной аномалии. В юго-восточной части профиля тенденция аномалий объясняется поднятием фундамента, поскольку, как показано в северо-западной и центральной частях профиля, форма фундамента играет важную роль в гравитационной аномалии. Кроме того, модель удельного сопротивления также показала особенность поднятого фундамента. В соответствии со стратиграфическими особенностями, выявленными по каротажным данным скважин, структурой удельного электрического сопротивления и структурой плотности, разработали совместный геологический профиль, показанный на рисунке 7.

5. Обсуждение.

Криогенный слой бассейна Наньхуа состоит из непрерывной череды ледниковых и послеледниковых отложений Стуртского оледенения, включая диамиктит формации Тьесяо (Nh₂т), карбонат марганца и черный сланец вышележащей формации нижний Датангпо (Nh₂d). Исследование показывает, что осадочные фации периода Датангпо были унаследованы и развиты на основе периодов Лянцзихэ и Тяньсяо. В этот период в серии вторичных рифтовых (грабеновых) бассейнов раннего периода Датангпо произошла крупномасштабная минерализация марганца, в результате чего образовались месторождения родохрозита. В период Датангпо в бассейне вторичного рифта Вулинг существовало в основном два типа осадочных фаций: фация бассейна вторичного рифта (грабена) и фация вторичного поднятия (горста). В бассейне grade распространены формации Лянцзихэ ($Nh_{1,n}$), тогда как в нижележащих слоях за пределами бассейна grade формации Лянцзихэ (Nh₁л) отсутствуют, а нижележащая формация Тьесяо (Nh₂T) находится в непосредственном контакте с фундаментом. В районе Гаоди месторождение марганца расположено на глубине менее 1500 м, что подтверждено четырьмя скважинами на западной стороне разведочной линии, а кембрийские пласты широко обнажены на северо-западе впадины. В образцах из скважины наблюдались явные изменения трещиноватости и толщины в некоторых образцах пластов, которые предположительно были вызваны разломами (рис. 5). На электрических профилях в формации Нантуо (Nh₃n) и формации Датангпо (Nh₂d) сформировался непрерывный слой с низким удельным сопротивлением (С2), глубина залегания которого постепенно уменьшается в восточной части разреза. Модель плотности также показала четкую стратификацию и ту же тенденцию.Бассейн грабена Гаоди-Даотоо длинный и узкий. Простирание впадины - в северозападном направлении, а сверхкрупное марганцевое месторождение Гаоди расположено в центральной части впадины. Как уже говорилось, юго-восточная часть профиля характеризуется высоким удельным сопротивлением (R2). На восточной стороне плотностной структуры фундамент также демонстрирует явное поднятие. Если R2 рассматривать как область поднятия с востока на запад, и модели инверсии соответствуют геологическим данным, возможно, это указывает на то, что синклинальная структура грабена и поднятие горста в исследуемом районе сформировались под действием напряжения сжатия с востока на запад. Модель плотностной структуры показывает, что коренные породы в середине линии обзора демонстрируют признаки поднятия, а слои, поднимающиеся от центрального поднятия фундамента, демонстрируют изменение толщины с северо-запада на юго-восток. Литология серии марганецсодержащих пород на исследуемой территории представляет собой относительно слабую зону, которая играет роль в регулировании смещения в процессе структурной деформации, регулирует складки, образованные вышележащими слоями, и контролирует формирование синклинали.

Серия марганецсодержащих пород, возможно, действовала как слабый отрывной слой, смещалась и накапливалась по направлению к ядру синклинали, обогащая ее в ядре. Синтезировали модели удельного сопротивления и плотности, и исследуемая территория показывает тектонический каркас, в котором впадина сжимается поднятием (рис. 4 и 6). В нижней части слоя с низким удельным сопротивлением (С2) удельное сопротивление марганецсодержащих пластов составляло от 25 Ом м до 40 Ом м. Этот слой ограничен слоем с высоким удельным сопротивлением (R1) в мелководной части, что способствует хранению марганцевой руды. Синседиментационные разломы были хорошо развиты в ранний период Наньхуа на исследуемой территории, контролируя и формируя вторичные рифтовые бассейны различного порядка в ранний период Наньхуа. Слой с низким удельным сопротивлением (С2) демонстрирует особенность погружения на краю бассейна, которая, как предполагалось, указывает на существование древнего синседиментационного разлома (F0 на рис. 4). Этот син-осадочный разлом мог напрямую влиять на формирование рудных месторождений, контролируя форму, распределение и накопление марганца, а также обеспечивая каналы миграции и апвеллинга рудообразующих минералов.

Основным составом марганцевого рудообразующего тела был родохрозит (карбонат марганца) с доломитовой линзой. Доломитовые насыпи разбросаны в обломочных породах и считаются одним из типичных признаков древних структур утечки метана. Полагают, что богатый марганцем карбонатный слой в нижней части формации Датангпо (Nh₂d)

53

эквивалентен карбонатному покровному слою. Карбонаты в бассейне Наньхуа отложились в неглубоких горстах, ровесниках марганцевого рудообразующего бассейна (грабена). В моделях удельного сопротивления карбонаты шапки, скорее всего, располагались над слоем с низким удельным сопротивлением, С2, тогда как С2, возможно, образовался за счет водных флюидов и пиритных минералов в F0, о чем свидетельствуют низкая плотность, выявленная гравиметрическими данными, и высокое содержание серы в образцах породы. Скопления сульфидных минералов в образцах также предполагают возможную среду бескислородного отложения эвксина во время минерализации марганца и выпадения осадков. Модель формирования карбонатной шапки предполагает, что в глобальном масштабе было выделено большое количество метана, что привело к окончанию ледникового периода "снежный ком Земли". Выброс природного газа из древнего синседиментационного разлома F0 может объяснить поры, заполненные асфальтом в рудном теле родохрозита формации Датангпо (Nh₂d). Следовательно, образование марганцевой руды имеет тесную взаимосвязь с утечкой природного газа в формации Датангпо (Nh₂d) в конце ледникового периода "снежный ком Земли". С наступлением межледникового периода температура постепенно повышалась, исходный гидрат природного газа газифицировался и просочился вверх, а органическое вещество накапливалось в формации Датангпо (Nh2d). В то же время микроорганизмы, использующие метан в качестве источника энергии, развиваются и могут образовывать микробные маты и микробные насыпи. Таким образом, темный сланец формации Датангпо (Nh_2d) потенциальной породой-источником также является высококачественных углеводородов. Модель плотности, выявленная с помощью гравитационных данных, также может доказать, что стратиграфическая среда обеспечивала хорошие условия для отложения марганца. Минералогические характеристики, геохимическая среда и влияние породисточников микробных углеводородов позволяют предположить, что вертикальное развитие синседиментационного разлома (F0) сформировало марганцевые рудообразующие каналы. Тело с низким удельным сопротивлением на дне марганцеобразующего бассейна в исследуемом районе является местом выхода из берегов богатой марганцем жидкости и залежей марганцевой руды.

На основе приведенных выше выводов на рисунке 8 построена генетическая модель рудообразования.



Рис. 8. Модель металлогенеза месторождения марганцевой руды Датангпо. Стрелками показаны потенциальные пути транспортировки марганца с большой глубины на мелководье.

Характеристики элементов формации Датангпо (Nh₂d) отражают, что источником карбоната марганца в основном является гидротермальный источник. Зоны разломов, образовавшиеся в результате расширения в процессе рифтогенеза Наньхуа, действовали как основная система транспортировки гидротермальных флюидов. Отложение карбоната марганца произошло в результате реакций между водным марганцем и органическим веществом осадочных пород в ходе раннего диагенеза. Кроме того, это привело к повышению концентрации Mn²⁺и щелочности в поровых водах отложений, как предполагает геохимический анализ. Эти разломы также могли быть активизированы позднее. Серия поднятий и впадин в рифтовом бассейне Наньхуа указывает на то, что канал миграции рудообразующих минералов Датангпо связан с ранними глубинными разломами.

6. Выводы.

1. На основе геологических и геофизических моделей была получена генетическая модель для объяснения образования марганцевой руды типа Датангпо. Модели удельного сопротивления обнаружили аномалию с низким удельным сопротивлением (25-40 Ом м), которая залегала на глубине 1200 м в формациях Нантуо (Nh₃n) и Датангпо (Nh₂d), соответствующую марганцево-рудообразующему слою. Марганцево-рудообразующий слой находился вблизи границы раздела между слоем низкой плотности и фундаментом в модели плотности. Этот отчетливый слой с низким удельным сопротивлением, возможно, образовался за счет водных флюидов и минералов пирита в F0. Слой с низким удельным сопротивлением и стратификация модели плотности показали особенность погружения на краю бассейна, которая, как предполагается, способствует накоплению марганца.

2. Обогащенное накопление сульфидных минералов в образцах горных пород предполагает возможную бескислородно—эвксиновую среду для отложения марганца во время минерализации и выпадения осадков. Зона разлома F0, выявленная в моделях удельного сопротивления, возможно, является зоной разлома, образовавшейся в результате расширения в процессе рифтогенеза Наньхуа, которая непосредственно влияла на формирование оруденения, контролировала форму, распределение и накопление марганца, а также обеспечивала каналы миграции и апвеллинга рудообразующих минералов.

3. Исследование подтверждает гидротермальную генетическую модель. Зоны разломов действовали как основная система транспортировки гидротермальных флюидов. Отложение карбоната марганца было результатом реакций между водным марганцем и органическим веществом осадочных пород во время раннего диагенеза, которые привели к повышенным концентрациям Mn²⁺. Чехол с высоким удельным сопротивлением ограничивает рудообразующий слой в недрах, что способствует сохранению марганцевой руды

IV. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БЛОКОВ МЕДИ, С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИНГУЛЯРНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ РЕЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (*cpedhee u нижнее течение p. Янизы, Китай*) [4].

1. Введение.

Определение содержания и пространственного распределения геохимических элементов являются необходимыми условиями для эффективного разграничения геохимических аномалий. Структура пространственного распределения геохимических элементов ограничена рядом факторов, таких как породы с высокими фоновыми значениями, обогащение элементами, вызванное минерализацией, и вторичное рассеивание элементов после минерализационного выветривания. Эффективное выявление аномалий, связанных с минерализацией, является ключом к прогнозированию и поискам полезных ископаемых.

В речных отложениях существует иерархия геохимических закономерностей, таких как локальные аномалии (<100 км²), региональные аномалии (100 ~ 1000 км²), геохимическая провинция (1000 ~ 10000 км²), гигантская геохимическая провинция (10 000 ~ 100 000 км²) и геохимический домен (100 000 ~ 1 000 000 км²). На самом деле это отображение огромных блоков, богатых одним или несколькими элементами, на поверхности земли. Геохимическую провинцию можно определить как относительно большую область, в которой концентрация определенного геохимического элемента или элементов значительно превышает среднее значение по земной коре, и это может дать важные прогнозные данные. Геохимические аномалии определенной мощности, превышающей 1000 км², называют геохимическими блоками. Существует тесная взаимосвязь между геохимическими блоками и рудными районами. Эти геохимические блоки, которые богаты одним или несколькими металлическими элементами, могут обеспечить необходимый материал для формирования месторождений. Введение понятия геохимических блоков имеет большое значение для эффективного прогноза новых рудных районов или крупных/гигантских месторождений.

Из-за длительного, сложного и суперпозиционного характера геологического процесса минерализации наборы данных, регистрирующие процесс, часто имеют характеристики нестационарных и нелинейных структур. Основными причинами, ограничивающими точность прогнозирования полезных ископаемых и эффективность их поисков, являются неадекватный сбор информации о минерализации и ограничения моделей линейного прогнозирования. Методы фрактального и мульти фрактального анализа уже были приняты для идентификации аномалий по фоновым данным. В частности, они включают модель "концентрация–площадь" (С–А), модель "количество–размер" (N–S), модель "концентрация–объем" (С–V), модель

"концентрация-расстояние" (С-D), модель "площадь спектра" (S-A) и модель локальной сингулярности.

Индекс локальной сингулярности может предоставить новую информацию, которая может помочь дополнить использование исходных значений концентрации и количественно оценить обогащение и истощение, вызванные минерализацией. Индекс локальной сингулярности признан полезным инструментом для выделения относительно слабых аномалий в сложных геологических условиях, а метод картирования сингулярности позволяет обнаруживать локальные и связанные с минерализацией слабые аномалии.

Регион среднего и нижнего течения реки Янцзы является одним из важнейших полиметаллических металлогенических поясов в Китае, вмещающим большое количество порфирово-скарновых месторождений Сu–Au–Mo–Fe. Было обнаружено более 200 месторождений различных типов на основе геологических и геохимических характеристиках, структурах, контролирующих рудообразование, металлогенической динамике, геохронологии и изотопах при проведении поисков полезных ископаемых в этом регионе. Большие площади аномалий меди в этом регионе были выделены с помощью теории геохимических блоков, которые показывают большой рудный потенциал этого района.

В этом исследовании выбрано среднее и нижнее течение реки Янцзы и прилегающие к ней районы (28° ~ 32°40' СШ; 114° ~ 120° ВД). Два подхода, теория геохимических блоков и метод локального картирования особенностей, были использованы для достижения следующих целей: (1) определить взаимосвязь между геохимическими аномалиями и геологическим фоном, а также между геохимическими аномалиями и минерализацией и (2) идентифицировать геохимические аномалии, вызванные минерализацией меди.

2. Геологическая обстановка.

Полиметаллический металлогенический пояс среднего и нижнего течения реки Янцзы расположен в зоне конвергенции Северо-Китайской плиты и плиты Янцзы. На севере он ограничен разломами Сянфань, Гуанцзи и Танлу, а на юге - разломами Янсин, Чанчжоу. Исследуемая территория сложена породами от докембрия до четвертичного периода. Среди них фрагменты архейско–протерозойского метаморфического основания, обломочные и карбонатные породы кембрия–раннего триаса, а также континентальные вулканические породы юрско–мелового периода. Месторождения в основном обнаружены в слоях каменноугольного–триасового периода (рис. 1).



Рис. 1. Упрощенная геологическая карта среднего и нижнего течения реки Янцзы и прилегающих районов

Магматическая активность и распределение месторождений во многом контролируются разломами NNE-тренда. Узлы пересечения с разломами других направлений наиболее благоприятны для формирования оруденения.

Магматические породы широко распространены в исследуемом районе и в основном состоят из трех серий: высококалорийной известково-щелочной серии, серии мугеаритов и серии щелочных гранитов. Образование магматических пород средней кислотности, которые наиболее тесно связаны с металлогенезом, связано с взаимодействием коры и мантии. Минерализация региона в основном сформировалась в 145-130 млн лет назад. Типы оруденения можно разделить на скарново-порфировую, Си-минерализацию; порфиритовую железорудную, вызванную мугеаритом в вулканических бассейнах; оксидно-Си-Аиминерализацию, связанную с гранитами А-типа; и Au, Sb, Pb и Zn полиметаллическую минерализацию. Выявлено пять меднорудных районов, а именно рудные районы Эдуннань, Цзюруй, Аньцин-Гуйчи, Тунлин и Нинчжэнь.

3. Данные и методы.

Было отобрано 62 344 образца донных отложений в среднем и нижнем течении реки Янцзы и прилегающих районах в рамках Регионального проекта по геохимии-Национальной разведке (РГНР). Плотность отбора проб составила 1 проба/км². 4 соседних пробы были объединены в одну аналитическую пробу. Всего было протестировано 39 элементов. Для интерпретации источников Си использовали дополнительные 622 образца коренных пород в исследуемом районе (рис. 2). Концентрации Си в образцах пород были проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой.



Рис. 2. Местоположения 622 образцов горных пород, отмеченных цветными точками в среднем и нижнем течении реки Янцзы и прилегающих районах. Пять классов цветных точек основаны на следующих процентилях исходных данных: <20% (темно-синий), от ≥20 до <40% (синий), от ≥40 до <60% (желтый), от ≥60 до ≤80% (оранжевый) и >80% (красный) содержания меди.

Геохимические данные были усреднены до определения границ геохимической аномалии. Получая одно среднее значение из каждого квадрата сетки размером 10×10 км (приблизительно одно среднее значение на 100 км²), можем получить 2621 новых композитных данных плотности.

Составление пространственного распределения геохимических блоков меди в исследуемом районе проводилось с помощью программного обеспечения Geo Chem Studio 1.5, разработанного Институтом геофизических и геохимических исследований. В системном модуле обработки дискретные данные были объединены обратно пропорционально степенной функции расстояния; радиус поиска составлял 25 км. На основе сетки были использованы различные градации для представления различных уровней блоков. Совокупная частота 85% использовалась в качестве порога для геохимических блоков меди, а совокупные частоты 92% и 98% использовались для градации цвета.

3.1. Метод локального картирования особенностей.

Геологические аномалии, вызванные нелинейными геологическими процессами, согласуются с особенностями гидротермальной минерализации. Явление обычно

характеризуется самоподобием или масштабно-инвариантными свойствами, основанными на мультифрактальной теории. Таким образом, модель сингулярности может быть определена как степенная зависимость следующим образом:

$$X[A(\varepsilon)] = c \,\varepsilon^{\alpha - 2} \tag{1}$$

где A (ε) - заданная площадь, X[A(ε)] - средняя концентрация, ε - нормализованная мера расстояния, такая как размер окна, *с*-постоянная величина, а α - индекс сингулярности.

На двухмерной геохимической карте, когда индекс сингулярности а близок к 2, область является нормальной и не слишком пострадала от минерализации. Когда индекс сингулярности а меньше 2, область обогащена элементами в результате минерализации или других местных геологических процессов. Когда индекс сингулярности а превышает 2, область обеднена элементами. Таким образом, особенности, полученные на геохимической карте, могут быть использованы для выявления закономерностей с особыми значениями концентрации элементов, которые могут предоставить ценную информацию для интерпретации геохимических аномалий, вызванных минерализацией.

Локальный индекс сингулярности α может быть получен оконным методом на основе либо необработанных точечных геохимических данных, либо растровых карт. Сначала находят точки отбора проб на карте, а затем определяют набор скользящих окон A (r_i) с переменными размерами окон (r_{min} = r₁ < r₂ < r₃ ... <r_n = r_{max}). Во-вторых, вычисляют среднюю концентрацию X[A(r_i)] (i = 1, ..., n) в каждой области окна. Наконец, наносят размер окна r_iи значения X[A(r_i)] на логарифмический графики затем получают линейную зависимость Log X[A(r_i)] = c + (α – 2) Log(r_i). Значение α - 2 может быть получено из оценки наклона прямой линии. Аналогичная обработка со скользящими окнами во всех точках геохимической карты может привести к получению карты распределения особенностей.

Для составления карты α -значений концентраций Си в речных отложениях рассчитали среднюю концентрацию исходных отложений для каждого квадрата сетки размером 4×4 км (приблизительно один образец на 16 км²) и получили в общей сложности 15 613 точек. Среднее значение было помещено в центральную точку каждого квадрата сетки. Программное обеспечение GeoDAS GIS 4.0 использовалось для составления карты распределения α -значений в исследуемой области. Оптимальный размер окна обычно определяется на основе опыта. В данном случае квадратные окна с половинными размерами окон были установлены равными 2, 6, 10, 14, 18, и 22 км с интервалом в 4 км.

Оптимальный порог α-значения может быть количественно определен с использованием статистики Стьюдента (*t*-значение), предоставленной методом весов доказательств. Используя

этот порог, α -значение можно разделить на два интервала, то есть интервалы, благоприятные и неблагоприятные для формирования месторождений. В этом исследовании применили значение *t*для количественного измерения пространственной корреляции между регионами α <2 и известными местоположениями месторождений. Чем больше значение *t*, тем сильнее пространственная корреляция. В целом, *t*> 1,96 можно рассматривать как статистически значимое. Значение *t*может быть рассчитано по следующей формуле:

$$t = C/S(C)$$
(2)

где C = W⁺– W⁻и S(C) – стандартное отклонение C. W⁺и W⁻- веса, когда очевидные закономерности (например, геохимические аномалии) присутствуют и отсутствуют соответственно.

4. Результаты.

Асимметрия и эксцесс концентраций Си после логарифмической трансформации в донных отложениях потока составили -2,14 и 8,28 соответственно, что указывает на то, что данные имели отрицательное распределение асимметрии (рис. 3а). В сочетании с графиком Q–Q (рис. 3b) могли наблюдать, что данные не подчинялись нормальному распределению. Асимметрия и эксцесс концентраций Си после логарифмического преобразования в породах составили 0,17 и -0,51 соответственно, что указывало на то, что данные имели положительное распределение асимметрии с графиком Q–Q (рис. 3d) могли наблюдать, что указывало на то, что данные имели положительное распределение асимметрии (рис. 3c). В сочетании с графиком Q–Q (рис. 3d) могли наблюдать, что данные не полностью соответствуют нормальному распределению. Гистограмма концентраций Си после логарифмического преобразования в породах имела бимодальный рисунок, указывающий на то, что среднее и нижнее течение реки Янцзы и прилегающие к ней районы подверглись различным геологическим событиям или процессам.



Рис. 3. Гистограммы и Q-Q графики содержания Си в донных отложениях (a,b) и горных породах (c,d).

4.1. Геохимические блоки меди.

Шесть геохимических блоков меди (Cu1, Cu2, Cu3, Cu4, Cu5 и Cu6) с пороговыми значениями Cu более 32 мкг/г были выделены в среднем и нижнем течении реки Янцзы и прилегающих к ней районах. Пространственное распределение геохимических блоков меди показано на рисунке 4.



Рис. 4. Пространственное распределение геохимических блоков меди.

Геохимический блок меди Cul расположен в западной части района Дайе-Цзюцзян и занимает площадь 6760 км². Пласты, обнаженные в этой области, в основном относятся к верхнему ордовику-верхней юре, особенно к нижнетриасовой группе Дайе. Геохимический блок Cu1 имел трехслойную структуру и два очевидных центра концентрации аномалий. Рудные районы Эдуннань и Цзюруй расположены в этом геохимическом блоке. Типичные известные месторождения в этой области включают Тунлушаньское крупное месторождение (№ 6), Туншанькоуское среднее месторождение Си-Со-Мо (Nº Cu-Co-Mo 5), Цзигуаньцзуйское среднее месторождение Cu-Co-Mo (№ 8), Таохуацзуйское среднее месторождение Си (№ 10), Шитоуцзуйское среднее месторождение Си-Мо (№ 17) и Руаньцзяваньское среднее месторождение Месторождения Cu–W-Mo (№ 26) в рудном районе Эдуннань и Ушань крупного размера Cu (№ 31), Чэнменьшань крупного размера Cu-Zn-Mo (№ 33), Фенгсандун среднего размера Си (№ 30) и Динцзяшань среднего размера Си-Zn (№ 32) в рудном районе Цзюруй. Геохимический блок Cu1 также содержит серию небольших месторождений меди (№ № 7, 9, 11, 13-16, 18-20, 22-24, и 27-29).

Геохимический блок меди Cu2 расположен в районе Аньцин-Тунлин площадью 5978 км². Девонско–триасовые толщи являются благоприятной частью минерализации. Активность внедрения яншаньской гранитной магмы сильна и характеризуется крупномасштабными интрузиями магматических массивов горных пород и континентальными вулканическими извержениями. Минерализация в этой области тесно связана с извержениями вулканов и магматической активностью. Геохимический блок меди Cu2 имеет трехслойную вложенную структуру с двумя очевидными центрами концентрации аномалий. Рудные районы Аньцин–Гуйчи и Тунлин расположены в концентрированном центре этого геохимического блока меди. Месторождения Тонгшань среднего размера Cu (№ 39), Тунг-Гуан-Шань крупного размера Cu (№ 53), Донгуашань крупного размера Cu (№ 58), Датуаншань среднего размера Cu (№ 55), Синьцяо среднего размера Cu-Au-S (№ 59) и Фэнхуаншань среднего размера Cu-Co (№ 60) распределены в геохимическом блоке Cu2. В этом геохимическом блоке меди также можно найти ряд небольших месторождений меди (№ 43, 44, 45, 47, 52, 56, и 62).

Геохимический блок меди Си3 расположен в районе Мааньшань-Нанкин, на северовостоке исследуемой территории, и занимает площадь 3611 км². В этой области обнажены синско-четвертичные толщи, содержащие карбонатит, мелкие обломочные породы и небольшое количество вулканических обломочных пород. Этот геохимический блок меди имеет трехслойную вложенную структуру. В этой области расположен рудный район Нинчжэнь. Здесь разрабатываются месторождение Си–Pb–Zn-Mo среднего размера Аньцзишань (№ 72) и два месторождения Си небольшого размера (№ 66 и 73).

Геохимический блок меди Cu4 расположен в юго–восточной части исследуемой территории, районе Дунчжи–Цзиси-Нингуо-Кайхуа, площадью 13 602 км². Слои этого геохимического блока в основном относятся к неопротерозою и нижнему палеозою. Литология в основном состоит из морских углеродистых кремнистых пород, доломитового песчаника, углеродистого алевролита и углеродистого известняка. В этой области обнажены интрузии ранних яншаньских гранитов, которые в основном состоят из биотитового гранита– биотитового адамеллита–гранитного диорита. Этот геохимический блок меди имеет двухслойную вложенную структуру, и до сих пор не было обнаружено ни одного крупного месторождения меди. В геохимическом блоке Cu4 было обнаружено малогабаритное месторождение Cu–Zn Панджа (№ 64).

Геохимический блок меди Cu5 распространен в районе Сюйшуй–Унин в юго-западной части исследуемой территории площадью 4990 км². Обнаженные здесь пласты в основном относятся к мезопротерозою. С точки зрения магматической активности, в этой области широко распространены джиннинский гранодиорит, поздний варисканский гранит и ранний яншаньский гранит. Геохимический блок Cu5 имеет трехслойную вложенную структуру с

одной очевидной аномалией-концентрированным центром. В этом районе было обнаружено только два небольших месторождения меди.

Геохимический блок меди Сиб расположен в южной части исследуемой территории, районе Дексинг, площадью 1146 км². В этой области обнажены неопротерозойские, палеозойские и мезозойские пласты, литология которых в основном состоит из серого палимпсеста, сланцев, сланцевых пластов и гнейса, а также содержит базальную вулканическую лаву. Интрузии средней и поздней юры широко обнажены, а литология в основном биотито-монцо-гранитная и гранодиорит-порфировая. Оруденение тесно связано с раннеяншаньским гранодиоритовым порфиром. Этот медный геохимический блок имеет трехслойную вложенную структуру с одной очевидной аномалией-сосредоточенным центром. В этом районе расположено знаменитое рудное поле Дэсин, состоящее из месторождений Тонгчан крупного размера Cu–Mo (N 48) и Иньшань среднего размера Cu–Pb-Zn (N 46).

4.2. Анализ особенностей.

Индексы сингулярности Cu обычно распределены со средним значением 2,043 (рис. 5а). Пространственное распределение локальных индексов сингулярности Cunoказано на рисунке 6.







Рис. 6. Растровая карта, показывающая индексы особенностей Си, оцененные оконным методом.

Области с несингулярной концентрацией элементов имеют индексы сингулярности, близкие к 2, и занимают большую часть исследуемой территории. Области с чрезвычайно высокими или низкими значениями α обычно занимают небольшую часть исследуемой территории. Области с чрезвычайно низкими значениями α (окрашенные от красного до темно-красного) соответствуют регионам, где повышены концентрации Cu. Области с чрезвычайно высокими значениями α (отмечены светло-синим или темно-синим цветом) соответствуют концентрациям, обедненным элементами (рис. 6).

Взаимосвязь между α -значением и *t*-значением показана на рисунке 5b. Когда α -значение было меньше 1,741, значение *t*увеличивалось с увеличением α -значения; когда α -значение было больше 1,741, α -значение уменьшалось с увеличением α -значения. Значение *t*достигло максимального значения 12,89 при значении α 1,741. Следовательно, $\alpha = 1,741$ является оптимальным порогом.

Аномальные структуры, создаваемые процессами минерализации, часто отличаются с точки зрения пространственных и частотных свойств. Сингулярный анализ может эффективно сокращать площади положительных аномалий и распознавать рудообразующие аномалии на сложном геохимическом фоне. На рисунке бместорождения меди, распределенные в геохимических блоках, эффективно идентифицируются по индексам сингулярности α <1,741. В общей сложности 9 (90%) из 10 известных крупных месторождений меди, 13 (59%) из 22 известных средних месторождений меди и 34 (79%) из 43 известных месторождений меди расположены в районах с индексами сингулярности α <1,741. Аномальные зоны вокруг месторождений меди значительно сокращены.

5. Обсуждение.

Из рисунка 4видно, что существует тесное пространственное соответствие между месторождениями меди и геохимическими блоками в исследуемом районе. Все пять рудных районов и одно рудное поле, обнаруженные на исследуемой территории, расположены в геохимических блоках меди. В общей сложности 8 (80%) из 10 известных крупных месторождений меди, 15 (68%) из 22 известных средних месторождений меди и 32 (74%) из 43 известных месторождений меди расположены в геохимических блоках. Таким образом, можем заключить, что геохимические блоки, очерченные геохимическими данными низкой плотности с одним составным значением в каждой ячейке сетки размером 10 на 10 км, могут эффективно отслеживать местоположение рудных районов или крупных рудных месторождений.

Среди шести геохимических блоков меди только Cu1, Cu2 и Cu6 содержат рудные районы или крупные рудные месторождения. До настоящего времени в геохимическом блоке меди Cu4 было обнаружено только одно месторождение меди небольшого размера, а в геохимическом блоке меди Cu5 - два месторождения меди небольшого размера (рис. 4). Геохимический блок меди Cu4 имеет двухслойную вложенную структуру, концентрация элементов в которой относительно низкая. Таким образом, можно сделать вывод, что залежи руды в этих районах еще не обнаружены.

Геохимические блоки обычно возникают в результате воздействия пород с высокими фоновыми значениями элементов, обогащения элементами за счет минерализации и вторичного рассеивания ранее существовавших отложений в результате выветривания. Можно заметить, что в некоторых крупномасштабных геохимических аномалиях нет или их немного, таких как в большинстве геохимических блоков меди Cu4 и Cu5.

Из таблицы 1можно заметить, что среди пластов и магматических пород в исследуемом районе концентрации Си наиболее высоки в архейских, протерозойских, ордовикских, силурийских и мафических магматических породах. Согласно рисункам 1 и 4, большая часть геохимического блока меди Сu4 занята неопротерозойскими толщами с высокими концентрациями Cu (табл. 1).

Табл. 1.

Sample Types	Min.	Max.	Mean	Median	Standard Deviation
Mafic rocks (N)	16.45	333.41	104.13	47.98	122.15
Acid rocks (γ)	1.07	156.93	12.89	7.02	20.32
Archaean (Ar)	1.82	34.74	16.18	15.70	10.87
Proterozoic (Pt)	1.20	228.93	24.03	16.94	26.15
Cambrian (C)	1.33	102.77	16.46	10.09	19.43
Ordovician (O)	1.46	65.12	23.15	17.09	19.78
Silurian (S)	3.79	111.33	28.46	27.74	20.15
Devonian (D)	2.43	46.06	10.44	7.76	10.79
Carboniferous (C)	1.26	37.38	11.46	4.66	12.48
Permian (P)	1.33	126.83	18.91	4.72	29.70
Triassic (T)	1.39	30.73	7.47	5.12	6.82
Jurassic (J)	1.58	67.82	11.23	5.95	12.88
Cretaceous (K)	2.20	41.52	14.82	12.96	9.73
Tertiary (R)	4.30	73.84	15.89	12.27	16.47

Содержание меди (мкг/г) в различных осадочных и магматических породах в среднем и нижнем течении реки Янцзы и прилегающих районах.

Породы, распределенные в геохимическом блоке меди Cu5, в основном представляют собой неопротерозойские толщи с высокими концентрациями меди и кислые магматические породы. Кроме того, большинство образцов горных пород на рисунке 2, соответствующих геохимическим блокам меди Cu4 и Cu5, отмечены красными точками и демонстрируют высокие концентрации Cu (>29,76 мкг /г, 80-й процентиль). Таким образом, геохимические

блоки меди Cu4 и Cu5 в основном обусловлены высоким фоновым значением пород и, вероятно, не наличием медной минерализации.

Метод локального картирования особенностей может значительно усилить слабые геохимические аномалии, связанные с рудой, в исследуемом районе. Месторождения меди Фенлин (\mathbb{N} 34), Юнпин (\mathbb{N} 51), Уао (\mathbb{N} 71) и Линшань (\mathbb{N} 74) на рисунке 4расположены за пределами геохимических блоков или вокруг слабых геохимических аномалий. Однако на карте сингулярности (рис. 6) эти месторождения пространственно совпадают с областями с индексами сингулярности а <1,741, окрашенными от красного до темно-красного. Таким образом, карта сингулярности с высокой плотностью геохимических данных (4 км×4 км) может эффективно сузить область аномальных объектов и определить местонахождение месторождений, особенно крупных.

На рисунке 6соответствующие области геохимических блоков меди Cu4 и Cu5 на рисунке 4заметно уменьшены и разделены на несколько меньших аномалий. На картах сингулярности сохраняются только области с трехслойными вложенными структурами. Эти области отмечены красным или темно-красным цветом с индексами сингулярности а <1,741 и обладают большим прогнозным потенциалом.

Метод локального картирования особенностей может помочь дополнить результаты, основанные на геохимических блоках, новой информацией. Закономерности, полученные в результате сингулярного анализа концентраций Сu, могут быть использованы для выделения аномалий, вызванных минерализацией, и определения перспектив минерализации. Комбинация метода локального картирования особенностей и геохимических блоков полезна и применима для оценки эффективности поисковых работ.

Некоторые районы имеют низкие индексы сингулярности меди, и минерализация еще не выявлена, например, ярко-красная область вдоль восточной границы исследуемого района и красные области к северо-востоку от 71 (рис. 6). Требуется проведение дальнейших поисков в этих районах.

6. Выводы.

(1) Все меднорудные районы и большинство крупномасштабных месторождений меди в исследуемой области расположены в медно-геохимических блоках. Геохимические блоки, очерченные геохимическими данными низкой плотности с одним составным значением в каждой ячейке сетки размером 10 на 10 км, могут эффективно отслеживать местоположение рудных районов или крупных рудных месторождений.

(2) Метод картирования сингулярности может эффективно уменьшить площади аномалий и определить местонахождение месторождений, особенно крупных, по геохимическим данным высокой плотности (4×4 км).

(3) Сочетание геохимических блоков и метода локального картирования особенностей может выделить аномальные области с потенциалом для прогнозирования и поисков.

V. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ (*м-ние Кулонг, Тибет*) [5].

1. Введение.

Медно-порфировое месторождение Кулонг в Тибете расположено в Тетис-Гималайской металлогенической области, одной из трех основных металлогенических областей порфиров в мире (рис. 1а). Это также крупнейший металлогенический пояс порфиров в Китае. С 2001 года быливыявлены крупные порфировые медно-молибденовые месторождения, включая Кулонг, Чунцзян, Сюнчунь и Чжунуо, что ознаменовало крупный прорыв в поисках рудных месторождений на Тибетском плато (рис. 1с).



Рис. 1. Региональная геологическая карта. (**a**) Упрощенная региональная геологическая карта Китая. (**b**) Тектонический каркас Тибетского нагорья. (**c**) Распределение основных порфировых месторождений Си–Мо (Au) в Гангдезском металлогеническом поясе и местоположение исследуемой территории

Метод первичного ореола, также известный как метод петрогеохимической съемки, является эффективным методом поиска скрытых гидротермальных месторождений. Первичные геохимические ореолы, возникающие в результате взаимодействия вмещающих пород и минерализующих флюидов, характеризуются истощением или обогащением металлов или связанных с ними микроэлементов. Эти ореолы подразделяются на три типа, включая осевую, продольную и поперечную зональности, в которых осевая зональность играет важную роль при поисках рудных месторождений из-за ее взаимосвязи с направлением движения рудообразующих флюидов.

Анализ первичных геохимических ореолов является важным и мощным методом поисков скрытых рудных месторождений. В данном исследовании на основе детальной полевой геолого-геохимической съемки была создана модель формирования оруденения

путем анализа геохимических характеристик первичного ореола рудного тела разведочной линии № 16 м-ния Кулонг с целью поисков скрытых рудных тел.

2. Геология и минерагения месторождения.

Породы на месторождении в основном относятся к среднеюрской формации Йеба и четвертичным отложениям, на долю которых приходится около 75,5% от общей площади. Формация Йеба является основной стратиграфической единицей района. Она представлена совокупностью вулканических и пирокластических осадочных пород. Основными рудовмещающими структурами являются трещинные системы (рис. 2).



Рис. 2. Упрощенная схема месторождения Кулонг, показывающая расположение поисковых линий.

В целом, медно-молибденовое месторождение Кулонг является скрытым. Рудное тело в основном распределено между линиями разведки № 15-20 (рис. 2), шириной около 1000 м с севера на юг и длиной около 1800 м с востока на запад. Оно образует единое целое в плоскости и вертикальном направлении. Это неправильной формы цилиндр, который простирается на глубину почти вертикально.

Интрузивные породы раннего рудообразующего периода представляют собой в основном биотитовые монцограниты, порфировидные биотитовые монцограниты и

гранодиориты, известные как комплекс Ронгмукуола. Рудообразующий порфир в основном представлен монцонитово-гранитным порфиром и гранит-порфиром. Интрузивными породами поздней стадии минерализации являются гранодиориты и аплитовые жилы. Общая схема типов интрузивных пород, сформировавшихся в течение миоцена в районе Кулонг, от раннего до позднего, следующие: гранодиорит \rightarrow биотит-монцогранит \rightarrow монцогранит, гранитный порфир \rightarrow гранодиорит-порфир \rightarrow мелкокристаллический кварцевый диорит порфир.

3. Материалы, методы обработки и анализа данных.

В общей сложности из скважин разведочной линии № 16 было отобрано 5614 образцов керна с интервалами отбора проб в 1 м. Собранные образцы были протестированы в полевых условиях с использованием ручного рентгенофазового анализатора. Из-за предельной точности самого прибора, согласно фактическим результатам испытаний и методу Delphi, для исследования и анализа был отобран 31 элемент: Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Au, W, Bi, Hg, As, Sn, Sb, Cd, Cs, Ba, Nb, Ni, Rb, Sr, Zr, Th, Te, Fe, Mn, Ti, Ca, K, Al, Si, P и S.

Для выявления ассоциаций элементов-индикаторов были использованы три метода анализа (корреляционный, кластерный и факторный).

<u>Корреляционный анализ.</u>

Чтобы исключить влияние чрезвычайно высоких значений и уменьшить асимметрию исходных данных, было принято преобразование log 10, и была рассчитана матрица коэффициентов корреляции (табл. 1). Коэффициент корреляции, превышающий критическое значение (n = 5614, уровень достоверности = 0,01, критическое значение = 0,053), указывает на значительную корреляцию. Сu, Mo, Pb, Zn, Ag и S, которые являются основными рудообразующими элементами, показали значительную корреляцию. Сu имела наилучшую корреляцию с Mo, W, S, Zn, Rb и Pb и значительную отрицательную корреляцию с Mn. Мо имел наилучшую корреляцию с S, Sn, Rb, Pb, Ag, W и Cd и значительную отрицательную корреляцию с Mn. Pb имел наилучшую корреляцию с Zn, As и Rb. Zn имел лучшую корреляцию с As, Mn, Fe, Rb и W. Ag имело наилучшую корреляцию с Sn, Sb, Cd, Ba и S и значительную отрицательную корреляцию с Bi, Mn и Fe. Согласно приведенным результатам, W, Sb, Cd и Ba могут быть использованы в качестве характерных элементов-индикаторов месторождения Кулонг.
	Cu	Mo	Pb	Zn	Ag	Au	W	Bi	As	Sn	Sb	Cd	Ba	Ni	Rb	Fe	Mn	s
Cu	1.000																	
Mo	0.466 **	1.000																
Pb	0.326 **	0.234 **	1.000															
Zn	0.368 **	0.133 **	0.616 **	1.000														
Ag	0.253 **	0.228 **	0.119 **	0.067 **	1.000													
Aŭ	0.112 **	0.069 **	0.025	0.031 *	-0.014	1.000												
W	0.429 **	0.214 **	0.181 **	0.214 **	0.060 **	0.106 **	1.000											
Bi	0.023	0.012	0.155 **	0.106 **	-0.120*	* 0.041 **	0.169 **	1.000										
As	0.251 **	0.198 **	0.397 **	0.484 **	0.024	0.024	0.184 **	0.165 **	1.000									
Sn	0.177 **	0.240 **	0.075 **	-0.004	0.649 **	-0.009	0.001	-0.168*	* 0.010	1.000								
Sb	0.171 **	0.198 **	0.089 **	0.047 **	0.607 **	0.010	-0.043 **	-0.253*	* 0.054 **	0.899 **	1.000							
Cd	0.150 **	0.206 **	0.084 **	0.046 **	0.591 **	-0.008	-0.033 *	-0.199*	*-0.011	0.744 **	0.738 **	1.000						
Ba	0.115 **	0.193 **	0.111 **	0.035 *	0.291 **	0.065 **	0.092 **	0.020	-0.073*	* 0.521 **	0.435 **	0.440 **	1.000					
Ni	0.142 **	0.019	0.103 **	0.163 **	0.081 **	0.097 **	0.080 **	-0.114*	* 0.069 **	0.197 **	0.227 **	0.146 **	0.272 **	1.000				
Rb	0.337 **	0.236 **	0.320 **	0.277 **	0.012	0.145 **	0.335 **	0.209 **	0.414 **	-0.049**	* -0.065 **	-0.087*	* 0.134 **	0.047**	1.000			
Fe	0.241 **	-0.006	0.148 **	0.366 **	-0.028*	0.038 **	0.253 **	0.138 **	0.207 **	-0.094 **	* -0.139 **	-0.126*	* 0.152 **	0.261 **	0.150 **	1.000		
Mn	-0.071 *	* -0.154 *	* 0.183 **	0.484 **	-0.078*	* -0.013	0.008	0.055 **	0.357 **	-0.109**	* -0.036 **	-0.059 *	* 0.054 **	0.230 **	0.203 **	0.345 **	1.000	
S	0.396 **	0.326 **	0.090 **	-0.029	0.220 **	0.080 **	0.247**	0.075 **	0.084 **	0.334 **	0.186 **	0.113 **	0.144 **	0.102**	0.226**	0.155 **	-0.231**	1.000

Корреляции между основными рудообразующими элементами и коэффициентами корреляции.

** Correlation significant at 0.01 level (bilateral). * Correlation significant at 0.05 level (bilateral).

Табл. 1.

Кластерный анализ.

Коэффициент корреляции Пирсона был использован для кластерного анализа 31 элемента R-типа, и было получено дерево кластеризации (рис. 3).



Рис. 3. Дендрограмма элементов типа R.

При уровне корреляции 0,3 в качестве границы коэффициент расстояния составлял 20, и элементы можно было разделить на девять категорий. Cs, Te, Sn, Sb, Cd, Ba и Ag представляют собой типичную комбинацию элементов с низкой и средней температурой. Ca и S относятся к одной категории, что предполагает тесную взаимосвязь между ангидритом и минерализацией. Pb, Zn, As и Mn принадлежат к одному классу. Rb и K относятся к литофильным элементам с большим содержанием ионов. Cu, Mo, W и Nb являются высокотемпературными металлогеническими элементами. Th и Bi относятся к той же категории. Au и Hg являются низкотемпературными элементами. Fe, Ni, Zr, Ti и Sr относятся к одному виду. Al, Si и P принадлежат к классу не образующихся основных минеральных элементов.

<u>Факторный анализ.</u>

Анализ основных компонентов (РСА) является важным методом снижения переменных, который широко применяется при обработке и анализе геохимических данных. Анализ основных компонентов был использован для получения 31 собственного значения. В этом процессе 11 основных компонентов были извлечены с использованием критерия собственного значения >1 (ПК с собственными значениями, превышающими единицу, могут считаться значимыми) (табл. 2). Результат факторного анализа согласуется с результатом кластерного анализа. Первый и второй факторы представляют средне- и низкотемпературные комбинации элементов; первый - важная сопутствующая комбинация элементов, а второй - элементы надрудного ореола рудообразующих элементов. Первый и второй факторы представляют важные элементы-индикаторы минерализации. Третий и пятый факторы представляют комбинацию основных элементов, а четвертый фактор - крупный ионный литофильный элемент. Третий, четвертый и пятый факторы отражают важную роль вмещающих пород в минерализации. Шестой фактор представляет Си и W, выявляя очень тесную взаимосвязь между ними, показывая, что W тесно связан с основной минерализацией Cu. Сочетание Ca и S является основным компонентом ангидрита, что позволяет предположить, что формирование особого ангидрита было тесно связано с оруденением.

	~ ~	2
1	ann	/
-	uon.	<i>~</i> .

Factor	Factor Composition	Eigenvalues	% of Variance	Cum. of Variance
F1	0.902Te + 0.883Cs + 0.849Sn + 0.819Sb + 0.757Cd + 0.641Ba + 0.584Ag	4.560	14.711	14.711
F2	0.848Pb + 0.735Zn + 0.640As + 0.612Mn	2.457	7.924	22.635
F3	0.956Al + 0.953Si + 0.591P	2.396	7.730	30.365
F4	0.872K + 0.813Rb	2.038	6.575	36.940
F5	0.735Fe + 0.740Ti + (0.454Zr)	1.850	5.968	42.908
F6	0.748Cu + 0.635W	1.844	5.947	48.855
F7	0.871Ca + 0.810S	1.731	5.583	54.438
F8	0.846Bi + 0.794Th	1.564	5.046	59.484
F9	0.841Sr + (0.429Zr)	1.531	4.940	64.424
F10	0.870Nb + 0.722Mo	1.487	4.797	69.221
F11	0.695Au + 0.589Ni + (0.367Hg)	1.277	4.119	73.340

Факторный анализ комбинаций элементов типа R.

Схема распределения элементов.

Микроэлементы соответствуют логарифмически нормальному распределению в геологических телах. Логарифм содержания всех элементов использовался для построения гистограммы частотного распределения (рис. 4).



Рис. 4. Гистограммы частотного распределения содержания элементов на месторождении Кулонг.

Элементы Cu, Ni, Rb, Zr, Hg, Ca, K, Fe, Ti и S распределены нормально. Элементы Pb, Zn, Ag, Sn, Sb, Cd, Cs, Ba, Rb, Zr, Th, Te, Fe, Mn, Ti, Ca, K и P в основном соответствуют нормальному распределению. Распределение Mo, As, Nb, W и Bi имеет перекос влево. Sr, Au и Al смещены вправо. Si имеет бимодальное распределение.

В целом, структура распределения содержания элементов в исследуемых образцах в основном соответствует нормальному распределению, что является предпосылкой многомерного статистического анализа.

4. Обсуждение.

4.1. Характеристики первичного ореола.

Фоновое значение и нижний предел исключения.

Для металлогенических элементов Cu, Mo, Ag, Au и S пограничный сорт используется как аномальная внутренняя зона из-за высокого содержания элементов. Для элементов, тесно связанных с минерализацией (Pb, Zn, W, Bi, Hg, As, Sn, Sb, Cd, Cs, Co, Ba, Ni, Te и Mn), был принят метод зонирования аномалий элементов. Для основных неметаллогенических элементов (Fe, Ti, Ca, K, Mg, Al, Si и P) граница классификации аномалий была гибко разделена в соответствии с фактическим тестированием. Классификация аномальных концентраций 28 элементов приведена в таблице 3.

Anomaly Classification	Cu	Mo	Ag	Au	s	Fe	Ti	Ca	К	Al	Si	Mg	Р	Mn
(Sub) Inner Band	2000 *	240 *	50 **	8.8 **	6% ***	3%	0.29%	5%	3.1%	4.5%	27%	2%	0.125%	0.4%
Mesozone Outer Bond	1000	120	16	7.8	4.5%	2.1%	0.24%	4%	2.7%	4%	23%	1.5%	0.085%	0.1%
(Anomaly	500	50	10	6.8	2%	1.7%	0.21%	2.5%	2.2%	3 2%	16%	1%	0.065%	0.05%
(Anomary Threshold)	500	50	10	0.0	2 /0	1.7 /0	0.21/0	2.0 /0	2.2/0	0.270	10 /0	1 /0	0.00078	0.05 /6
Sub-outer Band (Background Value)	250	25	5	2	_	_	0.10%	_	_	_	_	_	0.050%	0.025%
Anomaly Classification	Pb	Zn	As	Sb	Sn	Cd	V	Sr	Ni	Co	w	Bi	Hg	Ba
(Sub) Inner Band	200	400	400	200	100	80	280	1000	200	200	120	40	20	5000
Mesozone	100	200	200	50	36	40	230	890	100	150	80	20	11	1250
Outer Band	50	100	100			20	150	750	00	100	50	10	10	1000
(Anomaly Threshold)	50	100	100	25	25	20	150	750	80	100	50	10	10	1000
Sub-outer Band												_	_	
(Background Value)	25	50	50	12	12	10	40	400	40	50	25	5	5	500

Классификация аномальных концентраций элементов первичного ореола в разведочной линии № 16, месторождение Кулонг.

Trace element content in the table is given in ppm. * Industrial boundary grade of the element; ** The reference value of the inner content due to the high test value of the element; *** The associated boundary grade reference value of the element.

Особенности профиля Первичного ореола.

На основе данных из шести скважин разведочной линии месторождения № 16 в сочетании с аномальной зональностью каждого элемента в месторождении была составлена диаграмма аномальной зональности из 20 элементов (рис. 5).



Рис. 5. Карта распределения элементов профиля первичного ореола.

Из рисунка 5видно, что диапазон распределения аномалий во внутренних поясах Си и Мо в основном хорошо согласуется с местоположениями рудных тел Си и Мо(Мо имеет особенно высокую степень согласованности). Си имеет высокую степень сближения с оболочкой рудного тела от поверхности до средней части, но аномалия внутренней зоны также проявляется в "нерудном" положении на дне, контролируемом скважиной, что позволяет предположить наличие аномалии Cu в глубине. Аномалия Мо расположена ближе к глубине, чем аномалия Cu, что показывает, что Мо имеет более глубокую металлогеническую природу, чем Cu, что согласуется с типичными характеристиками верхних слоев меди и нижних слоев молибдена (рис. 6).



Рис. 6. Распределение: (а) Си-рудного тела и (b) Мо-рудного тела.

Другие микроэлементы, Pb, Zn, W, Bi, Hg, As, Sn, Sb, Cd, Cs, Ba, Ni, Th и Te, a также основной элемент Mn показаны на рисунке 5. Pb, Zn и Mn в основном относятся к аномалиям II и III классов, и интенсивность аномалий в целом слабая. Диапазон распространения аномалий в основном тот же, что и в случае с относительно небольшой зональной областью, в основном распределенной на юго-западной поверхности рудного тела, со спорадическим распределением в других частях. Выявлено, что Pb, Zn и Mn расположены над металлогеническими элементами Си и Мо, которые относятся к элементам надрудного ореола. Sn, Sb, Te, Cs и Cd не достигли аномалии I степени (в Cd обнаружилась лишь небольшая часть аномалии I степени), и весь разрез в основном достиг аномалии III степени или выше. Площадь вторичных аномалий невелика и в основном распределена в середине рудного тела. Распределение аномалий в основном соответствует распределению Ag, a аномалия II степени является полосчатой и хорошо перекрывается с Си и Мо. Выявлено, что Ag, Sn, Sb, Te, Cs и Cd тесно связаны с минерализацией и относятся к элементам, ассоциированным с минерализацией. Весь разрез W и Hg находится выше аномалии III степени, а площадь аномалии II степени составляет половину всего разреза. Однако в Ni встречается только аномалия III степени, а аномалия III степени для Ni и аномалия II степени для W и Hg находятся в основном в одном и том же распределении, в основном расположенные на юге и в нижней части внешнего периметра рудного тела. Аномалия W I степени встречается в скважине ZK1624 на большой площади, в то время как аномалия Hg I степени отсутствует.

Следовательно, W, Hg и Ni могут быть использованы в качестве элементов-индикаторов минерализации, и обнаружено, что интенсивность аномалий последовательно уменьшается.

В Ві встречаются только аномалии II и III классов; аномалия II класса в основном распределена на дне скважины ZK1617-1, в то время как другие участки появляются спорадически; то есть они в основном расположены ниже рудного тела. Ва имеет аномалию только III степени, а аномальная зона небольшая и слабая, в основном расположена в нижней части рудного тела.

Предварительно предполагается, что Ві и Ва относятся к элементам подрудного ореола.

Последовательность осевого зонирования первичного ореола.

Пробы из скважин, отобранные на разведочной линии № 16, находились на высоте 3952-5321 м. В соответствии с принципом наличия не менее трех поперечных сечений, вниз от поверхности было пять поперечных сечений: 5000 м и выше - поперечное сечение I, 4750-5000 м - поперечное сечение II, 4500-4750 м - поперечное сечение III, 4250-4500 м поперечное сечение IV, и ниже 4250 м - поперечное сечение V. Было рассчитано среднее содержание каждого элемента в поперечных разрезах 16-й линии.

В соответствии с усовершенствованным методом расчета зонального индекса были получены его значения для всех элементов (табл. 4).

Cross-Sections	Cu	Мо	Pb	Zn	Au	Ag	As	Hg	Sn	Sb					
I	0.077	0.035	0.105	0.105	0.000	0.000	0.105	0.072	0.000	0.034					
п	0.071	0.000	0.031	0.060	0.127	0.035	0.080	0.127	0.016	0.000					
III	0.135	0.078	0.018	0.018	0.077	0.114	0.029	0.006	0.109	0.053					
IV	0.000	0.107	0.036	0.026	0.027	0.107	0.000	0.034	0.101	0.107					
\mathbf{v}	0.042	0.030	0.000	0.000	0.052	0.095	0.015	0.000	0.110	0.057					
Cross-Sections	Mn	Ni	w	Bi	Co	Cd	Sr	v	Ti	Р					
I	0.105	0.105	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.105	0.047	0.105					
II	0.006	0.076	0.103	0.023	0.127	0.006	0.020	0.052	0.033	0.010					
III	0.000	0.000	0.135	0.014	0.049	0.100	0.063	0.000	0.000	0.000					
IV	0.002	0.003	0.094	0.013	0.026	0.107	0.107	0.006	0.085	0.011					
v	0.007	0.007	0.108	<u>0.110</u>	0.030	0.105	0.067	0.050	<u>0.110</u>	0.006					

Индексы зональности первичных ореолов.

Underlined numbers in the table are the maximum zoning indexes of elements.

На основании данных, приведенных в таблице 4, последовательность зонирования элементов может быть предварительно разделена. Вблизи поверхности поперечное сечение I представляет собой Pb, Zn, As, Mn и Ni; поперечное сечение II - Au, Hg и Co; поперечное сечение III - Cu и W; поперечное сечение IV - Mo, Ag, Sb, Te и Cs; и поперечное сечение V - Sn, Bi и Cd. Таким образом, полная последовательность вертикального зонирования участка 16-й линии к глубине (сверху вниз) составляет Mn–P–Pb–Ni–Zn-V–As–Hg–Co–Au-Cu-W–Ag–Mo–Sb–Sr–Cd–Sn-Ti-Bi.

Табл. 4.

С помощью интегративного анализа особенности зональной последовательности оси участка 16-й линии в Кулунге могут быть объяснены следующим образом:

(1) Элементы высокотемпературного подрудного ореола P, Ni и V были сосредоточены в верхней части рудного тела. Вторгшийся диоритовый порфирит в поздний период минерализации произошел из мантийной магмы, что привело к увеличению содержания Ni. Ni легко обогащается в результате выщелачивания, поэтому появление аномалии Ni в верхней части разреза может быть связано с литологией и поздними изменениями окружающей среды.

(2) Центральные части рудного тела представляют собой наложенные элементы околорудного ореола (Co, Au c W, Ag), которые могут быть образованы двумя близкими рудными телами.

(3) Элементы надрудного ореола Ag, Cd, Sb и Sr сосредоточены в средней и нижней частях рудного тела и перекрываются элементами подрудного ореола (Sn, Ti и Bi).

Таким образом, последовательность зонирования имеет очевидную "обратную" особенность, указывающую на то, что на глубине могут находиться скрытые рудные тела.

4.2. Геохимические параметры первичного ореола.

Коэффициент контрастности содержания элементов.

Из-за различий в содержаниях элементов на порядки величины для характеристики степени обогащения элементами использовалось безразмерное значение коэффициента контраста от среднего значения, исключая фоновое значение.



Рис. 7. Диаграмма осевого изменения коэффициентов контрастности элементов на месторождении Кулонг.

Содержание элементов в каждом участке отбора проб рассчитывается как среднее арифметическое содержания элементов во всех образцах на участке отбора проб. Осевое изменение коэффициента контрастности содержания элементов показано на рисунке 7.

(1) Основные металлогенические элементы Си и Мо имеют одинаковую тенденцию изменения. Общая тенденция снижения от поверхности показывает закономерность снижения → подъема → упадка. Разница заключается в том, что наибольшее содержание Cu наблюдается в разрезе на высоте 4500-4750 м, в то время как наибольшее значение Мо наблюдается на высоте 4250-4500 м. Центр концентрации Си находится выше центра концентрации Мо, что согласуется с типичными характеристиками верхних слоев меди и нижних слоев молибдена в этом месторождении. Кроме того, Си демонстрирует тенденцию к снижению в определенной степени на поверхности и тенденцию к росту в определенной степени в обнаженной хвостовой части рудного тела, что позволяет предположить, что в хвостовой верхней части разреза может находиться денудированное рудное тело, а в нижней части разреза может быть скрытое рудное тело Cu. Тенденции изменения связанных с ним Ag и Аи в основном одинаковы, и общая тенденция меняется с восходящего на нисходящий. Подобно основным рудообразующим элементам, наибольшие значения Ag и Au наблюдаются в поперечном разрезе на высотах 4250-4500 м и 4750-5000 м соответственно, то есть ниже и выше центральной части рудного тела, и они являются основными элементами околорудного ореола.

(2) Элементы надрудного ореола Pb, Zn, As, Mn и Hg показали ту же тенденцию изменения, с общей тенденцией к снижению от малой глубинности к большой. За исключением ртути, другие элементы показали определенную тенденцию к росту по глубине, что позволяет предположить, что на глубине может находиться скрытый фронт рудного тела.

(3) Тенденция изменения элементов подрудного ореола Sn, Ti и Bi в основном одинакова. От мелководья к глубине общая тенденция повышается, и наибольшее значение наблюдается в поперечном разрезе дна 4250 м. Общая скорость увеличения Sn и Ti невелика, в отличии отBi. Наблюдается небольшая тенденция к снижению содержания Ti в процессе спуска от мелководной части к средней, что дополнительно указывает на то, что в верхней части разреза к хвосту может находиться денудированное рудное тело.

Индекс оценки геохимических параметров.

(1) Закон осевого (вертикального) изменения

Чтобы устранить разницу в содержании элементов на порядок величины и усилить тенденцию изменения коэффициента контрастности, в качестве оценочного показателя использовалось значение контрастности каждого элемента. Были отобраны элементы надрудного ореола As, Mn, Hg, Sb и Sr, а также субрудные элементы Sn, Bi, Ti, P, V и Ni, и установлены девять индексов оценки геохимических параметров по формуле: P = (значение усталости от элементов надрудного ореола)/(значение усталости от элементов подрудного ореола), причем параметры представлены в виде *a*, *b*₁, *b*₂, *c*₁, *c*₂, *c*₃, *d*₁, *d*₂, и *e*.

Были рассчитаны значения оценочных индексов (табл. 5) и составлена диаграмма осевых изменений (рис. 8).

Табл. 5.

	Индексы оценки геохимических параметров.													
IDY	Transform Taylor	I	II	III	IV	v								
IDX	Evaluation Index	>5000 m	4750–5000 m	4500–4750 m	4250-4500 m	<4250 m								
1	a = As/Sn	0.356	0.256	0.139	0.086	0.118								
2	$b_1 = (As \times Mn)/(Sn \times Bi)$	1.056	0.371	0.209	0.129	0.099								
3	$b_2 = (As \times Sb)/(Sn \times V)$	0.999	0.828	0.518	0.321	0.386								
4	$c_1 = (As \times Sr \times Hg)/(Sn \times Bi \times V)$	0.493	0.384	0.225	0.161	0.091								
5	$c_2 = (As \times Mn \times Sb)/(Sn \times Ni \times V)$	1.100	0.541	0.332	0.198	0.242								
6	$c_3 = (As \times Sr \times Sb)/(Sn \times P \times V)$	0.589	0.679	0.472	0.319	0.357								
7	$d_1 = (As \times Mn \times Sb \times Sr)/(Sn \times V \times Ti \times Ni)$	1.090	0.567	0.383	0.258	0.289								
8	$d_2 = (As \times Hg \times Sr \times Sb)/(Sn \times Bi \times P \times V)$	0.518	0.530	0.325	0.230	0.130								
9	$e = (As \times Mn \times Hg \times Sb \times Sr)/(Sn \times V \times Bi \times Ni \times Ti)$	0.959	0.443	0.264	0.186	0.105								



Рис. 8. Диаграмма осевого изменения оценочных индексов для геохимических параметров.

Как видно из рисунка 8, девять геохимических параметров демонстрируют тенденцию к снижению от мелководной части к глубокой, что отражает то, что выявленное в настоящее время основное рудное тело является относительно полностью минерализованным телом, а его хвостовая часть в основном обнажена. Разница заключается в том, что индексы c_3 и d_2 показывают тенденцию к росту от приповерхностного сечения I к сечению II, что позволяет предположить наличие денудированного рудного тела от вершины этого разреза до хвоста. В то же время индексы a, b_2 , c_2 , c_3 и d_1 также в определенной степени возросли между разрезами IV и V в глубине разреза, что позволяет предположить, что в нижней части может находиться скрытое рудное тело.

(2) Закон горизонтального изменения

Характер распределения аномалий Ag и Mo и соотношение w(Ag)/w(Mo) могут быть использованы для оценки верхней и нижней части рудного тела с пологим наклоном, чтобы определить возможное направление потока минерализующего флюида.Были установлены два индекса Ag/Cu и Ag/Mo на основе коэффициента контрастности элементов, а также рассчитаны средние значения Cu, Mo и Ag в скважинах(рис. 9).



изменения в соотношении Ag/Cu и Ag/Mo и направлении потока минерального флюида.

Горизонтальная диаграмма тенденций показывает, что общая тенденция изменения индексов Ag/Cu и Ag/Mo в основном одинакова. В горизонтальном направлении наблюдается тенденция к снижению с юга на север, и низкое значение имеет местоположение рудного тела. Расположение скважины ZK1601-1 является наименьшим, что указывает на то, что минеральный флюид течет к югу от ZK1601-1. Таким образом, можно сделать вывод, что ZK1601-1 является местоположение имеет местоположение.

4.3. Модель параметров денудации рудного тела.

В соответствии с последовательностью осевого зонирования элементов в разрезе 16-й линии, As, Mn, Au и Hg были выбраны в качестве надрудной группы элементов, a Mo, Sn, Ti и W - в качестве подрудной группы элементов. В качестве зависимой переменной была выбрана относительная высота Δ H известного рудного тела. Поскольку коэффициент контрастности, имел относительно небольшой мультипликативный коэффициент, индекс оценки денудации был умножен на 1000 и взят логарифм. Используя оценочный параметр K = ln ($\eta \times 1000$) в качестве независимой переменной, было составлено унитарное линейное уравнение регрессии между зависимой переменной Δ H и независимой переменной K: Δ H=a+b×K, где Δ H=(H–H₀)/L, H - центральное возвышение разреза рудного тела, H₀- возвышение центрального положения рудного тела, a L - длина вертикального расширения рудного тела.

Согласно данным разведки м-ния Кулонг, высота пространственного распределения рудных тел составляет от 4350 до 5100 м. Таким образом, центральное положение рудного тела на участке 16-й линии составляет 4725 м, а вертикальная протяженность - около 750 м. Диапазоны выбранного участка сверху донизу составляют 4750-5000 м, 4500-4750 м и 4250-4500 м, а центральная высота составляет 4875 м, 4625 м и 4375 м соответственно. В соответствии с коэффициентами контрастности элементов в каждом разрезе были установлены два параметра первого порядка (А1и А2), четыре параметра второго порядка (В1, В2, В3, В4), три параметра третьего порядка (С1, С2, С3) и один параметр четвертого порядка (D). Были рассчитаны параметры оценки каждого показателя в каждом разрезе (табл. 6), а также составлена диаграмма тренда относительного повышения параметров денудации и рудного тела (рис. 10). Как видно, параметр К индекса оценки денудации рудного тела регулярно уменьшается с уменьшением высоты рудного тела. Линейная зависимость между К и ΔH на диаграмме тренда хорошая. Степень соответствия (\mathbb{R}^2) линейного уравнения соответствия между относительной высотой (Δ H) рудного тела и индексным параметром (K) оба превышают 0,956, и достоверность высока, что указывает на хорошее линейное соответствие между индексными параметрами оценки денудации и высотой разреза. О местоположении участка рудного тела можно судить по параметрам индекса оценки денудации.



Рис. 10. Диаграмма тенденции изменения регрессии параметров эрозии.

Degree -		Evaluation Index Parameter $K = ln(\eta \times 1000)$	Cen Orebo	tral Locatio dy Cross-S	on of Section	Linear Fitting	Goodness
	Indicator Symbol	η	4875 m	4625 m	4375 m	Equation (ΔH)	of Fit R ²
	A ₁	As/Sn	5.544	4.938	4.453	y = 0.6083x - 3.1615	0.9959
1	A ₂	As/Mo	4.906	4.170	3.578	y = 0.5000x - 2.2424	0.9961
	B_1	$(As \times Mn)/(Sn \times Ti)$	5.119	4.491	3.970	y = 0.5789x - 2.7538	0.9971
	B ₂	$(As \times Mn)/(Ti \times W)$	5.763	5.096	4.652	y = 0.5924x - 3.1964	0.9867
2	B ₃	$(As \times Hg)/(Mo \times Ti)$	3.861	2.945	2.360	y = 0.4371x - 1.4690	0.9841
	B_4	$(As \times Mn)/(Mo \times Sn)$	4.433	3.600	3.013	y = 0.4647x - 1.8443	0.9901
	C1	$(As \times Mn \times Hg)/(Mo \times Sn \times Ti)$	3.388	2.375	1.795	y = 0.4084x - 1.1622	0.9760
3	C2	$(Mn \times Au \times As)/(Ti \times Sn \times W)$	5.459	4.659	4.148	y = 0.3751x - 1.3337	0.9562
	C3	$(As \times Au \times Hg)/(Mo \times Sn \times W)$	4.154	2.990	2.455	y = 0.5004x - 2.5127	0.9841
4	Ď	$(As \times Mn \times Au \times Hg)/(Mo \times Ti \times W \times Sn)$	3.729	2.543	1.972	y = 0.3647x - 1.1356	0.9608

Индексы параметров эрозии.

10 параметров индекса оценки поперечных сечений выше 5000 м и ниже 4250 м были подставлены в подогнанное уравнение линейной регрессии, чтобы получить значение ΔH для этих двух поперечных сечений (табл. 7). Из анализа полученных параметров денудации был сделан вывод, что самая верхняя часть профиля должна принадлежать головной части рудного тела, которая находится в состоянии слабой денудации, а нижняя часть разреза относится к средней хвостовой части рудного тела, которая на ридного тела, которая находится в состоянии слабой денудации, а нижняя часть разреза относится к средней хвостовой части рудного тела, которая не достигает хвостовой части. Был сделан вывод, что дно разреза, обнажившегося в результате глубинной инженерии, должно в определенной степени простираться вниз.

Табл. 7.

	Результаты	проверки	параметров	эрозии.
--	------------	----------	------------	---------

Elevation of					Δł	H					Average	Predicted	
Cross-Section	A ₁	A_2	B ₁	B ₂	B ₃	B_4	C ₁	C ₂	C3	D	Value (ΔH)	Position	
5000–5250 m 4000–4250 m	0.412 -0.258	$\begin{array}{c} 0.314 \\ -0.184 \end{array}$	0.703 -0.261	1.064 -0.273	0.277 -0.238	$0.565 \\ -0.182$	0.499 -0.233	0.436 -0.246	0.849 -0.279	0.620 -0.248	0.574 -0.240	Head of ore body Mid-tail of ore body	

4.4. Идеальная наложенная модель первичного ореола.

На основе приведенного выше анализа исходных характеристик аномального распределения элементов на участке 16-й буровой линии и характеристик изменения соответствующих индексов был проведен следующий анализ:

(1) В верхней части последовательности зонирования первичного ореола присутствуют в основном надрудные и некоторые субрудные элементы ореола. В сочетании с правилом изменения геологических параметров в мелководной части и значениями параметров денудации делается вывод, что приповерхностная часть рудного тела относится к головной части рудного тела, но она подверглась умеренной денудации.

(2) Элементы надрудных, околорудных и субрудных ореолов появляются последовательно в верхней, средней и нижней частях зональной последовательности. В сочетании с общей тенденцией к снижению значений индекса геологических параметров и

индекса денудационных параметров делается вывод о том, что здесь имеется относительно цельное рудное тело от приповерхностной зоны до средней и нижней части.

(3) В соответствии с последовательностью осевого зонирования элементов, последовательность зонирования имеет очевидную "обратную" особенность, то есть элементы надрудного и околорудного ореолов в определенной степени накладываются друг на друга в средней и нижней части последовательности. В сочетании с другими оценочными показателями делается вывод о том, что в средней и нижней части рудного тела имеется средний хвост, а глубинная часть должна простираться на определенную величину.

С помощью приведенного выше всестороннего анализа можно предварительно установить идеальную модель суперпозиции первичного ореола разведочной линии № 16 (рис. 11).



Рис. 11. Идеальные модели зонирования первичных рассеивающих ореолов месторождения Кулонг.

5. Выводы.

(1) В качестве объектов исследования был выбран 31 элемент: Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Au, W, Bi, Hg, As, Sn, Sb, Cd, Cs, Ba, Nb, Ni, Rb, Sr, Zr, Th, Te, Fe,Mn, Ti, Ca, K, Al, Si, P, и S. Результаты корреляционного анализа показывают, что общая корреляция 31 элемента хорошая: Cu, Mo, Pb, Zn, Ag и S имеют значительную положительную корреляцию, а Cu и Mo являются основными рудообразующими элементами. Совокупный вклад в дисперсию факторной комбинации 11 основных факторов, извлеченных из факторного анализа, составляет 73,3%.

(2) Геохимические характеристики первичных ореолов показывают, что Си и Мо являются рудообразующими элементами; Со, Au, Ag и W являются элементами околорудного ореола; Pb, Zn, Mn и As являются элементами надрудного ореола; и Sn и Bi являются элементами подрудного ореола. Последовательность вертикального зонирования элементов первичного ореола – Mn–P–Pb–Ni–Zn–V–As–Hg–Co-Au–Cu–W–Ag–Mo–Sb–Sr–Cd-Sn-Ti-Bi от мелководья к глубине. Последовательность зонирования имеет очевидную "обратную" особенность, указывающую на то, что на глубине могут находиться скрытые рудные тела.

(3) Ряд значений индекса оценки геохимических параметров P, рассчитанный как P = (кратность контраста элементов надрудного ореола)/(кратность контраста элементов подрудного ореола), основанный на коэффициенте контраста содержания элементов, показывает тенденцию от мелководья к глубине в осевом направлении, предполагая, что в нижней части может находиться скрытое рудное тело. Значения оценочного индекса, установленные в горизонтальном направлении, демонстрируют тенденцию к снижению с юга на север, указывая на то, что относительный гидротермальный центр разреза расположен в средней части на севере впадины.

(4) Модель параметров денудации показывает, что верхняя часть разведочной линии № 16 является головной частью рудного тела, которое подверглось лишь незначительной неглубокой денудации. Дно, контролируемое бурением, является средним хвостом рудного тела, и в глубине наблюдается определенная степень расширения.Идеальная модель суперпозиции первичного ореола в определенной степени отражает тенденцию рудного тела. Оно в целом наклонено к северу, и рудный флюид перетекает из северной глубоководной часть в южную мелководную часть, а северная глубоководная часть имеет тенденцию к понижению, которая потенциально может быть использована в качестве района глубинных поисков руды.

VI. МЕТОД МЮОННОЙ ТОМОГРАФИИ ПРИ ГРР НА УРАН ТИПА «НЕСОГЛАСИЯ» (*м-ние МакАртур Ривер, бассейн Атабаска, Канада*) [6].

1. Введение.

1.1. Мюонная томография

Мюонная радиография — это средство определения плотности путем измерения ослабления мюона (типа элементарных частиц) поток через вещество. Мюонная томография использует томографические методы для получения трехмерных (3-D) карт плотности на основе нескольких измерений потока мюонов. В этой статье сообщается об использовании мюонных радиографических и томографических методов для изображения контрастов плотности и восстановления аномальных распределений плотности впоиск глубоких, компактных рудных тел.

Измерения потока мюонов впервые были использованы Джорджем (1955) для измерения вскрышных пород железнодорожного туннеля, а также Альваресом и др. (1970) в поисках скрытых камер внутри пирамид. Совсем недавно мюонная радиография стала использоваться в вулканологии (Ambrosi et al., 2011; Lesparre et al., 2012; Nagamine et al., 1995; Marteau et al., 2012; Tanaka et al., 2007). Мюонная томография использовалась при разведке полезных ископаемых (Bryman et al., 2014; Bryman et al., 2015), а также рассматривалась для применения в промышленности и безопасности (Чеккья, 2016).

Мюоны космических лучей возникают в результате высокоэнергетического взаимодействия космических лучей (в первую очередь протонов, альфа-частиц) с атомами в атмосфере Земли. Благодаря относительно длительному периоду полураспада и большой массе мюоны, созданные в верхних слоях атмосферы с энергией более нескольких гигаэлектронвольт, имеют высокую вероятность выживания поскольку они путешествуют по воздуху и даже глубоко под землей почти со скоростью света. Поток мюонов, падающих со всех сторон на поверхность Земли, составляет около 1 см-2. мин-1 (Берингер и др., 2012). Одна эвристическая модель интенсивности мюонов на уровне моря принадлежит Гайссеру и Станеву (2000):

$$\frac{\mathrm{d}N_{\mu}}{\mathrm{d}E_{\mu}\mathrm{d}\Omega} \approx \frac{0.14 E_{\mu}^{-2.7}}{\mathrm{cm}^2 \cdot \mathrm{s} \cdot \mathrm{sr} \cdot \mathrm{GeV}} \times \left(\frac{1}{1 + \frac{1.1 E_{\mu} \mathrm{cos}\theta}{115 \,\mathrm{GeV}}} + \frac{0.054}{1 + \frac{1.1 E_{\mu} \mathrm{cos}\theta}{850 \,\mathrm{GeV}}}\right),$$

где Е μ — энергия мюона в гигаэлектронвольтах, а θ — зенитный угол траектории мюона относительно вертикали.

Эта модель была недавно модифицирована Tang et al. (2006), а другая модель вертикального потока мюонов была предложена Хеббекером и Тиммермансом (2002). Компания CRM Geotomography Technologies, Inc. (CRM) объединила эти параметризации в глобальную модель, учитывающую более поздние экспериментальные данные (рис. 1 и 2).



Рис. 1. Глобальная аппроксимация CRM (пунктирная кривая) вертикальной интенсивности мюонов в зависимости от энергии мюонов на уровне моря по сравнению с различными наборами данных, опубликованными с 1960-х по 2010-е годы



Рис. 2. Глобальная аппроксимация CRM как функция зенитного угла траектории мюона по сравнению с данными L3+C (Achard et al., 2004) в диапазонах импульсов, наиболее применимых к съемке Макартур-Ривер. Обратите внимание, что подгонка CRM на этих рисунках масштабируется с помощью одного коэффициента, поскольку существует общий дефицит измерений L3 + C по сравнению с подгонкой CRM (см. Рисунок 1). Это плоское масштабирование не влияет на зависимость от теты. CRM = CRM Geotomography Technologies, Inc.

Мюоны теряют энергию при прохождении через вещество посредством ионизации, тормозного излучения, образования пар и других механизмов потери энергии при низких энергиях (Берингер и др., 2012; Грум и др., 2001). Теоретические расчеты различных процессов хорошо развиты (например, Beringer et al., 2012, Kelner et al., 1995, Kokoulin & Petruhkin, 1997) и были реализованы в ряде мюонных транспортных кодов (Agostinelli et al., 2003; Chirkin & Rhode, 2004; Кудрявцев, 2009; Sokalski et al., 2001). Сопряжение модели потока на уровне моря с кодами мюонного транспорта позволяет разработать модель для точного прогнозирования интенсивности мюонов I под землей в зависимости от

непрозрачности ^О между датчиком и поверхностью. Непрозрачность определяется как масса, прошедшая путь мюона от поверхности до датчика:

$$\mathcal{O} = \int_{\text{path}} \rho(x, y, z) \, \mathrm{d}\ell,$$

где $\rho(x, y, z)$ — трехмерное распределение плотности породы, а O^{+} — в единицах граммов на квадратный сантиметр или метров водного эквивалента (м водного эквивалента, ртутного столба/см²).

Используя обратную модель I⁻¹, можно затем сделать вывод о непрозрачности ^O на основе измеренного I. Взаимосвязь между интенсивностью мюонов I и непрозрачностью перекрывающих пород ^O показана на рисунке 3.



Рис. 3. Глобальная аппроксимация CRM интенсивности вертикального мюона в зависимости от непрозрачности (которая составляет примерно 2,7 × глубина под землей) в метрах водного эквивалента по сравнению с различными наборами данных (Aglietta et al., 2005; Crouch, 1987). . Теоретическая модель соответствует стандартной формуле горной породы, определенной Groom et al. (2001) и использует моделирование мюонной физики в Geant4 (Agostinelli et al., 2003). Мюоны с полной энергией более 105 МэВ (масса покоя мюона) включаются в расчет интенсивности на заданной глубине. CRM = CRM Geotomography Technologies, Inc.

С помощью датчика слежения за мюонами CRM (см. раздел 1.2) измеряются и регистрируются траектории всех мюонов, проходящих через датчик. Это позволяет создавать карты интенсивности мюонов, на которых каждый пиксель представляет измеренную интенсивность в пределах единицы телесного угла. Эту карту интенсивности можно сравнить с эталонной картой, полученной на основе модели интенсивности с использованием априорных геологических знаний (например, эталонной карты, предполагающей простое распределение плотности в полупространстве). Число мюонов, проходящих через детектор за определенный период времени, подчиняется распределению Пуассона. Таким образом, статистическую интерпретацию любого отклонения между эталонной и измеренной интенсивностью в каждом интервале можно определить по формуле:

$$p \equiv \begin{cases} \sum_{k=0}^{N} P(k; \lambda) & \text{if } N \ge \lambda \\ 1 - \sum_{k=0}^{N} P(k; \lambda) & \text{if } N < \lambda \end{cases}$$
$$\mathcal{Z} \equiv \sqrt{2} \operatorname{erf}^{-1}(2p-1) \cdot \operatorname{sgn}(\lambda - N), \qquad 3 \end{cases}$$

где λ = Ireference × Δt — ожидаемое количество мюонов из эталонной модели, Р — функция распределения Пуассона, N — наблюдаемое количество мюонов, а Z — соответствующий квантиль стандартного нормального распределения.

Большие положительные значения Z указывают на статистически значимую более высокую непрозрачность (более низкую интенсивность), не учтенную в базовой геологической модели, тогда как большие отрицательные значения указывают на более низкую непрозрачность (более высокую интенсивность). Изображения, на которых Z представлен цветом (или Z в оттенках серого) в каждом пикселе (область телесного угла), являются полезными двумерными визуализациями для выявления аномальной плотности в поле зрения мюонного датчика. Примеры этих изображений показаны на рисунке 4.



су. 4. Пример Z изображения для смоделированного кубоида размером 50 × 50 × 20 м (контраст 1 г/см³), расположенного на высоте 100 м над мюонным датчиком, расположенным на глубине 400 м под землей в течение 45 дней. Изображения показаны с (слева) и без (справа) алгоритма фильтрации скользящего окна. См. раздел 2.2 для определения координат изображения.

Измеряя интенсивность мюонов под разными углами и в разных местах, можно сделать вывод о наборе соответствующих измерений непрозрачности. Затем набор измерений { \mathcal{O} i $\pm \Delta \mathcal{O}$ i} можно инвертировать для определения трехмерного распределения плотности $\rho(x, y, z)$ (см. раздел 3.1). Аномальные области пространственного распределения плотности может использоваться, среди прочего, для разведки полезных ископаемых. CRM разработала коды для инвертирования данных мюонной томографии совместно с гравиметрическими данными,

а также для включения априорных геологических данных после работы, проделанной Ольденбургом и др. (2010). Это описано далее в разделе 3.1.

1.2. Мюонные датчики.

Мюонный датчик CRM был разработан для использования в шахтах, поэтому одним из критериев является устойчивость к изменениям окружающей среды и ключевых механическим ударам. Датчик основан на двух суперплоскостях сцинтилляционных стержней. Каждая суперплоскость состоит из двух плоскостей стержней, ориентированных в ортогональных направлениях. Длина и ширина каждого плоскости составляют 2,1 и 1,1 м соответственно, а толщина каждой плоскости около 6 см. Считывание сцинтилляционных полос осуществляется с помощью сдвигающих длину волны оптических волокон, которые подключены к многоканальным фотоумножителям, сигналы которых оцифровываются быстрыми аналого-цифровыми преобразователями. Система сбора данных является самозапускающейся. Любой выходной сигнал одного из аналого-цифровых преобразователей, превышающий заданный пользователем порог, направляется по конвейеру на центральный который применяет определяемую пользователем логику запуска для коллектор, идентификации совпадающих импульсов во временном окне. Логика запуска по умолчанию требует импульса выше порога от каждой из плоскостей, а временное окно обнаружения совпадений составляет 100 нс. По конструкции в датчике отсутствует мертвое время срабатывания.

Датчик заключен в алюминиевый корпус, внутри которого расположены регуляторы температуры и влажности, а также противоударные крепления. Температура, влажность, высокое напряжение фотоумножителя, частота срабатывания и другие данные считываются и сохраняются с интервалом в несколько секунд с помощью системы медленного управления. Единственные данные используются те, которые получены, когда мониторы медленного управления оработу.

Как только центральный коллектор идентифицирует событие-кандидат, оцифрованные импульсы отправляются на внутренний компьютер для сохранения для автономной обработки. Этот компьютер подключен к сети шахты, поэтому датчик можно опрашивать удаленно, а данные можно выгружать и анализировать во время выполнения изысканий. Первый этап обработки заключается в применении критериев качества к импульсам, чтобы обеспечить стабильность пьедесталов и соответствие формы каждого импульса форме, создаваемой ионизирующей частицей. Импульсы группируются в удары, которые образуют в детекторе трехмерные точки пространства, из которых затем строятся возможные треки. Критерии качества также применяются к хитам и трекам. Эти критерии выбора получены на основе моделирования и тестирования данных открытого неба.

Каждое попадание должно содержать минимальный заряд (выход сцинтилляционного света), и по крайней мере половина попаданий на треке должна содержать более высокий минимальный заряд. Сумма заряда попадания в треке должна быть выше другого минимального порога. На мероприятия, содержащие несколько кандидатов-треков, накладывается вето (при этом вето учитывается двусмысленность из-за перекрестных помех). Алгоритм реконструкции трека является запатентованным и обеспечивает пространственное разрешение, примерно в 10 раз меньшее, чем шаг сцинтилляционных полосок. Разрешение и эффективность каждого датчика устанавливаются с помощью вспомогательного датчика. Рабочие характеристики детектора были перекрестно проверены после транспортировки и установки на шахте Макартур-Ривер, чтобы убедиться в отсутствии смещений или повреждений. Угловое разрешение используемых в данном анализе датчиков составляет 10–13 мрад (в зависимости от угла мюона), а общая эффективность идентификации мюонов, прошедших через детектор, после применения всех критериев качества данных составляет>90%.

1.3. Геологическая обстановка.

Региональная геология.

В регионе Атабаска на севере Саскачевана расположены урановые месторождения, связанные с несогласием, связанные с бассейном Атабаска. Кристаллический фундамент, подстилающий восточную часть бассейна Атабаска, состоит из сложно деформированных и сильно метаморфизованных магматических и супракрустальных пород доменов Волластон и Муджатик (рис. 5).



Рис. 5. Геологические домены Северного Саскачевана, Канада

Эти кристаллические породы фундамента несогласно перекрыты недеформированная нижняя палеопротерозой-мезопротерозойская группа Атабаска, состоящая в основном из песчаника с небольшим количеством алевролитов и конгломератов. Многочисленные урановые месторождения Атабаски с высоким содержанием урана несогласного типа, включая месторождение Макартур-Ривер, вмещают скалы в окрестностях хребта южнее Атабаски несогласие как в песчанике, так и в фундаменте. Эти месторождения связаны с взаимодействием флюидов песчаника и фундамента, расположение которых было в значительной степени ограничено структурными коридорами фундамента, вмещающими графитово-пелитовые гнейсы группы Волластон и содержащими хрупкие разломы (Jeffersonetal., 2007a, 2007b; Hoeve&Sibbald, 1978 год; Хув и Квирт, 1984).

Урановый рудник на реке Макартур.

Месторождение урана Макартур-Ривер, открытое в результате поверхностного бурения геофизической электромагнитной цели в 1988 году, расположено примерно на 500 м ниже поверхности земли в юго-восточной части бассейна Атабаска. Доказанные и вероятные запасы руды составляют 1,053 миллиона тонн руды со средним содержанием оксида урана (U3O8) около 15% и содержат более 150 × 106 кг-фунтов U3O8 (Bronkhurstetal., 2014). Это самое богатое и крупнейшее в мире урановое месторождение, связанное с несогласиями, принадлежащее CamecoCorporation (70%) и AREVAResourcesCanadaInc. (30%) и управляемое СатесоCorporation. Урановая минерализация реки Макартур встречается на глубинах от 500 до 640 метров вокруг несогласия между вмещающими породами песчаника группы Атабаска и метаосадочными гнейсами фундамента. Промышленное производство на руднике было начато 1 ноября 2000 г. С тех пор добыто более 100 × 106 кг U3O8 (Bronkhorstetal., 2012).

Месторождение не окружено обширным ореолом изменений, характерным для других урановых месторождений, связанных с несогласием (Джефферсон и др., 2007а, 2007b), из-за присутствия обширного окварцевания до минерализации в песчанике. Однако в фундаменте присутствуют литологические контрасты, связанные с различными свойствами пород: графитовый пелитовый гнейс образует сильный электромагнитный проводник в системе взбросов (разлом P2), контрастирующий с неграфитовой литологией.

Система смещает несогласие на глубину до 80 м, при этом пелитовые (с графитом или без него) гнейсы встречаются в висячем крыле, а гранат-кордиеритовые пелитовые гнейсы - в подошве. Метакварцит присутствует как выше, так и ниже пелитовых гнейсов. Точно так же окремненные зоны в песчанике Атабаски контрастируют с неокремненными эквивалентами.

Урановая минерализация на реке Макартур сосредоточена в песчаниках Атабаски (формация водопада Маниту) в клиновом песчанике у подножия разлома Р2, а также в

породах фундамента также у подножия P2 (Ng et al., 2013). На месторождении МакАртур Ривер было выявлено девять различных минерализованных зон, при этом большая часть минерализации расположена в пределах системы графитовых разломов P2 вблизи несогласия (рис. 6). В данном исследовании северная часть месторождения зоны IV была получена с помощью мюонной томографии. На момент проведения мюонной томографии в этой зоне еще не началась масштабная добыча полезных ископаемых, а геометрия месторождения и доступных горных выработок также была благоприятной.



Рис. 6. Типичный геологический разрез уранового месторождения Макартур-Ривер, вид на северо-восток.

Район Зоны IV также был тщательно изучен на основе обширных данных по керну, включая подробную литографию, концентрацию урана, плотность (измеренную и оцененную) и водонасыщенность. Однако по доминирующим толщам песчаника, расположенным над месторождением, были доступны лишь скудные данные. Вид на месторождение Зоны IV Север и близлежащие горные выработки показаны на рисунке 7.



Рис. 7. Северное урановое месторождение Макартур-Ривер, зона IV, и близлежащие шахты. Также обозначены места расположения датчиков слежения за мюонами.

2. Сбор данных.

Данные мюонтомографии собирались в три этапа в период с конца сентября 2015 года по декабрь 2016 года. Датчики слежения за мюонами CRM были установлены в различных местах с разными уровнями текущей горнодобывающей деятельности и подключены к сети шахты для облегчения удаленной выгрузки данных и настройки датчиков. Бортовые средства контроля окружающей среды и амортизаторы гарантировали, что близлежащие горнодобывающие работы не окажут негативного влияния на работу датчиков, но периодические перебои в подаче электроэнергии приводили к неожиданным перебоям, которые растягивали время сбора данных.

Табл. 1

Phase	Location	ID	d _{surface} , d _{deposit} (m)	Exposure (davs)	Active area (m ²)	Muon flux (s ⁻¹)	Orientation
1	Chamber 2	1	599, 59	143	2.26	7.5 × 10 ⁻³	0°
1	Chamber G	2	599, 85	83	_	7.6 × 10 ⁻³	0°
2	Bay 19	1	542, —	66	_	1.1 × 10 ⁻²	0°
2	Chamber G	1	599, 85	68	_	7.8×10^{-3}	0°
2	Chamber F	2	597, 86	65	_	7.6×10^{-3}	0°
3	Chamber 2	1	599, 59	70	_	7.7×10^{-3}	15°
3	Chamber 2	2	599, 61	54	_	7.5×10^{-3}	0°

Расположение детекторов, расстояние от детектора до поверхности отложений, время экспозиции, активная площадь и ориентация относительно вертикали.

Note. The orientation shown here is only approximate.

2.1. Конфигурация датчика.

В исследовании использовались два датчика слежения за мюонами CRM, расположенные в четырех разных местах, обозначенных как камера G, камера F, камера 2 и отсек 19 на рисунке 7 и подробно описанные в таблице 1.

На этапе I исследования датчики были расположены в камерах G и камерах 2 соответственно, а положение и ориентация каждого датчика фиксировались с помощью маркшейдерского оборудования. Один из датчиков был установлен в камере F, а другой датчик в отсеке 19, а затем в камере G на этапе II исследования. На этапе III оба датчика были расположены в камере 2, но с разной ориентацией по отношению к зоне IV. Конфигурация датчиков была выбрана для оптимизации чувствительности и возможностей визуализации за счет обеспечения обзора залежи из разных мест и ориентаций (т. е. Камеры 2, G и F под залежью), а также для ограничения плотности песчаника (т. е. Залива 19 над осадком), поскольку интенсивность мюона зависит от кумулятивной непрозрачности на пути мюона к поверхности. В этой конфигурации мюонные датчики сфотографировали около 1 км³ породы.

2.2. Обработка данных.

Как описано в разделе 1.2, мюонные датчики CRM пространственно сегментированы на каналы, каждый из которых вносит свой вклад в глобальный поток данных, который обрабатывается в реальном времени с помощью алгоритма совпадений. Алгоритм совпадения заставляет процессор записывать временное окно потока данных на диск, если настраиваемое совпадение логика удовлетворена. Этот поток данных обрабатывается в автономном режиме для построения траекторий мюонов-кандидатов, которые должны пройти ряд отборов качества. Набор выбранных траекторий мюонов распределен по соответствующим направлениям в шахтной системе координат.

$$\tan \theta_x = \frac{\Delta x}{\Delta z}$$
$$\tan \theta_y = \frac{\Delta y}{\Delta z},$$

где x — координата восточного направления, y — координата северного направления, a z — глубина такая, что tan θ x = tan θ y = 0 указывает прямо на поверхность.

Каждый контейнер данных представляет собой перевернутый пирамидальный конус, простирающийся от датчика до поверхности, внутри которого телесный угол собирает траектории мюонов. Эти объединенные данные составляют карту количества мюонов или сенсорное изображение, которое можно сравнить с картой, полученной из синтетических данных эталонного моделирования (см. раздел 1.1).



Рис. 8. Цепочка распада 238U, включая механизмы распада для каждого перехода. Также указаны частицы *α*, *β* и *γ* с самой высокой энергией, испускаемые на протяжении всей цепочки распада.

Учитывая уникальную радиационную обстановку на руднике по добыче высококачественного урана, особое внимание было уделено тому, чтобы изображения

мюонного датчика не были загрязнены фоновыми гамма-, бета- и другими частицами. Известно, что на реке Макартур имеет место ряд цепочек радиоактивного распада, в первую очередь ²³⁸U и в меньшей степени ²³⁵U. Сложная цепочка распада ²³⁸U показана на рисунке 8.

В базе данных Международного агентства по атомной энергии указаны продукты распада ²³⁸U с самой высокой энергией (как обозначено на рисунке 8), а именно частица с энергией 6 МэВ α , частица с энергией 3 МэВ β и 2,2 МэВ γ частица. Никакое радиоактивное излучение ²³⁵U не имеет более высокой энергии.

Базовые расчеты показывают, что частицы β и γ имеют разумную вероятность проникнуть через алюминиевую оболочку мюонных датчиков и вызвать сигнал в компонентах датчика, тогда как частицы α задерживаются на небольшом расстоянии в воздухе и лишь в нескольких миллиметров алюминиевого корпуса вокруг датчиков. Поэтому остается открытым вопрос, будет ли первый генерировать сигнал, достаточный для того, чтобы инициировать событие, зарегистрированное в мюонном детекторе, и имитировать возникновение амуона, тем самым добавляя уровень фонового шума к измеренному потоку мюонов. Этот вопрос было исследовано с использованием механизма моделирования физики элементарных частиц Geant4 (Agostinelli et al., 2003).



Рис. 9. Выборочные временные ряды скорости необработанных данных, записанные датчиками в камере 2 и камере G на этапе I исследования.

Заштрихованные красным блоки обозначают периоды, когда в шахте отключалось электричество. Сразу после длительных простоев наблюдается резкий скачок скорости

передачи данных из-за скопления радона в шахтных выработках при отключении системы вентиляции, за которым следует примерно экспоненциальный спад по мере рассеивания радона. Обратите внимание, что горизонтальные оси времени не то же самое. Здесь в качестве примеров показаны периоды с наибольшей изменчивостью. Заметная разница в базовой частоте между двумя датчиками обусловлена известной большой разницей в фоновом излучении между двумя местоположениями датчиков. Вертикальная ось — количество отсчетов в секунду.

Вокруг детектора моделировалось диффузное облако фоновых выбросов частиц. Моделирование показало, что фонов β и γ достаточно, чтобы значительно увеличить скорость обработки необработанных данных детектора. Это подтверждается простым расчетом с использованием формул Beringer et al. (2012), например. Влияние радиации на скорость необработанных данных также было замечено в записанных данных датчика, как показано на рисунке 9.

Здесь важно отметить, что ожидается, что в скорости необработанных данных будут доминировать немюонные источники, поскольку пороги срабатывания датчика (конфигурация того, какие сигналы датчиков записывать на диск для автономной обработки) намеренно оставлены очень низкими, чтобы облегчить проверку данных в автономном режиме. качество и максимизировать эффективность обнаружения мюонов.



Рису. 10. Вероятность того, что частица β или γ создаст в детекторе сигнатуру, соответствующую критериям качества отслеживания мюонов, как функция энергии частицы в моделировании. Частицы β и γ с наибольшей энергией, ожидаемые от цепочки распада 238U, обозначены стрелками.

Дальнейшие исследования с Geant4 (Agostinelli et al., 2003) показали, что фон немюонных частиц был незначительным при использовании мюонного датчика CRM и алгоритмов контроля качества данных. При автономной обработке применяется ряд критериев качества данных для идентификации прохождения мюонов высоких энергий через детектор и восстановления траектории мюона. Критерии предназначены для удаления побочных сигналов из шума и других фонов, сохраняя при этом высокую эффективность для мюонов. Вероятность ошибочной идентификации частицы β или γ в детекторе как мюона в зависимости от энергии β или γ показана на рисунке 10.

Это указывает на то, что после применения критериев качества данных по умолчанию любой вклад фонов α , β и γ в Макартур-Ривер удаляется. Это также видно по распределению одного из выходных данных системы сбора данных (DAQ) для инициированных событий без применения всех критериев контроля качества данных, как показано на рисунке 11.



Рис. 11. Распределение выходных данных системы сбора данных (DAQ) для событий с высокой чистотой мюонов, собранных на испытательном стенде CRM (приповерхностные данные) и собранных в Макартур-Ривер.

Для справки: номинальный выбор контроля качества требует, чтобы это значение было больше 17 000. Обратите внимание, что нормировка в этих распределениях произвольна. CRM = CRM Geotomography Technologies, Inc.

Образец мюонов космических лучей высокой чистоты показан на основе данных, полученных на Испытательный стенд CRM и сравнение с данными, полученными от датчиков на реке Макартур. В реке Макартур наблюдается явный всплеск низких значений, что соответствует низкоэнергетическому фоновому излучению.

Это было подтверждено перекрестными проверками данных, сравнением данных датчиков в разных местах с известными различиями в радиационном фоне, а также изучением временных корреляций с изменяющимся радиационным фоном (измеренными независимо). Скорость передачи данных, регистрируемая детекторами, показана на рисунке 12 до и после применения стандартных критериев качества данных.



Рис. 12. Скорость необработанных триггерных данных для датчика в камере G (вверху) на протяжении фазы I и частота событий после применения критериев качества данных (внизу). Статистика Дурбина-Ватсона обозначена для каждого временного ряда и не имеет временной корреляции после применения выбора качества данных.

Поскольку фоновое загрязнение β и γ значительно колеблется со временем (как показано во временных рядах скоростей необработанных данных на рисунке 9), то, если бы после выбора качества данных существовало какое-либо остаточное загрязнение, в окончательных скоростях мюонных событий была бы корреляция временных рядов.



Рис. 13. Скорость необработанных тригтерных данных для датчика в камере G (вверху) за период сбора данных и частота событий после применения критериев качества данных (внизу).

Статистика Дурбина-Ватсона обозначена для каждого временного ряда и не имеет временной корреляции после применения выбора качества данных. χ^2/n для соответствия константе также показан для справки в обоих случаях.

Количественно это определяется с помощью теста Дурбина-Ватсона, как показано на рисунке 12, который показывает, что после применения критериев качества доказательств такой корреляции нет. Это также показано в гораздо более точном временном масштабе для периода сбора выборочных данных из камеры G на рисунке 13.

Сезонные вариации потока мюонов, описанные в работе Adamson et al. (2010) в этих данных не наблюдалось, но статистические неопределенности потока в пределах сезонных временных окон были больше, чем ожидаемые сезонные вариации. Влияние разных моделей интенсивности уровня моря, разных кодов физики мюонов для моделирования также были исследованы взаимодействия мюонов с веществом и систематические неопределенности, связанные с детектором, такие как модель работы датчика или зависимости от окружающей среды. Хотя каждая из этих систематических неопределенностей приводит к глобальным изменениям в предполагаемой плотности подземных пород, ни одна из них не оказалась способной вызвать локальные аномалии на радиографических изображениях, которые можно было бы ожидать от присутствия плотного рудного тела на полях вид детекторов. Наконец, расчеты для нескольких рассеяние показало, что >99% распределения углов рассеяния мюонов на глубине 600 м под землей меньше ширины одного пикселя на картах количества мюонов, использованных в этом анализе. Следовательно, рассеянные мюоны также могут быть исключены как важный источник систематической неопределенности для данного исследования.

3. Интерпретация данных и результаты.

При интерпретации данных мюонной томографии используются две эталонные геологические модели. В обе модели включены данные лидарной топографии и горных выработок, и предполагается, что месторождение имеет те же свойства, что и окружающая вмещающая порода. Упрощенная модель предполагает однородную вмещающую породу на всем протяжении объем изображения, плотность 2,55 г/см³. Идеальная модель включает геологические подразделения с соответствующими плотностями, определенными по данным бурения вблизи разлома Р2. Диапазон плотности этих геологических единиц составляет от 2,5 до 2,65 г/см³.

Чтобы оценить чувствительность исследования к месторождению, данные синтетического мюонного датчика были получены на основе моделирования, в котором

плотность модели месторождения была равномерно задана в соответствии с богатой урановой рудой. Эти синтетические данные сравнивались с предсказанием идеальной модели. Полученные синтетические изображения на рисунке 14 указывают на ожидаемый Z на картах количества мюонов, обусловленный наличием богатой руды.



Рис. 14. Ожидаемые аномальные Z в картах количества мюонов по синтетическим данным для датчиков в камере 2 (слева) и камере G (справа).

Очевидно, что данные, полученные в Палате 2, будут наиболее конфиденциальными. Это связано с ориентацией рудного тела: мюоны проходят больший путь через залежь до датчика в камере 2, чем для датчиков в камерах G и F.

Неожиданная глобальная тенденция изменения наблюдаемой интенсивности мюонов в зависимости от глубины под землей была замечена на ранних этапах сбора данных. Чтобы изолировать анализ местной геологии вокруг месторождения от доминирующих толщ песчаника над разломом, данные датчика в заливе 19 используются для коррекции модели непрозрачности для песчаника на месте. Эта поправка проиллюстрирована на рисунке 15.



Рис. 15. Относительная разница между измеренной и смоделированной (ожидаемой) непрозрачностью по сравнению с смоделированной непрозрачностью песчаника только для данных (слева) камеры 2, (средней) камеры G и (справа) залива 19. Та же тенденция наблюдается во всех наборах данных, но для получения поправки используются только данные залива 19. Сравнение трех трендов показано на рисунке залива 19 вместе с заштрихованной областью, обозначающей диапазон неопределенности 68% вокруг подобранного тренда.

Из-за недостаточности данных бурения песчаник рассматривается как стандартная порода (Groom et al., 2001) как в идеальной, так и в упрощенной модели, тогда как плотность химический состав варьируются по всей толще песчаника. Различия И между идеализированной породой и реальным песчаником приводят к наблюдаемой глобальной тенденции. Обратите внимание, что >80% непрозрачности состоит из песчаника, поэтому неправильное моделирование песчаника будет доминировать над более тонкими локальными вариациями вокруг месторождения. Поскольку данные залива 19 чувствительны только к песчанику над месторождением, их можно использовать для исключения глобальной тенденции из других наборов данных в камерах 2, G и F. Важно отметить, что наблюдается та же глобальная тенденция. во всех данных, что оправдывает использование поправки, полученной на основе данных залива 19. Этот анализ иллюстрирует важность разумного размещения мюонных датчиков в районах, где местная геология неизвестна. Выполняя измерения на разных глубинах, можно получить интерпретацию интересующей области на основе данных.

После применения глобальной поправки аномальное Z рассчитывается на основе данных, основанных на идеальных геологических характеристиках, как показано на рисунке 16.



Рис. 16. Аномальный Z для полевых данных (слева) по сравнению с идеальными геологическими данными для данных камеры 2. Также для сравнения показан тот же расчет для синтетических данных (моделирование, справа). В обоих изображениях применяется один и тот же алгоритм фильтрации скользящего окна.

Тот же расчет выполняется для набора синтетических данных, описанного выше. Очевидно хорошее соответствие между полевыми данными и синтетическими данными (моделирование). Важно отметить, что синтетические данные предполагают равномерное распределение плотности по всему месторождению, тогда как на самом деле содержание и соответствующая плотность сильно варьируются, как показано на рисунке 17.



Рис. 17. Профиль плотности месторождения, проецируемый в северо-восточной (слева) и восточной (справа) плоскостях. Изменение распределения плотности составляет более 0,5[°]г/см3. Расположение датчиков указано в северо-восточной проекции (слева).

3.1. Трехмерная инверсия плотности.

Чтобы построить трехмерное распределение плотности по данным мюонной томографии, используется алгоритм инверсии, минимизирующий глобальную функцию *ф*:

$$\min_{\rho(x,y,z)} \phi = \min_{\rho(x,y,z)} \left(\phi_D + \beta \cdot \phi_M \right)$$
5

где ϕ_D — несоответствие данных мюонной томографии по сравнению с идеальной эталонной моделью, а ϕ_M — целевая функция модели, обеспечивающая гладкость.

Эти термины определяются как:

$$\phi_{D} = \sum_{i \in \text{pixels}} \frac{\left(d_{i} - \sum_{j} G_{ij} \rho_{j}\right)^{2}}{\sigma_{i}^{2}}$$

$$\phi_{M} = \sum_{w=x,y,z} \alpha_{w} \int_{V} \left(\frac{\partial \rho}{\partial w}\right)^{q_{w}} dV + \alpha_{r} \int_{V} (\rho_{0} - \rho)^{\rho} dV,$$

$$6, 7$$

где Gij — очень разреженная матрица для чувствительности каждого i-го пикселя к j-му вокселу в объеме изображения, σ i — неопределенность измерения данных di, α w — константа, которая штрафует за шероховатость в каждом из w = x, y, z координаты, а α r — константа, штрафующая за отклонения от эталонной модели ρ 0.

Установка α г х,у,z = 0 отключает соответствующие части целевой функции модели. Этот метод следует работе Ольденбурга и др. (2010), Дэвис и Ольденбург (2012), а также Брайман и др. (2014). Показатели степени qw и р находятся в диапазоне (1, 2), меньшие значения позволяют создавать более сложные (менее гладкие) модели. Минимум глобальной функции ϕ определяется с помощью алгоритма минимизации сопряженного градиента (Straeter, 1971).

За исключением гладкости и слабого ограничения на абсолютную плотность песчаника на высоте >100 м над заливом 19, никаких ограничений на значения плотности, определенные

104

при инверсии, не налагается. Алгоритм инверсии применяется одинаково как к синтетическим данным, так и к полевым данным. При инверсии используются данные датчиков в камерах 2, G и F, а также в отсеке 19. Срезы результирующего трехмерного распределения плотности показаны на рисунках 18 (промысловые данные) и 19 (синтетические данные), а также модель месторождения, полученная на основе данных керна.



Рис. 18. Срезы распределения плотности, полученные путем инвертирования данных мюонной томографии, полученных от датчиков CRM в камерах 2, G и F и отсеке 19. Вид слева — в северном направлении, тогда как полупрозрачный вид справа — глядя вниз. Цветовая шкала указывает на изменение аномальной плотности (г/см3) по отношению к эталонной однородной плотности. CRM = CRM Geotomography Technologies, Inc.



Рис. 19. Срезы распределения плотности, полученные путем инвертирования данных синтетической мюонной томографии. Вид слева направлен на север, тогда как полупрозрачный вид справа смотрит вниз. Обратите внимание, что цветовая карта распределения плотности такая же, как на рисунке 18.

Совместимость распределений плотности синтетических и полевых данных очень хорошая. Что касается проекции на восток на рисунке 17, следует отметить, что ядро с высокой плотностью смещено вверх в полевых данных по сравнению с синтетическими данными (которые предполагают равномерное распределение плотности в моделировании).

Чувствительность к коррекции глобального тренда, описанная в разделе 3, исследуется как источник систематической ошибки при инверсии трехмерной плотности. Синтетические данные создаются с различными параметрами коррекции глобального тренда, и применяется та же трехмерная инверсия, которая используется для полевых данных. Результирующая очевидная аномалия, возникающая из-за неопределенности глобальной поправки, показана на

рисунке 20 и сравнивается с трехмерным распределением плотности, полученным в результате инверсии синтетических данных модели месторождения.



Рис. 20. Трехмерное распределение аномальной плотности, возникающее в результате предполагаемого неправильного моделирования эффективной плотности песчаника, полученное путем сдвига параметра коррекции глобального тренда на 1σ (слева), и трехмерное распределение в результате инвертирования синтетических данных из модели месторождения (справа). Цветовая гамма на обоих изображениях одинакова

Это демонстрирует, что систематическая неопределенность в коррекции глобального тренда не имитирует характер месторождений ни по величине, ни по местоположению.

4. Обсуждение и выводы.

Томографическая визуализация с использованием мюонов использовалась для изображения месторождения богатого урана на реке Макартур в бассейне Атабаска. Эта работа представляет собой первое подобное исследование, когда-либо проводившееся. Полученные данные мюонной томографии очень хорошо соответствуют данным бурения и геологическим моделям.

Трехмерная инверсия плотности данных мюонной томографии хорошо отображает профиль месторождения. Анализ мюонных данных позволил извлечь два ключевых урока:

1. Интерпретация геологии интересующего региона на основе данных может быть достигнута путем перекрестного сравнения данных датчиков на разных глубинах.

2. Конструкция детектора и алгоритмы распознавания треков мюонов важны там, где фоновое излучение может быть значительным.

Наконец, независимо от эффективности мюонной томографии, продемонстрированной в этом исследовании, будущее этой технологии в разведке полезных ископаемых и других подземных приложениях заключается в разработке надежного скважинного мюонного датчика, поскольку датчик, используемый в этом исследовании, может использоваться только там, где существует шахтная инфраструктура. Это будет предметом будущей работы.

VII. ТРЕХМЕРНАЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ РУДНОГО РАЙОНА (ЮВ провинции Хубэй, Китай) [7].

1. Введение.

Металлогенический пояс среднего и нижнего течения реки Янцзы является одним из наиболее значительных поясов полиметаллического оруденения золота, меди и железа в восточном регионе Китая. В этом поясе насчитывается семь кластеров минерализации, а именно: Юго-восточный Хубэй (Fe-Cu), Цзюруй (Cu-Au), Аньцин-Гуйчи (Cu), Нинчжэнь (Cu-Fe-Zn-Pb), Нинву (Fe), Луань-Цзунсю (Fe-Cu) и Тунлин (Cu-Au).

Район SHOCA (рис. 2), расположенный в западной части металлогенического пояса, является важным районом добычи меди и железа в Китае. Здесь расположено множество месторождений, богатых железом и медью.

Магнитотеллурический метод (МТ) измеряет сигналы естественного электромагнитного поля во временной области. Модель удельного сопротивления, которая распространяется на верхнюю мантию, может быть получена путем анализа различной глубины проникновения сигналов на разных частотах. В этом исследовании использовался массив данных МТ, собранных в районе и прилегающих территориях (рис. 1). Модель электрической структуры земной коры была получена путем выполнения трехмерных инверсий, обеспечивающих ограничения для изучения рудообразующего фона и источников оруденения.



Рис. 1. (а): Расположение. (b): Топографическая карта и основные тектонические структуры: разлом Танчэн-Луцзян, XGF: разлом Сянфань-Гуанцзи, YCF: разлом Янсинь-Чанчжоу, LLF: разлом Луонань-Луаньчуань и MTF: разлом главного надвига.

2. Геологические и геофизические предпосылки.

Структурно район относится к юго-восточной части орогенного пояса Циньлин-Даби и зоне соединения бассейнов пассивной окраины Муфушань блока средней и нижней Янцзы.

Геологические породы имеют возраст от 533 млн лет до настоящего времени. Среди магматических тел, связанных с минерализацией, выделяются шесть комплексов со средней

кислотностью: Тяньшань, Эчэн, Цзиншандянь, Линсян, Янсинь и Иньцзу.В Яньшаньский период (150 ~ 115 млн. лет назад) были сформированы месторождения железа и меди скарнового типа крупного и среднего размеров, такие как месторождения Цзиншандянь, Чэнчао, Тяньшань и Тунлушань. Эти месторождения вмещают силикатно-карбонатные породы. Медно-молибденовые месторождения силикатно-карбонатного и порфирового типа, такие как Фэншандун, связаны с интрузивными породами, как и месторождения полиметаллические объекты железа и меди.

Структура рудного района(SHOCA) была связана с наложением яньшаньских (NNE) и индосинских (NW) тектонических событий в течение мезозойской эры (254 ~ 137 млн лет назад). В этот период формировались месторождения меди, железа и золота скарнового и порфирового типов.

Генезис зон медно-железной минерализации в районе связывается с Т-образным поднятием мантии в сочетании с глубинными разломами. Особенно важен разлом Цзиньню-Дайе-Хуанши северо-восточного простирания. Северная часть разлома в основном связана с залежами железа скарнового типа, а южная - со скарновыми месторождениями меди.Медножелезо-золотые месторождения скарнового типа связаны с диорит-кварцевыми диоритами, а медно-молибденово-вольфрамовые порфировые месторождения - с гранитамии гранодиоритами.

Геофизические исследования в районе проводились с использованием спутниковых гравитационных (рис. 2) и магнитных данных в масштабе 1: 500 000. Распределения аномалий хорошо соответствуют тектоническим единицам, а переходные зоны -глубинным разломам.



Рис. 2. Спутниковая карта гравитационных аномалий Буге в юго-восточнойчасти провинции Хубэй. *TLF: разлом Танчэн-Луцзян, XGF: -Сянфань-Гуанцзи, YCF: -Янсинь-Чанчжоу, LLF: -Луонань-Луаньчуань и MTF: - главный надвиг.*
3. Сбор, обработка и анализ данных.

3.1. Магнитотеллурические данные(МТ).

собраны Были полевые ланные использованием 117 широкополосных с магнитотеллурических станций. Данные были получены с помощью наземного электромагнитного эхолота MTU-5A/С производства Phoenix Geophysics Ltd., Канада. Время сбора данных на каждой станции составляло не менее 40 часов. Направление поляризации было определено с использованием истинного севера как положительного направления по оси Х, востока как положительного направления по оси У и вертикально вниз как положительного направления по оси Z. На каждой станции была зарегистрирована пара ортогональных горизонтальных компонент электрического поля (Ех и Еу) и три взаимно ортогональных компонента магнитного поля (Hx, Hy и Hz).

Данные были обработаны с использованием SSMT2000 и программного обеспечения EMPower. На каждой станции применялся метод дистанционной привязки и оценки. Была тщательно изучена спектральная плотность мощности и удалены данные за временные интервалы помех. Несмотря на многочисленные рудники и значительное антропогенное зашумление в исследуемом районе, эти технические меры улучшили качество обработки данных. Надежный диапазон периодов для каждой станции составлял от 0,003 до 2000с, а глубина обнаружения могла достигать границы Мохо.

На рисунке 3 показан разрез среднего кажущегося удельного сопротивления исследуемой территории, наложенный на топографию за шесть различных периодов. Наиболее характерной особенностью среднего кажущегося удельного сопротивления в исследуемом районе является отчетливая аномалия низкого удельного сопротивления в центральной части. На более коротких периодах (0,01с, 0,1с и 1с) наблюдается чередующееся распределение с аномалиями высокого удельного сопротивления. Однако в более длительные периоды (100с и 1000с) это проявляется как крупномасштабная аномалия с низким удельным сопротивлением, центр которой расположен к северу от разлома Янсинь-Чанчжоу и простирается на северо-восток в направлении области между зоной разлома Таньчэн-Луцзян и разломом Янсинь-Чанчжоу. Помимо этой аномалии с низким удельным сопротивлением, наблюдаемые с более короткими периодами (0,01с и 0,1с) в блоке Янцзы и на юго-западной стороне разлома Сянфань-Гуанцзи, которые соответствуют расположению поверхностных осадочных бассейнов. В целом, оставшиеся участки характеризуются высоким удельным сопротивлением.



Рис. 3. Карта распределения среднего кажущегося удельного сопротивления в разные периоды. *TLF: разлом Таньчэн-Луцзян, XGF: -Сянфань-Гуанцзи, YCF: -Янсинь-Чанчжоу, LLF: -Луонань-Луаньчуань.*

3.2. Анализ данных.

Перед инверсиями данные были подвергнуты размерному анализу для определения размерности подповерхностных структур. Наиболее часто используемым методом анализа размерности является фазово-тензорный анализ. Этот метод не требует предопределенного структурного угла простирания и не подвержен эффектам искажения. Тензор фазы определяется максимальным фазовым углом, минимальным фазовым углом и углом перекоса, визуализируемым с использованием длин большой и малой осей эллипса и цвета. В целом, когда угол наклона составляет менее 3°, подповерхностную среду можно рассматривать как двумерную структуру. В этом случае направление большой или малой оси представляет направление структурного простирания, и когда их длины равны, подповерхностная среда считается одномерной. На рисунке 4_показаны результаты фазово-тензорного анализа за четыре периода.



Рис. 4. Тензоры фазы по четырем периодам МТ в исследуемом районе (0,1с, 10с, 100с и 1000с). *TLF: разлом Таньчэн-Луцзян, XGF: -Сянфань-Гуанцзи, YCF: -Янсинь-Чанчжоу, LLF: -Луонань-Луаньчуань*.

Углы наклона в основном меньше 3°, а некоторые даже меньше 1° при одинаковой длине большой и малой осей, что указывает на двумерную структуру в мелководной части, при этом некоторые станции демонстрируют одномерные особенности в пределах определенных бассейнов. Однако на более длительных периодах (10с, 100с и 1000с) примерно половина станций имеет углы наклона, превышающие 3°, что указывает на выраженные трехмерные характеристики, особенно на пересечении орогенного пояса Циньлин-Даби и блока Янцзы, где наблюдаются четкие трехмерные структуры. Эти ярко выраженные трехмерные особенности могут быть связаны с взаимодействием тектонической системы Катейсия и сжатия Янцзы-Северо-Китайского блока, а также с конвергенцией Палеоокеанской плиты к евразийскому континенту в северо-восточном направлении. Следовательно, для исследуемой территории необходимы трехмерные инверсии.

3.3. 3D инверсии.

Трехмерные инверсии были выполнены с использованием современного программного обеспечения на основе алгоритма нелинейного сопряженного градиента. Для 3D-инверсий было выбрано сто одиннадцать станций МТ из общего числа. В диапазоне периодов 0,001-5000с для 3D-инверсий были выбраны данные тензора полного импеданса за 31 период. Минимальное значение погрешности диагональных элементов импеданса, Zxx и Zyy, составляло |Zxy*Zyx|1/2*10%, а минимальное значение погрешности недиагональных компонентов, Zxy и Zyx, было установлено равным |Zxy*Zyx|1/2 *5%. Территория исследования была разделена по горизонтали на сетку размером 5×5 км на основе распределения станций, в результате получилась сетка размером 63×53. Чтобы приблизить граничные условия на бесконечности, были добавлены дополнительные 12 сеток наружу в каждом из четырех горизонтальных направлений с шагом, увеличенным в полтора раза. В вертикальном направлении первый слой имел толщину 10 м, и всего было разделено 60 слоев с шагом в 1,1 раза. Были добавлены три дополнительных слоя с шагом в полтора раза больше, и были включены пять воздушных слоев. В результате была получена окончательная сетка размером 87×77×68. Исходная модель инверсий была задана как однородное полупространство с удельным сопротивлением 100 Ом М. После 130 итераций нормированное среднеквадратичное несоответствие было уменьшено до 2,9.

Основываясь на результатах трехмерной инверсии магнитотеллурических данных (МТ) в районе, выделили и проанализировали восемь горизонтальных срезов на разной глубине (обозначены как a-h на рис. 5). В целом, характеристики электрической структуры демонстрируют значительные различия на разных глубинах.



Рис. 5. Горизонтальные срезы 3D-модели удельного сопротивления на разных глубинах (a-h). Серые треугольники - станции МТ. TLF: разлом Таньчэн-Луцзян, XGF: -Сянфань-Гуанцзи, YCF: -Янсинь-Чанчжоу, LLF: -Луонань-Луаньчуань. C1: Аномалия высокой электропроводности.

Основываясь на моделях удельного сопротивления горизонтальных разрезов (рис. 5), наблюдается, что электрическая структура приповерхностной коры в исследуемом районе Восточная орогенного пояса Циньлин-Даби довольно сложная. часть обладает электрическими характеристиками с высоким удельным сопротивлением со значением удельного сопротивления, превышающим 100 Ом. Это указывает на электрические характеристики мезозойских гранитов и серии метаморфических пород от высокого до сверхвысокого давления в орогенном поясе. Напротив, приповерхностная часть района характеризуется преимущественно высокой электропроводностью со значениями удельного сопротивления менее 10 Ом. Эта особенность высокой электропроводности связана с распределением месторождений полезных ископаемых в рудном районе. Однако эта аномалия с высокой электропроводностью присутствует только в неглубоких подповерхностных слоях выше 2 км (рис. 5а). С увеличением глубины эта аномалия высокой электропроводности 5б. уменьшается, как показано на рисунке Появление особенности высокой электропроводности в неглубоких недрах связано с распределением рудных залежей в осадочных слоях в верхней части земной коры.

Аномалии с высокой проводимостью и высоким удельным сопротивлением в неглубоких слоях блока Янцзы демонстрируют спорадическое и чередующееся распределение. Однако на южной стороне разлома Янсинь-Чанчжоу они преимущественно проявляются в виде аномалий высокого удельного сопротивления, тогда как на северной стороне они проявляются в виде аномалий высокой электропроводности. Зона электрического градиента между аномалиями высокой проводимости и высокого удельного сопротивления может быть связана с электрическим откликом разлома Янсинь-Чанчжоу. С увеличением глубины становится очевидным, что аномалии с высоким удельным сопротивлением, распределенные в виде ожерелья на южной стороне разлома Янсинь-Чанчжоу (рис. 5b), постепенно сливаются в целостный объект (рис. 5f).

Особый интерес представляет постепенное сближение рассеянных аномалий высокой проводимости (рис. 5с), распределенных в районе и северной части разлома Янсинь-Чанчжоу, в крупномасштабную аномалию высокой проводимости С1 (рис. 5е) с увеличением глубины. Проверка чувствительности модели подтверждает, что аномалия высокой электропроводности С1 достоверна на глубинах более 50 км. Из вертикального среза трехмерной модели удельного сопротивления (рис. 6) можно наблюдать, что эта аномалия с высокой проводимостью по существу занимает глубокое пространство минерализованной области. Аномалия С1 с высокой проводимостью связана с зоной с низким удельным сопротивлением в верхней части земной коры (электрические характеристики основных разломов в исследуемом районе), что указывает на то, что она может служить каналом для глубинных термальных флюидов и играть контролирующую роль в процессах диагенеза и минерализации в неглубоких слоях.



Рис. 6. Поперечного сечения 3D-модели удельного сопротивления.а. в направлении В-З. (b) С-Ю. Перевернутые синие треугольники -станции МТ. TLF: разлом Танчэн-Луцзян, XGF: -Сянфань-Гуанцзи, YCF: -Янсинь-Чанчжоу, LLF: -Луонань-Луаньчуань. С1: аномалия высокой электропроводности.

4. Интерпретация и обсуждение.

4.1. Состав земной коры рудного района.

В профиле поперечного сечения под углом 135°, показанном на рисунке 7, наблюдается ряд аномалий с высоким удельным сопротивлением в северо-западной части рудного района. В пределах этих аномалий с высоким удельным сопротивлением имеется несколько

мелкомасштабных аномалий с высокой проводимостью. Месторождения в основном распределены вблизи электрических границ между участками с высокой проводимостью и высоким удельным сопротивлением. Например, месторождения железа скарнового типа Эчэн-Цзиншандянь-Линсян и медно-золотые полиметаллические месторождения порфирового типа Феншандун-Ушань-Чэнменьшань находятся в западной части района. Эти электрические границы могут быть образованы интрузивными телами, богатыми рудными минералами, которые внедрились в карбонатные и вулканические образования с высоким удельным сопротивлением, а также в осадочные породы.



Рис. 7. Два профиля поперечного сечения трехмерной модели электрической структуры. TLF: разлом Танчэн-Луцзян, XGF: -Сянфань-Гуанцзи, YCF: -Янсинь-Чанчжоу и LLF: -Луонань-Луаньчуань. C1: Аномалия высокой электропроводности.

На рисунке 7_можно наблюдать аномалию высокой электропроводности (C1) в средней и нижней коре района с верхней границей раздела в 10 км, где она демонстрирует непрерывную тенденцию к снижению. Благодаря предыдущим геохимическим исследованиям, были обнаружены адакиты в мезозойских кислых магматических породах.

Большое количество воды образуется в ходе таких процессов, как метаморфическая дегидратация, дифференциация магмы и гидротермальное плавление, что приводит к проявлению характеристик низкого удельного сопротивления. Это согласуется с наличием аномалии высокой проводимости в нижней коре рудообразующей зоны, предполагая, что аномалия высокой проводимости свидетельствует о частичном плавлении нижней коры, загрязнении материалов земной коры и мантии и электрических характеристиках, связанных с подъемом водных флюидов. Верхняя кора в зоне рудообразования служит относительно идеальной «шапкой», способствующей хранению глубоко залегающих водных флюидов. Аномалия высокой проводимости С1 также может быть отнесена к глубоким проводникам с большим перекосом, обусловленным либо анизотропией, либо твердотельными проводниками.

Основные разломы на исследуемой территории, включая разломы Таньчэн-Луцзян, Янсинь-Чанчжоу и Сянфань-Гуанцзи, отражены в модели удельного сопротивления в виде зон электрического градиента, связанных с особенностями высокой проводимости в средней и нижней частях земной коры. Эти основные структуры контролируют распределение неглубоких залежей меди и железа, и связаны с миграцией серы в процессе минерализации. Наличие большого количества серы и выделение воды в ходе процессов гидротермальных изменений могут значительно снизить удельное сопротивление окружающих пород. Таким образом, зоны разломов в основном обладают характеристиками низкого удельного сопротивления.

Разлом Сянфань-Гуанцзи на рисуноке 5 не отображается как электрическая граница литосферного масштаба в модели удельного сопротивления; он заметен только в верхней части земной коры. Следовательно, он рассматривается как разлом масштаба земной коры. Объединяя гравитационную и аэромагнитные аномалии в районе, как показано на рисунке 2, можно видеть, что этот разлом не сопровождается заметными гравитационным или аэромагнитным градиентами. Это еще раз подтверждает, что разлом Сянфань-Гуанцзи является коровым.

4.2. Глубинный фон магма-минеральной системы.

В мезозое в районе произошли два крупных тектонических события. На раннем этапе индосинско-яньшаньского периода преобладающим фоновым напряжением было сжатие (кратон Янцзы столкнулся и внедрился в Северо-Китайский кратон), за которым последовали события внутриконтинентальной субдукции. В субдуцированном слэбе породы подверглись метаморфизму, деформации, дегидратациии плавлению в условиях высокой температуры и высокого давления. В течение яньшаньского периода преобладающий фон напряжений сместился в сторону растяжения из-за отрыва и опускания внутриконтинентальной субдуцированной плиты, что привело к преобразованию в районе напряжений сжатия в растяжения. Модификация вышележащего "мантийного клина" путем дегидратации и плавления субдуцированной плиты обогатила металлическими веществами в течение этого периода. При подъеме глубоко залегающих термальных материалов (астеносферный апвеллинг) к границе кора-мантия в процессе перемешивания (плавление, ассимиляция, хранение и гомогенизация) образовались богатые медью и железом первичные рудообразующие флюиды. Этот процесс привел к развитию высокопроводящего слоя С1 в нижней части земной коры - зоны оруденения. Геохимические исследования показывают, что позднемезозойские магматические породы средней кислотности в исследуемом районе имеют характеристики адакитов, что указывает на смесь мантийной магмы и материалов нижней коры. Таким образом, можно сделать вывод, что крупномасштабное плавление нижней части земной коры, подъем астеносферного материала и смешение материалов земной коры и мантии являются глубинными источниками минерализации.

Глубинные разломы действуют как каналы в системе минерализации. Так на м-нии Олимпик-Дам в Южной Австралии были проведены исследование с использованием 110 широкополосных магнитотеллурических станций вдоль 200-километрового разреза, пересекающего месторождение. Исследование показало, что пути распространения коровых флюидов, происходящих из источника в нижней части земной коры, отображены в виде "пальцеобразных" проводящих структур, аналогичных электрическим отражениям рудоносных гидротермальных каналов восходящего потока, обсуждаемых в этом материале.

На рисунке 66 видно, что в районе также имеется пальцевидная структура с высокой проводимостью, соединенная с глубокой зоной С1 с высокой проводимостью.

Территория исследования включает три крупных разлома: разломы Таньчэн-Луцзян, Янсинь-Чанчжоу и Сянфань-Гуанцзи. Комбинируя представленную модель электрической структуры, можно наблюдать, что все три разлома связаны с высокопроводящей особенностью С1 в средней и нижней частях земной коры, служащей путями для подъема металлоносных гидротермальных флюидов и контролирующих распределение оруденения. Более того, поскольку эти три разлома контролируют всю зону минерализации в среднем и нижнем течении реки Янцзы, можно сделать вывод, что различные рудные районы внутри зоны имеют относительно единую глубинную систему минерализации. Предыдущие исследования с использованием отражающих сейсмических профилей обнаружили гигантский магматический очаг в средней коре на глубине примерно 18 км, что соответствует характеристике высокой проводимости в средней и нижней коре в модели электрической структуры этого исследования. После прохождения границы кора-мантия процессу подвергается ПЕРЕМЕШИВАНИЮ (плавление, ассимиляция, хранение и гомогенизация) с образованием рудообразующих флюидов. Они мигрируют вверх по трубообразным каналам в среднюю кору. Из-за хрупкости верхней коры, действующей как барьер, в средней и нижней частях коры образуются вторичные магматические камеры, соответствующие элементу С1 с высокой проводимостью на рисунке 7.

5. Выводы.

В данном материале использовались магнитотеллурические данные для построения трехмерной модели удельного сопротивления земной коры рудного района. Была выявлена взаимосвязь между глубинными структурами и распределением рудных залежей, с указанием ограничений на металлогенический фон и источники оруденения в рудном районе. Основные выводы сделаны следующим образом:

1. Аномалия высокой электропроводности в средней и нижней частях земной коры металлогенического пояса указывает на возникновение частичного плавления и смешения материала земной коры и мантии в недрах. В течение индонезийского и раннего яньшаньского периодов столкновения плит и последующие события внутриконтинентальной субдукции происходили под действием напряжения сжатия, что привело к метаморфической деформации и дегидратационному плавлению пород верхней коры субдуцирующей плиты. В поздний яньшаньский период глубоко залегающие материалы поднялись вверх и смешались с земной корой в условиях растягивающего напряжения, образуя первичные рудообразующие флюиды в процессе перемешивания. Это отражено в модели электрической структуры как широко распространенная аномалия высокой проводимости C1.

2. Основные разломы на исследуемой территории, включая разломы Таньчэн-Луцзян, Янсинь-Чанчжоу и Сянфань-Гуанцзи, проявляются в виде границ между высоким и низким удельным сопротивлением в модели электрической структуры. Они связаны с аномалией высокой проводимости С1 в средней и нижней коре исследуемого района. Эти разломы служат путями восходящей миграции глубинных гидротермальных флюидов и контролируют распределение рудных залежей. Предполагается, что элементы с глубоким источником в различных рудных кластерах металлогенического пояса средней и нижней части реки Янцзы обладают определенной степенью однородности.

3. Анализируя модель удельного сопротивления и интегрируя ее с гравитационными и аэромагнитными аномалиями установлено, что рудоконтролирующий разлом Сянфань-Гуанцзи является коровой структурой.

VIII. МНОГОКОМПОНЕНТНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕПРИ ПОИСКАХСКРЫТОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (Внутренняя Монголия, Китай) [8].

1. Введение.

Поиски глубокозалегающих «скрытых» минеральных ресурсов, в пространстве второй глубины (500-2000 м), стало центром текущего и будущего развития Китая.

По мере увеличения глубины поисков возникает необходимость в сокращении количества скважин и улучшении геофизических исследований. Однако ограничения в точности и разрешающей способности гравитационных, магнитных и электрических методов становятся более выраженными с увеличением глубины. По сравнению с этими методами сейсморазведка, благодаря разрешающей способности, стала приоритетным направлением в поисках месторождений рудных полезных ископаемых. Однако стоит отметить, что текущие приложения сейсмического метода в основном сосредоточены на двумерной (2D) РР-волновой сейсморазведке. Что касается сложных геологических условий формирования рудных месторождений металлических руд, необходима трехмерная сейсмическая визуализация для улучшения визуализации подземных структур и рудных тел.

Многокомпонентная сейсморазведка, благодаря своей способности одновременно получать PP- и PS-волны, предоставляет исчерпывающую информацию о поле подземных упругих волн, преодолевая ограничение низкой точности литологического прогноза, связанное с получением изображений PP-волн, и нашла применение в области сейсморазведки рудных месторождений. Однако в современных многокомпонентных сейсмических экспериментах использовалась приблизительная комбинация сбора точек асимптотического преобразования (АСР) и смещения вниз (DMO) для получения изображений PS-волн, при этом для PP-волн применялась только миграция перед укладкой. Это несоответствие в процедурах обработки между PP- и PS-волнами не позволяет в полной мере использовать преимущества многокомпонентного сейсмического волнового поля, оставляя возможности для дальнейшего повышения точности определения характеристик структур рудных месторождений. Эта двусмысленность также препятствует четкому пониманию роли многокомпонентных сейсмических методов в разведке металлических руд.

Данное исследование фокусируется на сейсмических, геологических характеристиках месторождений металлических руд и анализирует характеристики сейсмического волнового поля при поисках с помощью типичного сейсмогеологического моделирования металлических сейсмических полей и моделирования волнового поля. Кроме того, осуществимость и технические преимущества применения многокомпонентных сейсмических

методов для разведки металлических полезных ископаемых исследуются путем обработки теоретических синтетических и полевых данных.

2. Сейсмогеологические характеристики и методы визуализации руд.

Залежи металлических руд обычно обнаруживаются в сложных по структуре районах, часто за пределами осадочных бассейнов, независимо от того, находятся ли они на окраине, внутри плиты или в глубине континента. Образование металлических руд, как правило, происходит в районах с кристаллическими породами. Кроме того, в ходе геологической эволюции на уже сформированные месторождения накладываются новые периоды минерализации и тектонической активности, что еще больше увеличивает сложность месторождений. Эта сложность проявляется в развитии разломной тектоники, магматических комплексов, что приводит к значительным изменениям как геологических условий, так и литологии в пределах районов с металлическими рудами, что в дальнейшем приводит к сокращению количества стабильных и почти горизонтальных литологических границ.

Из-за геологических характеристик металлических руд сейсмические данные обычно демонстрируют следующие особенности:

(1) Месторождения часто расположены в районах с кристаллическими породами, где контраст импеданса между различными породами относительно невелик, что приводит к слабым отражающим сигналам.

(2) Сложные структурные особенности обычно генерируют сейсмическое волновое поле со сложными и разнообразными формами, которые интерферируют друг с другом, затрудняя формирование непрерывных и стабильных сигналов сейсмического отражения, тем самым увеличивая проблемы при обработке и отображении сигналов сейсмического отражения.

(3) Месторождения часто расположены в горных районах с большими перепадами высот, что приводит к сложным условиям на поверхности и подземным структурам, неблагоприятным для проведения бурения. Более того, условия полевых работ ограничены, в результате чего сейсмические данные имеют низкий охват и низкое отношение сигнал/шум, что создает большие трудности для обработки и интерпретации сейсмических данных.

(4) Малый масштаб и сложная морфология руд приводят к развитию рассеянных волновых полей. Даже в случае возбуждения Р-волны сейсмическое волновое поле одновременно включает как Р-, так и S-волны, а разница скоростей Р- и S-волн приводит к генерации различных сейсмических откликов в Р- и S-волнах.

Многокомпонентные сейсмические методы, которые регистрируют как Р-волны, так и Sволны, выгодны для максимального изучения подземных сред и структурных характеристик. Для многокомпонентных сейсмических изображений во временной области перед сбором данных интегральное уравнение Кирхгофа 3D с непрерывными точками источника и приемника может быть представлено следующим образом:

$$u_{n}(\vec{x},t) = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ \begin{array}{l} \left[(1-2\nu^{2})\delta_{m3}\hat{r}_{n} + 2\nu^{2}\hat{r}_{m}\hat{r}_{n}\hat{r}_{3} \right] \times \dot{u}_{m}(\vec{x}',t+t_{P})/(rV_{P}) \\ + (\delta_{mn}\hat{r}_{3} + \delta_{n3}\hat{r}_{m} - 2\hat{r}_{m}\hat{r}_{n}\hat{r}_{3}) \times \dot{u}_{m}(\vec{x}',t+t_{S})/(rV_{S}) \end{array} \right\} dx'_{1}dx'_{2}$$

$$(1)$$

где $u_n(x^{-},t)$ представляет смещение частиц; $u(x^{-},t)$ представляет скорость частицы; m, n = 1, 2, 3 представляют координаты X, Y, Z; r^{Λ}_{m} , r^{Λ}_{n} представляют проекцию единичного вектора на координаты m, $n; V_P$, V_Sпредставляют продольную и поперечную скорости волн; t_P , t_S представляют времена прохождения P- и S-волн от точки дифракции до точки приема; r представляет расстояние от точки дифракции до точки приема; $v = V_P/V_S$ представляет собой отношение скоростей P- и S-волн; а δ_{mn} - дельта-функция Кронекера.

По сравнению с предположением об общей средней точке (СМР) для РР-волны с падением и отражением Р-волны, траектория точки преобразования (точки отражения) для PS-волн меняется с глубиной из-за несогласованных восходящих и нисходящих волн, постепенно приближающихся к приемнику по мере уменьшения глубины, как показано на рисунке 1. Следовательно, при расчете времени прохождения *t* в уравнении (1) PS-волны являются более сложными, чем PP-волны. Кроме того, поскольку месторождения в основном имеют крутые геологические структуры, перемещение точки отражения в направлении наклонной границы раздела под наклонной границей раздела не удовлетворяет предположению о горизонтальной границе раздела при традиционной отражательной сейсморазведке. Следовательно, данное исследование направлено на улучшение метода расчета точек преобразования PS-волн на наклонных границах раздела.



Рис. 1. Принципиальная схема траектории точки преобразования PS-волны. Желтая пунктирная линия - траектория точки преобразования на разных глубинах, синяя пунктирная линия - СМР. Линии со стрелками траектории лучей PS-волны, красный многоугольник- источник, а синий перевернутый треугольник - приемник.

Рисунок 2 иллюстрирует траектории лучей PS-волн как под наклонными, так и под горизонтальными границами раздела. На рисунке пунктирные черные линии представляют траектории лучей PS-волны под горизонтальной границей раздела, в то время как сплошные черные линии представляют траектории лучей PS-волны под наклонной границей раздела. Из рисунка видно, что для сейсмического волнового поля, генерируемого источником S, когда точка преобразования, спроецированная на землю, находится в точке O, существует значительная разница в расстоянии между точкой преобразования C_I на горизонтальной

границе раздела и точкой преобразования C_2 на наклонной границе раздела. Генерируемые преобразованные S-волны, соответственно, принимаются детекторами R_1 и R_2 . Кроме того, по мере увеличения угла наклона δ расстояние между точками преобразования C_1 и C_2 будет постепенно увеличиваться.



Рис. 2. Изображение траекторий лучей PS-волны на наклонных и горизонтальных границах раздела.

Сплошные стрелки черной линией обозначают траектории лучей PS на наклонной границе раздела, в то время как пунктирные стрелки черной линией обозначают траектории лучей PS на горизонтальной границе раздела. h_1 и h_2 соответственно обозначают расстояния от точек пересчета C_1 и C_2 до их проекций на местности O.

Следовательно, при получении изображений PS-волн в пределах очень крутых пластов крайне важно учитывать углы наклона. В этом исследовании рассчитываются точки преобразования на основе уравнения точки преобразования 3D, предложенного для наклонных границ раздела для получения изображений PS-волны:

$$r_R = \frac{h}{\sqrt{g^2(h/r_0 - \sin\overline{\delta})^2(g^2 - 1)\cos^2\overline{\delta} - \sin\overline{\delta}}}$$
(2)

где ¹⁰ – представляет собой угол падения границы раздела. *g*- отношение скорости Р-волны к скорости Sволны; *h*- нормальная глубина границы раздела; *r_o* - расстояние по горизонтали между источником и точкой преобразования; *r_g*- расстояние по горизонтали между приемником и точкой преобразования.

В связи с тем, что проекция точки преобразования PS-волны на горизонтальную поверхность постепенно приближается к точке приема по мере уменьшения глубины, точки преобразования на разных глубинах будут иметь разные пространственные координаты. Сейсмические данные обычно обрабатываются с использованием метода сетки, и, таким образом, также использовали метод сетки для расчетов точек преобразования. Как показано на рисунке 3, проекция точек преобразования на различных глубинах попадает в разные сетки изображений.



Рис. 3. Расчет метода пересчета точек PS-волны на основе сетки, где зеленая линия - траектория точек пересчета.

Таким образом, для данной сейсмической трассы сетка изображений *CCPi*, соответствующая точке преобразования на глубине *z*, может быть выражена как:

$$CCP_i = (x(\mathbf{r}, \mathbf{s}, g, v_P^{RMS}, z), y(\mathbf{r}, \mathbf{s}, g, v_P^{RMS}, z))$$
(3)

здесь *v*_{*P}^{RMS} представляет среднеквадратичную скорость Р-волны; <i>х*представляет горизонтальную координату точки преобразования, а упредставляет вертикальную координату точки преобразования.</sub>

Вычисляя точки преобразования с использованием уравнения (3), а затем используя лучевую теорию для вычисления соответствующего времени прохождения t для сейсмической трассы и полной сортировки данных, мы имеем следующее уравнение:

$$t = \frac{\sqrt{r_s^2 + z^2}}{v_P^{RMS}} + \frac{g\sqrt{r_g^2 + z^2}}{v_P^{RMS}}$$
(4)

Здесь *r_s* и *r_g*, соответственно, представляют горизонтальные расстояния между точкой преобразования на глубине *z*и источником и приемником.

3. Числовые примеры.

На основе структурно-геологических характеристик создана простая сейсмогеологическая модель месторождения молибдена, как показано на рисунке 4.



Рис. 4. Принципиальная схема 2D многослойной наклонной модели Мом-ния.

Учитывая значительные различия в физических свойствах между рудным телом и окружающими породами и потенциально меньшие различия между зоной минерализованных изменений и вмещающими породами, физические параметры для этого 2D месторождения молибдена определены в таблице 1.

Параметры модели.				
Rock Type	P-Wave Velocity (m/s)	S-Wave Velocity (m/s)	Density (g/cm ³)	
Metamorphic Sandstone	5580	3250	2.8	
Granodiorite	5270	2970	2.74	
Molybdenum Ore Body	4879	2600	3.77	

Модель простирается на 1200 м в длину и залегает на глубине 1000 м, при этом рудное тело характеризуется узким и наклонным распределением в пределах гранодиоритового массива.Схема сейсморазведки включает интервал между источниками 30 м, с расстоянием между приемниками 5 м, с использованием метода съемки из двух источников, с наименьшим смещением на 0 м и наибольшим смещением на 1450 м, включающим в себя в общей сложности 47 снимков. Чтобы смягчить влияние поверхностных волн, при прямом моделировании используются поглощающие граничные условия с использованием вейвлетаРиккера частотой 50 Гц для конечно-разностного моделирования упругих волн, как показано на типичной записи съемки на рисунке 5.



Рис. 5. Синтетические данные, которые собирает 2D2C shot. (a) Z-компонент и (b) X-компонент. Красные стрелки указывают на утечку волны.

Из рисунка видно, что крутое рудное тело и нерегулярные геологические границы раздела приводят к сложным взаимодействиям между прямыми волнами, отраженными волнами и рассеянными волнами, что приводит к очень сложному сейсмическому волновому полю на X– и Z–компонентах, что затрудняет идентификацию гиперболических отраженных волн на снимке. Кроме того, явления утечки в волновой форме также можно наблюдать, как указано красными стрелками, путем сравнения рисунка 5a, b.

Табл. 1.

После применения метода разделения волнового поля на основе аффинной системы координат к синтетическим данным, визуализация временной миграции перед укладкой была выполнена отдельно для компонентов X и Z, в результате чего было получено изображение, показанное на рисунке 6.



Рис. 6. Перенесенный участок РР- и РЅ-волн. (а) РР-волна и (b) РЅ-волна.

Очевидно, что как PP-волны, так и PS-волны позволили получить хорошую визуализацию наклонных границ раздела рудных тел. Однако следует отметить, что в месте, указанном красной стрелкой на рисунке 6, из-за чрезвычайно крутой границы раздела отраженные сигналы от этой литологической границы раздела получаются только от пар источник-приемник в х: 0 ~ 200 м, что приводит к плохому освещению и, следовательно, вызывает неоднородности в изображении. Кроме того, при сравнении участков миграции PPволны и PS-волны наблюдается, что из-за более длительного времени прохождения события PS-волны имеют более крутой спад по сравнению с PP-волной, что делает PS-волну более эффективной при описании тонких структур, как указано зеленой стрелкой. Дальнейший анализ сложенных участков показал, что при визуализации многослойного наклонного рудного тела с крайнего левого края (красная рамка) сейсмическое разрешение в 1/4 длины волны не позволяет точно идентифицировать внутренние особенности тонких рудных слоев, выделяя только само месторождение. Однако, когда расстояние между рудными телами превышает 1/4 длины волны, внутренние особенности рудных тел четко изображены, как это наблюдается в двухслойном наклонном рудном теле в середине модели (зеленая рамка). Кроме того, из-за неполного разделения Р- и S-волн и для точного изображения крутых структур во время миграции использовали большой провал изображения, что привело к появлению шума при изображении, как показано синей стрелкой на рисунке 6.

Синими стрелками показаны дугообразные артефакты, вызванные миграционным шумом. Красными стрелками выделены области, где крутые структурные провалы приводят к более слабому освещению. Зеленые стрелки демонстрируют более богатое изображение структурных деталей PS-волной по сравнению с PP-волной. Результаты визуализации в красных и зеленых прямоугольниках, обведенных пунктиром, соответственно, показывают изображения для многослойных пластов с толщиной слоя менее и более 1/4 длины волны.

Визуализация синтетических данных показала, что многокомпонентный сейсмический метод демонстрирует хорошую эффективность при описании распределения и внутренних структур крутых геологических формаций и рудных тел. Более того, более длительное время прохождения PS-волн приводит к более четкому изображению мелкомасштабных структур по сравнению с PP-волнами, подчеркивая преимущества многокомпонентной сейсмической технологии при разведке металлических руд.

4. Пример 2D3С-сейсморазведки медно-молибденовых месторождений.

4.1. Краткий геологический обзор.

Экспериментальная сейсмическая зона 2D3C медно-молибденового оруденения расположена в районе Далаймяо-Вуринитуво Внутренней Монголии, Китай. Геологический фон региона показан на рисунке 7а.



Рис. 7. Региональный геологический контекст (a) и геолого-структурная карта исследуемого района (b)

Район расположен в раннепалеозойском аккреционном поясе континентальной окраины Сибирской плиты. Южное крыло антиклинали Далаймяо является основным структурным элементом в районе с неочевидными складчатыми структурами. Преобладающим структурным трендом является разломы СВ простирания, разломы СЗ простирания являются вторичными, как показано на рисунке 76.

Стратиграфическая последовательность в пределах района включает среднеордовикскую (O2b), верхнекаменноугольную (C3h), верхнеюрскую (J3b) и четвертичную (Q) формации. В

пределах территории широко распространены магматические породы, в том числе пермские гранодиориты (γδ43) и юрские биотитовые граниты (γ52).

Оруденение в этом районе связано пермскими гранодиоритами, в которых развиты кварцевые жилы (q), часто содержащие молибденовую минерализацию. Рудные тела в основном расположены в зоне протяженного разлома, ориентированного на северо-запади пересекающего диоритовые жилы, что указывает на относительно поздний процесс минерализации. Вмещающие породы преимущественно состоят из гранодиорита с локальными залежами метаморфических аркозовых песчаников. Были проведены тесты отобранных образцов горных пород и руды для получения данных о средней скорости и плотности Р и S волн для различных типов горных пород и руд, данные приведены в таблице 2.

Табл. 2.

Rock Types	P-Wave Velocity (m/s)	S-Wave Velocity (m/s)	Density (g/cm ³)
Granodiorite	5271.4	2973.7	2.7402
Diorite (Vein)	5566.0	3189.0	2.9094
Mineralized granite diorite	5576.4	3251.5	2.8003
Copper-molybdenum mineralized Granite diorite (ore)	5297.5	2769.3	2.8467
Granodiorite	4879.0	2600.0	3.7670

Плотность и скорость образцов горных пород и минералов в исследуемом районе.

4.2. Анализ и обработка данных.

Для сбора данных использовалась система наблюдения с многократным охватом, которая сочетала одностороннее и центральное возбуждение. Параметры включали расстояние между источниками 30 м, расстояние между приемниками 15 м, минимальное смещение 30 м, максимальное смещение 3615 м, 60-кратный охват и 240 каналов для приемников. Продолжительность сбора данных составила 7с с интервалом отбора проб 0,5 мс. В методе возбуждения использовалась скважина-источник взрывчатого вещества глубиной 10 м и заряд весом 5 кг. Высота в пределах рабочей зоны колебалась от 1200 до 1250 м, а изменение высоты вдоль линий съемки показано на рисунке 8. Из рисунка видно, что колебания высот вдоль линий съемки относительно незначительные, а максимальный перепад высот составляет примерно 30 м.



Рис. 8. Колебания высот вдоль линии съемки.

Результаты сбора данных 2D3C shot и частотные спектры показаны на рисунке 9. Из рисунка видно, что из-за влияния сложных сейсмогеологических условий результаты сбора данных shot в основном демонстрируют значительные прямые волны, преломленные волны, поверхностные волны и рассеянные волны. Таким образом, обработка данных представляет проблему из-за низкого отношения сигнал/шум, что затрудняет наблюдение эффективных отраженных сигналов. Более того, частотные спектры показывают, что доминирующая частота для Х- и Y-компонентов составляет 33 Гц, в то время как доминирующая частота для Z-компонента составляет 37 Гц, с минимальными различиями в доминирующах частотах. Кроме того, несмотря на то, что большая часть поверхности в этом районе покрыта четвертичными отложениями, все еще существуют обнажения гранитных и метаморфических пород, что приводит к сложным приповерхностным сейсмическим условиям и относительно высокой приповерхностной скорости. Скорость приповерхностной P-волны составляет приблизительно 3200 м/с.



Рис. 9. 2D3C-снимок и его частотный спектр (а). Z-компонентный снимок и его частотный спектр (b). Необработанный анализ дроби X- и Y-компонентов и их частотный спектр (c).

На основе характеристик района был построен технический процесс обработки многокомпонентных сейсмических данных, как показано на рисунке 10.



Рис. 10. Рабочий процесс сейсмической обработки данных 2D3С на медно-молибденовом м-нии.

Внимание было сосредоточено на ослаблении линейного шума, поверхностных волн и случайных помех для улучшения отношения сигнал/шум в данных. Кроме того, была использована амплитудная компенсация для выравнивания энергии В различных Предварительно обработанные сейсмические пространственных положениях. записи показаны на рисунке 11. Из рисунка видно, что после шумоподавления и амплитудной компенсации выделяются ранее ненаблюдаемые сигналы отражения и рассеяния, а полоса пропускания значительно увеличивается. Кроме того, были применены метод статической коррекции рефракции для РР-волны и метод структурных ограничений для РЅ-волны.



Рис. 11. Записи снимков 2D3C с шумоподавлением и амплитудной компенсацией и их частотный спектр. (а)-Z-компонентный анализ выбросов и его частотный спектр, (b)-X-компонентный анализ выбросов и его частотный спектр и (c)-Y-компонентный анализ выбросов и его частотный спектр.

4.3. Визуализация.

Путем временной миграции перед укладкой получили перенесенные участки PP- и PSволн, а также соответствующее поле среднеквадратичных скоростей, как показано на рисунках 12 и 13.



Рис. 12. Перенесенный участок РР- и РЅ-волн (временная область). (а) РР-волна и (b) РЅ-волна.



Рис. 13. Поле среднеквадратичных скоростей РР- и РЅ-волн (временная область). (а) РР-волна и (b) РЅ-волна.

Из рисунков видно, что в условиях низкого отношения сигнал/шум и сложных сейсмогеологических условий получены хорошие результаты визуализации, характеризующие глубинные структуры. Можно видеть, что структуры преимущественно наклонные, a перенесенные участки демонстрируют круто многочисленные мелкомасштабные разрывные нарушения. Кроме того, основные волновые характеристики участка, перенесенного PS-волной, хорошо соответствуют PP-волне. На рисунке 13 наблюдаются боковые вариации в поле среднеквадратичных скоростей, отражающие сложность структуры в этой области.

Для облегчения интерпретации преобразовали разрезы, перенесенные во временной области, в глубинную область посредством преобразования времени в глубину. Кроме того, преобразовали среднеквадратичную скорость из временной области в глубинную. Результаты проиллюстрированы на рисунках 14 и 15.



Рис. 14. Перенесенный участок РР- и PS-волн. (преобразование временной глубины в глубинную область). (a) РР-волна и (b) PS-волна.

Красные стрелки указывают, что первичные волновые характеристики между PP- и PSволнами становятся более выраженными. Красными прямоугольниками выделены более четкие структурные очертания PS-волн по сравнению с PP-волнами.



Рис. 15. Поле среднеквадратичных скоростей РР- и РЅ-волн (а) РР-волна и (b) РЅ-волна.

На разрезах, перенесенных в глубинную область, на рисунке 14 можно наблюдать, что основные волновые характеристики между РР- и РЅ-волнами становятся более выраженными, как указано красными стрелками. Из-за низкого отношения сигнал/шум качество изображения

PS-волны не такое высокое, как PP-волны. Однако структурная информация, предоставляемая PS-waves, является более полной, дополняя области, которые не могут быть отображены с помощью PP-waves, как указано красным прямоугольником на рисунке. Исходя из интервальной скорости в глубинной области на рисунке 15, можно заметить, что PP- и PS-волны имеют схожую структуру. Кроме того, было проведено сравнение результатов изображений PP и PS-волн с соответствующим геологическим разрезом (рис. 16).





Результаты демонстрируют, что разрезы эффективно отображают структурные характеристики месторождения. Кроме того, сравнивая поле скоростей, изображенное на рисунке 15, с геологическим разрезом, заметно, что общие морфологические особенности поля скоростей соответствуют фоновым структурам. К сожалению, геологический разрез охватывает относительно короткий промежуток, приблизительно соответствующий позициям 1-350 общей глубинной точки (CDP), что ограничивает дальнейшее сравнение за пределами этого диапазона. Тем не менее, принимая во внимание особенности направления рудной залежи и геологический структурный фон, результаты визуализации с позиций CDP 350-700 остаются точными и демонстрируют хорошее качество визуализации.

Кроме того, при сравнении перенесенных участков между PP- и PS-волнами мы обнаружили, что, хотя визуализация PS-волн, как правило, не так хороша, как визуализация PP-волн, визуализация PS-волн в красном квадрате на рисунке 14_превосходит визуализацию PP-волн, а распределение энергии в перенесенном участке относительно однородно. Поскольку перенесенные участки соответствуют границам раздела волновых сопротивлений, чем больше разница в волновом сопротивлении, тем сильнее энергия отражения. Поэтому, основываясь на физических свойствах горных пород в таблице 2, рассчитали волновое сопротивление P-волн и S-волн, как показано в таблицах 3 и 4.

Табл. 3.

Абсолютные значения контраста волнового сопротивления для различных типов горных пород (Р-волна).

Rock Types	Granodiorite	Diorite (Vein)	Metamorphic Sandstone	Mineralized Granite Diorite	Copper–Molybdenum Mineralized Granite Diorite (Ore)
Granodiorite	_	1749	1171	636	3935
Diorite (vein)	_	_	578	1113	3934
Mineralized granite diorite	_	_	_	535	2764
Copper-molybdenum mineralized granite diorite (ore)	_	_	_	_	3299

Табл. 4.

Абсолютные значения контраста волнового сопротивления для различных типов горных пород (S-образная волна).

Rock Types	Granodiorite	Diorite (Vein)	Metamorphic Sandstone	Mineralized Granite Diorite	Copper–Molybdenum Mineralized Granite Diorite (Ore)
Granodiorite	_	1130	957	265	1646
Diorite (vein)	_	_	172	1395	516
Mineralized granite diorite	_	_	_	1222	682
Copper-molybdenum mineralized granite diorite (ore)	_	_	_	_	1911

Из таблиц очевидно, что наблюдается значительное колебание контраста волнового сопротивления Р-волн с заметной разницей в волновом сопротивлении между рудным телом и окружающей породой, что выгодно для определения мест локализации оруденения. Однако это также может привести к ослаблению сигналов отражения между определенными интерфейсами, что приведет к ухудшению изображения. Напротив, колебания контраста волнового сопротивления между различными породами для PS-волн относительно невелики, что приводит к незначительным различиям в энергии отраженных сигналов, что полезно для точного определения различных геологических структур. Это устраняет недостаток слабого контраста волнового сопротивления в PP-волнах и имеет важные последствия для интерпретации общей структуры месторождения.

Таким образом, изучая многокомпонентные сейсмические данные медно-молибденовой руды, приходим к выводу, что результаты визуализации PP- и PS-волн дополняют друг друга, тем самым подтверждая эффективность многокомпонентных сейсмических методов при поисках рудных месторождений. По сравнению с традиционными методами обработки P-волн многокомпонентные сейсмические методы предлагают более полную информацию, компенсируя слабый импедансный контраст кристаллических пород.

5. Обсуждение.

С помощью синтетических данных и тестирования полевых данных исследование демонстрирует, что многокомпонентные сейсмические методы могут лучше характеризовать

подповерхностные структуры при столкновении со сложными поверхностными условиями и геологическими образованиями. Из-за разного импедансного контраста P- и S-волн результирующие сейсмические отклики различны. Поэтому используются результаты визуализации PS-волнами, чтобы дополнить области, которые PP-волны не могут отобразить, решая проблему слабого импедансного контраста для областей кристаллических пород. Таким образом, при ГРР многокомпонентные сейсмические методы обладают значительными преимуществами в описании структуры по сравнению с традиционными P-волнами.

Высококачественная визуализация зависит от взаимодействия различных этапов обработки. Рудные месторождения, ограниченные по масштабам, создают такие проблемы, как сложная структура, низкое отношение сигнал/шум, прерывистые отражения и сильное рассеяние. Следовательно, необходимо в полной мере использовать методы подавления шума для выделения эффективных сигналов. Поскольку поле сейсмических волн является многокомпонентной сейсморазведки векторным полем, для важно поддерживать характеристики поляризации волн и построить рациональный рабочий процесс обработки, максимально используя методы подавления векторных помех. Кроме того, крутые и мелкомасштабные рудные залежи приводят к появлению развитых рассеянных волн, что приводит к интерференции между отраженными и рассеянными волнами. Были разработаны многочисленные алгоритмы для отделения отраженных волн от рассеянных при нефтеразведке. Следовательно, можно рассмотреть возможность сначала отделения отраженных волн от рассеянных, а затем проведения визуализации с использованием многокомпонентных сейсмических данных.

Исследование в первую очередь фокусируется на эффективной роли многокомпонентных сейсмических методов в характеристике структур для поисковрудных полезных ископаемых. Таким образом, будущие исследования могут быть направлены на совместную инверсию РР и PS-волн для дальнейшего получения упругих параметров недр, что окажет дополнительную помощь при ГРР.

ИСТОЧНИКИ:

- 1. Vikas Chand Baranwal, Jan Steinar Rønning, Bjørn Eskil Larsen, Yang Su, Bo Zhang, Yunhe Liu, Xiuyan Ren, Håvard Gautneb and Jomar Gellein. «A CASE HISTORY OF GRAPHITE EXPLORATION IN NORTH NORWAY INTEGRATING VARIOUS GEOPHYSICAL SURVEYS». Minerals 2024.
- Rubén Pérez-Álvarez, Javier Sedano-Cibrián, Julio Manuel de Luis-Ruiz, Gema Fernández-Maroto and Raúl Pereda-García. «MINING EXPLORATION WITH UAV, LOW-COST THERMAL CAMERAS AND GIS TOOLS—APPLICATION TO THE SPECIFIC CASE OF THE COMPLEX SULFIDES HOSTED IN CARBONATES OF UDÍAS (CANTABRIA, SPAIN)». Minerals 2022.
- 3. Lingfeng Gao, Shan Xu, Xiangyun Hu, Shuang Liu, Qi Zhou and Bingnan Yang. «SEDIMENTARY SETTING AND ORE-FORMING MODEL IN THE SONGTAOMANGANESE DEPOSIT, SOUTHWESTERN CHINA: EVIDENCE FROMAUDIO-FREQUENCY MAGNETOTELLURIC AND GRAVITY DATA». Minerals 2021.
- 4. Bin Liu, Xingtao Cui, and Xueqiu Wang. «THE DELINEATION OF COPPER GEOCHEMICAL BLOCKS AND THE IDENTIFICATION OF ORE-RELATED ANOMALIES USING SINGULARITY ANALYSIS OF STREAM SEDIMENT GEOCHEMICAL DATA IN THE MIDDLE AND LOWER REACHES OF THE YANGTZE RIVER AND ITS ADJACENT AREAS, CHINA». Minerals 2023.
- 5. Weitao Sun, Youye Zheng, Wei Wang, Xin Feng, Xiaosong Zhu, Zhongyue Zhang, HongxingHou, Liangsheng Ge and Hanqin Lv. «GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF PRIMARY HALOS AND PROSPECTING SIGNIFICANCE OF THE QULONG PORPHYRY COPPER–MOLYBDENUM DEPOSIT IN TIBET». Minerals 2023.
- 6. Schouten Douglas and Ledru Patrick. «MUON TOMOGRAPHY APPLIED TO A DENSE URANIUM DEPOSIT AT THE MCARTHUR RIVER MINE». Geophysical Research: Solid Earth, 2018.
- 7. Daili Xu 1,2, Yiwu Zhang, Baoshan Tang, Guolong Yan, Gaofeng Ye, Ji'en Dong, Bo Liu and Yiming Zhang. «THREE-DIMENSIONAL ELECTRICAL STRUCTURE AND METALLOGENIC BACKGROUND OF THE SOUTHEASTERN HUBEI ORE CONCENTRATION AREA». Minerals 2024.
- 8. Yingda Li, YutianGu, Yi Zhang, Yun Wang, Guangming Yu and Mingcai Xu. «WHAT EXTRA INFORMATION CAN BE PROVIDED BY MULTI-COMPONENT SEISMIC DATA: A CASE STUDY OF 2D3C PROSPECTING OF A COPPER–MOLYBDENUM MINE IN INNER MONGOLIA, CHINA». Minerals 2024.