

Акционерное общество
«Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (АО «МАГЭ»)

На правах рукописи



Кочетов Михаил Владимирович

**СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ ВЫСОКОТОЧНЫХ
ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ ГИДРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ
ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЯХ НА ШЕЛЬФЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ
КАРСКОГО МОРЯ**

Специальность: 1.6.9 «Геофизика»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата технических наук

Научный руководитель:
доктор физико-математических наук, профессор
Глазнев Виктор Николаевич

Москва - 2025

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. ГИДРОМАГНИТОМЕТРИЯ.....	14
1.1. Гидромагнитная съёмка.....	14
1.2. Дифференциальная гидромагнитная съёмка.....	20
1.3. Обработка измерений	26
2. ОПТИМИЗАЦИЯ МЕТОДИКИ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЙ ГИДРОМАГНИТНОЙ СЪЁМКИ	31
2.1. Особенности моделирования геофизических полей	31
2.2. Имитационное моделирование дифференциальной гидромагнитной съёмки	35
2.3. Оптимизация методики дифференциальной съёмки.....	38
2.4. Дифференциальная гидромагнитная съёмка с заглублением измерительной системы магнитометров	47
3. АНАЛИЗ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ГРАДИЕНТОМЕТРИИ.....	62
3.1. Детерминированная оценка разрешающей способности.....	62
3.2. Стохастическая оценка разрешающей способности	66
4. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ.....	73
4.1. Изученность южной части шельфа Карского моря.....	73
4.2. Физические свойства горных пород.....	76
5. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ НА ШЕЛЬФЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ	82
5.1. Комплексирование потенциальных методов	82
5.2. Методика наблюдений.....	85
5.3. Обработка данных	88
5.4. Комплексная интерпретация потенциальных полей и материалов сейсморазведки.....	93
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	102
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	105

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

За последнее десятилетие на фоне значительного увеличения объема геологоразведочных работ на арктическом шельфе России существенно возросли извлекаемые ресурсы углеводородов (по западному сектору до 103 млрд т н. э., по восточным морям до 8.8 млрд т н. э. [1]) и наметилась тенденция перехода от регионального и поисково-оценочного этапов непосредственно к разведке и обустройству месторождений. Заметные успехи достигнуты в южной части Карского моря (морского продолжения Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции) где работами ПАО «НК «Роснефть» и ПАО «Газпром» были открыты крупные уникальные нефтегазовые, газоконденсатные и газовые месторождения.

Для детальной разведки и организации добычи углеводородов, компаниям недропользователям требуются высокоточные комплексные методы инженерно-геофизических исследований верхней части чехла шельфа. В диссертационной работе рассматривается методика дифференциальных гидромагнитных исследований с заглублением измерительной системы магнитометров для поисков локальных магнитоактивных объектов в верхней части разреза и комплексная интерпретация потенциальных полей и материалов сейсморазведки при инженерных изысканиях на перспективных участках Южно-Карского шельфа, предвещающих бурение скважин и обустройство подводной инфраструктуры.

Степень разработанности проблемы

История геолого-геофизических исследований арктического шельфа России насчитывает около полувека. Ещё в 1960-х гг. специалистами Всесоюзного научно-исследовательского института морской геологии и геофизики «ВНИИморгео» в южной части Баренцева (Печорского) моря предпринималась попытка проследить нефтегазоносные структуры Тимано-

Печорской провинции. С 1970-х по 1990-е гг. шло наращивание объёмов геологоразведочных работ, ориентированных на нефть и газ. В 1972 г. в г. Мурманске была организована Комплексная морская арктическая геолого-геофизическая экспедиция (КМАГЭ, ныне АО «МАГЭ») [7]. Результаты материалов сейсморазведки, гравиметрии и магнитометрии, полученные сотрудниками этой экспедиции при исследованиях на шельфе Баренцева и Карского морей, определили перспективы этих акваторий и стали основой для систематического изучения их геологического строения. Последующие исследования увенчались открытием богатейших нефтяных (Приразломное), газовых (Мурманское) и газоконденсатных месторождений (Русановское, Ленинградское) [79].

В 2004 г. начальные суммарные ресурсы нефти и газа Арктического шельфа России оценивались величиной в 80 млрд т в нефтяном эквиваленте (н.э.), в том числе ресурсы Баренцева моря (с Печорским) – 30.3 млрд т, а Карского моря – 41.2 млрд т [Каминский и др., 2005, 2016]. Хотя степень изученности (длина сейсмопрофилей на единицу площади) Баренцева моря оставалась слабой 0.1–0.3 км/км², а Карского моря очень слабой <0.1 км/км². При том что для окончания регионального этапа работ необходима степень изученности в 0.5 км/км² [Трутнев, 2006]. Поэтому период 2004-14 гг. характеризовался существенным увеличением объёмов региональных геофизических работ за счет бюджетных средств на новом технологическом уровне. Было локализовано большое количество новых перспективных структур и дана количественная оценка ресурсов углеводородов [76]. Начиная с 2014 г. и по сегодняшний день геофизические исследования на акваториях выполняются по заказам недропользователей владельцев лицензий: ОАО «НК «Роснефть» и ПАО «Газпром» и их дочерних предприятий [2].

В рассмотренной хронологии геолого-геофизических исследований наблюдается переход от мелкомасштабных рекогносцировочных наблюдений к крупномасштабным площадным инженерно-геологическим изысканиям.

Задачей инженерно-геологических исследований является определение геологических и геокриологических условий района работ, а также поиск потенциально опасных объектов и неблагоприятных явлений для строительства морской нефтегазовой инфраструктуры. Исследования сфокусированы на изучение горизонтально-слоистой толщи разреза в интервале глубин от поверхности морского дна до первых сотен метров, в пределах километра [69]. Конечной целью изысканий является определение возможности размещения полупогружных и плавучих буровых установок в проектной точке.

При инженерно-геологических изысканиях применяют комплекс геофизических методов, в который входят: сейсморазведка высокого разрешения (СВР), высокочастотное (ВЧ) и низкочастотное (НЧ) непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП), электроразведочные работы методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ), гидролокация бокового обзора (ГЛБО), многолучевой эхолот (МЛЭ) и дифференциальная гидромагнитная съемка [17]. Примечательно, что набортная гравиметрия не включена в стандартный комплекс геофизических методов инженерных изысканий. С совершенствованием аппаратуры становится актуальным включение набортной гравиметрии в комплекс инженерных геофизических методов. Эффективность комплексных исследований основывается на их потенциальных возможностях и совместимости разнородных данных [65].

Гидромагнитная съемка выполняется для поисков магнитоактивных неоднородностей как геологического, так и техногенного генезиса. В приполярных широтах на Арктических акваториях России, где вариации магнитного поля имеют широкий спектр амплитудно-частотных характеристик, применяют дифференциальную гидромагнитную съёмку - градиентометрию. Градиентометрией измеряют разность компонент напряжённости магнитного поля от двух или более датчиков, разнесённых в пространстве. Особенность методики состоит в том, что измеренные

приращения напряжённости магнитного поля Земли не зависят от геомагнитных вариаций [32, 33].

При проведении региональных исследований база градиента задаётся до 100 м, а сеть наблюдений может закладываться с шагом в первые 10-ки км. При инженерных изысканиях съёмочная сеть наблюдений сгущается до шага в 10-ки метров, а база наблюдений составляет 10 м [37, 70]. Помимо уменьшения базы наблюдений при поисках локальных магнитных масс техногенного генезиса на морском дне, практикуют заглубление дифференциальной измерительной системы. Представленная эволюция дифференциальной гидромагнитной съёмки требует анализа и оптимизации методики проведения работ.

Диссертация включает в себя теоретическую и практическую части. В теоретической части рассматривается методика дифференциальных гидромагнитных исследований и способы её оптимизации, даётся оценка разрешающей способности съёмки. В практической представлены результаты комплексной интерпретации потенциальных полей - высокоточных гидромагнитных и набортных гравиметрических измерений - с сейсмоакустическими исследованиями, на основе актуальных данных инженерно-геологических изысканий, проведенных в южной части шельфа Карского моря.

Цель исследований

В работе рассматриваются теоретические (методические) и практические аспекты.

Целями теоретической части диссертации являются:

1. Рассмотрение методических особенностей дифференциальных гидромагнитных измерений при инженерных изысканиях и оптимизация методики съёмки для поисков локальных магнитоактивных объектов в верхней части разреза.

2. Проведение анализа материалов инженерной дифференциальной гидромагнитной съёмки, выполненной с заглублением измерительной системы магнитометров, и определение требований к методике работ для повышения качества съёмки.

3. Оценка разрешающей способности метода в детерминированной и стохастической постановке задачи. Здесь под разрешающей способностью съёмки понимается возможность выделения отдельного объекта на фоне некоторого интерферирующего поля, создаваемого совокупностью определённых или случайных близкорасположенных подобных по магнитному эффекту тел.

Практическая цель работы:

Выявление потенциально опасных объектов для постановки буровой платформы на основе комплексной интерпретации высокоточных гидромагнитных исследований, данных набортной гравиметрии и материалов сейсморазведки высокого разрешения, выполненных при инженерных изысканиях в южной части шельфа Карского моря.

Задачи исследований

Для достижения поставленных целей последовательно решались перечисленные частные задачи:

1. Провести краткий анализ геолого-геофизических исследований южной части шельфа Карского моря.

2. На основе 3D математического моделирования выполнить анализ методики дифференциальных гидромагнитных наблюдений и её оптимизацию под задачи инженерных изысканий по картированию локальных неоднородностей.

3. Выполнить анализ материалов инженерной дифференциальной гидромагнитной съёмки с заглублением измерительной системы магнитометров, установить методические требования к съёмке, способствующие повышению качества результата.

4.1. Провести расчёт градиента магнитного поля в детерминированной и стохастической постановке задачи на модели среды, представленной ансамблем схожих между собой источников полезного сигнала с фиксированным и вероятностным распределением их центров в плоскости наблюдения.

4.2. Провести оценку разрешающей способности дифференциальной гидромагнитной съёмки на конечном базисе градиента в детерминированной и стохастической постановке задачи посредством корреляции двух соседних аномалий предельному значению нормированной автокорреляционной функции, гарантирующему достоверное выделение двух соседних пиков поля.

5.1. Рассмотреть результаты полевых гидромагнитных наблюдений в комплексе с набортной гравиметрией и материалами сейсморазведки высокого разрешения, выполненных при инженерных изысканиях в южной части шельфа Карского моря.

5.2. Установить достоверность и информативность гидромагнитных материалов при их комплексировании с данными набортной гравиметрии и сейсмоакустическими исследованиями.

5.3. Провести геомагнитное и геоплотностное моделирование потенциальных полей для определения источников аномалий и изучения их природы.

Методы исследования и личный вклад автора

В период с 2017 по 2024 гг. соискатель принимал участие в камеральных работах - обработке и интерпретации геолого-геофизической информации по южной части шельфа Карского моря: актуализации геофизической основы для листов S-41,42 государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения (гравиметрия – более 70 000 пог. км, сейсмические профили – 800 пог. км.).

Кроме того, за это время соискателем были обработаны и интерпретированы данные многочисленных гидромагнитных съёмок, выполненных при инженерных изысканиях (более 15 площадок, суммарный объем порядка 5 000 пог. км), а также данные региональных гидромагнитных съёмок на арктическом шельфе (суммарный объем 20 000 пог. км). Таким образом, был приобретён хороший практический опыт обработки и интерпретации данных гидромагнитных съёмок разных масштабов и детальности, систематизирована актуальная информация о геофизической изученности и геологическом строении Карского региона.

Задачи диссертационной работы решались соискателем на основе анализа литературных источников и с применением программного комплекса обработки и интерпретации геолого-геофизической информации Oasis montaj (Geosoft, Канада). Для геолого-геофизического моделирования применялся модуль GM-SYS 2D (Geosoft, Канада). Для визуализации и оформления графических материалов программы ArcGIS (ESRI, США) и CorelDraw x7 (Corel, Канада).

Теоретические исследования оптимизации методики работ и оценки разрешающей способности дифференциальной гидромагнитной съёмки проводились в системе компьютерной математики MathCad15 (PTC, США).

В ходе исследования соискателем самостоятельно реализованы следующие этапы:

1. Проведён анализ геолого-геофизической изученности южной части шельфа Карского моря.

2. Построены математические модели сред для анализа методики инженерной дифференциальной гидромагнитной съёмки и её оптимизации под задачи поисков локальных намагниченных объектов в верхней части разреза.

3. Проведён анализ материалов инженерной дифференциальной гидромагнитной съёмки, выполненной с заглублением измерительной

системы магнитометров, и установлено требование стабилизации измерительной системы, определяющее качество итогового результата.

4. Предложен ввод корректирующей поправки при обработке результатов инженерных дифференциальных измерений.

5. В программном комплексе Oasis Montaj выполнена обработка и комплексная интерпретация результатов инженерных гидромагнитных и гравиметрических исследований.

6. В программном модуле GM-SYS 2D построены геомагнитная и геоплотностная модели верхней части разреза осадочного чехла вдоль представительного профиля, пересекающего аномальные зоны потенциальных полей.

7. Выяснена природа магнитных и гравитационных аномалий и дана количественная оценка магнитной восприимчивости и плотности пород верхней части разреза.

Научная новизна

1. Сформулирована эффективная оптимизированная методика дифференциальных гидромагнитных исследований при инженерных изысканиях на шельфе южной части Карского моря.

2. На конкретном примере дифференциальной гидромагнитной съёмки с заглублением измерительной системы магнитометров при инженерных изысканиях показана необходимость стабилизации измерительной системы градиентометра для качественного восстановления полезного сигнала.

3. Получены новые результаты оценок разрешающей способности градиентометрических исследований в детерминированной и стохастической постановках задач.

4. На конкретных примерах показана эффективность применения комплекса методов: гидромагнитная съёмка, набортная гравиметрия и сейсмоакустические исследования при инженерных изысканиях.

Теоретическая и практическая значимость

Результаты оптимизации методики и численной оценки разрешимости дифференциальной магнитной съёмки будут полезны для проектирования магнитных полевых исследований и для определения достоверности моделирования источников магнитных аномалий, получаемых решением обратной задачи потенциала. Комплексная интерпретация данных расширенного набора методов при инженерных изысканиях позволяет более уверенно выделять неоднородности геологической и техногенной природы и давать содержательные прогнозы петрофизических свойств их источников. Предложенная методика ввода корректирующей поправки применяется специалистами АО «МАГЭ» при обработке результатов инженерных дифференциальных гидромагнитных измерений.

Защищаемые положения

1. При проведении дифференциальной гидромагнитной съёмки с заглублением измерительной системы магнитометров при инженерных изысканиях требуется выполнение следующих методических условий: построение регулярной сети профилей, согласование длины базы градиента и дискретизации данных по профилю - дискретизация данных не должна превышать $\frac{1}{4}$ от величины базы наблюдений, стабилизация и удержание системы магнитометров на заданной глубине.

2. Предложенные детерминированные и стохастические оценки разрешающей способности магнитной градиентометрии определяют условия разрешимости двух соседних аномалий в зависимости от глубины залегания точечных источников магнитного поля.

3. Высокоточные гидромагнитные наблюдения в комплексе с данными набортной гравиметрии и сейсмоакустическими материалами при инженерных изысканиях позволяют выделять палеоврезы и области газонасыщенности, количественно оценивать магнитную восприимчивость и плотность пород разреза.

Степень достоверности

Достоверность исследований обусловлена представительностью исходных геофизических данных: дифференциальных гидромагнитных и гравиметрических измерений, полученных в ходе морских работ с использованием современного сертифицированного оборудования: гравиметр Чекан АМ, магнитометры SeaSPY2, корректностью технологии обработки и интерпретации данных на базе программных комплексов (Geosoft Oasis Montaj, Chekan_PP).

Достоверность и обоснованность результатов обеспечивается тщательным анализом методики и параметров съемки на основе математических моделей с привлечением большого массива априорных геолого-геофизических данных.

Апробация результатов

По теме диссертации опубликовано лично и в соавторстве 20 работ. 6 изданы в журналах из перечня Высшей аттестационной комиссии (ВАК).

Основные положения диссертации и результаты выполненных исследований докладывались: на научной конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового Океана» в ФГБУ «ВНИИОкеангеология», 2018 г.; на студенческих конференциях кафедры геофизики ВГУ, 2018 и 2019 гг.; на всероссийской молодёжной научной конференции актуальных проблем нефти и газа в ИПНГ РАН, 2022 и 2023 гг.; на XXIV Уральской молодёжной научной школе по геофизике, 2023 г.; на конференции «Геомодель», 2023 г.; на всероссийской конференции с международным участием II Лавёровские чтения, 2023 г.; на конференции, посвящённой 25-летию кафедры освоения морских нефтегазовых месторождений, в РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 2023 г.; на 47 и 50 сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова, 2020 и 2024 гг.

Структура работ

Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы, включающего 102 наименования. Общий объём работы 116 страниц, в том числе 41 рисунок и 1 таблица.

Благодарности

Автор благодарит своего научного руководителя – д-р физ.-мат. наук, профессора Виктора Николаевича Глазнева и заслуженного геолога России Виталия Алексеевича Журавлева, за постановку задач исследований, чуткое руководство, помощь и полезное обсуждение материалов диссертации. Плодотворное общение с ними способствовало формированию научного мировоззрения диссертанта и освоению им новых методов для анализа результатов геофизических наблюдений.

Автор выражает признательность генеральным директорам АО «МАГЭ», д-р техн. наук Геннадью Семёновичу Казанину и д-р экон. наук, канд. техн. наук Алексею Геннадьевичу Казанину за внимание и поддержку научной деятельности, а также возможность написания этой работы. Благодарю канд. геол.-минерал. наук Сергея Ивановича Шкарубо, Сергея Владимировича Чельшева, Алексея Андреевича Шепелева и Петра Дмитриевича Медведева за плодотворное обсуждение полученных результатов, а также всех сотрудников экспедиции, принимавших участие в сборе полевых материалов.

Диссертант благодарен своим родным и близким людям за мотивацию и безграничную поддержку при выполнении исследований.

1. ГИДРОМАГНИТОМЕТРИЯ

1.1. Гидромагнитная съёмка

Магнитное поле земной коры морей и океанов является источником информации о глубинном строении и тектонической эволюции бассейнов осадконакопления. Изучить магнитное поле Земли можно измеряя распределение напряженности магнитного поля на поверхности земного шара по заранее запланированным маршрутам (галсам). Термин «гидромагнитная съёмка» распространяется на все виды геомагнитных измерений, выполняемых с помощью катеров и судов на морях, океанах, озерах и реках.

Гидромагнитная съёмка может эффективно использоваться в качестве одного из основных поисковых методов в комплексе геофизических исследований акваторий, как для решения сугубо геологических задач: геотектоническом районировании и выявлении элементов кристаллического фундамента, картировании неоднородностей при поисках месторождений УВ, изучении строения земной коры и её отдельных структурных этажей, поиск и разведка сильномагнитных железных и титаномagnetитовых руд, поиск немагнитных полезных ископаемых, залегающих среди магнитных вмещающих пород и др. [19, 32, 37, 86, 87]. А также при инженерных изысканиях с целью картирования намагниченных объектов в осадочном чехле на глубинах до 1 км [69]. Типичными техногенными объектами поисков являются трубопроводы и буровые скважины с металлической обсадкой, боеприпасы, сохранившиеся на дне после боевых действий, затонувшие суда и потерянные якоря, а также другие фрагменты техники и сооружений [46, 74, 75]. Инженерные исследования обеспечивают безопасность работ на стадии проектирования и во время разработки месторождений УВ.

В зависимости от решаемых задач гидромагнитные съёмки применяют

в различных методических вариантах, которые можно разделить по следующим признакам:

- по геологическому назначению - региональные, геокартировочные, поисковые;
- по охвату площади – площадные, маршрутные;
- по условиям плавания – океанические, шельфовые, прибрежно-морские, озерно-речные;
- по применяемой аппаратуре – с магнитостатическими (только для магнитовариационных станций), феррозондовыми, квантовыми, протонными магнитометрами [100, 101];
- по измеряемым величинам - на абсолютные и относительные [32, 61].

Рекогносцировочная (профильная, маршрутная) гидромагнитная съёмка, как правило, выполняется попутно при переходах судов между портами и районами работ с целью изучения общего распределения магнитного поля по отдельным галсам. Приоритет отдаётся крупномасштабным площадным гидромагнитным съёмкам геологического назначения. Такие исследования проводят при инженерных изысканиях для детального изучения уже оконтуренных перспективных участков недр.

Съёмка осуществляется по равномерной системе параллельных профилей. Прокладываются рядовые, секущие, контрольные и специальные маршруты. Рядовые галсы ориентируют под углом 90 ± 45 градусов к основному направлению изодинам в районе съёмки либо в крест простирания доминирующих геологических структур и элементов рельефа дна, если они известны. От ориентировки галса могут зависеть амплитуда сигнала, девиационные помехи и погрешность привязки. Секущие галсы используются для увязки рядовых маршрутов и прокладывают в крест последним. Контрольные галсы служат для оценки точности измерений на галсе, а также точности съёмки в целом. Специальные маршруты выполняются как для определения погрешности съёмок, так и с целью получения данных для расчетов элементов залегания источников аномалий,

для определения девиации [37].

Измерить модуль полного вектора напряжённости магнитного поля Земли, обозначаемый в данной работе как T , его компоненты или приращения позволяют абсолютные наблюдения, что определяется используемой аппаратурой. В современных магнитных исследованиях ведущая роль принадлежит модульной съёмке. Измерения компонент и градиентов напряжённости магнитного поля Земли сопровождаются синхронной регистрацией модуля напряжённости поля.

Измеренные значения магнитного поля содержат в себе суперпозицию пространственных и временных компонент, порождаемых разными источниками, и могут быть представлены в виде векторной суммы:

$$\vec{T} = \vec{T}_0 + \vec{T}_m + \vec{T}_a + \vec{T}_e + \delta\vec{T}, \quad (1.1)$$

где $\vec{T}_0$ – поле однородного намагничения земного шара (дипольное поле), $\vec{T}_m$ – поле, вызванное неоднородностью глубоких слоев Земли (не дипольное, или материковое), $\vec{T}_a$ – поле, обусловленное неоднородностью земной коры (аномальное), $\vec{T}_e$ – поле, связанное с внешними причинами, $\delta\vec{T}$ – поле временных вариаций. Каждая из составляющих несет информацию как о поле и его источнике, так и о среде, где данный источник расположен. Сумму $\vec{T}_0 + \vec{T}_m$ называют главным магнитным полем Земли [71].

По характеру пространственного распределения источников аномалий, принято выделять внутренние (внутрикоровые) и внешние источники. Первые порождают локальные магнитные аномалии земной коры, вызванные индуктивной или остаточной намагниченностью горных пород. В общем поле планеты интенсивные локальные аномалии встречаются редко, поэтому их вклад оказывается на уровне 3-4%. Вторые, генерируемые токами, в ионосфере и магнитосфере Земли, порождают вариации магнитного поля. Интенсивность вариаций может достигать нескольких тысяч нТл во время магнитных штормов и примерно 50 нТл в спокойные дни, что составляет порядка 1-2% магнитного поля Земли.

Разделить пространственные значения аномалий от временных вариаций магнитного поля Земли и корректно их учесть - задача методики съёмки. Для учёта геомагнитных вариаций существуют два подхода, подразумевающих прямые или косвенные наблюдения. К прямым относятся методы, в которых измерение вариаций осуществляется посредством береговых или морских магнитовариационных станций. Косвенными называют методы учёта вариаций по данным самих гидромагнитных съёмок. Оба подхода обладают как преимуществами, так и недостатками. В отдельный метод, не требующий измерения вариаций, можно отнести дифференциальную гидромагнитную съёмку. Дифференциальные магнитометры или градиентометры, предназначены для измерения производных магнитного поля [30, 66]. Преимущество метода в независимости измеренных градиентов от геомагнитных вариаций.

Корректный учет вариаций зависит от их частотного состава и пространственных градиентов [84]. Сравнительно простой задачей является регистрация вариаций в средних и низких широтах с малыми периодами и амплитудами. Сложная ситуация складывается при постановке съёмки на арктических акваториях, где вариации магнитного поля проявлены ярче всего и имеют широкий спектр амплитудно-частотных характеристик. В заполярных широтах пространственные градиенты магнитных возмущений изменчивы, что обусловлено не только геоэлектрическими неоднородностями среды наблюдений, но и близостью источников вариаций, сосредоточенных в авроральных зонах.

Суровый арктический климат создаёт трудности для установки и обслуживания морских вариационных станций, практически на протяжении всего полевого сезона наблюдаются дрейфующие льды. Использование стационарных станций не всегда возможно из-за дальнего их расположения от районов исследований и специфических особенностей протекания геомагнитных вариаций, в число которых входят:

- влияния гидродинамических источников;

- береговой и островной эффект;
- крупномасштабные и глобальные особенности типа “океанического эффекта”, вызываемого D_{st} – вариациями;
- эффект затухания амплитуд δZ - компоненты на поверхности однородного океана;
- аномалии вариаций, порождаемые батиметрическим фактором и влиянием глубинных геоэлектрических неоднородностей.

Своеобразной помехой при гидромагнитных исследованиях является поле гидродинамических источников, генерируемое течением проводящей морской воды [32]. Даже незначительные колебания морской поверхности могут генерировать ощутимые для современных приборов электромагнитные поля. Чтобы оценить их влияние на гидромагнитную съёмку необходимо рассматривать весь спектр волновых возмущений, а также стационарные течения.

Зачастую инженерные гидромагнитные наблюдения проводят в прибрежных зонах морей, где вдоль береговой линии в полосе шириной несколько десятков километров проявляется береговой эффект. Данное явление обусловлено скачкообразным (на несколько порядков) латеральным изменением проводимости среды при переходе от суши к морю. Береговой эффект изменяет фазы вариаций, тем самым оказывает воздействие на записи магнитовариационных станций и на гидромагнитные исследования. Моделированием установлено, что сдвиг возмущений по фазе между сушей и морем может достигать до 50° . Теоретически это явление предсказал Г. Лэмб в 1932 г., а экспериментальное подтверждение было получено в конце 1950-х гг. [32].

Учёт геомагнитных вариаций должен носить индивидуальный характер в зависимости от условий, масштаба и точности проводимых работ. При использовании прямых методов наиболее труден учет пространственных градиентов вариаций различных типов, оценка допустимых «радиусов

действия» магнитовариационных станций и выбор расстояний между ними. При работе с донными станциями необходимо учитывать вертикальные градиенты поля гидродинамических источников, затухание амплитуд δH - компоненты вследствие скин-эффекта, латеральную изменчивость скин-эффекта в зависимости от проводимости пород океанического дна и ряд других факторов.

При использовании косвенных методов, основанных на анализе невязок в точках пересечений съемочных галсов, пространственная неоднородность геомагнитных вариаций не играет принципиальной роли. Тем не менее, этим методам присущ ряд ограничений по частотному диапазону и точности, которая существенным образом зависит от качества навигационного обеспечения [32].

Радикальное решение проблемы учета вариаций магнитного поля Земли связано с комплексированием дифференциальной гидромагнитной съёмки и измерений на магнитовариационной станции [33]. Вариационные станции могут быть установлены на побережье, на льду, на островах, буях, а также закреплены на дне (донные автоматические станции). Необходимо обеспечить минимальное расстояние между станцией и площадью работ с учётом влияния магнитоактивных масс самого судна [66].

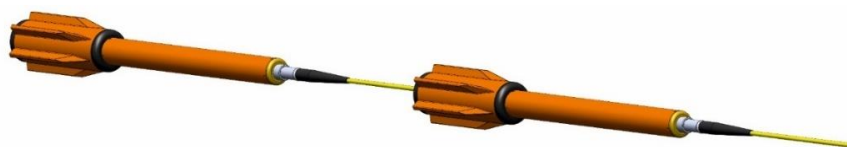
Выводы по разделу 1.1

На основе рассмотренной совокупности типов, характеристик и природы вариаций можно сделать вывод, что главной трудностью их корректного учёта является не стационарность амплитудно-частотных характеристик как во времени, так и в пространстве. Эффективным методом, лучше всего справляющимся с этой задачей, является дифференциальная гидромагнитная съёмка. Градиентометрия не нуждается в регистрации вариационных изменений магнитного поля и позволяет рассчитать значения вариаций непосредственно для каждой точки наблюдения по профилю

съемки, что, безусловно, способствует получению высокоточных результатов.

1.2. Дифференциальная гидромагнитная съёмка

Под градиентом в данной точке следует понимать изменение поля на бесконечно малом расстоянии, отнесенное к единице длины, т.е. производную функции поля. В магниторазведке под градиентами геомагнитного поля понимают производные скалярной функции по заданным направлениям, то есть понятие «градиент» отождествляется с понятием «курсового градиента». Обычно измеряют вертикальный или горизонтальный градиенты. Измерение градиентов может осуществляться как специальным двухканальным прибором – градиентометром, либо с помощью последовательных измерений одноканальным магнитометром в двух точках. Современные магнитометры имеют два канала и работают в режиме градиентометра (Рис. 1.1).



(a)



(б)

Рис. 1.1. Морские системы наблюдений: (а) – горизонтальный одноосный градиентометр на базе магнитометров SeaSPY2, (б) – горизонтальный и вертикальный градиентометры SeaQuest2 (по [100])

Дифференциальная гидромагнитная съёмка разработана в 1970-1980 гг. [32, 33, 70]. Методика съёмки основана на синхронном измерении значений модуля полного вектора напряжённости магнитного поля Земли в двух или более точках, разнесенных на расстояние друг от друга. Регистрация разности между этими значениями позволяет получать оценки производных (градиентов) поля T в заданных направлениях. Если геомагнитные вариации в области расположения измерительных датчиков протекают одинаково, то их влияние на показания разностного канала исключается автоматически.

Методика градиентометрии подразумевает выбор параметров съёмки и системы наблюдений для получения кондиционного материала о распределении аномального магнитного поля Земли. Дифференциальная гидромагнитная съёмка осуществляется двумя измерительными преобразователями, которые буксируются в герметичных гондолах за кормой исследовательского судна и осуществляют при этом регистрацию магнитного поля с заданной дискретностью по времени. Приборы буксируются на немагнитном трос-кабеле, длина которого подбирается в зависимости от величины магнитной помехи – девиации. Источником девиации является исследовательское судно, ферромагнитные массы которого индуцируют собственное магнитное поле. Перед проведением полевых работ девиацию определяют в спокойном поле на разных галсах [32]. Обычно используют трос-кабель длиной в 1.5-3 раза превышающий длину судна. Такой подход снижает влияние девиации на показания магнитометров, но не исключает её полностью. Оставшаяся девиация учитывается на стадии уравнивания наблюдений.

Расстояние между датчиками, называемое базой градиентометра - Δl , зависит от задач съёмки, а именно от размеров определяемых объектов. При инженерных работах база наблюдений составляет первые 10-ки метров и меньше, а при региональных первые сотни метров и при этом задаётся намного меньше расстояния до источников стационарного магнитного поля Земли. При инженерных изысканиях магнитометры заглубляют с целью их

приближения к источникам аномалий и буксируют у поверхности дна. Схема такой методики наблюдений с двумя магнитометрами показана на (Рис. 1.2).

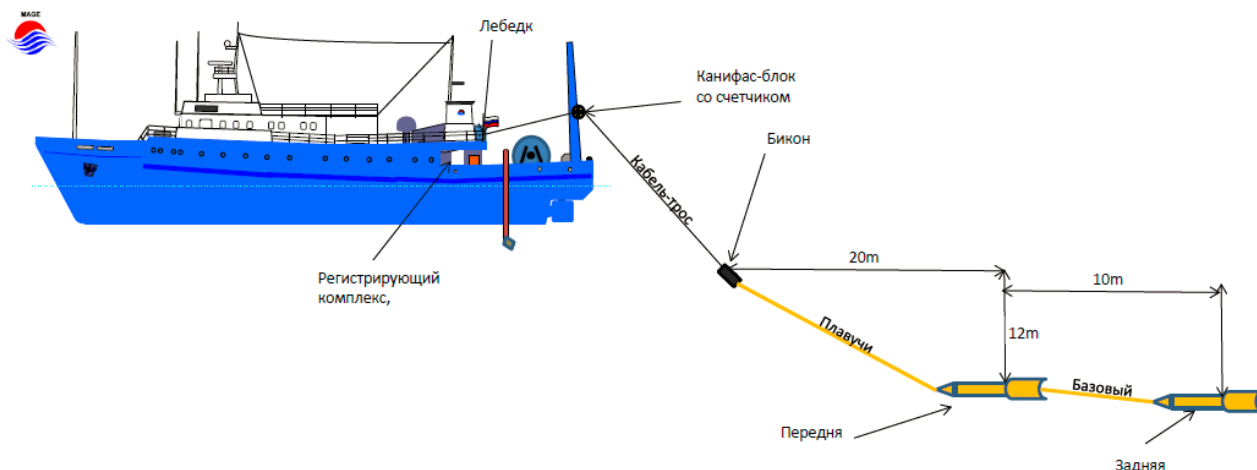


Рис. 1.2. Схема продольной градиентометрической установки (по материалам ОАО «МАГЭ», 2017)

Для уменьшения искажений, связанных с волнением воды, гондолы снабжают рулями глубины и отводят от кильватерного направления [102]. Как правило, различия в глубине буксировки датчиков и амплитуда рысканья гондол значительно меньше Δl . Поэтому можно считать, что база градиентометра располагается в плоскости горизонта и ориентирована по касательной к траектории движения судна. Значения разности между каналами, нормированные на величину Δl , отождествляются с оценкой курсового градиента модуля вектора напряженности магнитного поля Земли.

$$\frac{\partial T}{\partial l} = \frac{T_1 - T_2}{\Delta l}. \quad (1.2)$$

Гидромагнитные измерения выполняют в комплексе геофизических методов, в который входят сейсморазведка и гравиметрия. Для исключения возможных помех при комплексировании, датчики магнитометров разносят в пространстве от заборных устройств: пневмоисточников и сейсмических кос, а также иного оборудования. Производительность сейсморазведочной аппаратуры, а именно мощность компрессоров, установленной на борту судна, определяет возможную максимальную скорость буксировки

магнитометров - 4-7 узлов (2-3.5 м/с). Отдельно гидромагнитные наблюдения можно проводить на скорости до 12-15 узлов [59, 99, 100]. Комплект магнитометров SeaSPY2, подключенный в режиме продольного градиентометра, показан на (Рис. 1.3).



Рис. 1.3. Магнитометры SeaSPY2, подключенные в режиме продольного градиентометра (по материалам ОАО «МАГЭ», 2019)

Применение градиентометрических систем наблюдений позволяет решать разнообразные научные и прикладные задачи. По-видимому, важнейшей из них является разделение поля T на постоянную и переменную части. Располагая опорным значением T в некоторой точке P_0 и непрерывной записью курсового градиента $\partial T / \partial l$ вдоль траектории судна $P[x(t), y(t)]$, оценку постоянной составляющей модуля вектора напряженности магнитного поля Земли можно найти по формуле:

$$T_{12}(P) = T(P_0) + \int_{P_0}^P \frac{\partial T}{\partial l} dl, \quad (1.3)$$

где интеграл вычисляется по кривой $P[x(t), y(t)]$. В свою очередь, оценка величины вариации $\delta T(t)$ в произвольной точке траектории судна P определяется как:

$$\delta T(P(t)) = \frac{T_1(P) + T_2(P)}{2} - T_{12}(P). \quad (1.4)$$

Таким образом градиентометрический метод даёт возможность получать значения T , свободные от влияния относительно коротковолновой составляющей вариаций магнитного поля Земли [32, 33, 68, 70].

При интегрировании горизонтального градиента по профилю наблюдений накапливается ошибка измерений этого градиента, линейная составляющая которой (основная часть суммарной ошибки) исключается при восстановлении магнитного поля путем вычитания линейного тренда. После вычитания линейного тренда в данных остаётся случайная ошибка восстановленного магнитного поля. Для исключения неучтенной низкочастотной составляющей помех (вариаций магнитного поля Земли, курсовой девиации и др.), применяется итерационное линейное уравнивание магнитометрических данных по густой взаимно пересекающейся сети параллельных профилей с большим количеством пересечений. Такой методический приём обеспечивает хорошую статистику и, следовательно, качественное уравнивание результатов наблюдений.

Металлический корпус корабля, измерительные датчики и питающие линии постоянного тока генерируют собственные магнитные поля, эффект суперпозиции от которых вместе с магнитным полем Земли создаёт девиационные расхождения в измеренных значениях поля при работе на различных румбах. Расхождения зарегистрированных данных связаны с параметрами измерительной системы, а также с величиной и знаком наклона магнитного поля Земли в районе работ. Следовательно, для корректного учёта девиационной помехи необходимо её изучать в районе исследований, проводя перед каждым длительным рейсом опробование аппаратуры со снятием девиационной кривой измерительной системы гондола – трос-кабель-корабль. Постоянная составляющая девиационной кривой определяется путём сравнения показаний магнитометра на одном из галсов при различной длине буксировочного трос-кабеля и на разных курсах [32, 37, 38]. Для этого применяют специальные схемы отработки полигонов: «звезда», «многоугольник» и «квадрат», представленные на рисунке (4 а-в).

Схемы «многоугольник» и «квадрат» можно использовать только в районах со спокойным магнитным полем, допускающим линейную интерполяцию (приведение) к фиктивной точке пересечения галсов.

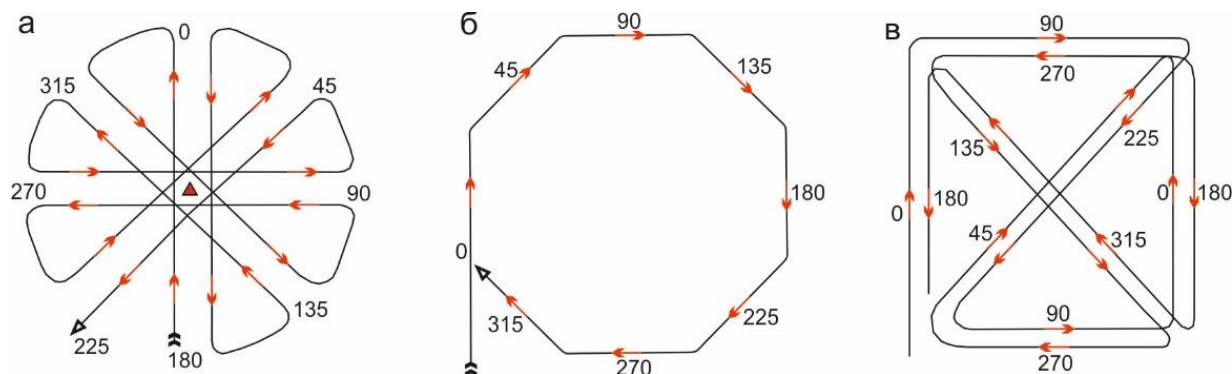


Рис. 1.4. Схемы обработки полигонов: а) «звезда», б) «многоугольник» и в) «квадрат», для определения постоянной составляющей девиационной кривой (по [32])

Проведение градиентометрии при инженерных изысканиях на локальных площадях может комбинироваться с использованием донных автоматических магнитовариационных станций. Необходимо стремиться, чтобы расстояние от станции до участка работ было минимальным, но в то же время достаточным, для исключения влияния магнитного поля исследовательского судна. Использование донных вариационных станций, установленных в районе работ в спокойном поле, исключает береговой эффект и позволяет детально изучить динамику протекания вариаций. Одновременные записи вариаций в точке расположения станции и на текущем съёмочном галсе градиентометрии будут отражать различия в их протекании:

$$\Delta\delta T(P(t)) = \delta T(P(t)) - \delta T(t). \quad (1.5)$$

При благоприятных условиях съёмки такая методика позволит разделить акваторию на участки с «нормальным» и «аномальным» характером протекания магнитных вариаций и локализовать площади, перспективные

для постановки специальных электромагнитных исследований, которые дополняют магнитометрические работы [32].

Выводы к разделу 1.2

Среди методических погрешностей дифференциальной гидромагнитной съёмки выделяют систематические и случайные. К систематическим погрешностям относятся погрешности, связанные с наличием постоянной или меняющейся в зависимости от курса разности между каналами градиентометра. В частности, это погрешности, возникающие при работе с сейсмодоской, влияние которой иногда превышает влияние магнитного поля судна. К случайным методическим погрешностям относятся погрешности, связанные с нарушениями технологии съёмки: изменение скорости, курса, режима работы силовых и энергетических установок, рысканье гондол, неточность определения базы измерений.

Оператор дифференцирования является фильтром верхних частот. Дифференциальная съёмка требует достаточно высокой точности наблюдений по отдельному каналу, что должно гарантировать достоверное вычисление градиента поля на заданном пространственном базисе наблюдений. Оценку разрешимости локальных аномалий и аппаратную точность наблюдений следует определять на стадии планирования гидромагнитной съёмки. При этом нужно учитывать конкретные параметры съёмки: оптимальную по заданным критериям сеть наблюдений, выбор дискретности измерений, согласованной со скоростью движения судна, задание базы дифференциальной установки, определение глубины расположения датчиков магнитометра и ряд других параметров.

1.3. Обработка измерений

Обработка, статистический анализ и интерпретация гидромагнитных наблюдений выполняется с использованием программного комплекса Geosoft Oasis Montaj (Copyright © Geosoft Inc. 2011). Данное программное

обеспечение имеет широкий диапазон возможностей для работы, как с числовыми массивами, так и с графическим материалом, позволяет выполнять математические и статистические операции с базами данных, составлять карты графиков и карты изолиний, а также создавать интерпретационные схемы.

Обработка данных ГМС направлена на устранение из полевых данных различного рода «помех» и включает: создание единой базы магнитных и навигационных материалов, фильтрацию помех, вычисление вариаций магнитного поля, нормального градиента магнитного поля Земли и аномального магнитного поля. Далее рассчитывают невязки в точках пересечения профилей, выбирают способ уравнивания измерений и вводят соответствующие поправки с учётом девиации. По результатам обработки строятся карты изолиний и графиков аномального магнитного поля.

Обработка материалов проводится по следующему алгоритму:

- удаление явных «отскоков» нелинейным фильтром, которые могут быть связаны с механическими помехами – зацепом или встряской магнитометров в процессе измерений;

- сглаживание исходных данных низкочастотным фильтром, для исключения высокочастотных помех;

- вычисление курсового градиента магнитного поля по данным измерений первого и второго магнитометра;

$$\frac{\partial T}{\partial l} = \frac{T_1 - T_2}{l}, \quad (1.6)$$

где T_1 и T_2 значения измеренного магнитного поля по первому и второму каналу в момент времени (t), l – расстояние между датчиками (база дифференциальной установки);

- восстановление постоянной составляющей модуля полного вектора напряжённости магнитного поля T_{12} по курсовому градиенту:

$$T_{12}(P) = T(P_0) + \int_{P_0}^P \frac{\partial T}{\partial l} dl, \quad (1.7)$$

где $T(P_0)$ опорное значение магнитного поля в некоторой точке, а интеграл вычисляется по кривой $P(x(t), y(t))$ – траектория движения судна;

➤ расчет величины вариаций $\delta T(t)$ магнитного поля в произвольной точке траектории судна:

$$\delta T(P(t)) = \frac{T_1(P) + T_2(P)}{2} - T_{12}(P), \quad (1.8)$$

➤ если проводились измерения на магнитовариационной станции, то их привязка по времени к каждому профилю съемки и формирование общей базы магнитометрических данных;

➤ ввод нормального магнитного поля по модели IGRF (International Geomagnetic Reference Field) на актуальную геомагнитную эпоху;

➤ расчет аномального магнитного поля по формуле:

$$\Delta T_a = T - T_n - \delta T, \quad (1.9)$$

где: T – измеряемая величина (модуль полного вектора напряжённости магнитного поля), T_n – нормальное магнитное поле Земли на исследуемом участке по модели IGRF, δT – вариации магнитного поля;

➤ вычисление невязок в точках пересечения профилей и уравнивание сети гидромагнитных наблюдений итеративным способом.

Уравнивание съемки предусматривает:

- сортировку профилей на две группы («секущие» и «рядовые»);
- расчет разности (невязок) значений аномального магнитного поля исходных секущих и рядовых профилей в точках их пересечений;
- аппроксимацию невязок полиномами по секущим профилям, имеющим наибольшую статистику точек пересечений;
- ввод поправок в секущие профили;
- расчет невязки откорректированных секущих профилей с исходными рядовыми;
- аппроксимацию невязок полиномами по рядовым профилям;
- ввод поправок в рядовые профили;

- повторение цикла уравнивания до исключения зависимости в канале разности наблюдений.

По значениям аномального магнитного поля до и после уравнивания в точках пересечения профилей рассчитывается средняя квадратичная погрешность σ съёмки:

$$\sigma = \pm \sqrt{\sum_{i=1}^n \delta_i^2 / 2n}, \quad (1.10)$$

где n – количество повторных измерений, δ_i – разность значений поля в точках пересечения профилей [35, 66].

По результатам гидромагнитной съёмки строится отчётный комплект карт аномального магнитного поля, в виде: изолиний-изодинам, графиков, а также фактического материала. Для построения карт используются цифровые топографические основы того же масштаба, что и съёмка. Все карты должны быть привязаны и иметь градусную и/или прямоугольную координатную сетку. На карту фактического материала наносятся контуры исследуемых площадей, линии профилей и их наименования, точки наблюдения. Карта фактического материала строится в масштабе других отчетных карт на имеющейся топографической основе [66].

Выводы к разделу 1.3

Граф и параметры обработки дифференциальных гидромагнитных данных основываются на применяемой методике съёмки и условиях наблюдений в районе работ. При проведении съёмки в придонном варианте с применением лебёдки, регулирующей глубину погружения приборов, приходится избавляться от высокочастотных помех, создаваемых приповерхностными магнитоактивными источниками. Такие объекты не являются целью исследований и требуют применения усиленной фильтрации к данным - большей ширины окна низкочастотного фильтра. При работах в ледистой акватории, где есть вероятность зацепа и встряски приборов, для удаления выбросов в данных потребуется нелинейная фильтрация. Кроме

того, выбросы в гидромагнитных данных может спровоцировать и комплексная методика наблюдений, из-за встряски приборов от взрывов пневматических источников сейсморазведки и др.

Таким образом, при обработке гидромагнитных данных необходимо учитывать методические особенности проведения измерений. Применяемые параметры фильтрации к гидромагнитным данным зависят от многих факторов: глубины буксировки приборов, нестабильности скорости движения системы магнитометров из-за манипуляций лебёдки и самого исследовательского судна, отсутствие пространственной жёсткой фиксации приборов, остаточное девиационное влияние магнитных масс судна и др. Не последнюю роль играет и местоположение района работ с погодными условиями во время съёмки.

2. ОПТИМИЗАЦИЯ МЕТОДИКИ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЙ ГИДРОМАГНИТНОЙ СЪЁМКИ

2.1. Особенности моделирования геофизических полей

Моделирование – необходимый инструмент при геофизических исследованиях, который применяют на разных стадиях работ:

- на стадии планирования, при проектировании эффективной и производительной сети наблюдений с необходимым и достаточным шагом измерений;
- для изучения и лучшего понимания строения региона, после получения результатов комплексных исследований;
- для прогноза распределения физических свойств в изучаемой среде и определении местоположения и формы объектов поисков;
- для планирования и проведения эффективной и безопасной разработки месторождений;
- для мониторинга процессов во времени при разработке месторождений (гравиметрический мониторинг, сейсморазведка 3Dt) и др.

Геологическая среда сложна и неоднородна. Геофизические поля, наблюдаемые на земной поверхности, зависят не только от физических свойств пород, но и от формы, и глубины залегания источников, создающих эти поля [82]. Строение геологической среды можно представить в виде модели. Модель для конкретного района исследований может быть выбрана исходя из априорных сведений об объекте – его свойствах и геометрии. Они могут быть известны по работам предшественников или из литературных данных по соседним территориям, близкого геологического строения.

Вектор данных наблюдений $\mathbf{p}$ можно рассматривать как элемент пространства $\mathbf{P}$, а вектор данных о модели $\mathbf{m}$ – как элемент пространства $\mathbf{M}$. Оператор Φ преобразует пространство $\mathbf{M}$ в пространство $\mathbf{P}$. Это однозначное преобразование, так как заданной модели соответствует определённое

геофизическое поле. Обратная задача – построение обратного оператора Φ^{-1} , преобразующего пространство $\mathbf{P}$ в пространство $\mathbf{M}$. Тут и возникает нетривиальность решения, так как одному и тому же геофизическому полю, например гравитационному, может соответствовать совокупность тождественных моделей распределения плотности. Причина не единственности решения - неполнота и недостаточность априорных геофизических данных [82].

Одна из главных проблем интерпретации геофизических данных заключается в сложности математического и петрофизического описания реальной геологической среды. Физико-геологические модели (ФГМ) с совокупностью упрощений реальности успешно решают практические задачи. Выделяют три типа упрощений: размерности, распределения физических свойств, формы [8, 66].

Мы живём в трёхмерном пространстве, если не считать время. Поэтому модели, описывающие геологические тела, также должны быть трёхмерными (3D). Для упрощения решения прямых задач или интерпретации данных, при некоторых условиях можно произвести сокращение размерности. Пользуются успехом двухмерные (2D) размерности. Такие модели эффективно применяют, потому что геофизические измерения проводятся в маршрутном варианте и точные значения поля имеются вдоль линий профилей. Если длина объекта более чем в 5 раз превышает его мощность, геологические тела можно моделировать 2D достаточно точно [8].

Простота решений прямых и обратных задач на профиле позволяют вводить промежуточные между 2D и 3D размерности моделей. Если вытянутость объекта не велика, вводят так называемые 2.5-мерные модели. Такие объекты могут быть аппроксимированы горизонтальными цилиндрами, ограниченными по длине вертикальными плоскостями. Аномальное поле подобных тел анализируется по профилю, ортогональному к их простиранию.

Аномалии магнитного поля геологической среды, как правило, являются морфологически более сложными, чем аномалии поля силы тяжести. Такая специфика магнитных аномалий определяется векторным характером намагничения J среды [64, 66]. Кроме того, в случае высоких значений магнитной восприимчивости среды, порождающих интенсивное индуктивное намагничение, имеет место эффект взаимного влияния отдельных элементов среды (эффект размагничивания), приводящий к появлению неоднородного намагничения первоначально однородных по магнитным свойствам объектов [8].

Все геологические тела неоднородны по своим физическим свойствам, поэтому используют представление сложной модели в виде совокупности простых тел, т.е. выполняется декомпозиция модели. Для магнитных моделей различают декомпозицию формы и декомпозицию намагниченности. При декомпозиции формы сложный по форме объект разбивается на несколько более простых тел, аномалии от которых суммируются. При декомпозиции намагниченности для конкретного геологического тела или его части берется одно значение (как правило, среднее) петрофизического параметра, а так как намагниченность векторная, то осуществляют его разложение на компоненты [9-11, 66]. Также возможна замена исходной модели эквивалентной. В основе данного упрощения лежит утверждение, что форма графика не изменяется, если к нему добавить константу. Поэтому к модели можно прибавлять или удалять однородно намагниченное полупространство. Намагниченность получившейся модели определяется как сумма или разность намагниченности исходной модели и однородного полупространства [9].

При решении обратной задачи важно получить область возможных решений, соответствующих исходным данным о полях. В гравиметрии и магнитометрии часто определяют местонахождение некоторой «средней» массы изолированного объекта и характеристики положения его центра тяжести. В таком подходе можно добиться взаимно-однозначного

соответствия между моделью и наблюдениями, но на практике это не так просто.

Существует две крайности, при недостаточном осреднении, одной точке из пространства P будет соответствовать область из пространства M , а при слишком сильном осреднении заданной точке из пространства P не будет соответствовать вообще ни одной точки из пространства M (Рис. 2.1).

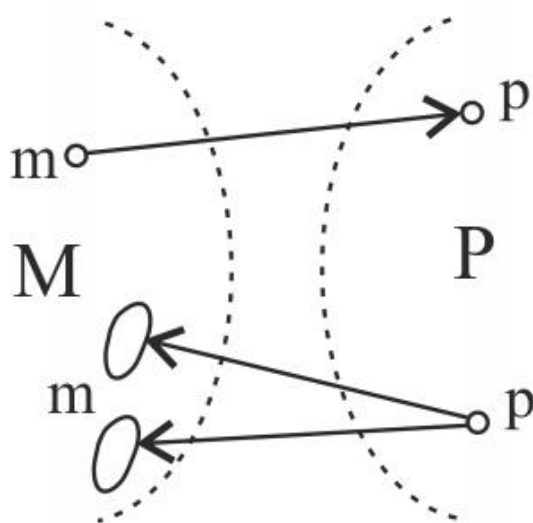


Рис. 2.1. Осреднение в обратной задаче геофизики (по [82]). p – данные наблюдений, P – поле реальной среды, а m – данные модели, M – поле модели

В действительности же наблюдения определяют не точку в пространстве, а некоторую область P . Таким образом, даже когда подобранная модель является единственным решением обратной задачи, измеренное поле, осложнённое ошибками, будет определять область M в пространстве этой модели.

Очень важно, чтобы используемый оператор обратной задачи был устойчив. Если оператор не устойчив, то небольшие отклонения из-за ошибок наблюдения в области измеренного поля приведут к значительным расхождениям модельных решений от истинного (Рис. 2.2). Приблизиться к истинному решению можно, только введя априорные ограничения на модель. Приведённые особенности оператора решения обратной задачи (не

единственность решения, возможное отсутствие точного решения, неустойчивость) относят обратные задачи к классу некорректных.

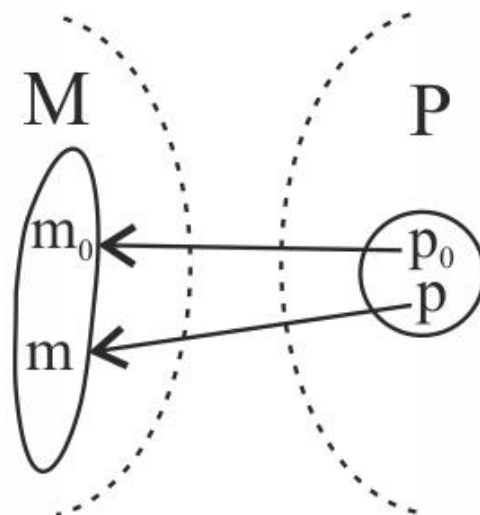


Рис. 2.2. Здесь p – область наблюдений с радиусом – погрешность наблюдений, а p_0 точное значение поля, P – поле среды; m_0 – истинная модель, m – разброс решений от истинного, M – модельное поле (по [82])

Выводы к разделу 2.1

Физико-геологическое моделирование прямых и обратных задач геофизики, не смотря на сложность геологической среды, при правильном применении упрощений позволяет выполнять достоверные построения геологического разреза и делать содержательные выводы и прогнозы.

2.2. Имитационное моделирование дифференциальной гидромагнитной съёмки

Качество данных инженерных гидромагнитных исследований зависит от множества случайных процессов, так или иначе воздействующих на измерительную аппаратуру и ухудшающих результативные характеристики съёмки [37, 72]. Помехи могут быть связаны как с особенностями района работ, так и с методикой наблюдений и зачастую они проявляются в симбиозе. Например, при картировании точечных магнитных масс

практикуют заглубление измерительных приборов [60]. Придонные течения могут сносить магнитометры от запланированной траектории их буксировки, что значительно снижает точность съемки и затрудняет определение местоположения объектов поисков. Непредсказуемой помехой являются вариации магнитного поля, которые становятся интенсивнее и расширяются в спектре с приближением к областям полярных сияний. Учесть представленные помехи среды наблюдений на стадии планирования работ невозможно. Реально скорректировать методику съёмки, оптимально подобрав параметры системы наблюдений, под конкретные задачи исследований.

Для успешной проектировки методики съёмки, которая включает: прокладку достаточно густой, но не избыточной, сети взаимно пересекающихся профилей, выбор дискретности регистрации сигнала и скорости буксировки магнитометров, длины оптимальной базы наблюдений и глубины буксировки приборов и т.д., необходимо иметь представление о параметрах объектов поисков и районе проведения работ. Решение задачи можно рассматривать на основе моделирования, с оценкой оптимальной сети съемочных профилей и методики проводимых наблюдений для обнаружения источников магнитного поля заданных размеров [24, 26, 27, 50, 56].

Имитационное моделирование результатов наблюдений магнитной съёмки, выполняемой при типовых инженерных изысканиях, осуществлялось в системе компьютерной математики MathCad15 [40], где пространственное положение модельных тел и направление векторов их намагничивания задаются пользователем [61]. В качестве модельного объекта был задан вертикально намагниченный шар радиусом $R = 2.5$ м, расположенный на глубине $h = 10$ м и имеющий намагниченность $J = 5$ А/м [47]. Шар хорошо аппроксимирует локальный магнитный объект на дне акватории, например: потерянный якорь, невзорвавшийся боеприпас, обсадную колонну подводной буровой скважины и т.д. При достаточном удалении от уровня наблюдений, магнитное поле такого реального объекта вполне можно уподобить полю

точечного источника (шара). Расчётные значения модуля полного вектора индукции магнитного поля от модели, обозначаемые в данной работе как B , приведены на (Рис. 2.3).

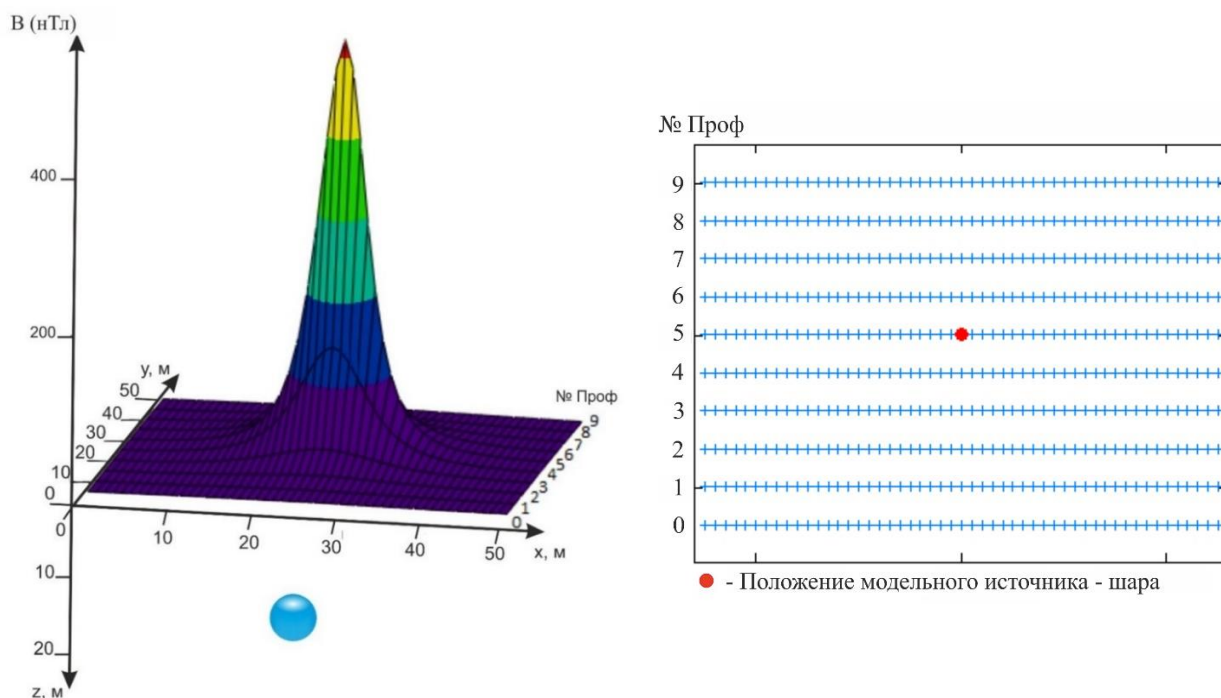


Рис. 2.3. Положение модельного источника – шара, и его магнитное поле

Пространственная анизотропная сеть съёмки представлена десятью профилями с интервалом между ними 5 м, протяженностью 50 м, с расстоянием между точками наблюдений 1 м. Направление простирания профилей было задано параллельным оси ОХ. Точечный модельный объект расположен по центру участка исследований в середине профиля 5. На (Рис. 2.4) показан рассчитанный модуль полного вектора индукции магнитного поля B от шара по центральному профилю – № 5, в нашей системе координат. Принятая ориентировка съёмочной сети позволяет проследить изменение интенсивности магнитных аномалии на разных удалениях от модельного объекта.

Для сопоставления модельной аномалии и аномалии от реального объекта на (Рис. 2.4) приведён график аномальных значений модуля полного вектора напряжённости магнитного поля ΔTa , измеренный в море над буровой скважиной с обсадной колонной. Анализируя представленные

аномалии от модельного B и реального ΔTa объектов, можно убедиться в их схожести, исходя из чего, было решено аппроксимировать шаром магнитоактивные тела техногенной природы.

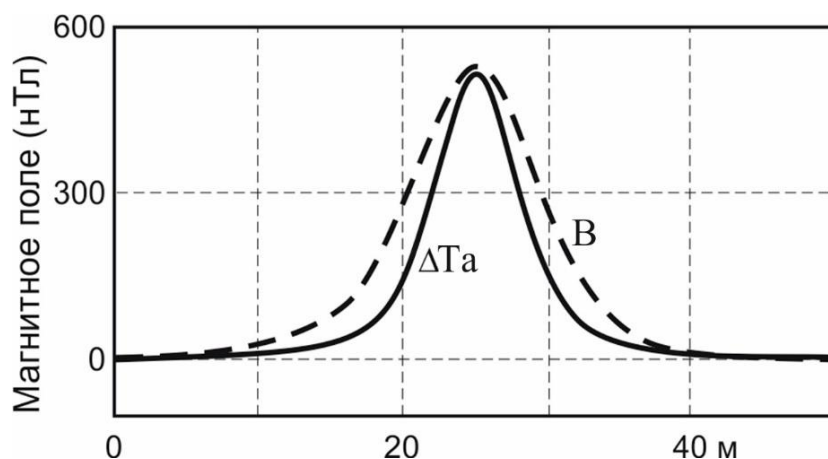


Рис. 2.4. График аномального магнитного поля ΔTa , измеренного над скважиной с обсадной колонной, и вычисленное индуктивное магнитное поле B от шара, расположенного на уровне устья скважины

Выводы к разделу 2.2

Представленная модель является идеализированной средой для дифференциальной съёмки без фактора помех. Абстрактная модель с локальным источником полезного сигнала, как показано в сравнении, вполне соответствует реальному объекту поисков и необходима для определения оптимальной методики дифференциальной гидромагнитной съёмки. Модельный эксперимент позволит нам почувствовать работу измерительной системы градиента и даст возможность выполнить эффективную настройку параметров съёмки. На основе моделирования можно сформулировать оптимальную методику наблюдений, необходимую для достоверного обнаружения источника полезного сигнала.

2.3. Оптимизация методики дифференциальной съёмки

При проектировании работ параметры съёмки стараются выбрать таким образом, чтобы поставленная задача была решена, но при этом число

измерений на единицу площади было минимальным, то есть, чтобы съемка была как можно дешевле. При этом для расчетов аномального поля рекомендуется выбирать наименее «контрастный» объект, который будет создавать наименьшую аномалию, а значит который труднее всего выделить. Это необходимо для того, чтобы его не пропустить. Пропуск объекта – называют ошибкой первого рода, а обнаружение не существующего – ошибкой второго рода [65].

Исходя из решения прямой задачи и представлений о геологическом строении района, выбираются оптимальные параметры дифференциальной гидромагнитной съёмки: съёмочная сеть и пространственная база наблюдений конечного градиента магнитного поля. Как известно, интенсивность аномального магнитного поля от объекта зависит от расстояния между точкой наблюдения и центром источника аномалии – r [61]. Расстояние по горизонтали от эпицентра шара до точки наблюдений x равно:

$$x = r \sin \varphi, \quad (2.1)$$

где φ – угол между вектором нормали из центра шара к плоскости наблюдений и вектором r , или в тождественной форме:

$$x = (r^2 - h^2)^{1/2}, \quad (2.2)$$

где h – глубина до центра шара. Отметим, что в качестве горизонтального расстояния x далее будем понимать не только расстояние между точками наблюдений по профилю, но и величину интервала между галсами L .

Для выбора шага по профилю и расстояния между галсами необходимо определить ширину аномалии, которая берётся на уровне нижнего аномального предела Ta_{min} :

$$Ta_{min} = Tf + 3\sigma, \quad (2.3)$$

где Tf – фоновые значения поля, а σ – среднеквадратическая погрешность. При фоновых значениях близких к нулю минимальное аномальное значение должно быть больше утроенного значения погрешности съёмки.

$$Ta_{min} \geq 3\sigma. \quad (2.4)$$

Аномалия считается достоверной, если она зафиксирована на трёх профилях [65, 66].

Модельный пример зависимости интенсивности полезного сигнала МП от расстояния по горизонтали (при величине $h = 10$ м) показан на (Рис. 2.5). Пороговое значение погрешности съёмки σ принято равным 1.5 нТл, демонстрирует, что максимально возможный межпрофильный интервал $L \leq 20$ м. Данного расстояния достаточно для пространственного подсечения искомого объекта как минимум на трех галсах. При этом выбор существенно меньшего значения L , например, 5 м будет избыточным, поскольку применять такую густую сеть профилей на практике, при решении подобной задачи, экономически не целесообразно.

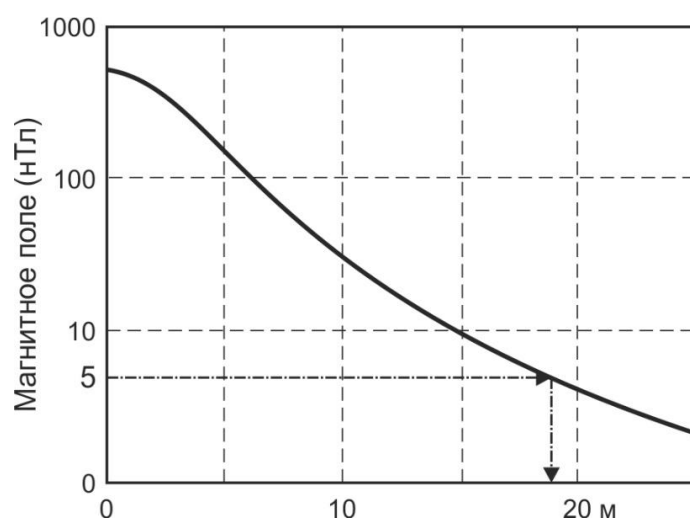


Рис. 2.5. График логарифмической зависимости интенсивности магнитного поля от горизонтального расстояния до эпицентра шара

Предложенный подход к оценке параметров сети наблюдений дифференциальной гидромагнитной съёмки позволяет сэкономить средства на проведение работ и гарантирует пространственную локализацию заданного искомого объекта.

Важным аспектом дифференциальной гидромагнитной съёмки является выбор оптимальной базы наблюдений, от которой зависит детальность съёмки. Восстановление поля производится по измеренному градиенту,

который относится к середине измерительной системы. Тем самым, при восстановлении поля происходит осреднение аномалии на длине базы, в силу чего необходимо стремиться к минимизации длины измерительной системы. Однако, при уменьшении базы возрастает относительная ошибка измеренного градиента и ошибка восстановленного поля, вычисляемого как:

$$T12(x) = \int_0^x G(t)Vdt, \quad (2.5)$$

$$V = \frac{x}{t}, \quad (2.6)$$

где V (м/с) – скорость буксировки датчика, x (м) – расстояние от начала профиля до судна в момент регистрации значений поля, t (с) – время измерений, $G(t)$ – рассчитанный градиент магнитного поля по профилю. В силу изложенных соображений выбор базы наблюдений должен определяться опытным путем по известному полю от заданного модельного объекта исследований.

Для нашей модели выбрана база 4 м, которая незначительно искажает аномалию, как над шаром, так и на соседних профилях (Рис. 2.6). Заданная величина измерительной базы наблюдений определяет размеры целевых объектов поисков. В нашем случае источник сигнала имеет размеры 5 метров. Анализируя приведённые графики, можно увидеть, что аномалия, зафиксированная по профилю № 5, имеет большие искажения в максимуме, чем на профиле № 4. Следовательно, при восстановлении поля по градиенту происходит искажение аномалии, проявляющееся тем сильнее, чем более дифференцировано поле на интервале базы наблюдений. Таким образом, при проведении инженерной дифференциальной съёмки длина базы наблюдений не должна превышать размеров потенциальных объектов поисков [50, 56]. Данный факт необходимо обязательно учитывать при проведении измерений градиента магнитного поля.

Частота регистрации данных влияет на ошибку измерений, поскольку шаг дискретизации поля влияет на точность учёта вариационной помехи (детальность описания вариации). В тоже время избыточная дискретизация

данных приводит к увеличению ошибки наблюдений. Это связано с тем, что методика градиентометрии при частых измерениях на длинных профилях при интегрировании (восстановлении поля) приводит к суперпозиции ошибок наблюдений, связанных с погрешностью определения координат измерительной системы градиентометра.

Частоту дискретизации данных необходимо задавать исходя из размеров используемой базы наблюдений. Частота дискретизации не должна превышать $\frac{1}{4}$ величины заданной базы наблюдений, что требуется для описания измеряемого поля на величине базы наблюдений (Рис. 2.6 (а-б)). Также важно согласовывать частоту опроса данных со скоростью буксировки магнитометров. Таким образом, детальность дифференциальных измерений при инженерных изысканиях определяют два основных параметра: шаг расчёта градиента и размер базы наблюдений.

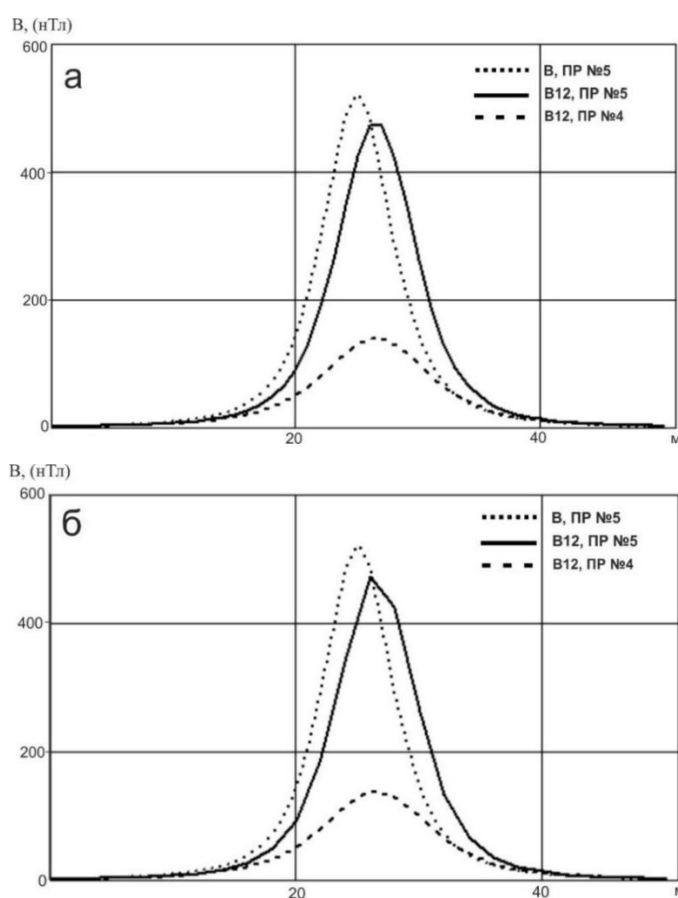


Рис. 2.6. Графики восстановленного магнитного поля шара *B12* по расчётному горизонтальному градиенту, для профиля № 5 и для профиля № 4 (см. Рис. 2.3), *B* - модельное поле шара. Рисунок (а) – шаг расчёта градиента 1 метр, (б) – 2 метра, база наблюдений в обоих случаях 4 метра

По курсовому градиенту вычисляется постоянная составляющая модуля вектора напряженности магнитного поля. Курсовой градиент зависит от пространственного положения буксируемой измерительной системы относительно координат (X, Y, Z) и судна. Стабилизация измерительной системы в пространстве и определение ее координат с заданной точностью задача технически трудно разрешимая. На практике часто можно столкнуться с неравнозначными аномалиями от магнитоактивного объекта, зафиксированного дифференциальной установкой по профилю наблюдений. Это хорошо иллюстрируют полевые данные, полученные в море над скважиной с обсадной колонной (Рис. 2.7) [29, 46].

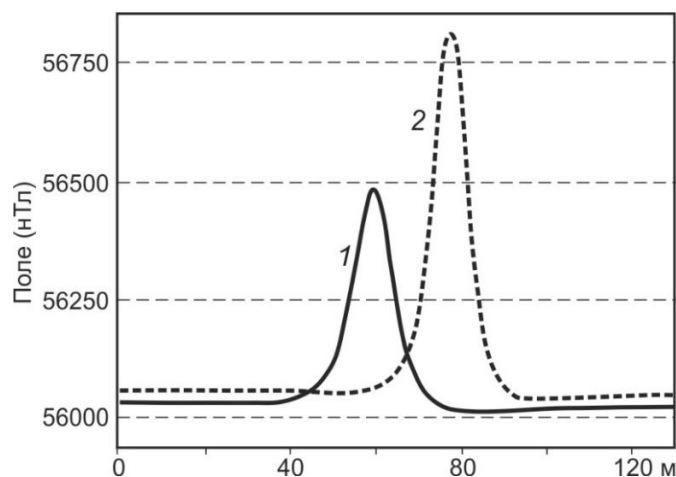


Рис. 2.7. Графики значений модуля полного вектора напряжённости магнитного поля над скважиной с обсадной колонной при измерении в одном рейсе продольным градиентометром на базе 20 метров: 1 и 2 – номера магнитометров

В приведённом примере интенсивность аномалий, зарегистрированных 1-ым и 2-ым прибором, отличается, примерно, на 300 нТл, что связано с положением приборов на разной высоте над скважиной. Второй датчик буксировался ниже, чем первый, в связи с чем его аномалия имеет более интенсивный характер и продолжительность. В данном случае база горизонтального градиентометра была 20 м. Этот пример наглядно демонстрирует, к чему может привести даже незначительное смещение

приборов в пространстве. Таким образом, при проведении гидромагнитной съёмки проблемой является удержание в стабильном положении датчиков измерительной системы. Невозможность фиксирования положения магнитометров в пространстве приводит к увеличению погрешности при восстановлении поля. Для корректного измерения градиента и точного вычисления вариаций по восстановленному полю, требуется одинаковая чувствительность самих измерительных датчиков и синхронность их работы.

Во избежание эффекта сходного с девиацией необходимо обеспечить герметичную стыковку магнитометров с трос-кабелем. При попадании воды в гондолу или кабель протонного магнитометра, показания начинают колебаться с изменением курса судна. В таком случае полученные данные считаются некондиционным. Можно предположить, что указанное явление имеет гальваническую природу. Во время поляризации датчика на участке кабеля с нарушенной изоляцией образуется контактная разность потенциалов, за счет которой во время измерения через обмотку протекает постоянный ток. Магнитное поле этого тока проявляется так же, как и поле ферромагнитных источников девиации.

Для исключения переменной части измеренного поля (курсовой девиации) и устранения помех не геологической природы применяют итерационный метод уравнивания наблюдений, выполненных по сети пересекающихся профилей [35, 45]. Методика уравнивания предполагает вычисление разностей в точках пересечения рядовых и секущих профилей, по значениям которых выделяется систематическая погрешность измерений на отдельных галсах и оценивается методом наименьших квадратов. При анализе расхождений вдоль галса предполагается, что погрешности измерений остальных галсов в точках пересечений с данным взаимно независимы и имеют нулевое математическое ожидание. Поэтому отличие среднего расхождения на галсе от нуля интерпретируется как постоянная погрешность этого галса. Если же обнаруживается медленно изменяющаяся составляющая, то она также интерпретируется как погрешность этого галса и

сглаживается вдоль профиля. Таким образом выделяют низкочастотную составляющую ошибки, которая затем вводится как поправка к измеренным значениям поля. Последняя поправка, очевидно, представляет девиационную составляющую переменной части аномального магнитного поля.

Процесс итерационного уравнивания за счёт последовательного ввода поправок в рядовые и секущие профили позволяет постепенно минимизировать невязку измеренного поля в точках пересечений съёмочной сети. Таким образом удаётся пошагово учитывать меняющуюся от итерации к итерации зависимость в расхождениях измерений, которая с каждым новым циклом будет переходить из низкочастотной области в более высокочастотную. Для качественной реализации таких циклов уравнивания требуется густая и регулярная (без перерывов) сеть наблюдений с большим числом пересечений рядовых профилей с секущими, с фиксацией концов галсов по периметру участка работ. Уравнивание сети наблюдений методом итераций повышает итоговую точность съёмки и делает поле более однородным.

Помехи и ошибки наблюдений не всегда возможно корректно описать полиномами, что сказывается на виде итоговой карты АМП. После уравнивания наблюдений на результирующей цифровой модели поля могут наблюдаться затяжки линейной формы. Такие особенности ярко подчёркиваются в режиме цветовой псевдорельефной карты (color shaded relief map), реализованной в программном комплексе Geosoft Oasis Montaj. Для их удаления, то есть для увязки площадных данных, за рубежом разработаны технологии, получившие название «microlevelling» - микровыравнивание. Методика микровыравнивания, реализованная на базе программного комплекса Geosoft Oasis Montaj, подробно описана в работе А.А. Черных и др. [78]. При правильном подходе увязка съёмки повышает качество и информативность итоговой карты, не искажая тонкую структуру геофизических полей. Микровыравнивание позволяет выделять слабые

локальные аномалии, источники которых могут находиться в осадочном чехле [78, 89].

При уравнивании и увязке наблюдений важно помнить, что изначально ошибку измерений полностью исключить нельзя. Этого делать и не стоит хотя бы потому, что непрерывные записи приборов на протяжении всей съёмки не являются взаимно независимыми по отдельным профилям, как изначально предполагается в процессе уравнивания. Значения невязок при уравнивании съёмки как бы размазываются по всей площади работ. Пример ухудшения качества итоговой карты от избыточного уравнивания наблюдений представлен в работе В.А. Журавлёва [35]. Чрезмерные старания притянуть измеренные значения поля друг к другу, могут привести к искажению формы высокочастотных аномалий от потенциальных объектов поисков.

Таким образом, присутствие в съёмках погрешности, превышающей чувствительность самого измерительного датчика прибора, сегодня считается вполне допустимой. Например, абсолютная точность протонных магнитометров SeaSPY2, основанных на эффекте Оверхаузера, составляет порядка 0.1 нТл, а результирующие карты при соблюдении всех требований методики съёмки и обработки данных получаются с погрешностью в пределах $\pm 1-1.5$ нТл [57, 93, 100]. Такие наблюдения можно считать качественными и высокоточными.

Выводы к разделу 2.3

Таким образом, можно сделать принципиальный вывод: дифференциальная гидромагнитная съёмка обладает высокой разрешающей способностью, при корректном задании методики наблюдений на стадии планирования работ. Размеры объектов поисков и гидродинамическая обстановка в районе работ являются условиями, задающими методику магнитных наблюдений. К главным параметрам методики съёмки можно отнести: дискретность регистрации данных и скорость буксировки

магнитометров, длина базы градиента и глубина буксировки измерительной системы, регулярная сеть наблюдений. Необходимо использовать идентичные приборы с одинаковой чувствительностью измерительных датчиков, настроенные на синхронную работу, и согласовывать частоту опроса данных со скоростью буксировки приборов. При настройке частоты опроса данных необходимо учитывать величину используемой базы системы магнитометров. Дискретизация отсчётов магнитометров по профилю съёмки не должна превышать $\frac{1}{4}$ величины заданной базы наблюдений. Таким образом, детальность дифференциальных измерений при инженерных изысканиях определяют: шаг расчёта градиента и размер базы наблюдений.

2.4. Дифференциальная гидромагнитная съёмка с заглублением измерительной системы магнитометров

Дифференциальная магнитометрия эффективно используется при изучении геологического строения территорий и для решения инженерных задач. Особое место в магнитометрических исследованиях занимают поиски локальных объектов, залегающих на относительно небольшой глубине. Задачи такого рода относятся к типичным задачам инженерных магнитных исследований [17, 37, 70], практические наблюдения при которых достаточно сложны. Сложность заключается в том, что измерительные датчики могут отклоняться от запланированной траектории их движения, в частности проходить на разной высоте над объектами поисков [58, 93].

При проведении региональных исследований база наблюдений задаётся до 100 м, а сеть наблюдений может закладываться с шагом в первые 10-ки км. При инженерных изысканиях съёмочная сеть наблюдений сгущается до шага в 10-ки метров, а база наблюдений составляет 10 м [37, 70]. Помимо уменьшения базы наблюдений при поисках локальных магнитных масс техногенного генезиса на дне акваторий практикуют заглубление дифференциальной измерительной системы. Магнитометры удерживают в коридоре глубин 10-20 метров от поверхности дна, но при этом

измерительные датчики могут перемещаться на разной высоте. Магнитометр, находящийся ближе к источникам поля, оказывается более чувствительным к незначительным изменениям магнитной массы. В результате по двум каналам дифференциальной системы получают расходящиеся значения измеренного поля в заданных точках регистрации. Разница может выражаться как в смене уровня записей, так и в самой форме, амплитуде графиков измеренного поля.

Методика работ

В полевом сезоне 2022 года специалисты АО «МАГЭ» на ИС «Аквамарин» выполнили гидромагнитные наблюдения в южной части шельфа Карского моря на участке инженерно-геологических изысканий площадью 25 км². Измерения проведены на 51 меридиональном и 26 широтных профилях. Расстояние между меридиональными профилями – 100 м, широтными – 200 м. Длина каждого профиля 5 км. Всего на объекте выполнено 385 пог. км гидромагнитных наблюдений. Местоположение участка работ приведено в разделе 5.2 на рисунке 5.1.

Для измерения вариаций была установлена MBC Sentinel (Канада) в 3-х км от участка съёмки. Независимая регистрация вариаций дала возможность провести параллельную обработку результатов съёмки двумя способами, по градиентометрической методике и по стандартной формуле:

$$\Delta T_a = T - T_n - \delta T \quad (2.7)$$

где T — измеряемая величина, модуль полного вектора индукции МП, T_n — нормальное МП Земли, δT — вариации МП.

Измерения модуля полного вектора индукции МП T проводились магнитометром SeaSPY2 производства Marine Magnetics (Канада), с точностью измерительного датчика 0.1 нТл. Для определения глубины погружения магнитометра в нём установлен датчик давления. Пространственная привязка съёмочных галсов осуществлялась системой

подводного гидроакустического позиционирования Sonardyne Ranger 2 USBL с точностью ± 0.5 м. Регистрация данных осуществлялась с частотой дискретизации 1 с [52].

Анализ данных гидромагнитной съёмки

При обработке данных градиентометрических магнитных съёмок с заглублением измерительной системы магнитометров основной задачей является корректное разделение измеренного поля T на постоянную и переменную части. Располагая опорным значением T в некоторой точке P_0 , и непрерывной записью курсового градиента $\partial T / \partial l$ вдоль траектории судна $P(x(t), y(t))$, оценку постоянной составляющей модуля вектора напряжённости магнитного поля Земли можно найти по формуле [32]:

$$T(P) = T(P_0) + \int_{P_0}^P \frac{\partial T}{\partial l} dl, \quad (2.8)$$

где интеграл вычисляется по кривой $P(x(t), y(t))$, а dl - длина базы градиентометрической системы наблюдений. В свою очередь, оценка величины вариации $\delta T(t)$ в произвольной точке траектории судна P определяется как:

$$\delta T(P(t)) = \frac{T_1(P) + T_2(P)}{2} - T(P). \quad (2.9)$$

Исходя из представленных формул (2.8) и (2.9), можно сделать вывод, что чем точнее восстановлено магнитное поле по измеренным каналам, тем ближе рассчитанные значения вариаций к действительности.

В результате восстановления магнитного поля по представленным формулам (2.7 и 7.8), СКП съёмки составила: до уравнивания ± 107.6 нТл, после уравнивания полиномами 0 и 1 степени ± 34.7 нТл. На (Рис. 2.8 (а)) приведена схема графиков восстановленного магнитного поля после уравнивания.

Для оценки качества исходных данных и сопоставления результатов восстановления поля на (Рис. 2.8 (б)) представлены уравненные значения МП по первому прибору с учётом МВС. СКП съёмки до уравнивания составила: ± 2.8 нТл, после уравнивания полиномом 0 степени ± 2.0 нТл, после уравнивания полиномами 1-7 степени несколькими циклами ± 1.2 нТл. Из сопоставления схем графиков (см. Рис. 2.8) видно, что восстановление поля по дифференциальной методике выполнено некорректно.

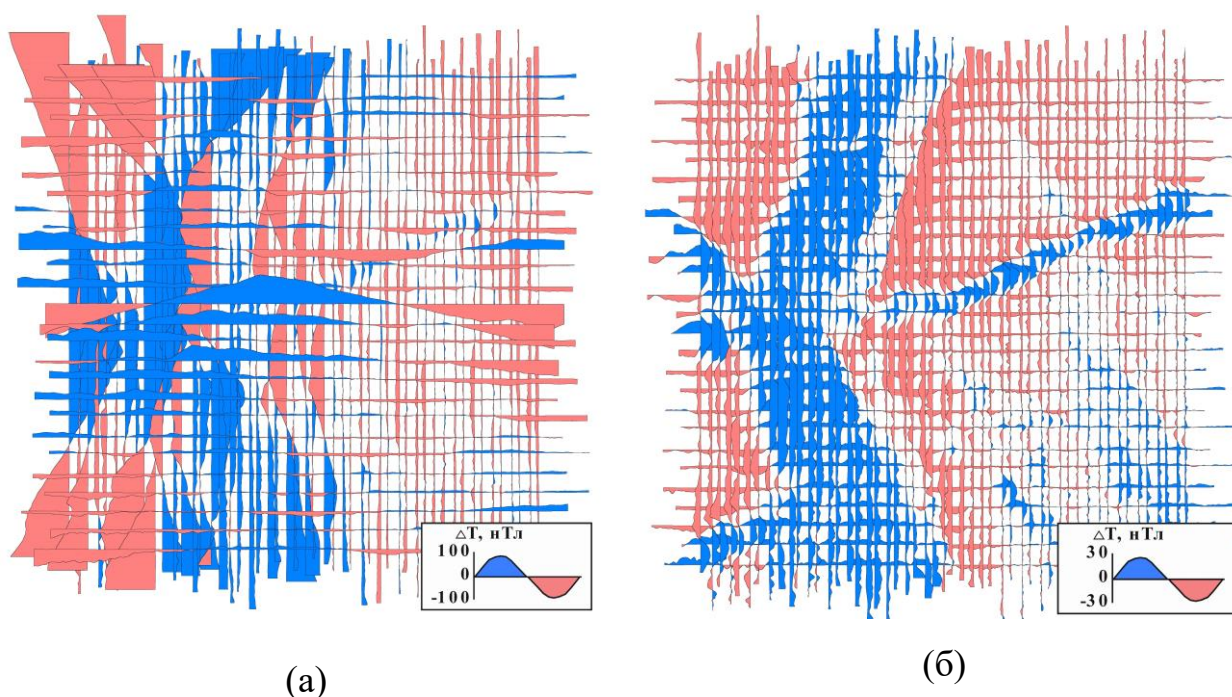


Рис. 2.8. Схемы графиков АМП: (а) - восстановленного по методике дифференциальной съёмки, (б) - по первому прибору с учётом данных МВС. Размеры участка работ 5*5 км.

Для определения причин некорректного восстановления МП рассмотрим исходные и расчётные данные на одном из профилей. На (Рис. 2.9) представлены графики модуля полного вектора магнитной индукции (T_1 и T_2), измеренные градиентометрической системой наблюдений. На графиках показано, что измеренные данные имеют сходимость по детальности, оба прибора прописывают локальные неоднородности. Однако по мере измерения МП по профилю на отметке 3,4 км меняется уровень в

записях приборов, и, таким образом, на профиле явно выделяется два участка с разным уровнем поля. Забегая вперёд, отметим, что для корректного восстановления поля необходимо, чтобы значения измерений по каждому каналу градиентометра находились на одном уровне друг от друга, т.е. уровень должен быть постоянным.

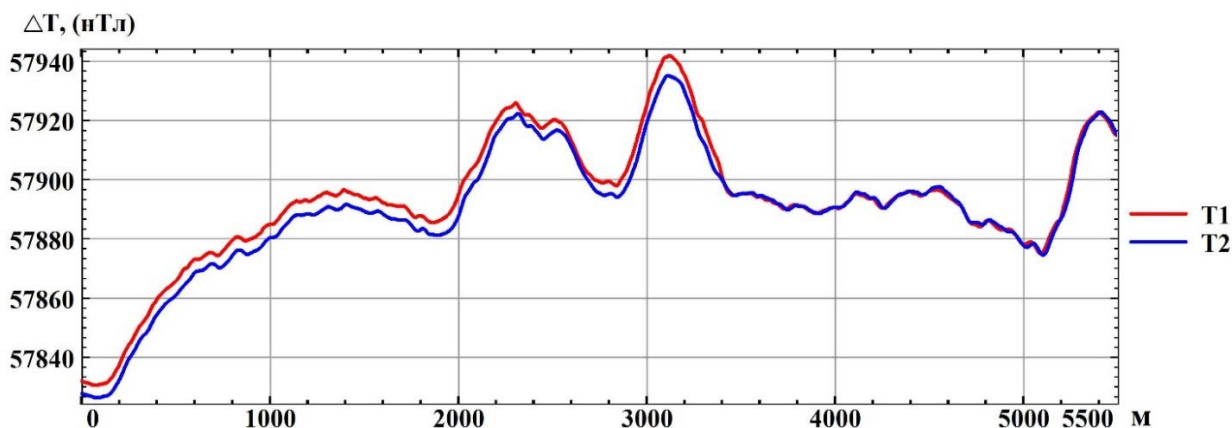


Рис. 2.9. Графики модуля полного вектора индукции магнитного поля, измеренного магнитометрами SeaSPY-2, база наблюдений 10 м. T1 и T2 - записи первого и второго магнитометров (нТл).

Постоянная составляющая модуля вектора напряженности магнитного поля (восстановленное поле) вычисляется по курсовому градиенту, который в общем случае зависит от пространственного положения буксируемой измерительной системы и судна. Таким образом, корректно учесть вариации магнитного поля и рассчитать восстановленное магнитное поле по данным наблюдений (см. Рис. 2.9), представляется весьма проблематичным. Результаты стандартной обработки, приведённые на (Рис. 2.10), показывают, что восстановленное магнитное поле находится практически в полной обратной корреляции с вариациями МП. Такие соотношения между аномалиями и вариациями – представляются практически невероятными. На (Рис. 2.10) также представлен график вариаций, измеренных на МВС - T_var, который подтверждает, что расчётные вариации не соответствуют действительности.

Причина некорректного восстановления магнитного поля кроется в нестабильности измерительной системы при измерениях МП с заглублением измерительной системы магнитометров. На представленных графиках измеренного поля (см. Рис. 2.9) наблюдается два участка с разным уровнем записи поля между приборами. От 0 до 3.4 км профиля измерительная система шла в одних условиях, виден просвет между графиками T1 и T2. После отметки 3.4 км от начала профиля произошёл снос приборов, уровень между ними изменился и в восстановленном поле начинает меняться тренд (см. Рис. 2.10). Так как вариации рассчитываются с помощью формулы (2.9), в которой фигурирует восстановленное поле, наведённый тренд зеркально переходит в вариации (с обратным знаком). Таким образом, для корректного восстановления поля необходимо значения измерений по каждому каналу градиентометра привести к единому общему уровню.

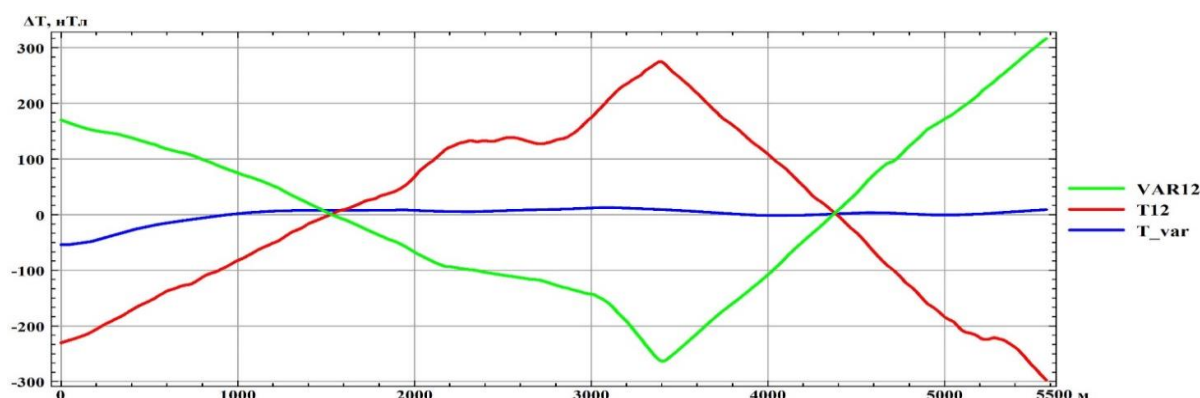


Рис. 2.10. Графики восстановленного поля (T12) по записям приборов T1 и T2, (см. рис. 2.9), вычисленные вариации магнитного поля (Var12), и измеренные вариации MBC (T_var)

Следовательно, часть профилей, которая изначально выбивается из общей статистики (см. Рис. 2.8 (а)), требует детального анализа и коррекции уровня. Так как в каналах данных измеренного поля присутствуют локальные флуктуации уровней МП, для восстановления полезного сигнала требуется вводить корректирующую поправку в один из каналов данных. Для определения необходимой поправки вернёмся к рассматриваемому профилю

(см. Рис. 2.9), для которого найдём разность между первым и вторым прибором (Рис. 2.11 – diff_T1_T2 на графике). В данной разности вариации МП обнулились, остался градиент от аномалий МП на величине базы наблюдений и градиент расхождений между приборами за счёт их смещения. Смещая второй датчик поля вперёд на величину базы наблюдений (в нашем случае 10 м), найдём разность между датчиками (Рис. 2.11 – diff_T1_T2 lag на графике). Фактически этот приём исключает локальные аномалии МП, синхронно зафиксированные приборами, но сохраняет градиент поля за счёт смещения приборов и добавляет градиент поля вариаций. На графике усреднённой суммы указанных выше разностей, обозначенном как sum_diff на (Рис. 2.11), выявляются области, где графики «смещённых» наблюдений повторяют друг друга, и области, где наблюдаются локальные аномалии или вариации МП.

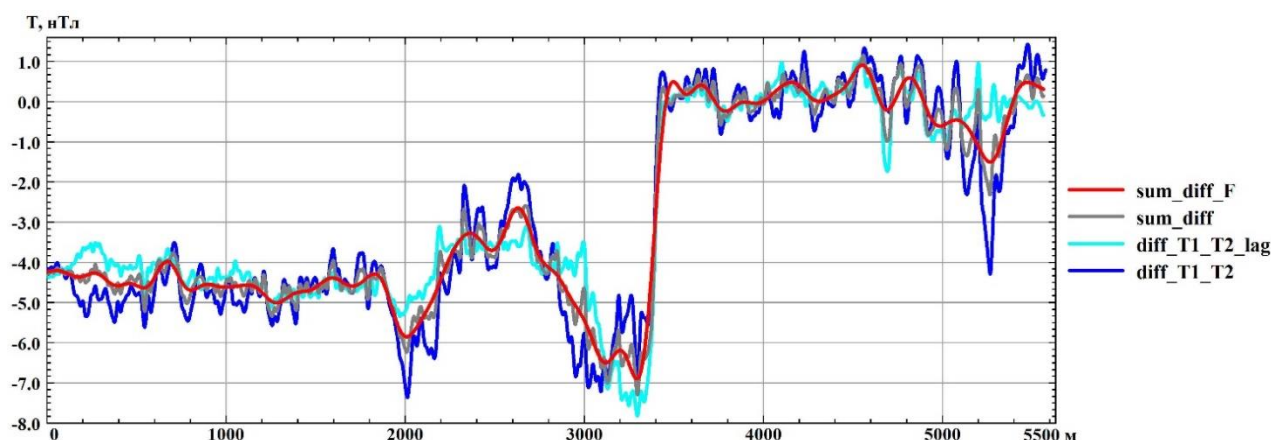


Рис. 2.11. Графики разности 1-го и 2-го прибора – diff_T1_T2 и diff_T1_T2_lag . График sum_diff – усреднённая разность между приборами, а sum_diff_F – усреднённая разность между приборами после фильтрации.

На следующей стадии обработки применим низкочастотное сглаживание разностного поля. Сглаживание требуется для удаления высокочастотной компоненты, связанной с остаточными аномалиями и вариациями. Подобрать оптимальный параметр фильтрации помогают

контрольные расчёты восстановленного поля и вариаций, а также анализ значений невязок поля в точках пересечения профилей.

Введём рассчитанную таким образом поправку в первый датчик поля, который был выбран как опорный. Полученный график поля, обозначенный как T1_Level, показан на (Рис. 2.12). После ввода поправки измерительные приборы находятся в едином уровне, предлагаемая процедура обработки исключает флуктуации МП в каналах регистрации. Результаты обработки, показанные на (Рис. 2.13), демонстрируют надёжное восстановление локальных аномалий по скорректированным данным. Важно заметить, что из общего набора профилей 94% подверглись коррекции уровней.

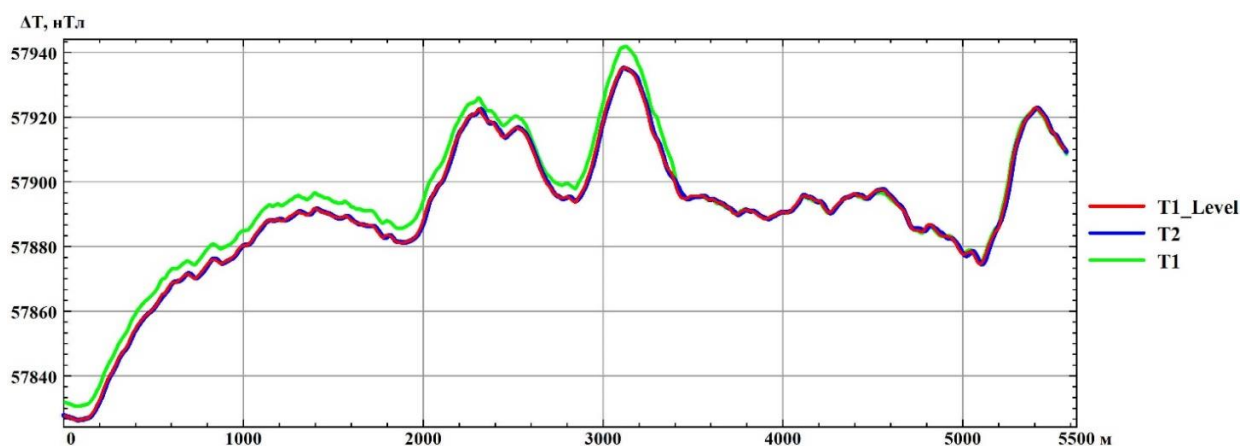


Рис. 2.12. Графики модуля полного вектора индукции магнитного поля, измеренного магнитометрами SeaSPY-2 до ввода поправки - T1 и после коррекции – T1_Level

Анализируя представленные графики на (Рис. 2.13), можно увидеть, что часть полезного среднечастотного и низкочастотного сигнала всё-таки рассеивается между вариациями и восстановленным полем. Всё дело в том, что при расчёте корректирующей поправки на данный момент нет жёстких критериев для разделения остаточных аномалий и вариаций магнитного поля. Степень фильтрации корректирующей поправки, как уже упоминалось ранее, подбирается на основе проверочных расчётов восстановленного поля с учётом статистики невязок полученного результата. Кроме того, здесь важно заметить, что расчётные и измеренные вариации МП имеют разный шаг

дискретизации по времени. Расчётные вариации кратны временному шагу регистрации сигнала по профилю – 1 секунда (или 3 метра), а данные МВС пишутся с дискретностью в 1 минуту (или 180 метров), что связано с возможностями автономной работы донной станции.

После корректировок уровней и пересчёта восстановленного поля было проведено уравнивание съёмки. СКП съёмки составила: до уравнивания ± 92.9 нТл, после уравнивания полиномами 0 и 1 степени ± 5.0 нТл, после уравнивания полиномами высших степеней ± 2.8 нТл. Важно заметить, что уравниванию полиномами выше 3-й степени были подвергнуты менее 10% профилей из всего набора данных. Таким образом, для скорректированных данных в 90% случаев нет необходимости использовать полиномы высоких степеней, так как в восстановленном поле исключаются наведённые градиенты. На (Рис. 2.14 (а)) представлена схема графиков восстановленного поля после уравнивания.

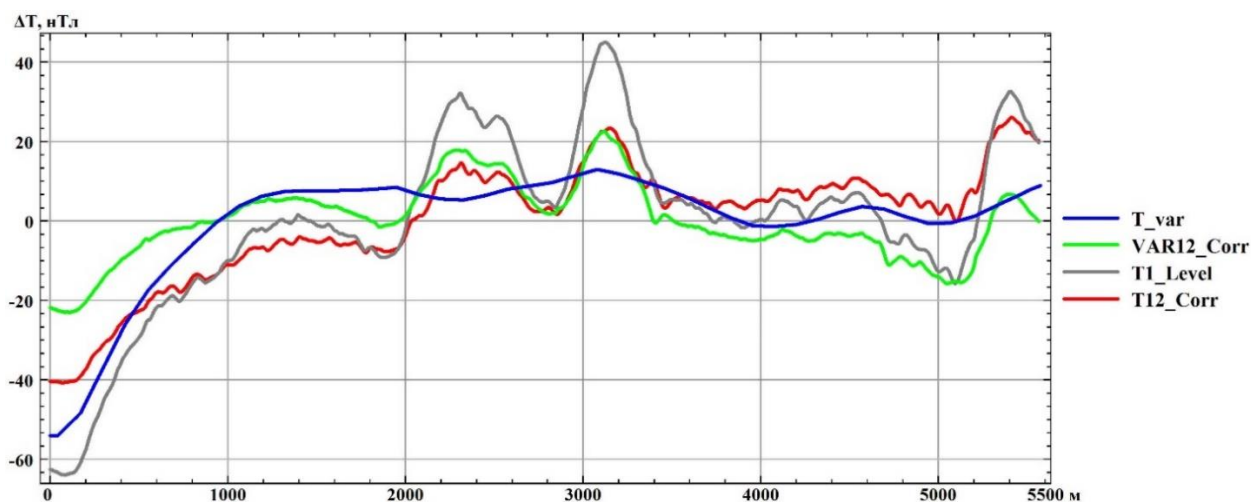


Рис. 2.13. Графики восстановленного МП - T12_Corr после коррекции уровня поля, расчётные и измеренные на МВС вариации: VAR12_Corr и T_var, а также измеренное поле по первому прибору после коррекции уровня - T1_Level

Анализ полученной схемы графиков (Рис. 2.14 (а)) показывает, что дифференциальная съёмка на измерительной базе 10 м с корректировкой уровней в данных работает как фильтр высоких частот. Основные

особенности тонкой структуры МП на схеме графиков проявлены, но не так интенсивно, как прорисовываются на схеме графиков с применением вариационной станции (см. Рис. 2.8 (б)).

Для оценки точности построений, была рассчитана разность между аномальным магнитным полем с учётом данных МВС и восстановленным полем по дифференциальной методике с корректирующей поправкой уровня (Рис. 2.14 (б)). Здесь стандартное отклонение для разности по всем профилям составляет 6.5 нТл, а стандартное отклонение для разности аномального магнитного поля с учётом данных МВС с исходным восстановленным магнитным полем без корректирующей поправки (Рис. 2.8 (б - а)) – 41.4 нТл. Таким образом, полученное сравнение точностей построений демонстрирует значимое улучшение качества восстановления аномального поля.

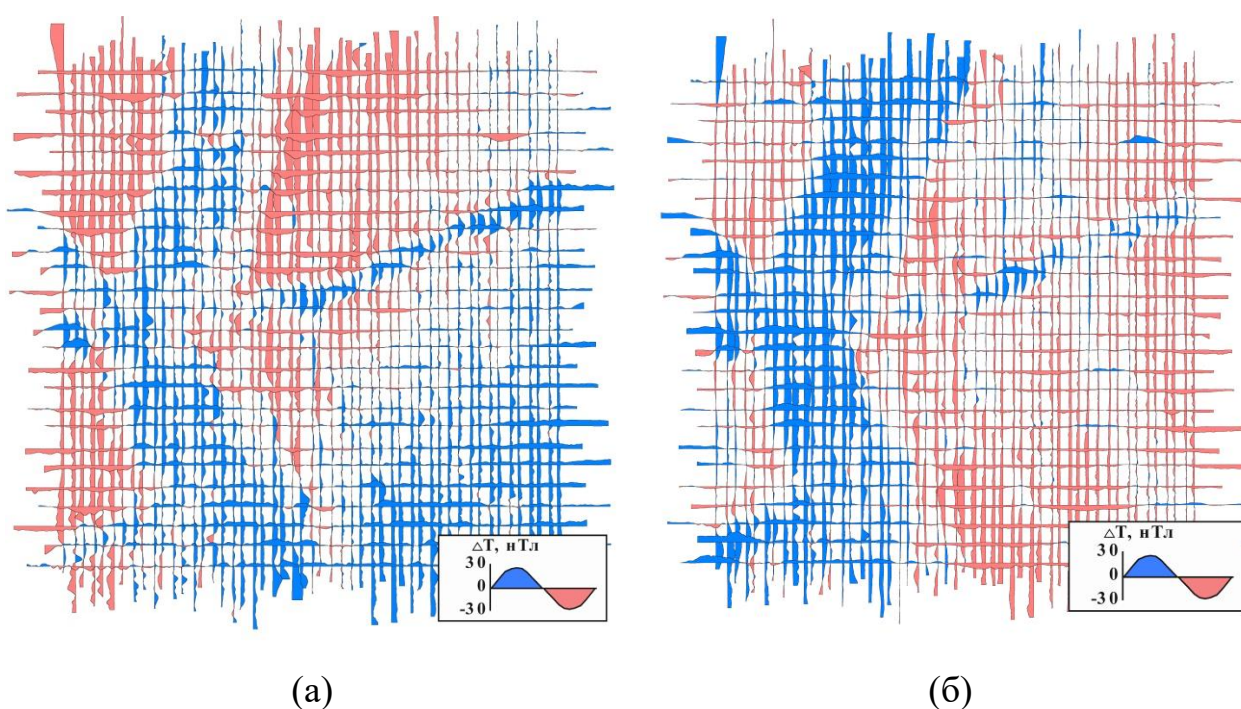


Рис. 2.14. Схема графиков восстановленного поля после корректировки уровня и уравнивания - (а), (б) - разность между аномальным магнитным полем по первому прибору с учётом данных МВС (см. Рис. 2.8 (б)) и восстановленным полем после корректировки уровня. Размеры участка работ 5*5 км.

Эффективности дифференциальной гидромагнитной съёмки при стабилизации измерительной системы магнитометров можно продемонстрировать ещё одним способом. Для этого возьмём расчёт разности между первым и вторым датчиком, после смещения второго прибора на точку первого магнитометра - 10 метров. Указанная разность содержит в себе уровень между датчиками измерительной системы – искомая корректирующая поправка стабилизации системы магнитометров, и градиент вариаций магнитного поля, появившийся за счёт искусственного приведения приборов к одной точке – первому магнитометру. Так как у нас есть записи МВС в районе работ, можно также посчитать их градиент при смещении на 10 метров и затем его учесть, для выделения искомой корректирующей поправки. Исключив градиент вариаций из расчётной разности между первым и вторым датчиком, была выделена корректирующая поправка для измерительной системы магнитометров. Ввод указанной поправки в записи первого магнитометра даёт следующий результат (Рис. 2.15).

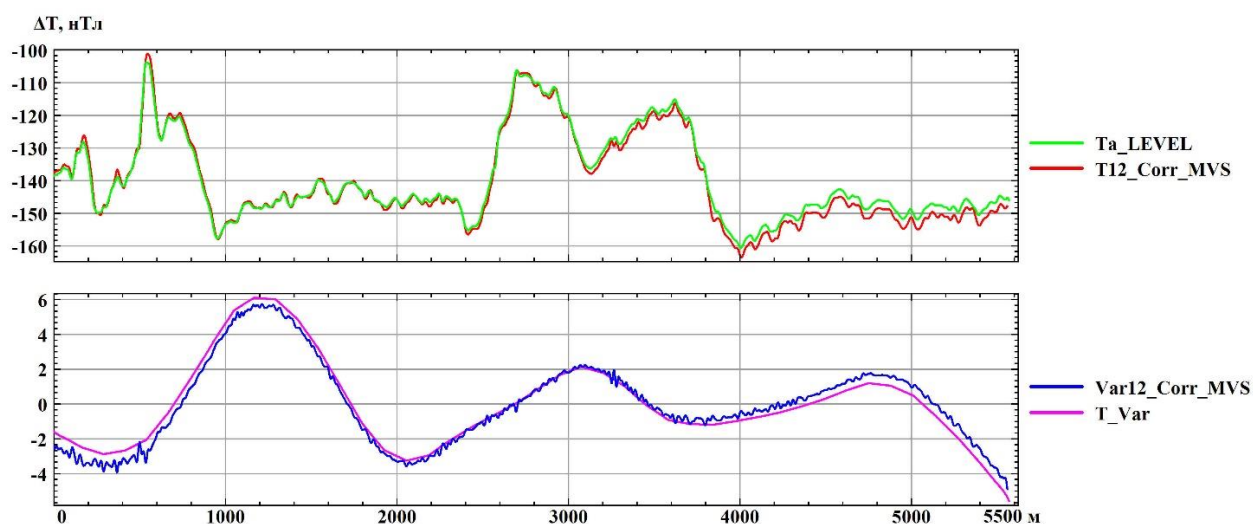


Рис. 2.15. График восстановленного МП - T12_Corr_MVS после введения корректирующей поправки в первый прибор с привлечением данных МВС, а также измеренное поле по первому прибору после учёта вариаций - Ta_LEVEL, расчётные - VAR12_Corr_MVS и измеренные на МВС вариации - T_Var

На представленных графиках показано, что введённая поправка уровня с учётом данных градиента МВС приводит восстановленное поле (T12_Corr_MVS) к полному соответствию с полем, рассчитанным по первому прибору, с применением МВС (Ta_LEVEL). Также корректность расчётов подтверждается сопоставлением измеренных (T_Var) и расчётных (Var12_Corr_MVS) вариаций МП. Важно заметить, что так как дифференциальная съёмка проводится с дискретностью 1 секунда, а вариации на МВС пишутся один раз в минуту, дифференциальная методика позволяет более детально учесть короткопериодную составляющую вариаций МП, протекающую непосредственно в области расположения измерительной системы магнитометров.

После корректировок уровней и восстановления поля было проведено уравнивание съёмки. СКП съёмки составила: до уравнивания ± 92.8 нТл, после уравнивания полиномами 0 и 1 степени ± 1.77 нТл (Рис. 2.16). Важно заметить, что съёмка, рассчитанная с учётом второго магнитометра и вариаций по МВС, после уравнивания полиномами 0-1 степени, имеет такую же невязку наблюдений. После уравнивания полиномами 2-7 степени СКП составила ± 1.5 нТл. В корректно восстановленном поле полностью исключаются наведённые градиенты. Таким образом, для скорректированных данных при уравнивании практически нет необходимости применять полиномы выше 1-й степени.

Сопоставление полученных результатов показывает, что нестабильность измерительной дифференциальной системы магнитометров в пространстве существенно влияет на получаемое качество данных. Для получения качественных результатов высокоточной морской градиентометрической съёмки необходимо максимально стабилизировать измерительную систему и исключить её вертикальные колебания, что практически сложно добиться при съёмке с заглублением измерительной системы магнитометров. Предложенный подход с методикой коррекции позволяет исключить наведённые тренды в исходных данных.

Корректный учет вариаций МП зависит от их частотного состава и пространственных градиентов [84]. В соответствии с подходом, развитым ещё в работах А.М. Карасика [32], «...обязательным условием эффективности морской магнитной съемки является использование оптимальной, а если это невозможно – рациональной методики работ адекватной задачам, стоящим перед съёмкой». То есть при задачах выделения локальных магнитных масс малых размеров в экстремальных условиях возможно радикальное решение проблемы учёта геомагнитных вариаций только на основе комбинирования градиентометрических измерений с использованием морских магнитных вариационных станций (МВС). При их установке необходимо стремиться, чтобы расстояния от магнитной вариационной станции до участка работ были минимальными [61, 66], а сами площадки работ, предназначенные для инженерных исследований, имели размеры не более первых километров.

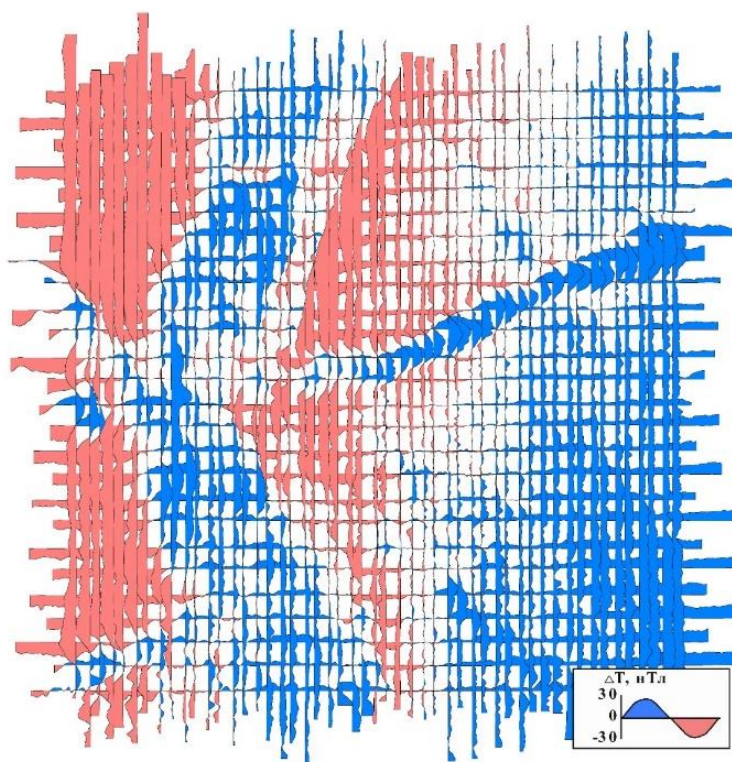


Рис. 2.16. Схема графиков восстановленного поля по дифференциальной методике с корректирующей поправкой, рассчитанной с привлечением данных МВС. Размеры участка работ 5*5 км.

Для получения высокой разрешенности результатов инженерной градиентометрической съёмки рекомендуется уменьшать измерительную базу наблюдений, что уменьшит возможную амплитуду отклонений между магнитометрами [58]. Меньшая база наблюдений, в свою очередь, позволит достоверно выделять градиенты поля от локальных неоднородностей, что отмечается в [48].

Выводы к разделу 2.4

Дифференциальная гидромагнитная съёмка, эффективно применяемая при региональных исследованиях геологических структур на измерительной базе 100 м, требует оптимизации методики наблюдений при решении инженерных задач. Анализ инженерных гидромагнитных исследований на измерительной базе 10 м с заглублением измерительной системы магнитометров показывает, что в данных записей МП между приборами присутствует переменный уровень. Нестабильность уровня по профилю наблюдений между измерительными каналами приводит к некорректному восстановлению полезного сигнала, и, соответственно, неверному учёту вариаций МП.

Для корректного восстановления поля и учёта вариаций при проведении дифференциальных измерений с заглублением измерительной системы магнитометров требуется стабилизация измерительной системы, чего можно добиться уменьшением базы наблюдений. В уже полученных данных градиентометра стабилизации можно добиться приведением каналов измерительной системы к одному общему уровню. Для этого предлагается ввод стабилизирующей поправки в один из каналов данных. В результате коррекции уровней удаётся исключить наведённые градиенты из восстановленного поля. Это в свою очередь позволяет избежать применения полиномов высших степеней при уравнивании наблюдений. Однако при расчётах корректирующей поправки без привлечения данных МВС на данный момент нет критериев достоверного разделения остаточных аномалий от остаточных вариации, что в свою очередь сказывается на

искажении формы и амплитуды среднечастотных и низкочастотных аномалий итоговой цифровой модели. Сопоставление результатов обработки дифференциальной гидромагнитной съёмки с методикой применения вариационных данных это отображает. В целом, представленная в работе методика корректировки уровней позволяет получить приемлемые результаты для выделения интенсивных локальных аномалий магнитного поля, что отвечает задачам инженерных изысканий, но требует дальнейшего развития. Проведение гидромагнитных съёмок с заглублением измерительной системы магнитометров не рекомендуется без применения донных магнитовариационных станций.

Датчики современных протонных магнитометров, основанные на эффекте Оверхаузера, обеспечивают абсолютную точность 0.1 нТл, при чувствительности датчика 0.01 нТл, что делает эти приборы идеально подходящими для градиентометрических измерений. Таким образом, современными протонными магнитометрами можно реализовать более высокоточные исследования при оптимизации методики дифференциальной гидромагнитной съёмки. Дифференциальная гидромагнитная съёмка при благоприятных гидродинамических условиях позволяет получить результаты наблюдений с точностью до ± 1 нТл.

Высокая чувствительность современной аппаратуры открывает большие перспективы, в частности для измерения магнитных вариаций и изучения тонкой структуры магнитного поля, связанной с неоднородностями распределения ферро- и парамагнитных минералов в породах верхней части осадочного чехла морских бассейнов, а также перед поисками техногенных объектов на дне.

3. АНАЛИЗ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ГРАДИЕНТОМЕТРИИ

В данном разделе рассматривается экзотический случай выделения полезного сигнала от ансамбля аномалообразующих источников с одинаковыми размерами и физическими параметрами, находящимися на определённой глубине и заданном расстоянии друг от друга. Данную задачу можно рассматривать в детерминированной и стохастической постановке, как оценку разрешающей способности метода.

Основными параметрами, задающими разрешающую способность дифференциальных наблюдений при картировании схожих магнитоактивных объектов, являются взаимосвязи между размерами базы наблюдений и взаимным расположением подобных источников сигнала в среде. Для точного выяснения этих нетривиальных связей, проведём имитационное моделирование дифференциальной гидромагнитной съёмки сначала в детерминированной, а затем в стохастической постановке задачи.

3.1. Детерминированная оценка разрешающей способности

Существенной методической проблемой магнитной градиентометрии является априорная оценка разрешающей способности съёмки при обнаружении локальных объектов. Здесь под разрешающей способностью съёмки понимается возможность выделения отдельного объекта на фоне некоторого интерферирующего поля, создаваемого совокупностью близкорасположенных подобных тел. В приложении к компонентной магнитной съёмке оценка разрешимости дана в детерминистской постановке в работах [21-23, 73] и в статистической постановке в [24, 26, 48, 49]. Эти результаты демонстрируют достаточно жёсткие условия разрешимости традиционной компонентной съёмки магнитного поля по заданному критерию.

В данном исследовании рассматривается проблема оценки разрешимости дифференциальной гидромагнитной съёмки при обнаружении локальных намагниченных объектов. Как было показано на численных примерах для 2D случая [27], оценка разрешимости градиента модуля магнитной индукции определяется глубиной расположения датчиков градиентометра, относительно локализуемого объекта, и параметра чередования источников по профилю.

В трёхмерном случае влияние этих параметров изучаемой среды на разрешимость дифференциальной съёмки можно изучить на основе численного моделирования градиента магнитного поля от некоторой экстремальной модели среды. Имитационное моделирование результатов дифференциальной магнитной съёмки осуществлялось в системе компьютерной математики MathCad15 [40]. В качестве источников аномалий использовалась совокупность произвольно намагниченных шаров, пространственное положение и характеристики намагничения которых задаются пользователем.

На основе предложенной системы моделирования выполнялись расчёты модуля полного вектора магнитной индукции B , обусловленного набором модельных локальных источников поля и компонентами вектора магнитной индукции главного геомагнитного поля. Главное геомагнитное поле определяется модулем вектора индукции $B_0 = 55000$ нТл, его склонением $\alpha = 15^\circ$ и наклонением $\beta = 60^\circ$. Глубина расположения локальных источников принималась одинаковой для всех тел, а вычисление модуля полного вектора магнитной индукции выполнялось на горизонтальной плоскости над источниками поля. Пространственный шаг расчётов поля на участке имитационной магнитной съёмки выбирался малым (не более 1 м), так чтобы в дальнейшем обеспечить достоверное вычисление горизонтального градиента модуля аномального магнитного поля.

Пример вычисления модуля аномального магнитного поля и его горизонтального градиента показан на (Рис. 3.1). Приведённые графики

представлены для центрального профиля (по координате Y) в области решения прямой задачи магнитометрии на плоскости XY . Система локальных источников поля сформирована регулярно расположенными в узлах сетки XY шарами, залегающими на постоянной глубине $H = 7$ м ниже плоскости вычисления поля. Расстояние между центрами модельных шаров в плане (ΔX по оси X и ΔY по оси Y) принято постоянным $\Delta X = \Delta Y = 10$ м. Количество локальных источников (шаров) по оси X (N) и Y (K) задавалось фиксированным, $N = K = 7$. Шаг вычислений аномалий модуля магнитной индукции в плане dx (по оси X) и dy (по оси Y) принимался достаточно малым $dx = dy = 0.25$ м, так чтобы достоверно рассчитывать горизонтальные производные модельного поля. Число точек вычислений и область расчётов поля в плане определялась для каждой конкретной численной модели локальных источников.

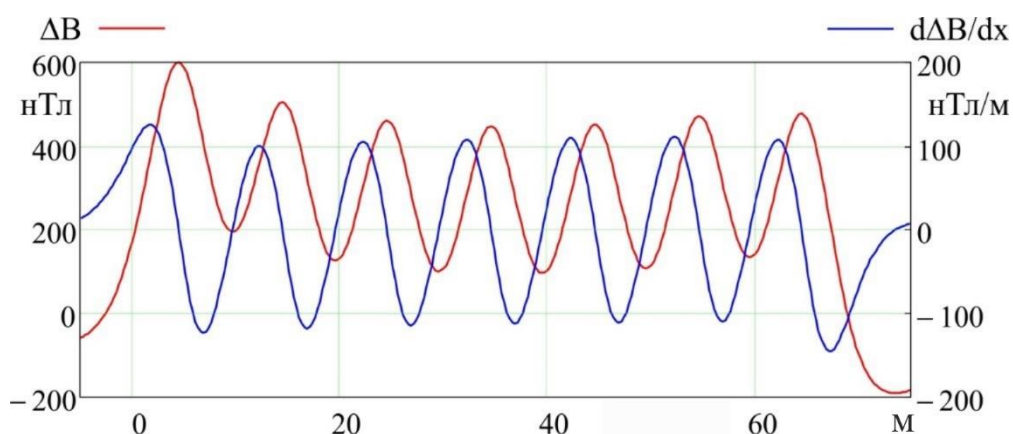


Рис. 3.1. Модуль аномального магнитного поля и его горизонтальный градиент по профилю.

Приведенный пример демонстрирует хорошее разрешение каждой отдельной аномалии на фоне общего интерферирующего поля, как для самой аномалии модуля поля, так и для горизонтального градиента этой аномалии. В качестве обобщённой характеристики разрешимости, по аналогии с [21-24, 26], возьмём условие равенства уровня корреляции двух соседних максимумов автокорреляционной функции (АКФ) градиента аномального магнитного поля, некоторому пороговому значению. Пример вычисления

АКФ градиента аномального магнитного поля (см. Рис. 3.1), показан на (Рис. 3.2) при нескольких значениях H . Приведённые пример демонстрирует различия во взаимной корреляции отдельных пространственных пиков аномалий градиента.

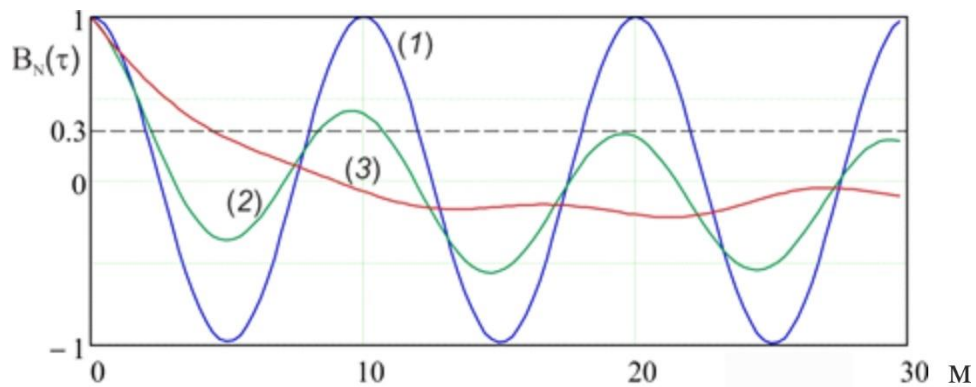


Рис. 3.2. Нормированные АКФ горизонтального градиента модуля аномального магнитного поля по профилю в зависимости от глубины залегания источников: (1) $H = 7$ м, (2) $H = 12$ м, (3) $H = 14$ м

Порог корреляции аномалий определяется по стандартному критерию [26] из условия $B_N(\tau) \approx 0.3$, что гарантирует достоверное различие двух соседних пиков поля. Очевидно, что для принятого понятия разрешимости, такая оценка является нижней гранью.

Пример оценивания порога разрешимости по принятому критерию $B_N(\tau) \approx 0.3$ показан на (Рис. 3.3). Оценка выполнена для безразмерного аргумента $(H/\Delta X)$ на основе вычислений АКФ, аналогичных приведённым на (Рис. 3.2) для различных значений глубин до источника аномалий H . Фактически вычисленная зависимость показывает значение АКФ градиента модуля аномального магнитного поля при значении аргумента $\tau = \Delta X$, то есть коэффициент корреляции двух любых соседних пиков на графике аномалии градиента (см. Рис. 3.2). Собственно предельная оценка разрешимости по корреляционному критерию следует из условия $B_N(\Delta X) \approx 0.3$ (см. Рис. 3.3), откуда получаем примерное значение величины $H \leq 1.23(\Delta X)$. Очевидно, что

в силу выполненного обезразмеривания вычислений АКФ, приведённая оценка справедлива и для любых иных абсолютных значений величины H .

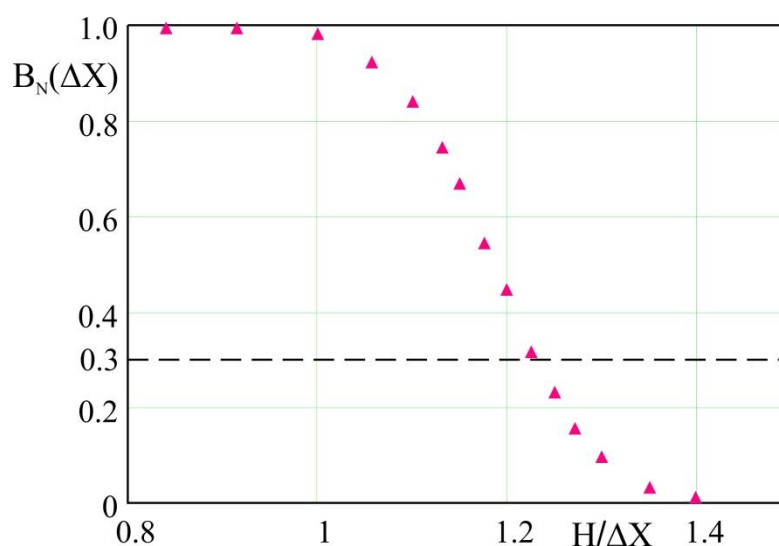


Рис. 3.3. Оценка порога разрешимости магнитной градиентометрии, где $(H/\Delta X)$ - относительная глубина источников поля, $B_N(\Delta X)$ - нормированная АКФ градиента аномального магнитного поля.

Выводы к разделу 3.1

Таким образом, при расположении серии однотипных источников магнитного поля по профилю наблюдений с кратным шагом ΔX , в нашем случае 10 м, для их пространственной разрешимости установлена зависимость $H \leq 1.23(\Delta X)$, где H – глубина залегания объектов. Полученные результаты численной оценки разрешимости магнитной градиентометрии имеют значение для проектирования магнитной съёмки, а также будут полезны на стадии определения достоверности моделирования источников магнитных аномалий [25, 90, 92], получаемых в результате решения обратных задач магнитометрии.

3.2. Стохастическая оценка разрешающей способности

В приложении к компонентной магнитной съёмке оценка разрешимости дана в детерминистской постановке в работах [21-23, 73] и в статистической постановке [24, 26, 49, 48]. Эти результаты демонстрируют

достаточно жёсткие условия разрешимости традиционной компонентной съёмки магнитного поля по заданному критерию.

В нашем исследовании рассматривается проблема оценки разрешимости дифференциальной магнитной съёмки при обнаружении локальных намагниченных объектов. Как было показано на численных примерах для 2D случая [27], оценка разрешимости градиентометрической съёмки определяется глубиной расположения датчиков градиентометра относительно локализуемого объекта и величиной относительного расстояния между источниками поля по профилю наблюдений.

В трёхмерном случае влияние этих параметров изучаемой среды на разрешимость дифференциальной магнитной съёмки можно изучить только на основе численного стохастического моделирования градиента магнитного поля от некоторой экстремальной модели среды. Такое моделирование результатов дифференциальной магнитной съёмки осуществлялось в системе компьютерной математики MathCad15 [40]. В качестве источников аномалий использовалась совокупность произвольно намагниченных шаров, с нормально распределённым значением намагниченности, пространственное положение которых также является некоторым случайным. Параметры намагниченности объектов и характеристики отклонения пространственного положения центров объектов от среднего значения задаются пользователем.

На основе предложенной системы моделирования выполнялись имитационные расчёты съёмки модуля полного вектора магнитной индукции. Набор модельных локальных источников поля задан с случайным намагничением и пространственным положением. Компоненты вектора магнитной индукции главного геомагнитного поля задаются модулем вектора главного геомагнитного поля $B_0 = 55000$ нТл, магнитным склонением $\alpha = 15^\circ$, и наклоном $\beta = 60^\circ$. Глубина расположения локальных точечных источников принималось одинаковой для всех тел $H = 8$ м, а вычисление модуля полного вектора магнитной индукции выполнялось на горизонтальной плоскости с нулевой отметкой. Пространственный шаг

расчётов поля на участке имитационной дифференциальной магнитной съёмки выбирался малым (не более 0.5 м), так чтобы в дальнейшем обеспечить достоверное вычисление конечного приращения горизонтального градиента модуля аномального магнитного поля.

Вычисление модуля аномального магнитного поля и величины его приращения по горизонтали выполнялось в стохастической постановке. Расчёты стохастического ансамбля поля проведены для центрального профиля (по координате Y) в области решения прямой задачи магнитометрии на плоскости XY . Система локальных источников поля формировалась для каждого испытания на основе перебора параметров намагниченности и планового положения объектов (шаров). Глубина центров всех точечных объектов принята постоянной величиной H . Расстояние между центрами модельных объектов ΔX (по оси X) и ΔY (по оси Y) в каждом испытании задавалось в виде некоторого равномерного диапазона отклонения координат ($\pm\delta x$ и $\pm\delta y$) от их среднего положения, равного $\Delta X = \Delta Y = 10 \pm 2.5$ м. Количество локальных источников по оси X (N) и Y (K) задавалось фиксированным, $N = K = 7$. Намагниченность каждого из источников принималась как гауссова случайная величина с заданным стандартным отклонением $\sigma J = 0.25 \cdot J$ А/м от среднего значения величины $J = 100$ А/м. Шаг вычислений аномалии модуля магнитной индукции в плане dx (по оси X) и dy (по оси Y) принимался достаточно малым $dx = dy = 0.25$ м, так чтобы можно было достоверно вычислять горизонтальные приращения поля по координате X . Самым существенным параметром нашего численного эксперимента являлась величина базиса - nd , выраженного в единицах шага dx , при вычислении разностного аномального поля модуля вектора магнитной индукции по горизонтали.

В результате вычислений для каждого набора испытаний, количество которых для достоверности принималось равным 500, получалась устойчивая оценка некоторого эргодического ансамбля приращения аномального модуля индукции по горизонтали. Очевидно, что при небольшой глубине локальных

источников, выраженной в единицах среднего планового расстояния между объектами, расчёты приращения поля на малых базисах демонстрируют хорошее разрешение каждой отдельной аномалии в дифференциальной съёмке модуля вектора индукции поля. Для относительно больших глубин H или величин пространственного базиса $(nd \cdot dx) > \Delta X$, проявляются иные закономерности разрешения отдельной аномалии на фоне интерферирующего суммарного поля. Обобщённый анализ поведения таких ансамблей возможен на основе использования корреляционных оценок.

В качестве обобщённой характеристики разрешимости, по аналогии с [21-24, 26], возьмём условие равенства уровня корреляции двух соседних максимумов нормированной автокорреляционной функции приращения аномального магнитного поля на конечном базисе $(nd \cdot dx)$, некоторому пороговому значению. Пример вычисления АКФ приращения модуля аномального магнитного поля от стохастической модели источников, показан на (Рис. 3.4). Приведённый пример демонстрирует различия во взаимной корреляции отдельных пространственных пиков аномалий дифференциальной магнитной съёмки.

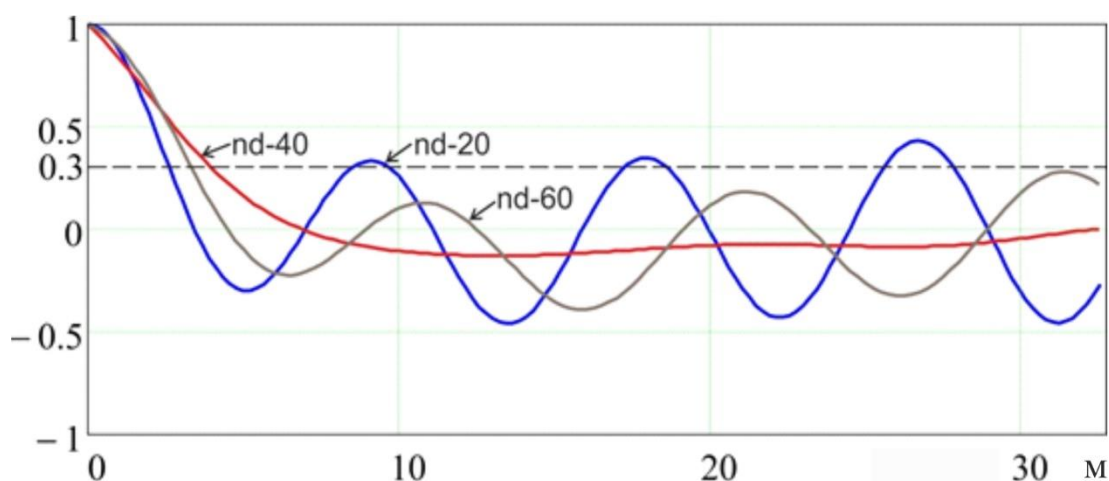


Рис. 3.4. Нормированные АКФ горизонтального приращения модуля аномального магнитного поля по профилю в зависимости от базиса вычислений приращения – nd (в единицах dx).

Порог корреляции аномалий определяется по стандартному критерию [26] из условия $B_N(\tau) \approx 0.3$, что гарантирует достоверное различие двух соседних пиков поля. Отметим, что некоторая «размытость» в положении побочных пиков АКФ на графиках (Рис. 3.4), отвечает, во-первых, каждому конкретному ансамблю статистических испытаний со своим набором параметров, и, во-вторых, - существенно зависит от величины базиса вычислений приращения поля.

Наличие такой сложной зависимости потребовало построения некоторой обобщённой диаграммы, которая отражает влияние пространственных взаимоотношений источников и величины базиса вычислений приращений поля. Пример такого оценивания порога разрешимости дифференциальной магниторазведки по принятому критерию показан на (Рис. 3.5) в безразмерных координатах параметров моделирования: $(H/\Delta X)$ – относительной глубины источников поля и $((nd \cdot dx)/\Delta X)$ – относительной величины базы вычисления конечного приращения поля.

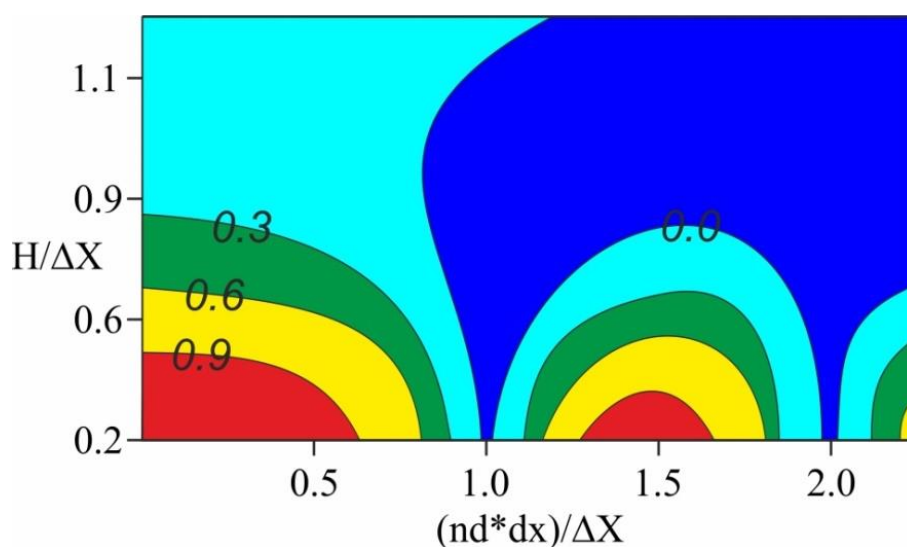


Рис. 3.5. Оценка порога разрешимости дифференциальной магнитной съёмки.

Вычисления нормированной АКФ выполнялись по усредненному статистическому ансамблю большого числа испытаний (500 и более),

возникающих при различных значениях параметров источников и базиса расчётов конечных приращений поля. Приведённая на рисунке двухпараметрическая поверхность показывает значение нормированной АКФ конечного приращения модуля аномального магнитного поля в точках $\tau = \Delta X$, при выбранном значении базиса расчёта приращения. Собственно предельная оценка разрешимости дифференциальной магнитометрии по корреляционному критерию следует из условия $B_N(\Delta X) \approx 0.3$ (см. Рис. 3.5). В частном случае магнитной градиентометрии, при $nd = 1$, получаем значение величины $N \leq 0.85(\Delta X)$, при которой ещё имеет место разрешение поля двух статистических соседних источников, что является более жёстким условием, чем для детерминистской постановки $N \leq 1.23(\Delta X)$ [73]. Очевидно, что в варианте реальной дифференциальной магниторазведки, при $nd > 1$, условие разрешимости становится всё более жёстким по соотношению параметра $N/\Delta X$ и при величине $(nd \cdot dx)/\Delta X$ примерно равной 0.85 имеет место исчезновение разрешимости по стохастическому критерию. Развитие такой «лакуны» в разрешимости (сравнить с Рис. 3.4) связано со статистическим подобием аномалии конечной разности на интервале базиса близкого к средней величине ΔX . Заметим (см. Рис. 3.5), что уровень разрешимости для последующих пиков корреляции дифференциальной разности поля – существенно уменьшается. Этот факт следует принимать во внимание при формировании базиса дифференциальной магнитометрии.

Отметим также, что в силу выполненного обезразмеривания вычислений нормированной АКФ, приведённая стохастическая оценка разрешимости будет справедлива и для любых иных абсолютных значений величин N и ΔX .

Выводы к разделу 3.2

Таким образом, соотношение $N \leq 0.85(\Delta X)$ стохастической оценки разрешающей способности градиентометрии показывает более жёсткие условия пространственной разрешимости аномалий, чем в

детерминированной постановке задачи $H \leq 1.23(\Delta X)$, где H – глубина залегания точечных источников магнитного поля, а ΔX – их шаг расположения по профилю наблюдений. Установлено, что на практике величина соотношения $(nd \cdot dx)/\Delta X$ должна быть меньше 0.85, где $(nd \cdot dx)$ – измерительная база градиента, что гарантирует разрешимость определения соседних аномалий.

Полученные результаты численной оценки разрешимости дифференциальной магнитной съёмки имеют значение для проектирования магнитных полевых исследований на акваториях, а также будут полезны на стадии определения достоверности моделирования источников магнитных аномалий [91], получаемых решением обратной задачи магнитометрии.

4. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

4.1. Изученность южной части шельфа Карского моря

Из анализа материалов геофизической основы третьего поколения по листам S-41,42 (зал. Русанова, о. Белый), можно сделать вывод, что в целом обеспеченность южной части акватории Карского моря комплексными геофизическими данными достаточно высокая [36]. На шельфе Карского моря за период с 1959 по 2023 гг. выполнен большой объем комплексных геофизических наблюдений. Проведены надводные, авиадесантные и аэросъёмки разных масштабов, а также отдельные региональные маршруты с попутными измерениями.

Для составления сводных цифровых моделей гравитационного и магнитного поля все съёмки были приведены к одному уровню. Использовались только те материалы, что приносят новую информацию и детальность в итоговую цифровую модель. Хорошей детальностью обладают материалы площадных съёмок, полученные по регулярной сети наблюдений. Исходя из этих соображений авторами геофизической основы были составлены сводные цифровые модели потенциальных полей.

Средняя квадратичная погрешность общей базы магнитометрических данных после увязки составила ± 2.3 нТл, а общей базы гравиметрических данных ± 1.6 мГал. Цифровые модели потенциальных полей были интерполированы с шагом 0.5×0.5 км. На базе сводных карт рассчитывались региональные и локальные составляющие аномального магнитного и гравитационного поля. Для разделения полей на составляющие использовался метод пересчёта в верхнее полупространство.

В пределах южной части Карского моря большую площадь покрывает мощный осадочный бассейн, в геологическом плане приуроченный к Южно-Карской синеклизе. В его границах источники магнитных аномалий могут

быть расположены на значительных глубинах, так как существует большая вероятность их приуроченности к кристаллическому фундаменту. Исходя из анализа графиков скорости убывания максимального и минимального значений аномального магнитного поля, высота пересчёта для области осадочного чехла была выбрана 12 км [36]. Расчётная локальная составляющая аномального магнитного поля представлена на (Рис. 4.1).

Региональная составляющая аномального гравитационного поля получена пересчётом поля в верхнее полупространство на высоту 30 км - близкую к мощности земной коры в регионе. Расчётная локальная составляющая аномалий поля силы тяжести в редукции свободный воздух представлена на (Рис. 4.2). Цифровая модель рельефа дна акватории представлена на (Рис. 4.3). Красным полигоном на представленных цифровых моделях потенциальных полей и рельефа дна выделен полигон дальнейших инженерных исследований, которые будут подробно описаны в главе 5.

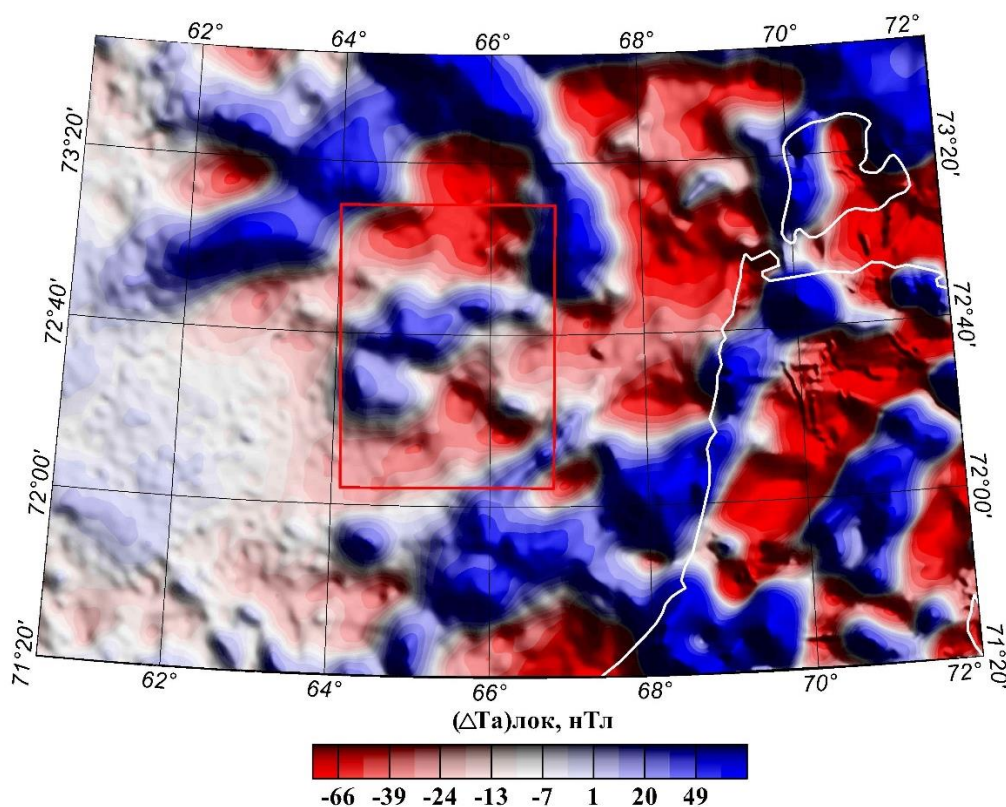


Рис. 4.1. Цифровая модель локальной составляющей аномального магнитного поля южной части шельфа Каспийского моря (по материалам [36])

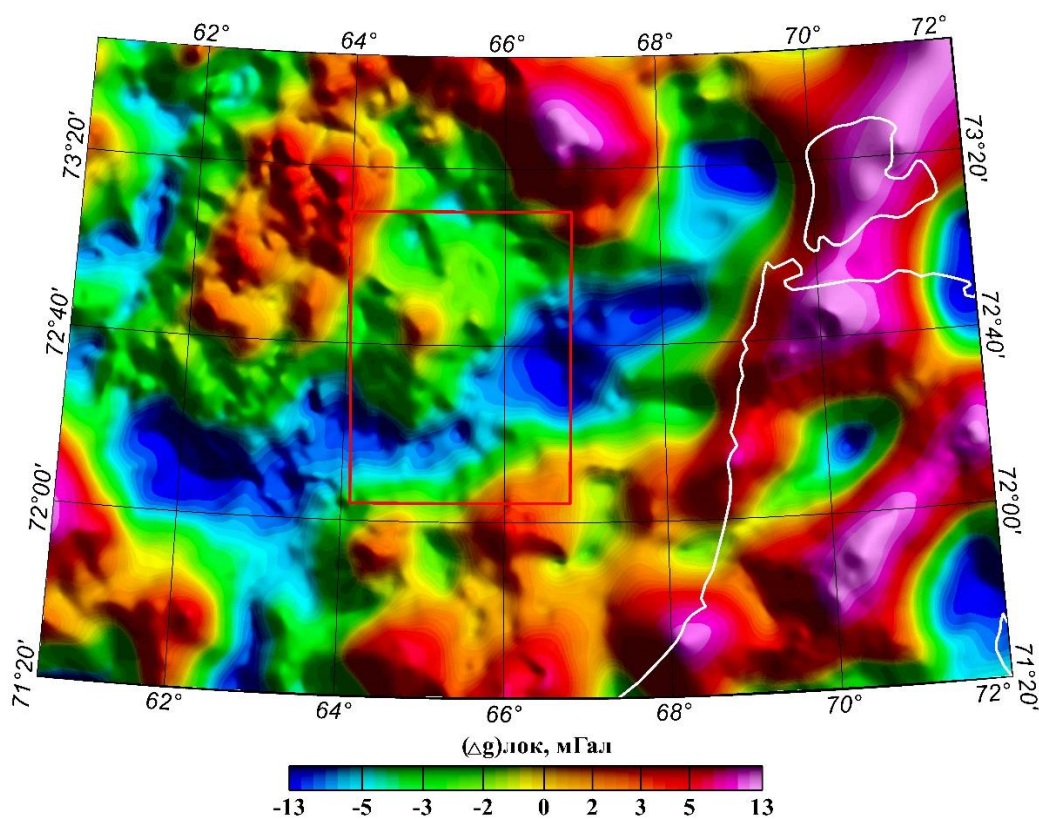


Рис. 4.2. Цифровая модель локальной составляющей аномального гравитационного поля в редукции свободный воздух (уровень условный) южной части шельфа Карского моря (по материалам [36])

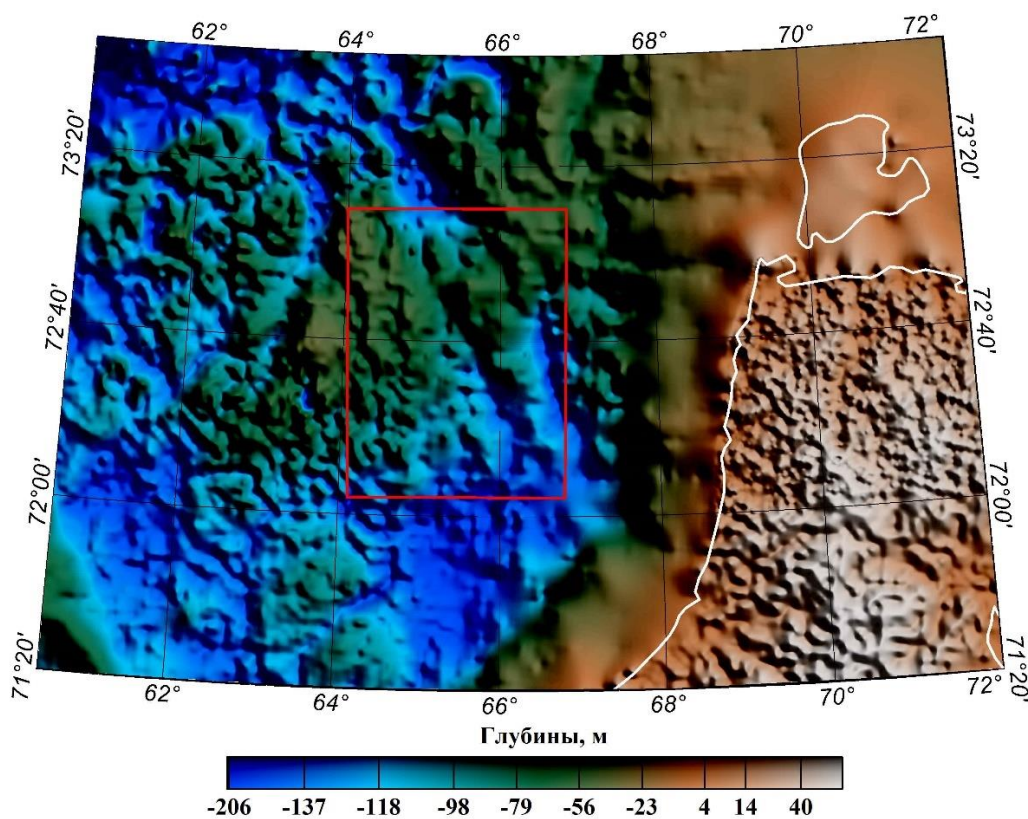


Рис. 4.3. Цифровая модель глубин южной части шельфа Карского моря (по материалам [36])

Выводы к разделу 4.1

Из анализа актуализированной геофизической основы третьего поколения по листам S-41,42 можно сделать вывод, что обеспеченность южной части шельфа Карского моря геофизическими съёмками достаточно хорошая. По результатам проведенной актуализации и совместной обработки разномасштабных съёмок, авторами геофизической основы были составлены качественные сводные цифровые модели потенциальных полей с точностями: ± 2.3 нТл и ± 1.6 мГал. Для дальнейших исследований и сопоставлений в нашей работе, по цифровым моделям аномального магнитного и гравитационного поля построены локальные составляющие потенциальных полей.

4.2. Физические свойства горных пород

Южно-Карский бассейн является северной, наиболее погруженной впадиной эпипалеозойской Западно-Сибирской внутриконтинентальной плиты. От Северо-Карского бассейна он отделён Северо-Сибирским (Новоземельско-Таймырским) порогом. На западе его ограничивают Пайхойско-Новоземельская, а на юго-востоке - Таймырская складчатые системы (Рис. 4.4).

В Южно-Карском бассейне сформировались благоприятные условия для сохранения залежей углеводородов в юрско-меловом комплексе отложений, благодаря их перекрытию палеогеновыми осадками [19, 20, 43].

В пределах южной части акватории Карского моря пробурены скважины на Русановском (Русановская-1 и Русановская-2), Ленинградском (Ленинградская-1, Ленинградская-2) месторождениях, которыми вскрыт чехол мезозойско-кайнозойского возраста (Рис. 4.5). Южнее в скважине Новопортовская вскрыты отложения палеозойского комплекса. Геологическое строение полуострова Ямал изучено достаточно хорошо. На территории полуострова и прилегающем о. Белый расположены глубокие скважины Белоостровская, Малыгинская, Новопортовская, Харасавейская и

многие другие.

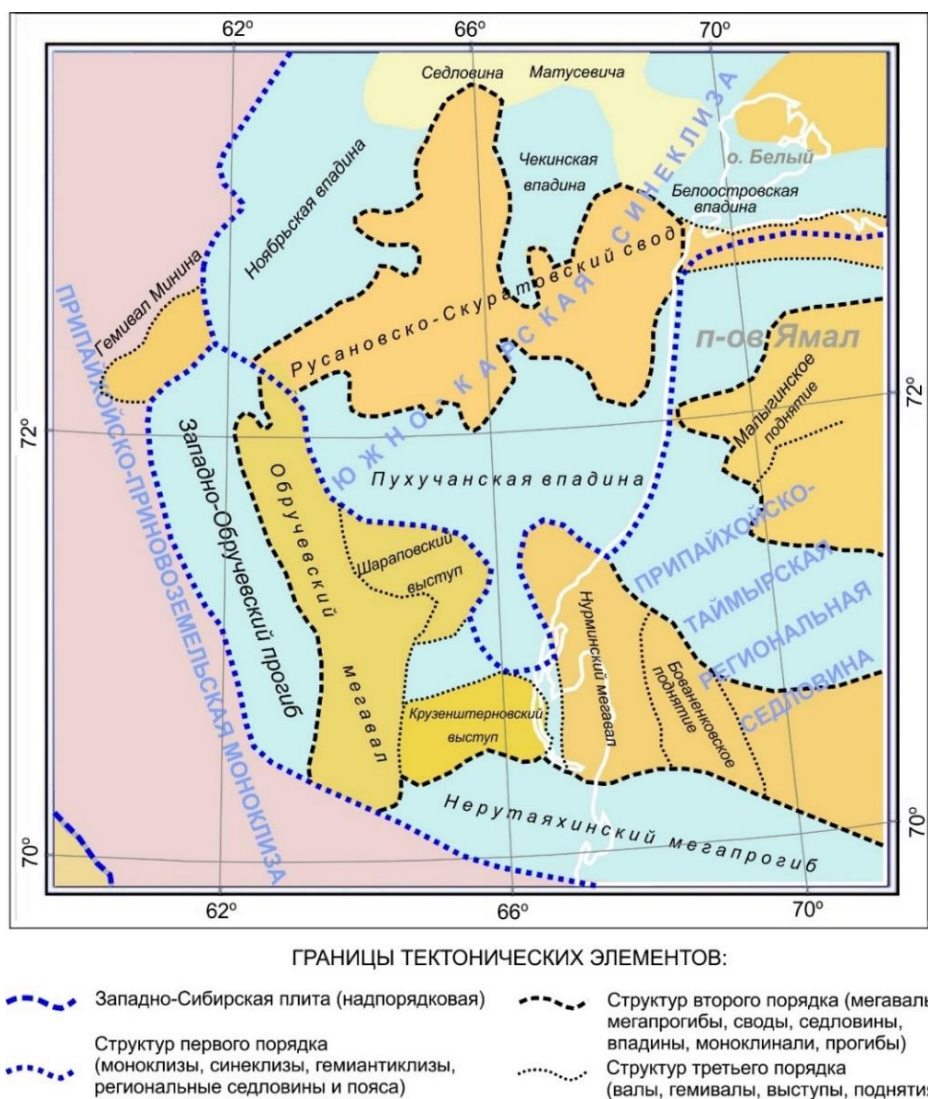


Рис. 4.4. Тектоническое строение Южно-Карского бассейна (по материалам ОАО «Севморнефтегеофизика», 2012)

На основе анализа фондовых материалов авторов: Д.В. Зархидзе, С.И. Шкарубо, А.С. Красножен, А.А. Руденко и др. 2022; Т.С. Сакулина, Ю.В. Рослов, Н.М. Иванова, М.Л. Верба и др., 2007; О.И. Супруненко, О.Н. Зуйкова, В.В. Суслова, В.И. Устрицкий, Н.В. Устинов, Э.Н. Преображенская, Т.М. Пчелина, Л.Г. Повышева и др., 2007; Трошенкова и др., 1992; Безукладнов и др., 1990; Бро и др., 1986; Тамашунас и др., 1983; был оценен литологический состав пород и петрофизические свойства земной коры в пределах Южно-Карской синеклизы. По результатам обобщения скважинных

данных создана сводная таблица петрофизических свойств пород разреза для участка Южно-Карской синеклизы (Таблица 4.1).

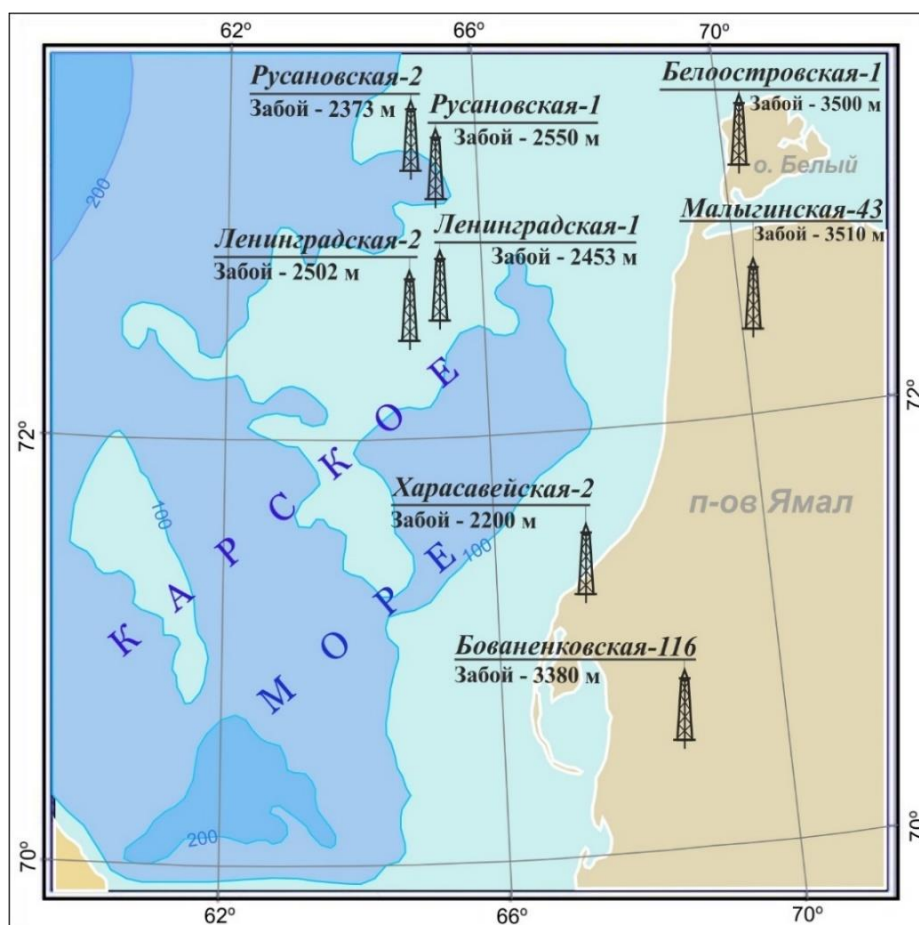


Рис. 4.5. Схема расположения параметрических скважин (по материалам ОАО «Севморнефтегеофизика», 2012) с дополнениями

В разрезе выделяются четыре основных комплекса: гранулитобазитовый слой, гранитно-метаморфический слой, складчатый-фундамент и осадочный чехол. В строении осадочного разреза принимают участие два структурно-формационных комплекса: рифтовый - вулканогенно-терригенный, возраста (Р2-Т1) и осадочный - терригенный, возраста (Т-К).

Сведения о магнитных свойствах докембрийских пород кристаллического фундамента отсутствуют. Предполагается, что в его строении наряду с немагнитными толщами принимают участие и магнитные породы, а также интрузивные тела основного состава, обладающие высокой магнитной восприимчивостью.

Таблица 4.1 Петрофизические характеристики земной коры на участке Южно-Карской синеклизы

<i>Геологические характеристики</i>				<i>Южно-Карская синеклиза</i>	
<i>Геологический возраст</i>	<i>Формационные комплексы</i>	<i>Литолого-петрографическая характеристика</i>	<i>Глубина (км)</i>	<i>Плотность δ, г/см³</i>	<i>Магнитная восприимчивость α, $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ</i>
K2/2	Песчаниковые	Песчаники, алевролиты	0-1	2.15	0-50/15
K2/1	Глинистые	Аргиллиты, глина	1-1.5	2.35	10-100/30
K1/2	Песчаниковые	Песчаники	0-1.5	2.25	10-100/30
K1/1	Песчано-глинистые	Алевролиты, глина	0-2.5	2.35	20-110/50
J1-3		Алевриты, аргиллиты, глины	1.5-4	2.56	20-110/50
T2-3	Песчано-глинистые	Алевролиты	3-6.5	2.65	50-110/50
P2-T1	Вулканогенные	Терригенно-вулканогенные осадки, туфы	5-8	2.8	50-110/270
PR2-P1	Складчатый фундамент	Известняки	4-9	2.76	50-650/200
AR-PR1 (верхняя кора)	Гранитно-метаморфический слой	Гранато-биотитовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты	7-13	2.79*	500-1500*
Нижняя консолидированная кора	Гранулитобазитовый слой	Габбро-нориты, базальты, гранулиты	16-20	2.9*	200-400/300*
J	Интрузивы	Основные интрузии, габбро, долериты	3.5-4	2.9*	500-10000/1500*
T	Траппы	Долериты, диабазы	5-7	2.9*	500-10000/1500*

*Значения по результатам решения обратной задачи геофизики по данным потенциальных полей (Прискарев, 1999, 2004; Поселов, Рослов и др., 1998, Cristensen, 1995).

Плотность и скорость в выделенных генеральных слоях нарастает с глубиной. Максимальной магнитной восприимчивостью характеризуется гранитный слой, минимальной – терригенно-осадочные породы. Аномально высокой магнитной восприимчивостью $500-10000/1500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и

плотностью 2.9 г/см^3 отличаются интрузивные породы габбро-долеритов трапповой формации, развитые в основании максимального прогиба Южно-Карской синеклизы. Предположительно они являются аналогами сибирских траппов триасового возраста и отражают проявление базальтового магматизма в Западной Сибири (базальтовые плато). В данном разрезе интрузии габброидов приурочены к нижней границе терригенно-осадочной толщи триасовых отложений, на границе с верхне-протерозойским-палеозойским (PR2-P1) складчатым фундаментом [36].

Повышенными значениями магнитной восприимчивости $50-110/270 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и плотностью 2.8 г/см^3 характеризуются вулканогенно-осадочные породы возраста (P2-T1), подстилающие мезозойско-кайнозойский комплекс (Т-К).

Породы осадочного чехла (Т-К) принято считать немагнитными. Однако существует тенденция постепенного нарастания магнитной восприимчивости с глубиной $0-110/50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, что объясняется катагенетическими процессами. Параметры плотности и скорости характеризуются скачкообразными переходами на возрастных границах при общей тенденции к градиентно-слоистой модели. Плотность осадочных пород возрастает вниз по разрезу от 2.15 г/см^3 (К) до 2.65 г/см^3 (Т). В меловых отложениях происходит инверсия физических свойств, наблюдается снижение плотности на 0.1 г/см^3 . Значения плотности осадочных пород варьируют в пределах: у песчаников – $2.2-2.3 \text{ г/см}^3$, у алевролитов – $2.3-2.7 \text{ г/см}^3$, у глинистых пород – $2.4-2.6 \text{ г/см}^3$. Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что плотность терригенных пород, как и коллекторские свойства, зависят главным образом от термодинамических условий. Нарастание степени катагенеза и литификации пород, с увеличением глубины залегания и геологического возраста, является основным фактором в изменении плотностных и упругих характеристик разреза.

Наложённый метаморфизм, гидротермально-метасоматические изменения (выраженные окварцеванием, сульфидизацией, карбонатизацией,

перекристаллизацией пород, выпадением рудных минералов и органического вещества) как правило характеризуются снижением плотности и скорости. Намагниченность может изменяться как в сторону увеличения, так и снижения до аномальных значений. Зоны гидротермально-метасоматических изменений обычно приурочены к возрастным рубежам в осадочной толще, к тектоническим зонам на границах блоков, к экзоконтактам месторождений.

Выводы к разделу 4.2

Южно-Карский бассейн разбурен большим количеством параметрических скважин. Южно-Карская синеклиза имеет мощный осадочный чехол мезозойско-кайнозойского возраста (Т-К), с благоприятными условиями для сохранения и локализации месторождений УВ. Осадочные толщи характеризуются градиентно-слоистым строением, с нарастающими плотностными и магнитными характеристиками пород разреза с глубиной. В основании осадочного чехла присутствуют вулканогенные образования возраста (Р2-Т1) с повышенной плотностью и магнитной восприимчивостью.

Таким образом, выявленные закономерности района работ будут использованы далее, для изучения верхней части разреза осадочного чехла. Проведённый анализ петрофизических свойств пород и особенностей геологического строения верхней части разреза, позволит провести обоснованную комплексную интерпретацию материалов потенциальных полей с сейсмоакустическими исследованиями.

5. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ НА ШЕЛЬФЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

5.1. Комплексирование потенциальных методов

Разведка и разработка залежей углеводородов на арктическом шельфе реализуется на основе инженерных геологических изысканий. Цель изысканий - определить возможность размещения полупогружных и плавучих буровых установок в проектной точке. Задачи таких исследований заключаются в комплексном изучении особенностей строения верхней, преимущественно горизонтально-слоистой части разреза, определении геологических и геокриологических условий района работ, а также поиске потенциально опасных объектов и неблагоприятных явлений для строительства морской нефтегазовой инфраструктуры. При решении приведённых задач представляет интерес интервал глубин от поверхности морского дна до 1 км [69].

Комплексный подход при проведении геолого-геофизических исследований имеет ряд преимуществ по сравнению со съёмками отдельными геофизическими методами. Одним из важнейших условий эффективного изучения разреза является выбор оптимального комплекса методов, как с точки зрения их потенциальных возможностей, так и информативности и совместимости разнородных данных [65].

Гидромагнитная съёмка входит в стандартный комплекс геофизических методов при инженерно-геологических изысканиях и выполняется с целью обнаружения и картирования магнитоактивных неоднородностей на морском дне и в верхней части осадочного чехла, как техногенного характера, так и геологической природы. Примеры картирования техногенных объектов представлены в статьях [70, 75, 83, 85, 94, 97, 98, и др.]. В работах показана эффективность гидромагнитной съёмки при поисках затонувших кораблей и самолётов, военной техники и неразорвавшихся боеприпасов, а также

археологических ценностей и остатков сооружений. Гидромагнитная съёмка применима и при картировании геологических образований: подводных вулканов, зон развития моренных отложений, возможных погребенных речных долин и древних русел, палеодепрессий, зон трещиноватости и разрывных нарушений, скрытых под современными отложениями, при поисках месторождений углеводородов и др. [12, 13, 39, 42, 57, 77].

Гравиметрические исследования не входят в стандартный комплекс геофизических методов при инженерных изысканиях на шельфе, однако, возможности современных технологий позволяют пересмотреть её роль при комплексировании геофизических данных [5, 6, 51, 53]. Перспективы гравиразведки связаны с совершенствованием гравиметрической аппаратуры, повышением её точности и надёжности, а также с развитием математического аппарата интерпретации данных [31, 44].

Качественный скачок в развитии инерциально-спутниковых технологий сделал возможным выполнение гравиметрических измерений не только с морских судов, но и с самолетов. К настоящему моменту достижимая точность аэрогравиметрических н48

48аблюдений составляет 0.5-1 мГал, точность морских набортных съёмок может достигать 0.1 мГал, а точности наземных и донных измерений уже достигают первых десятков микрогал (мкГал), $10 \text{ мкГал} = 0.01 \text{ мГал}$ [34, 57, 67]. Высокоточные съёмки позволяют изучать тонкую структуру поля силы тяжести и фиксировать её минимальные изменения, при этом не требуют каких-либо значительных корректировок в стандартной методике при инженерных геофизических исследованиях.

Гравиметрические исследования с использованием современных методов интерпретации позволяют успешно выделять нефтегазоперспективные объекты, изучать строение соляных толщ, трассировать тектонические нарушения в осадочном чехле и фундаменте [14, 62, 77 и др.]. При инженерных изысканиях гравиметрия способна дать оценку развития опасных геологических процессов и явлений, например таких, как

газонасыщенные грунты с аномально высоким пластовым давлением в верхней части разреза, разжижение поверхностных грунтов и их подвижки [15]. Гравиметрические исследования применяются при мониторинге газовых и газоконденсатных месторождений при их разработке, как на шельфе, так и на суше [3, 88, 95, 96]. Мониторинговые гравиметрические исследования позволяют отслеживать и контролировать изменения положения уровня газо-водяного контакта и таким образом могут предупредить проникновение воды в добывающие скважины. В комплексе методов гравиметрия решает специфические задачи: определение плотностного строения толщи пород, вносит свой вклад в построение модели геологического строения изучаемой территории и используется для прогнозирования геофизической обстановки и состояния окружающей среды и др. [53].

Выводы к разделу 5.1

Стандартный комплекс геофизических методов при инженерных изысканиях позволяет решать актуальные на сегодняшний день задачи. Важное место при комплексировании имеет гидромагнитная съёмка, которая позволяет выделять техногенные объекты и геологические опасности. Всё больший интерес проявляется к набортной гравиметрии, как к перспективному инженерному методу. Современная аппаратура и методика работ позволяют получать высокоточные результаты гравиметрических наблюдений, а программное обеспечение комплексно интерпретировать аномальные поля потенциальных методов и данные сейсморазведки. Благодаря комплексному подходу к инженерным задачам можно проводить надёжные модельные построения и на их основе делать обоснованные заключения.

5.2. Методика наблюдений

В полевые сезоны 2020 и 2022 гг. специалисты морской арктической геологоразведочной экспедиции «МАГЭ» на ИС «Аквамарин» и НИС «Геолог Дмитрий Наливкин» выполнили комплексные инженерно-геологические исследования в южной части шельфа Карского моря (Рис. 5.1). В комплекс геофизических методов входили: дифференциальные гидромагнитные исследования, сейсморазведка высокого разрешения и опытные набортные гравиметрические измерения.

Наблюдения реализованы на двух однотипных полигонах площадью 25 км² каждый. Пример съёмочной сети такой площади работ представлен на (Рис. 5.1). Сеть наблюдений состоит из 51 меридионального (рядового) и 26 широтных (секущих) профилей. Расстояние между меридиональными профилями – 100 м, широтными – 200 м. Длина каждого галса 5 км. Данная сеть съёмки имеет 1326 точек пересечений, что соответствует статистическим критериям при уравнивании высокоточных геофизических данных. Всего на каждом объекте выполнено по 385 пог. км комплексных наблюдений.

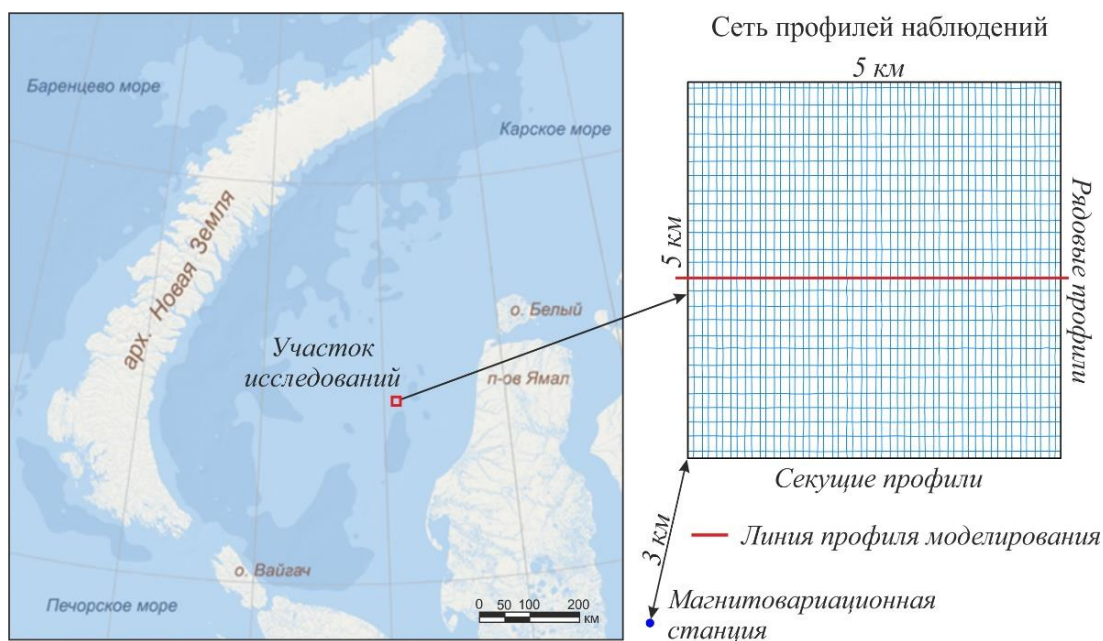


Рис. 5.1. Схема местоположения района работ и съёмочная сеть наблюдений

Гидромагнитные съёмки

Измерения модуля полного вектора напряжённости магнитного поля T проводились магнитометрами SeaSPY2 с точностью измерительного датчика 0.1 нТл. Пространственная привязка съёмочных галсов осуществлялась системой подводного гидроакустического позиционирования Sonardyne Ranger 2 USBL с точностью ± 0.5 м. Регистрация данных осуществлялась с частотой дискретизации 1 с. Обработка и интерпретация материалов проводилась в программном комплексе Geosoft Oasis Montaj (Copyright © Geosoft Inc. 2011).

Гидромагнитные съёмки выполнены с заглублением измерительной системы магнитометров. Для определения глубины погружения прибора в магнитометре установлен датчик давления. На протяжении всех работ магнитометры удерживались в коридоре глубин 10-20 метров от донной поверхности и буксировались на расстоянии от судна равном трём его длинам. Данный методический подход позволил регистрировать сигнал от самых незначительных по размерам магнитоактивных неоднородностей и минимизировать девиационную помеху в наблюдениях. Оставшаяся девиационная составляющая компенсировалась на стадии уравнивания съёмок.

Для учета вариаций магнитного поля использовались донные магнитовариационные станции *Sentinel*, установленные на удалении 3 км от районов работ (Рис. 5.1). Приведенная методика наблюдений с магнитовариационной станцией хорошо себя зарекомендовала и подробно описана в статье [80].

Аномальное магнитное поле для первой инженерной площадки рассчитывалось по методики коррекции уровня прибора с привлечением данных МВС, описанной в диссертации в разделе 2.4. Для второй инженерной площадки аномальное магнитное поле рассчитывалось по классической формуле (5.1):

$$\Delta T_a = T - T_n - \delta T, \quad (5.1)$$

где T — измеренный модуль полного вектора напряжённости магнитного поля, T_n — нормальное магнитное поле Земли по модели IGRF, δT — вариации магнитного поля [32]. По вычисленным значениям аномального магнитного поля в точках пересечения меридиональных и широтных профилей по формуле (5.2) рассчитывалась средняя квадратичная погрешность (СКП) σ съёмки:

$$\sigma = \pm \sqrt{\sum_{i=1}^n \delta_i^2 / 2n}, \quad (5.2)$$

где n — количество повторных измерений, δ_i — разность значений поля в точках пересечения профилей. После вычисления невязок аномального магнитного поля выполнялось уравнивание измерений итеративным способом, методика которого подробно описана в разделе 1.3, а особенности проведения в разделе 2.3.

Наборная гравиметрия

Наблюдения ускорения силы тяжести проводились морским наборным гравиметром «Чекан-АМ». Гравиметр был включен при отходе судна из порта г. Мурманск и находился в рабочем режиме всё время рейса.

Обработка данных гравиметра проводилась по стандартной методике программой *Chekan_PP*, которая включает в себя расчет поправки за совместное действие горизонтальных ускорений и остаточных наклонов гиropлатформы гравиметра, поправки Этвеша, поправки за смещение нуля-пункта гравиметра, вычисление приращений и аномалий поля силы тяжести. Полученные значения были загружены в базу данных Geosoft Oasis Montaj. Далее по вычисленным значениям аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе в точках пересечения рядовых и секущих профилей рассчитывалась СКП σ съёмки. Расчёт СКП гравиметрических измерений выполнялся аналогично гидромагнитным.

Выводы к разделу 5.2

Методика наблюдений, реализованная специалистами АО «МАГЭ» с соблюдением технических рекомендаций, указанных в работе в главах 2 и 3, позволила реализовать высокоточные гидромагнитные измерения в комплексе с наборной инженерной гравиметрией.

5.3. Обработка данных

Гидромагнитные съёмки

Фильтрация измеренных значений модуля полного вектора напряжённости магнитного поля была минимальной - применялся низкочастотный фильтр Баттеруорта (Butterworth Filter) с шириной окна 15 метров.

Средняя квадратичная погрешность гидромагнитной съёмки по первой инженерной площадке до уравнивания составила: ± 92.8 нТл, после уравнивания в три итерации константой и полиномом 1-й степени ± 1.77 нТл. После уравнивания полиномами 2-7 степени ± 1.5 нТл. По уравненным значениям поля рассчитывалась цифровая модель аномального магнитного поля. Ячейка интерполяции цифровой модели 25 метров (Рис. 5.2 (а)) [52].

Средняя квадратичная погрешность гидромагнитной съёмки по второй инженерной площадке до уравнивания составила: ± 3.7 нТл, после уравнивания итеративным методом по постоянной составляющей ± 1.5 нТл, после уравнивания полиномами ± 1.1 нТл. Ячейка интерполяции цифровой модели 25 метров (Рис. 5.2 (б)) [53, 80, 81].

Улучшение сводной цифровой модели аномального магнитного поля возможно лишь за счёт более детальных или достоверных площадных наблюдений. Сопоставление цифровой модели локальной составляющей аномального магнитного поля, построенной по сводным актуализированным данным геофизической основы, с аномальным магнитным полем инженерных гидромагнитных съёмок отображает разную степень

детальности наблюдений (Рис. 5.3). Аномальное магнитное поле инженерных съёмок по регулярной сети наблюдений с заглублением измерительной системы магнитометров позволяет по-новому взглянуть на уже исследованные районы и изучить их геологические особенности [54].

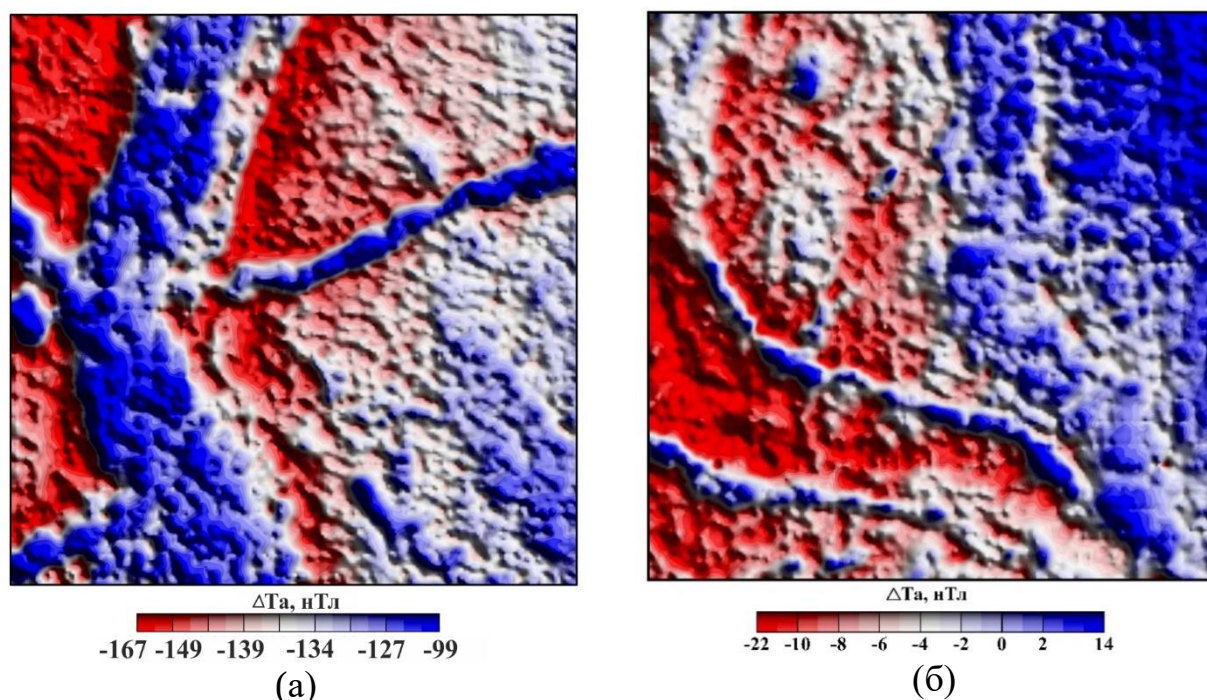


Рис. 5.2. Цифровые модели аномального магнитного поля для площадки 1 – (а) и площадки 2 – (б). Размеры инженерных площадок 5*5 км.

Разница в детальности карт очевидна, в границах инженерных площадей прорезаются особенности тонкой структуры аномального магнитного поля [54]. Выделяются все неоднородности строения осадочного чехла, и это притом, что точность сравниваемых съёмок отличается всего в 2 раза. Данное сопоставление наглядно демонстрирует необходимость проведения высокоточных гидромагнитных исследований с соблюдением и учётом всех методических особенностей измерений, детально рассмотренных нами в главах 2 и 3 данной работы [46, 47, 50, 56].

Далее подробно рассмотрим комплексную интерпретацию геофизических наблюдений по первой инженерной площадке.

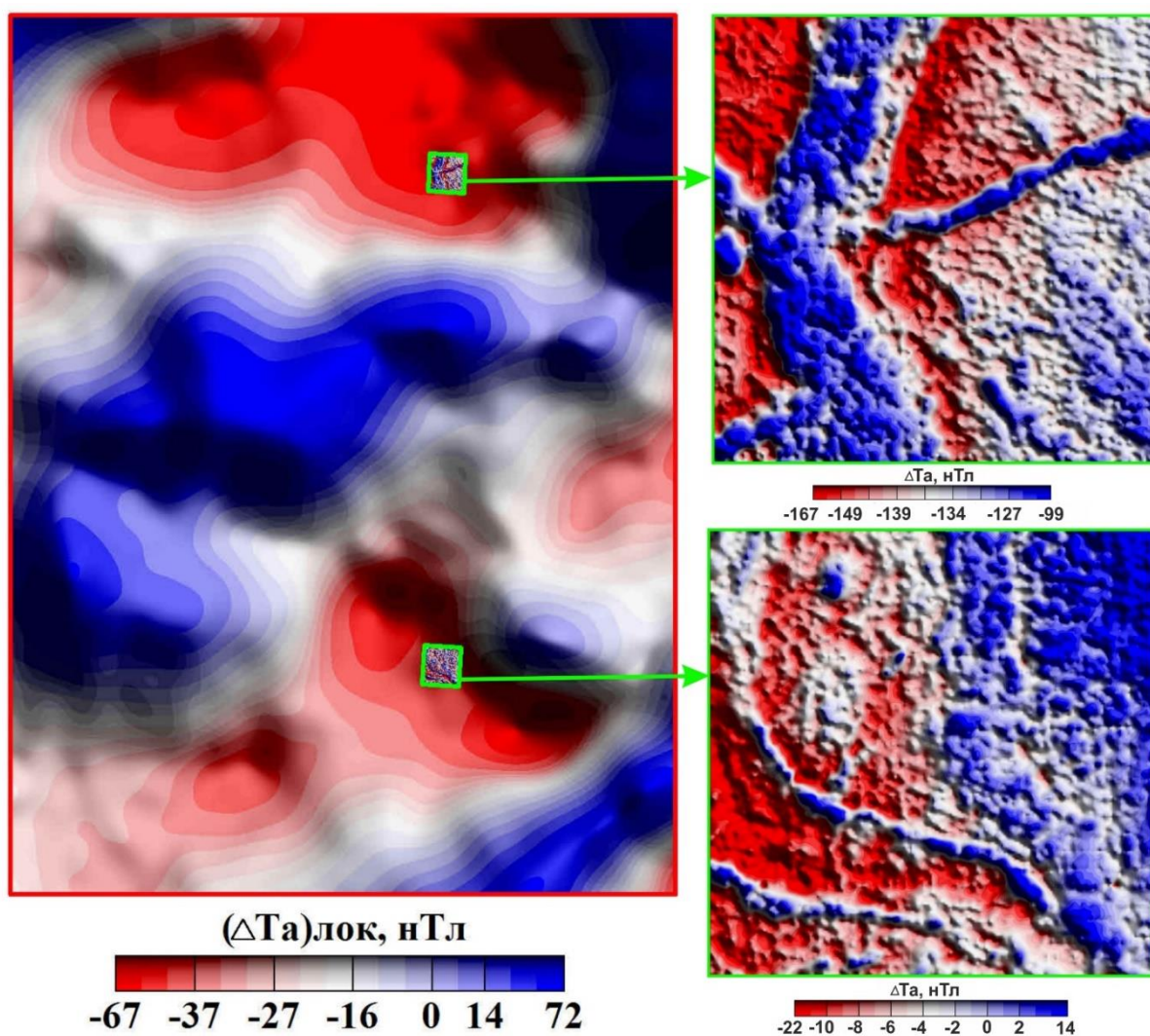


Рис. 5.3. Сопоставление актуализированных данных геофизической основы и инженерных изысканий. Зелёным контуром выделены участки инженерных изысканий. Размеры инженерных площадок 5*5 км.

Наборная гравиметрия

Средняя квадратичная погрешность гравиметрических наблюдений до уравнивания составила ± 0.2 мГал, после уравнивания по постоянной составляющей ± 0.1 мГал, после уравнивания полиномами ± 0.1 мГал. Чтобы не потерять низкоамплитудные аномалии по профилям, применялся низкочастотный фильтр Баттеруорта (Butterworth Filter) с шириной окна 150 метров. По уравненным значениям поля рассчитывалась цифровая модель аномалий поля силы тяжести в редукции свободный воздух в условном уровне (Рис. 5.4 (а)). Ячейка интерполяции цифровой модели 25 метров.

Для удаления из расчётной цифровой модели поля силы тяжести высокочастотного шума не геологической природы выполнялась дополнительная фильтрация данных. Цифровая модель аномалий поля силы тяжести в редукции свободный воздух пересчитывалась в верхнее полупространство на высоту 50 м (Рис. 5.4 (б)). Представленная на (Рис. 5.5 (а)) цифровая модель разности между аномалиями поля силы тяжести в редукции свободный воздух и полем, пересчитанным вверх, отображает помехи, связанные с погрешностью съемки. Гистограмма распределения на (Рис. 5.5 (б)) это подтверждает. Выделенные шумы лежат в диапазоне значений ± 0.2 мГал [55].

По данным многолучевого эхолота была получена цифровая модель рельефа морского дна (Рис. 5.6). Абсолютный перепад значений глубин моря на площади работ составляет 15 м, максимальная глубина -86 м, минимальная -71 м. В целом поверхность морского дна района работ представляет собой аккумулятивную равнину с относительными высотами 1-3 м [4].

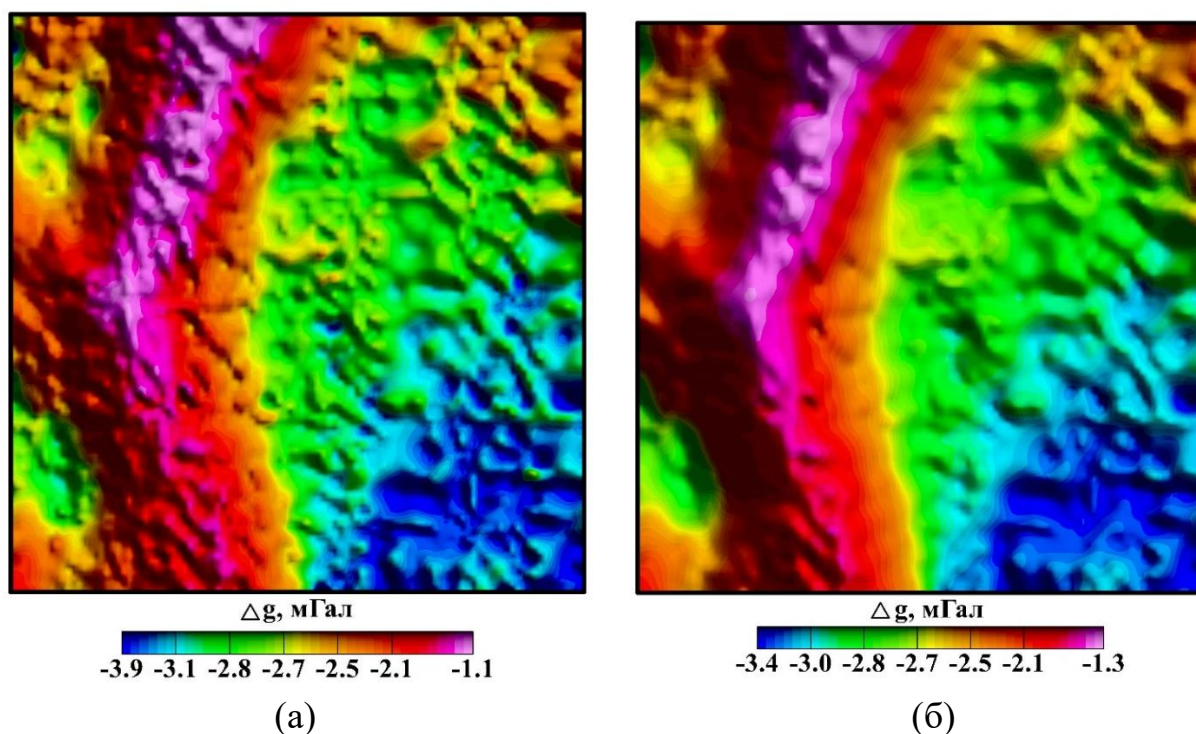


Рис. 5.4. Цифровая модель аномалий поля силы тяжести в редукции свободный воздух (в условном уровне) до фильтрации (а) и после (б). Размеры участка работ 5*5 км.

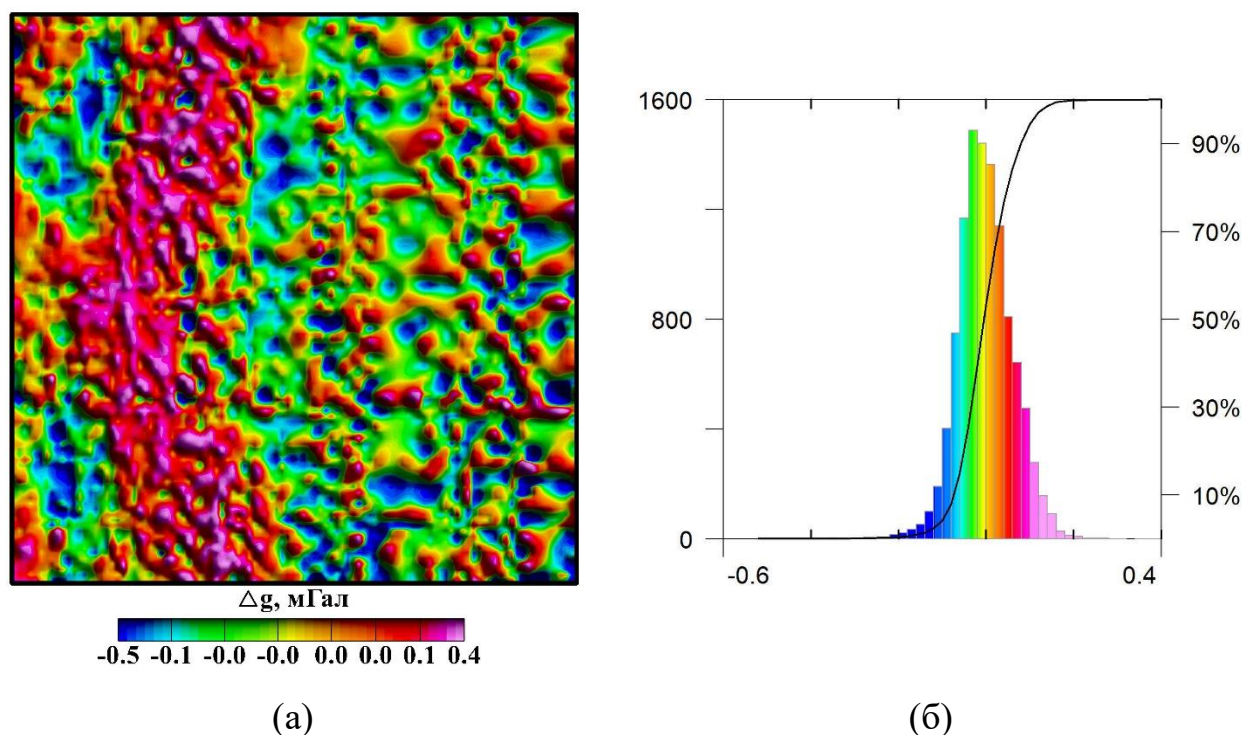


Рис. 5.5. Цифровая модель значений разности аномалий поля силы тяжести в редукции свободный воздух и пересчитанных в верхнее полупространство на высоту 50 м - (а), (б) - гистограмма распределения погрешности съёмки. Размеры участка работ 5*5 км.

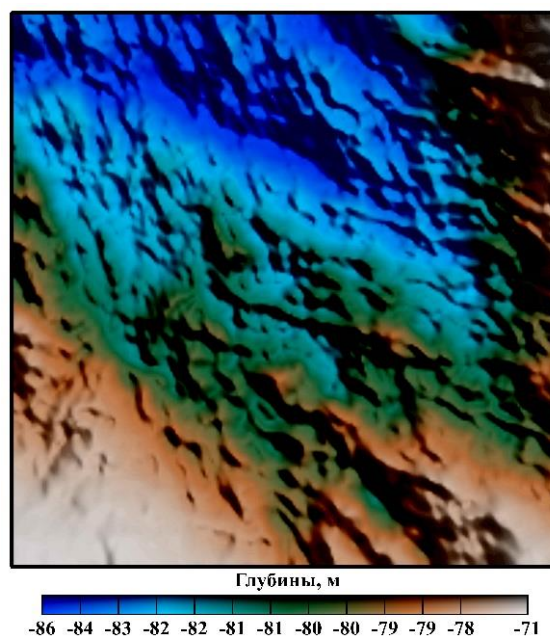


Рис. 5.6. Цифровая модель рельефа морского дна по данным многолучевого эхолота. Размеры участка работ 5*5 км.

Выводы к разделу 5.3

Данные потенциальных полей инженерных исследований отображают эффективность методики проведения наблюдений. Погрешности съёмок

после уравнивания составили: гидромагнитные наблюдения ± 1.2 нТл, гравиметрические ± 0.1 мГал. В цифровых моделях рассмотренных высокоточных съёмок отражаются все особенности строения верхней части разреза, которых не видно в локальной составляющей потенциальных полей по актуализированным данным геофизической основы третьего поколения.

Таким образом, методика наблюдений, предложенная в работе, позволяет совершенно по-новому взглянуть на уже исследованные регионы, выявить локальные особенности геологической среды и провести содержательную комплексную интерпретацию.

5.4. Комплексная интерпретация потенциальных полей и материалов сейсморазведки

К распространённым опасным геологическим объектам, представляющим большую угрозу для строительства нефтегазовой инфраструктуры на Арктическом шельфе Карского моря, можно отнести: области развития предположительно мерзлых грунтов, палеоврезы и палеодепрессии, а также интервалы разреза с повышенной газонасыщенностью [7]. Природа палеодепрессий в изучаемом районе может быть различной – они могут представлять собой эрозионные врезы, выработанные палеореками во время наиболее крупных регрессий (в позднем миоцене, в среднем плиоцене, в среднем и позднем неоплейстоцене), структуры проседания, образовавшиеся при развитии подрусловых таликов, крупные посткриогенные деформации и др. [42]. По сейсмическим данным не всегда возможно достоверно идентифицировать эти образования и определить их генезис [39]. Ко всем таким структурам далее в нашей работе мы будем применять общее название - палеоврезы.

Исследуемые объекты поисков проявляются в высокочастотном магнитном поле, и для их выделения рассчитывалась локальная составляющая аномального магнитного поля. Магнитное поле

пересчитывалось в верхнее полупространство на высоту 150 м (Рис. 5.7 (а)), и затем региональные аномалии вычитались из исходных данных (Рис. 5.7 (б)).

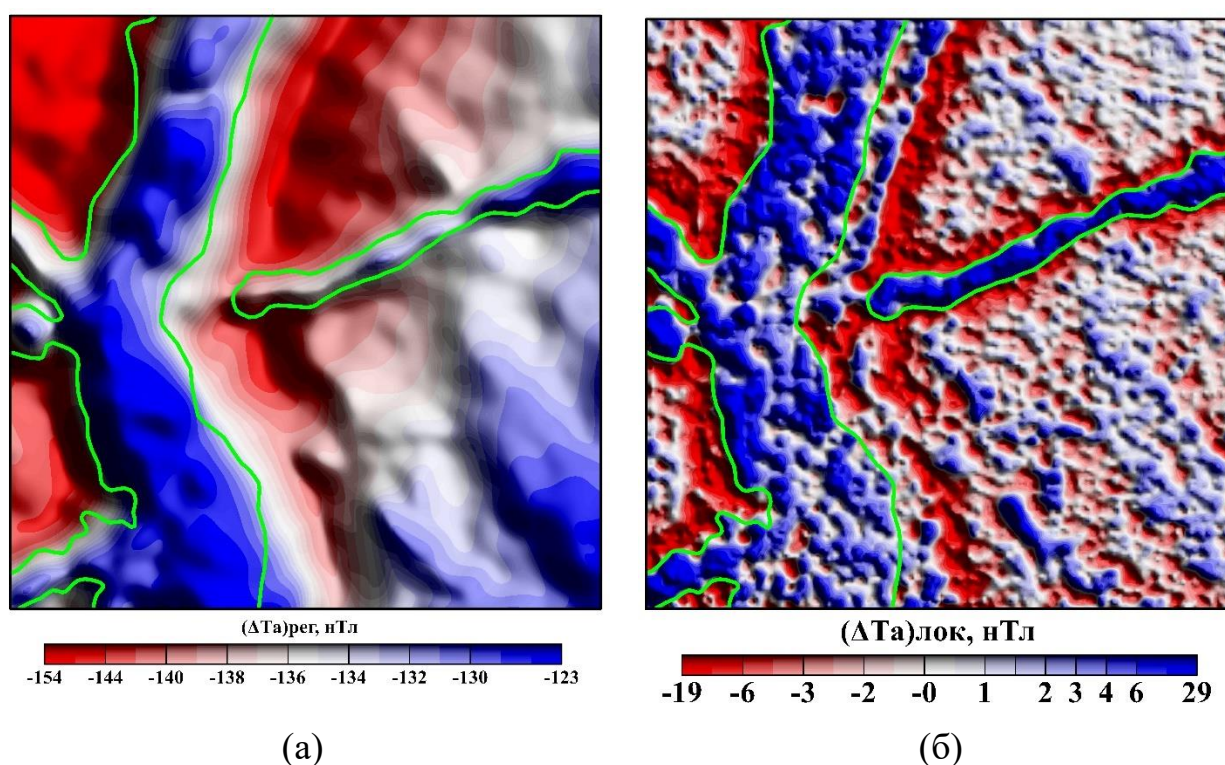


Рис. 5.7. Цифровые модели региональной (а) и локальной (б) составляющей аномального магнитного поля. Зеленым цветом обозначены границы площадных аномалий магнитного поля. Размеры участка работ 5*5 км.

Поле локальных магнитных аномалий имеет сложную конфигурацию. В пределах площади исследований расположены высокоградиентные аномальные зоны меридионального и субширотного направления (Рис. 5.7). Практически всю западную часть района работ занимает интенсивная до 15.5 нТл положительная региональная аномалия, простирающаяся с юга на север. Аномальная область ярко проявляется во всех трансформантах магнитного поля (Рис. 5.7). По сейсмоакустическим данным выяснено, что аномалия имеет геологическую природу и приурочена к палеоврезам, обозначенным как *Врез-1* и *Врез-2* на (Рис. 5.8). Сейсмическая запись в области развития палеоврезов характеризуется размытой волновой картиной, в которой перестают прослеживаться отражающие горизонты.

В восточной части района работ с ней сочленяется линейная зона положительных амплитуд интенсивностью от 8 до 16 нТл (max до 19 нТл) субширотного простирания (Рис. 5.7). Структура трассируется на всех профилях в восточной части площади и имеет ширину порядка 200 м. По сейсмоакустическим материалам эта линейная область отмечена врезом неявной формы, который обозначен как *Врез-3* на (Рис. 5.8). Выделенный врез отмечается размытой отражающей границей на всей восточной части площади исследований.

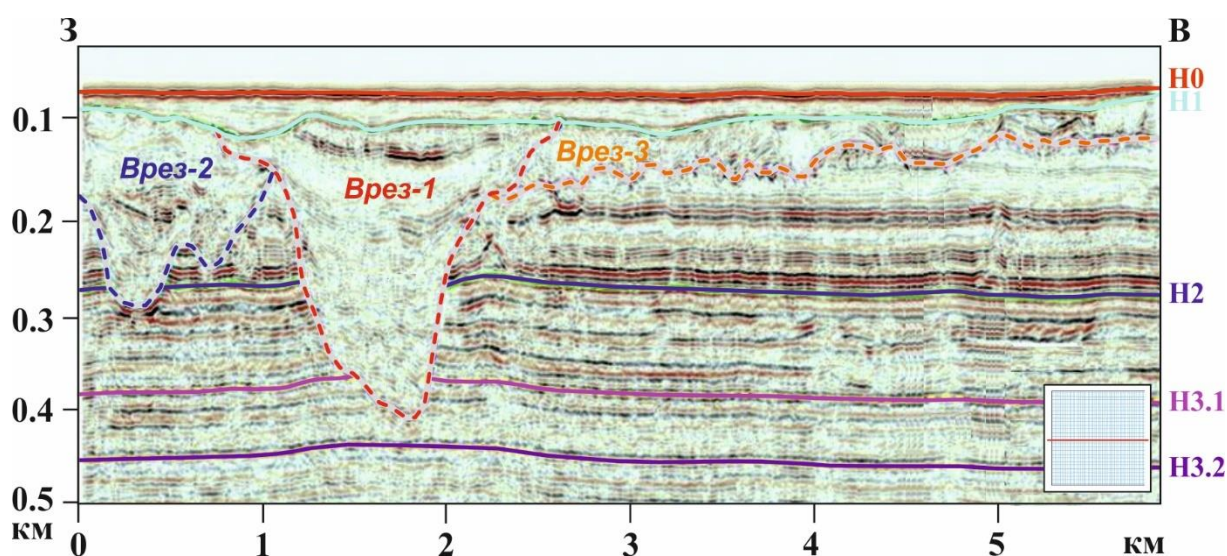


Рис. 5.8. Сейсмоакустический разрез по данным сейсморазведки высокого разрешения. Местоположение разреза представлено на врезке и на схеме (см. Рис. 5.1).

В юго-восточном углу наблюдается региональная положительная аномалия С-3 простирания конусовидной формы с закрытием на север (Рис. 5.7). Аномалия протягивается на 3.5 км до линейной структуры субширотного простирания и рассекается ей. Закрытие «вершины» конусовидной аномалии прослеживается дальше в региональной и локальной составляющей аномального магнитного поля.

Все выделенные магнитоактивные неоднородности отражают геологические особенности и процессы в осадочном чехле, что подтверждают сейсмоакустические данные.

На цифровой модели аномалий поля силы тяжести отчётливо выделяется изогнутая линейная зона положительных амплитуд, пересекающая площадь работ с юга на север (Рис. 5.9). Аномалия имеет интенсивность 1-1.5 мГал, что на порядок превышает погрешность съёмки. Эта область полностью совпадает с аномальной зоной, полученной по данным магниторазведки (Рис. 5.7), и соответственно коррелирует с данными интерпретации сейсморазведки высокого разрешения (Рис. 5.8).

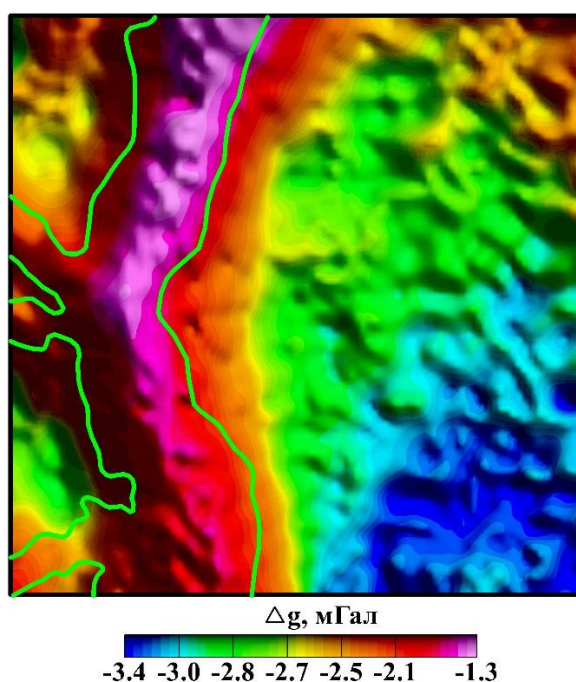


Рис. 5.9. Цифровая модель аномалий поля силы тяжести в редукции свободный воздух (в условном уровне). Зеленым цветом обозначена граница площадной аномалии, выделенной по данным магнитного поля. Размеры участка работ 5*5 км.

В юго-восточной части исследуемой площади наблюдается изометричная кольцевая зона отрицательных аномалий поля силы тяжести интенсивностью до -0.6 мГал (Рис. 5.9). Область отрицательных аномалий может быть связана с разуплотнением осадочных слоёв, вызванных газонасыщенностью. Примечательно, что данная область накладывается на конусовидную положительную аномалию магнитного поля.

Возможность применения гидромагнитной съемки при поисках

локальных структур перспективных на углеводороды связано, в частности, с тем, что на участках нефтяных ловушек происходит просачивание метана в покрывающие породы, в результате чего в железосодержащих красноцветных песчаниках происходит химическая реакция, приводящая к формированию магнетита, скопление которого способны создать локальные магнитные аномалии.

По полученным значениям аномального магнитного поля, гравитационного поля в редукции свободный воздух и сейсмоакустическим горизонтам через всю площадь в широтном направлении были построены геомагнитный и геоплотностной разрезы до глубины 500 м. В результате анализа сейсмоакустических данных до глубины 500 метров, было выделено 3 сейсмокомплекса (СК), границами которых являются 4 опорных отражающих горизонта: Н0 (морское дно), Н1, Н2, Н3 (см. Рис. 5.8). По результатам сопоставления отражающий горизонт Н2 приурочен к границе верхнего мела – нижнего палеогена, отражающий горизонт Н3 к кровле кампана. Границы Н3.1 и Н3.2 были выделены внутри сейсмического комплекса Н3 по априорным скважинным данным. Моделирование проводилось до получения сходимости графиков измеренного и расчётного поля с точностью не хуже погрешности съёмок: для магнитометрии ± 1.2 нТл, для гравиметрии ± 0.1 мГал.

По результатам геомагнитного моделирования вмещающие породы практически немагнитны (Рис. 5.10). Значения магнитной восприимчивости соответствуют осадочным породам: песчаникам и глинам, что согласуется с геологическим представлением о строении бассейна Карского моря (по материалам из главы 4.3). Установлено, что магнитоактивные массы тяготеют к палеоврезам, а именно к их границам и бортовым частям и фокусируются в диапазоне глубин 100-420 м для *Врез-1*, 100-300 м для *Врез-2* и 100-160 м для *Врез-3* (Рис. 5.10).

Примечательно, что увеличение значений магнитной восприимчивости наблюдается при переходе к бортовым частям палеоврезов и достигает

максимумов в областях сочленения их границ [52]. Максимальные значения магнитной восприимчивости фиксируются в центральной части профиля на отметке 2.9 км в области сочленения *Врез-1* и *Врез-3*, где они варьируют от $4 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Увеличение магнитной восприимчивости может быть связано с присутствием гидроокислов железа и сульфидов железа в песчаных отложениях [16].

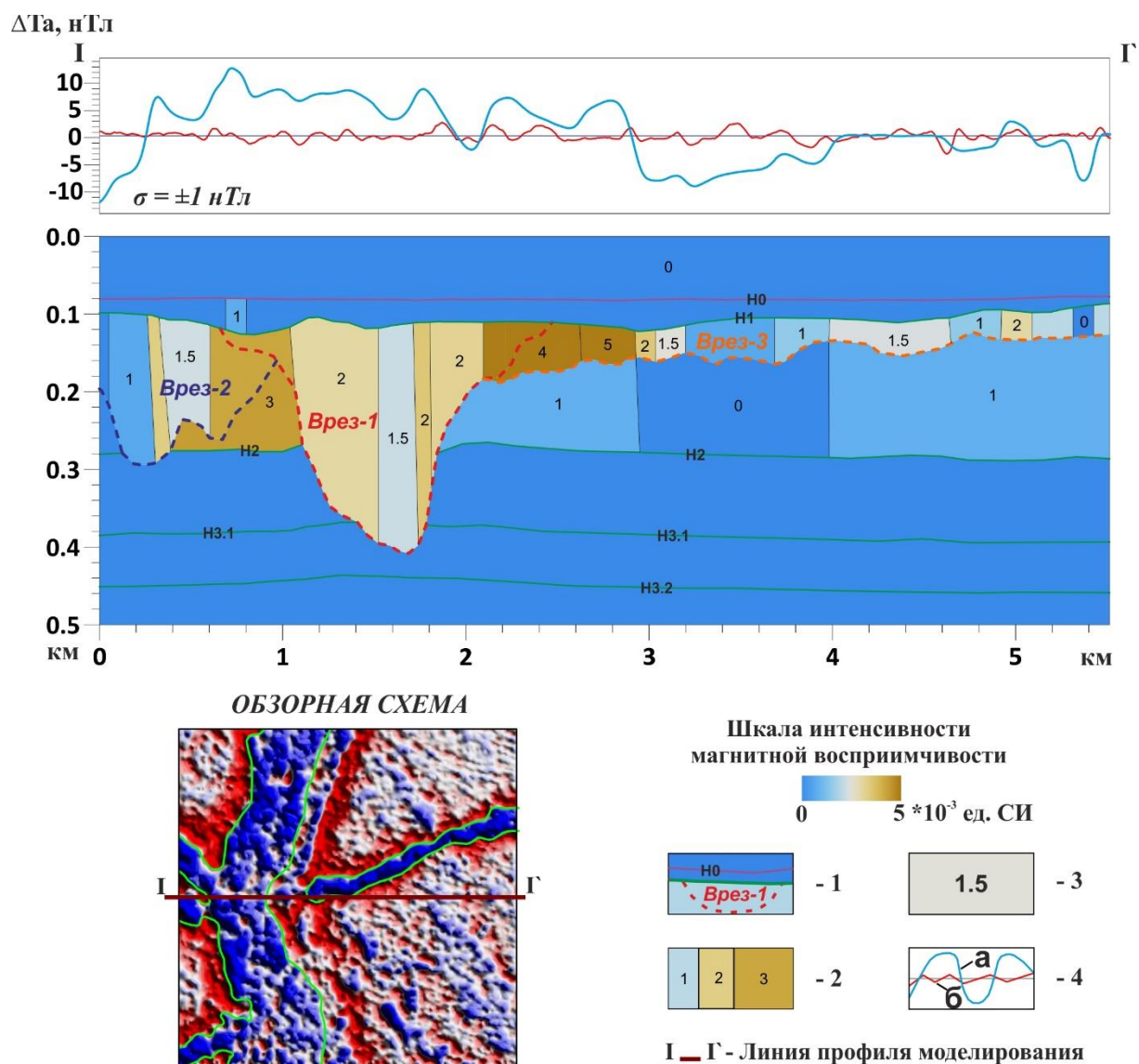


Рис. 5.10. Геомагнитный разрез по результатам 2D моделирования. 1 – отражающие горизонты и границы палеоврезов по сейсмоакустическим данным, 2 – границы блоков по результатам моделирования, 3 – модельные значения магнитной восприимчивости, 4 – (а) – ΔT_a , нТл: наблюдаемый и вычисленный графики аномального магнитного поля, (б) – σ , нТл: график разности наблюдаемых и вычисленных значений ΔT_a . Местоположение разреза показано на обзорной схеме под модельным профилем и на (Рис. 5.1).

Для промежуточного слоя на отражающей границе вода/дно установлено оптимальное значение плотности 1.9 г/см^3 , что соответствует глинистым отложениям морского дна [41]. Данная плотность не создаёт ложных аномалий, но в то же время и не компенсирует известную часть аномалий наблюдаемого поля силы тяжести. Подбор значений плотности для нижележащих слоёв осуществлялся исходя из соображений о градиентно-слоистой модели среды и положений, сформулированных нами в разделе 4.3 на основании скважинных данных.

В результате 2D геоплотностного моделирования для подсечённого палеовреза в западной части профиля было установлено уплотнение разреза на глубине 100-420 м до 2.3 г/см^3 , что соответствует аномалии в 1 мГал. На расстоянии от 4.6 до 5.5 км по модельному профилю в палеогеновых отложениях в интервале глубин 100-300 метров обнаружено разуплотнение разреза величиной до 2.06 г/см^3 . Над неоднородностью наблюдается отрицательное значение аномалии амплитудой до -0.4 мГал. Обнаруженный «артефакт» может быть вызван газонасыщенностью осадочной толщи и требует учёта при постановке плавучей буровой платформы.

Результаты моделирования потенциальных полей дополняют сейсмоакустические данные и дают количественное представление о распределении плотности и магнитной восприимчивости пород разреза.

Выводы к разделу 5.4

Главным фактором эффективного решения геолого-геофизических задач при выполнении инженерно-геологических изысканий на арктическом шельфе является комплексный подход к интерпретации материалов потенциальных методов геофизики и сейсморазведки. Приведенные результаты комплексной интерпретации показали высокую эффективность методов при локализации палеоврезов и трассировании их границ, а также выделении неоднородностей в разрезе, возможно, связанных с газонасыщенностью. Комплексная интерпретация позволяет дать

рекомендации по дальнейшим исследованиям, что, несомненно, поможет задать правильную точку для установки платформы и безопасного реализовать бурение на стадии разработки.

Высокоточная гидромагнитная съёмка позволила достоверно выделить магнитоактивные неоднородности в районе работ, тем самым определить участки с опасными условиями для бурения. В комплексе с результатами набортной гравиметрии удалось подтвердить выявленные объекты и обнаружить области геологических разуплотнений. Кроме того, гидромагнитная съёмка позволила выявить и установить границы распространения субширотной линейной аномальной зоны, которая явно не проявилась по другим методам. Потенциальные методы хорошо подтверждают и дополняют друг друга.

Потенциальные поля с материалами сейсморазведки дают информацию о плотности и магнитной восприимчивости пород изучаемого разреза. Результаты моделирования гидромагнитных и гравиметрических данных подтверждают высокую чувствительность измерений. Опыт проведённых работ показывает, что даже при попутных набортных гравиметрических исследованиях возможно достоверно выделять гравитационные аномалии интенсивностью до 0.3 мГал. Высокоточная аппаратура позволяет изучать тонкую структуру геофизических полей, повышает требовательность к обработке и интерпретации наблюдений, тем самым ставит новые задачи перед геофизиками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оператор численного дифференцирования является высокочастотным фильтром. С его помощью можно реализовать высокоточные и детальные гидромагнитные исследования, при выборе оптимальных параметров методики съёмки под конкретно поставленные задачи на стадии планирования работ. Размеры объектов поисков задают методику гидромагнитных наблюдений.

При проведении дифференциальной гидромагнитной съёмки, нацеленной на поиски локальных магнитоактивных неоднородностей при инженерных изысканиях, к главным параметрам методики съёмки можно отнести: построение регулярной сети наблюдений, согласование длины базы градиента и дискретизации данных по профилю - дискретизация данных не должна превышать $\frac{1}{4}$ от величины базы наблюдений, стабилизация и удержание системы магнитометров на заданной глубине.

Детальность дифференциальных измерений при инженерных изысканиях определяют два основных параметра: шаг расчёта градиента и размер базы наблюдений. Немаловажно использовать магнитометры с одинаковой чувствительностью измерительных датчиков, настроенные на синхронную работу. Именно оптимально подобрав параметры съёмки под конкретные задачи исследований и корректно реализовав методику наблюдений, можно минимизировать ошибку съёмки и осуществить разрешающую способность метода.

В результате оценки разрешающей способности градиентометрии в детерминированной постановке задачи установлена зависимость: $H \leq 1.23(\Delta X)$, где H – глубина залегания объектов, а ΔX кратный шаг расположения серии однотипных источников магнитного поля по профилю наблюдений.

В результате оценки разрешающей способности градиентометрии по стохастическому критерию, установлены более жесткие границы разрешимости $H \leq 0.85(\Delta X)$, чем в детерминированной постановке. На

глубинах до источников, сопоставимых со средним плановым интервалом между объектами, расчёты приращения поля на малых базисах демонстрирую чёткое разрешение отдельной аномалии. Для относительно больших глубин и величин пространственного базиса наблюдаются иные закономерности разрешения аномалий. Установлено, что при постепенном возрастании величины базы наблюдений с приближением её значения к величине расстояния между аномалообразующими телами имеет место исчезновение разрешимости по стохастическому критерию, которое на практике наступит уже при соотношении $(nd \cdot dx)/\Delta X \approx 0.85$, где $(nd \cdot dx)$ – измерительная база градиента. Следовательно, при поисках локальных источников поля, залегающих примерно на одинаковой глубине и находящихся на расстоянии друг от друга, сопоставимом с поперечными размерами самих тел, для их уверенного разделения необходимо использовать базы наблюдений меньшие по размерам, чем расстояние между центрами картируемых объектов, как минимум на $\frac{1}{4}$ этого интервала.

Главным фактором эффективного решения геолого-геофизических задач при выполнении инженерно-геологических изысканий на арктическом шельфе является комплексный подход к интерпретации материалов потенциальных методов геофизики и сейсморазведки. Приведенные результаты комплексной интерпретации показали высокую эффективность методов при локализации палеоврезов и трассировании их границ, а также выделении неоднородностей в разрезе, возможно, связанных с газонасыщенностью. Комплексная интерпретация позволяют дать рекомендации по дальнейшим исследованиям, что, несомненно, поможет задать правильную точку для установки платформы и безопасно реализовать бурение на стадии разработки.

На основании анализа результатов выполненных научно-исследовательских работ были сформулированы защищаемые положения:

1. При проведении дифференциальной гидромагнитной съёмки с заглублением измерительной системы магнитометров при инженерных изысканиях требуется выполнение следующих методических условий: построение регулярной сети профилей, согласование длины базы градиента и дискретизации данных по профилю - дискретизация данных не должна превышать $\frac{1}{4}$ от величины базы наблюдений, стабилизация и удержание системы магнитометров на заданной глубине.

2. Предложенные детерминированные и стохастические оценки разрешающей способности магнитной градиентометрии определяют условия разрешимости двух соседних аномалий в зависимости от глубины залегания точечных источников магнитного поля.

3. Высокоточные гидромагнитные наблюдения в комплексе с данными набортной гравиметрии и сейсмоакустическими материалами при инженерных изысканиях позволяют выделять палеоврезы и области газонасыщенности, количественно оценивать магнитную восприимчивость и плотность пород разреза.

Перспективы дальнейших исследований:

Дальнейшее изучение и совершенствование дифференциального гидромагнитного метода при инженерных изысканиях возможно за счёт решения задачи стабилизации измерительной системы градиентометра на малом базисе регистрации сигнала при проведении съёмки с заглублением измерительной системы магнитометров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева А.К., Арутюнян С.С., Васильева О.А., Зуйкова О.Н., Хохлова Ю.Н., Прокопцева С.В. Актуализация количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата континентального шельфа Российской Федерации по состоянию на 01.01.2017 г. — результаты и перспективы // Геология нефти и газа. – 2023. – № 4. – С. 69–83. DOI: 10.41748/0016-7894-2023-4-69-83.
2. Ампилов Ю.П. Месторождения Российского шельфа // Neftegaz.ru. – 2014. – № 10. – С. 20 – 27.
3. Андреев О.П., Кобылкин Д.Н., Ахмедсафин С.К., Кирсанов С.А., Безматерных Е.Ф., Кривицкий Г.Е. Гравиметрический контроль разработки газовых и газоконденсатных месторождений. Состояние, проблемы, перспективы / М.: ООО «Издательский дом Недра», 2012. – 374 с.
4. Базилевич С.О., Казанина М.А., Кочетов М.В., Жилин Ф.Е., Шепелев А.А. Высокоточные гидромагнитные и набортные гравиметрические исследования при инженерных изысканиях на шельфе // Гелиогеофизические исследования, 2023. – № 41. – С. 27-33.
5. Базилевич С.О., Казанина М.А., Жилин Ф.Е., Шепелев А.А., Кочетов М.В. Гравиметрические исследования при выполнении комплексных морских инженерно-геологических изысканий на Арктическом шельфе // В книге: Освоение морских нефтегазовых месторождений. Тезисы докладов научно-технической конференции, посвящённой 25-летию кафедры освоения морских нефтегазовых месторождений. Москва, 2023. – С. 27-28.
6. Базилевич С.О., Казанина М.А., Жилин Ф.Е., Шепелев А.А., Кочетов М.В. Разработка и внедрение методики высокоточных гидромагнитных и набортных гравиметрических исследований при инженерных изысканиях на шельфе // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2023. – № 4. – С. 76-82.
7. Базилевич С.О., Казанина М.А., Жилин Ф.Е., Шепелев А.А.,

Кочетов М.В. Эффективность высокоточных гравимагнитных наблюдений при проведении инженерно-геологических изысканий // Neftegaz.ru. – 2024. – № 3. – С. 64-70.

8. Блох Ю.И. Решение прямых задач гравиразведки и магниторазведки. – М.: МГГА, 1993. – 75 с.

9. Блох Ю.И. Обнаружение и разделение гравитационных и магнитных аномалий. – М.: МГГА, 1995. – 81 с.

10. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий, 2009. – 232 с.

11. Блох Ю.И. Теоретические основы комплексной магниторазведки / М.: 2012. – 160 с.

12. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусков А.А. Комплексные геолого-геофизические исследования подводных вулканов западной зоны Курильской островной дуги // В сборнике: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. 50-я юбилейная сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. Москва, 2024. – С. 59-63.

13. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусков А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. – № 2. – Вып. 26. – С. 5-10.

14. Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. – 187 с.

15. Бычков С.Г., Геник И.В., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. Современная гравиразведка при геологоразведочных работах на нефть и газ // Геофизика. – 2013. – №5. – С. 42-45.

16. Вахромеев Г.С., Ерофеев Л.Я., Канайкин В.С., Номоконова Г.Г. Петрофизика: Учебник для вузов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1997. – 462 с.

17. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Обзор геофизических методов исследований при решении инженерно-геологических и инженерных задач / М.: ГСД Продакшен, 1998. – 67 с.

18. Воробьева В.В. Об определении плотности пород по гравиметрическим наблюдениям // Вопросы геофизики. – 1983. – 29. – С. 142-147.

19. Гаврилов В.П. Пояса нефтегазонакопления Арктики, перспективы их освоения // Геология нефти и газа. – 2013. – № 1. – С. 12-22.

20. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 468 с.

21. Глазнев В.Н. К оценке точности и густоты гравимагнитных съёмок при картировании закрытых территорий / Геофизические исследования на Кольском полуострове. Изд. КФАН СССР, Апатиты, 1973. – С. 63-67.

22. Глазнев В.Н., Берман И.И. Оценка разрешающей способности магниторазведки в сложных полях / Геофизические исследования северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1976. – С. 109-114.

23. Глазнев В.Н., Берман И.И. К теории оптимальных параметров наблюдений для целей картирования потенциальных полей. В кн.: Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Изд. КарФАН СССР, Петрозаводск, 1978. – С. 14-18.

24. Глазнев В.Н. Оценка границ применимости стохастических моделей потенциальных полей // Вестник ВГУ, сер. Геология. – 1999. – № 8. – С. 153-156.

25. Глазнев В.Н. Комплексная геофизическая модель земной коры по профилю "Балтик" (юго-восток Балтийского щита). Вестник Воронежского государственного университета. – 2001. – № 11. – С. 186-198.

26. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии / Апатиты: «КаэМ», 2003. – 252 с.

27. Глазнев В.Н. Оценка разрешающей способности магнитного градиентометрического метода при решении инженерных задач / В.Н. Глазнев, В.С. Стариков // Материалы XVI международной конференции «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы». – Воронеж: изд. ВГУ, 2010. – С. 183-197.

28. Глазнев В.Н., Стариков В.С. Применение методов магнитометрической съёмки для исследования подводных переходов трубопроводов различной протяжённости в условиях мелководья / Сб. докл. 5-ой Международной научно–практической конференции «Инженерная и рудная геофизика 2009». Электронный ресурс. DOI: 10.3997/2214-4609.201403827.

29. Глазнев В.Н., Стариков В.С. Остаточная намагниченность и внешнее магнитное поле прямошовных стальных труб, как объекта инженерных изысканий // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2018. – № 3. – С. 83-92.

30. Глазнев В.Н. Интегральные преобразования в геофизике. Учебное пособие / Воронеж: ООО ИПЦ «Научная книга», 2019. – 45 с.

31. Глазнев В.Н., Якуба И.А. Мощность земной коры территории Республики Нигер по данным стохастической интерпретации гравитационного поля // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2020. – №4. – С. 46-58.

32. Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д. Морская магнитометрия / М.: Недра, 1986. – 232 с.

33. Городницкий А.М., Филин А.М., Малютин Ю.Д. Морская градиентная съёмка. - М.: ВНИРО, 2004. – 140 с.

34. Журавлёв В.А., Челышев С.В., Кочетов М.В. Опыт использования гравиметра Чекан и перспективы развития морской гравиметрии в ОАО МАГЭ. В сборнике: Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д. Г. Успенского - В. Н. Страхова.

Воронеж, 2020. – С. 124-127.

35. Журавлев В.А. К вопросу оценки погрешности уравненных геофизических съемок // Сб. докладов Международной научной школы-семинара: «Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». – Ухта: Изд. УГТУ, 2000. – С. 57–62.

36. Зархидзе Д.В., Шкарубо С.И., Красножен А.С., Руденко А.А. и др. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист S-41,42 (зал. Русанова, о-в Белый), 2022.

37. Инструкция по магниторазведке (наземная магнитная съёмка, аэромагнитная съёмка, гидромагнитная съёмка) / М-во геологии СССР. - Л.: Недра, 1981. – 263 с.

38. Инструкция по морской магнитной съемке (ИМ-86). Министерство обороны СССР, ГУНиО, 1987.

39. Казанин А.Г., Шепелев А.А., Коснырева М.В., Жилин Ф.Е., Демонов А.П., Кочетов М.В. Комплексирование данных сейсморазведки и магниторазведки при анализе палеоврезов и палеопонижений шельфа Карского моря // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2023. – № 3. – С. 131-139.

40. Кирьянов Д.В. Mathcad14 // СПб.: БХВ-Петербург, 2007. – 704 с.

41. Козлов С.А. Оценка устойчивости геологической среды на морских месторождениях углеводородов в Арктике // Нефтегазовое дело, 2005. – №1. С. 29.

42. Колюбакин А.А., МIRONЮК С.Г., Росляков А.Г. и др. Применение комплекса геофизических методов для выявления опасных геологических процессов и явлений на шельфе моря Лаптевых // Инженерные изыскания. – 2016. – № 10-11. – С. 38-51.

43. Конторович В.А. Нефтегазоносность Карского моря // Neftegaz.ru. – 2018. – № 11. – С. 34 – 43.

44. Костицын В.И. Методы повышения точности и геологической эффективности детальной гравиразведки. Пермь: ПГУ, 2002.

45. Кочетов М.В. Практика в ОАО «Морская Арктическая Геологоразведочная Экспедиция» / Практика геологов на производстве: сборник трудов Всероссийской студенческой научно-практической конференции. Ростов-на-Дону: изд. ЮФУ, 2016. – 150 с.

46. Кочетов М.В., Журавлев В.А. Оптимизация методики дифференциальной гидромагнитной съемки // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2018. – № 2. – С. 127-131.

47. Кочетов М.В., Журавлев В.А., Глазнев В.Н. Оценка разрешающей способности морской дифференциальной гидромагнитной съёмки // Материалы VI Международной конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового Океана». СПб.: изд. ФГБУ «ВНИИОкеангеология», 2018. – С. 45-46.

48. Кочетов М.В., Стариков В.С. Стохастическая оценка разрешающей способности дифференциальной гидромагнитной съёмки // Инновационные методики геофизических исследований: Материалы ежегодной молодёжной научной конференции кафедры геофизики Воронежского государственного университета. Под ред. А.А. Аузина, О.М. Муравиной. Воронеж: изд. «Научная книга», 2018. – С. 58-65.

49. Кочетов М.В. Моделирование задач обнаружения намагниченного объекта с помощью дифференциальной гидромагнитной съёмки // В сборнике: Геофизические исследования: методика работ, интерпретация данных. Материалы ежегодной молодёжной научной конференции кафедры геофизики Воронежского государственного университета. Под ред. А.А. Аузина. Воронеж: изд. «Научная книга», 2019. – С. 48-53.

50. Кочетов М.В. Имитационное моделирование дифференциальной гидромагнитной съемки в стохастических средах // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2019. – № 3. – С. 99-103.

51. Кочетов М.В., Шепелев А.А., Челышев С.В. Надводная гравиметрия в комплексе с гидромагнитометрией в рамках выполнения инженерно-геологических изысканий на шельфе // Актуальные проблемы нефти и газа: Сборник трудов V Всероссийской молодёжной научной конференции. – Москва: ИПНГ, 2022. – С. 329-330.

52. Кочетов М.В. Гидромагнитные исследования при решении инженерно-геологических задач на арктическом шельфе // Двадцать четвёртая уральская молодёжная научная школа по геофизике: Сборник науч. Материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2023. – С. 99-103.

53. Кочетов М.В., Шепелев А.А., Челышев С.В. Возможности набортных гравиметрических и гидромагнитных исследований при решении инженерно-геологических задач на шельфе // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2023. – № 3. – С. 88-97.

54. Кочетов М.В., Шепелев А.А., Жилин Ф.Е. Потенциальные методы при решении инженерно-геологических задач на арктическом шельфе // Актуальные проблемы нефти и газа: Сборник трудов VI Всероссийской молодёжной научной конференции. – Москва: ИПНГ, 2023. – С. 148-151.

55. Кочетов М.В. Набортные гравиметрические исследования при решении инженерно-геологических задач на арктическом шельфе // II Лавёровские чтения. Арктика: актуальные проблемы и вызовы: Сборник науч. Материалов. – Архангельск, 2023. – С. 222-226.

56. Кочетов М.В. Анализ методики дифференциальной гидромагнитной съёмки на стохастической модели среды наблюдений // В сборнике: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. 50-я юбилейная сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. Москва, 2024. – С. 199-203.

57. Кривошея К.В., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Широкова Т.П. Решение задач нефтегазовой геологии возможности современной гравиразведки и магниторазведки // Neftegaz.ru. – 2019. – № 1. – С. 66 – 72.

58. Кузнецов К.М., Булычёв А.А., Лыгин И.В. Анализ возможностей

применения спектрального способа обработки данных дифференциальной гидромагнитной съёмки // Гелиогеофизические исследования, 2023. – № 38. – С. 46-53.

59. Любимов В.В. Магнитометры-градиентометры для научных исследований: новые разработки // Экономика и производство. / Технологии, оборудование, материалы / Журнал организаторов производства. М. – 2009. – No. 2. – С. 61-63.

60. Ляшенко Н.В. Выделение локальных намагниченных объектов по данным гидромагнитных съёмок // В сборнике: Геофизические исследования: методика работ, интерпретация данных. Материалы ежегодной молодёжной научной конференции кафедры геофизики Воронежского государственного университета. Под ред. А.А. Аузина. Воронеж: изд. «Научная книга», 2019. – С. 63-69.

61. Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. В. Е. Никитского, Ю. С. Глебовского. - М.: Недра, 1980. – 367 с.

62. Матусевич А.В. Гравиразведка Прикаспийской впадины. – Ливны: Издатель Мухаметов Г.В., 2013. – 176 с.

63. Миронов В.С. Курс гравиразведки: Учебное пособие. Л.: Недра. Ленинградское отделение, 1980. 543 с.

64. Муравина О.М., Глазнев В.Н. Введение в обратные задачи геофизики: учебное пособие / Воронежский государственный университет. – Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2021. – 80 с.

65. Никитин А.А., Хмелевской В.К. Комплексирование геофизических методов: учебник для вузов. – 2-е изд. испр. и доп. – М.: ВНИИгеосистем, 2012. – 346 с.

66. Новиков К.В. Магниторазведка Часть 1. Москва 2013. – 141 с.

67. Пешехонов В.Г., Степанов О.А., Августов Л.И. и др. Современные методы и средства измерения параметров гравитационного поля Земли / Под общей ред. В.Г. Пешехонова; науч. редактор О.А. Степанов. СПб.: ГНЦ РФ. АО "Концерн "ЦНИИ "Электроприбор". – 2017. – 390 с.

68. Розе Е.Н., Марков И.М. Градиентометрический метод измерения геомагнитного поля в океане // Учет временных вариаций при проведении магнитной съемки. – М., 1984. – С.112.

69. СП 47.13330.2016 Свод правил. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. Актуализированная редакция СНиП.11-02-96. – 2017. – 90 с.

70. Семевский Р.Б., Аверкиев В.В., Яроцкий В.А. Специальная магнитометрия / СПб.: Наука, 2002. – 228 с.

71. Серкерев С.А. Гравиразведка и магниторазведка: Учеб. для вузов. – М.: ОАО «Издательство «Недра», 1999. – 473 с.

72. Смекалова Т.Н., Восс О., Мельников А.В. Магнитная разведка в археологии. 12 лет применения Оверхаузеровского градиентометра GSM-19WG. – 75 с.

73. Стариков В.С., Кочетов М.В. Оценка разрешающей способности гидромагнитной градиентометрической съёмки // Инновационные методики геофизических исследований: Материалы ежегодной молодёжной научной конференции кафедры геофизики Воронежского государственного университета. Под ред. А.А. Аузина, О.М. Муравиной. Воронеж: изд. «Научная книга», 2018. – С. 90-95.

74. Стариков В.С. Инженерная магнитометрия при исследовании технического состояния стальных трубопроводов большого диаметра. // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2016. – №3. – С. 114-118.

75. Стариков В.С. Методы инженерной геофизики при поисках техногенных объектов на мелководных акваториях // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2021. – №1. – С. 75-81.

76. Супруненко О.И., Медведева Т.Ю., Минина М.В., Сахань Ю.В. Система информационно-аналитического обеспечения ГРП на Арктическом шельфе // Neftegaz.ru. – 2018. – № 11. – С. 18-23.

77. Черников К.С., Горбачев С.В., Голованов Д.Ю., и др. Геологическая и экономическая эффективность применения гравиразведки и

магниторазведки на разных стадиях геологоразведочных работ // Геология нефти и газа. – 2020. – № 2. – С. 107-120.

78. Черных А.А., Глебовский В.Ю., Корнева М.С., Егорова А.В. «Микролевелинг» – современная технология увязки маршрутных данных площадных геофизических съемок // Геофизика. – 2015. – №4. – С. 40-46.

79. Шельфовые осадочные бассейны Российской Арктики: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал / под ред. д-ра техн. наук Г.С. Казанина; АО «МАГЭ». — Мурманск; СПб.: «Реноме», 2020. – 544 с.

80. Шепелев А.А., Жилин Ф.Е., Демонов А.П. Эффективность выполнения гидромагнитных градиентометрических исследований с использованием магнитовариационной станции при инженерно-геологических изысканиях на континентальном арктическом шельфе. Инженерные изыскания, 2021. – Том XV. – № 3-4, – С. 32-41.

81. Шепелев А.А., Кочетов М.В., Челышев С.В., Коснырева М.В., Демонов А.П., Казанин А.Г. Набортные гравиметрические исследования при решении инженерно-геологических задач на арктическом шельфе // Инженерная и рудная геофизика 2023, Инженерная и рудная геология 2023 / Морские технологии 2023: Сборник материалов конференции. – Санкт-Петербург: ООО «Геомодель», 2023. – С. 776-781.

82. Яновская Т.Б., Порохова Л.Н. Обратные задачи геофизики: Учеб. Пособие. – 2-е изд., доп. и перераб. – СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2004. – 214 с.

83. Boyce J.I., Reinhardt E.G. Marine Magnetic Survey of a Submerged Roman Harbour, Caesarea Maritima, Israel. // The International Journal of Nautical Archaeology. – 2004. – V. 33. – P. 122-136

84. Brandi M. Carrier, Antti Pulkkinen & Michael Heinz (2016) Recognizing Geomagnetic Storms in Marine Magnetometer Data: Toward Improved Archaeological Resource Identification Practices // STAR: Science & Technology of Archaeological Research. – 2016. – V. 2. – No. 1. – P. 1-14.

85. Caratori Tontini F, Carmisciano C, Ciminale M, Grassi M, Lusiani P,

Monti S, Stefanelli P. High-resolution marine magnetic surveys for searching underwater cultural resources // *Annals of geophysics*. – 2006. – V. 49. – No. 6. – P. 1167-1175.

86. Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and the crust–mantle boundary / V.N. Glaznev [et al.] // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2015. – V. 6. – No. 2. – P. 133-170.

87. Crustal structure of the Baltic shield along the Pechenga - Kostomuksha – Lovisa geotraverse / F.P. Mitrofanov [et al.] // *International Geology Review*, 1998. – V. 40. – No. 11. – P. 990-997.

88. Eiken O. et al. Four decades of gravity monitoring of the Groningen gas field // *First EAGE Workshop on Practical Reservoir Monitoring*. – European Association of Geoscientists & Engineers. – 2017. – 505 p.

89. Fairhead J.D., Green C.M., Fletcher K.M.U. Hydrocarbon screening of the deep continental margins using non-seismic methods // *First Break*, 2004. – 22. – P. 59-64.

90. Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B., Osipenko L.G. Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and the crust–mantle boundary // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2015, 6 (2). – P. 133-170.

91. Glaznev V.N., Raevsky A.B., Sharov N.V. A model of the deep structure of the north-eastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // *Tectonophysics*, 1989. – V. 162. – No. 1-2. – P. 151-164.

92. Glaznev V., Skopenko G., Smoliyninova K., Lyahovskiy V. Complex geophysical model of the crust for the Baltic profile / *Structure and dynamics of the Fennoscandian lithosphere*. Institute of Seismology University of Helsinki. Report S-25, 1991, Helsinki, Finland. – P. 107-113.

93. Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Y.V., Ivanenko A.N., Filin A.M., Shishkina N.A. New methods for processing and interpreting marine magnetic

anomalies: Application to structure, oil and gas exploration, Kuril forearc, Barents and Caspian seas // *Geoscience Frontiers*. – 2013. – № 4. – 73-85.

94. Joseph I. Boyce and Eduard G. Reinhardt Marine Magnetic Survey of a Submerged Roman Harbour, Caesarea Maritima, Israel. // *The International Journal of Nautical Archaeology*. – 2004. – V. 33.1. – P. 122-136.

95. Krahenbuhl R.A., Li Y. 4D gravity modeling: Integrating seismic data with highly constrained gravity inversions for effective reservoir monitoring // 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. – European Association of Geoscientists & Engineers. – 2011. – 264 p.

96. Ruiz H., Lien M., Lindgård J.E. 4D gravity and subsidence monitoring as cost-effective alternatives to 4D seismic // *EAGE Seabed Seismic Today: from Acquisition to Application*. – European Association of Geoscientists & Engineers. – 2020. – No. 1. – P. 1-5.

97. Shepelev A.A., Zhilin F.E. Comparison of Processing Results of Magnetometric Data Using Magnetic Base Station and Gradiometer in Offshore Engineering Survey // *Engineering and Mining Geophysics 2021*. European Association of Geoscientists & Engineers. – 2021. – No. 1. – P. 1-7.

98. Weiss E, Ginzburg B, Cohen TR, Zafrir H, Alimi R, Salomonski N, Sharvit J. High Resolution Marine Magnetic Survey of Shallow Water Littoral Area. *Sensors (Basel)*. – 2007. – P. 1697-1712.

99. <https://geographyofrussia.com/morya-rossii-karskoe-more/> (дата обращения: 15.10.2022).

100. <http://marinemagnetics.com/products/> (дата обращения: 12.11.2022).

101. <https://www.geometrics.com/magnetometers/> (дата обращения: 12.11.2022).

102. <http://helpiks.org/2-60357.html> (дата обращения: 17.07.2022).