

На правах рукописи

Михайлов Павел Сергеевич

**УТОЧНЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ МИРОВОГО ОКЕАНА
С УЧЕТОМ АПРИОРНОЙ ИНФОРМАЦИИ**

Специальность 1.6.9 Геофизика

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора технических наук

Москва – 2026

Работа выполнена в лаборатории гравиинерциальных измерений Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Официальные оппоненты:

Ведущая организация:

ВВЕДЕНИЕ

Информация о параметрах гравитационного поля Земли необходима для решения широкого круга научных и практических задач: определение и уточнение фигуры Земли, обеспечение системы нормальных высот, поиск полезных ископаемых, моделирование глубинного строения Земли, выявление карстовых полостей, мониторинга геодинамических процессов, создание карт гравиметрических навигационных ориентиров. Возможность решения таких разнонаправленных задач обусловлена неоднородностью аномального гравитационного поля Земли, связанного с формой земного геоида, рельефом, плотностью и распределением масс внутри Земли. Как известно [Огородова, 2010], гравитационное поле Земли разделяют на две составляющие: нормальную и аномальную. Согласно справочному документу «Параметры Земли 1990 года» (ПЗ-90.11) [Параметры..., 2014], регламентирующему государственную систему геодезических параметров Российской Федерации, а также входящие ее состав геодезические и референсные системы координат [ГОСТ 32453-2017, 2018], основными геодезическими параметрами общеземного эллипсоида и нормального гравитационного поля являются геоцентрическая гравитационная постоянная, угловая скорость вращения, большая полуось и сжатие эллипсоида. Значения этих параметров известны и зафиксированы как константы, их значения могут незначительно отличаться в различных национальных системах параметров Земли. Нормальное гравитационное поле Земли во всех системах представляется нормальным потенциалом силы тяжести, а ускорения нормальной силы тяжести соответствуют основным, входящим в наборы параметров, фундаментальным константам.

Для большинства задач, особенно, практической направленности, необходимы сведения об аномальной составляющей гравитационного поля. Аномальное гравитационное поле является потенциалом совокупности точечных масс и может быть описано рядом сферических функций, основными параметрами которого являются степень и значения коэффициентов разложения. Степень определяет разрешение представляемых данных об аномальном поле, а коэффициенты - распределение и величины отдельных аномалий. Эффективность решения задачи по данным об аномальном гравитационном поле главным образом зависит от достаточности и корректности учета этих параметров, то есть насколько они эквивалентны аномалиям гравитационного поля реальной Земли.

Диссертационная работа рассматривает основные аспекты уточнения гравитационного поля Земли на акваториях Мирового океана. В работе предложен и обоснован ряд методических приемов по использованию различных источников данных об аномалиях, включая спутниковую информацию, и их комплексирование для получения наиболее достоверных параметров аномального гравитационного поля Земли, подходящих для дальнейшего использования в любом регионе Мирового океана.

Актуальность темы исследования и степень ее разработанности

Первые измерения силы тяжести на море были проведены в 1923 году и в дальнейшем их технологии и методологии совершенствовались с целью увеличения точности и разрешающей способности отдельных измерений и съемок в целом. При

выполнении измерений современными гравиметрами разрешение определяется только расстоянием между съемочными профилями. В настоящее время многие площадные гравиметрические съемки на акваториях выполняются с расстоянием между профилями менее 500 метров. Однако такое высокое для моря разрешение представления аномалий гравитационного поля и крупные масштабы гравиметрических карт требуют больших временных затрат на выполнение съемок, в то время как многие не только локальные, но и региональные задачи могут быть решены только с использованием площадных данных, причем детальность данных имеет важнейшее значение.

Современные высокоточные и детальные гравиметрические съемки в Мировом океане имеют различное целевое назначение. Они выполняются по заданиям и в интересах отдельных заказчиков разными исполнителями и как следствие не создают единого, равноточного и доступного широкому кругу пользователей покрытия. Более того выполнение сплошной инструментальной съемки Мирового океана очевидно не выполнимая задача. Поэтому в настоящее время все большее распространение получают ультравысокостепенные глобальные модели, предоставляющие данные об аномалиях гравитационного поля Земли на весь Мировой океан.

Первая спутниковая модель гравитационного поля Земли была создана в 1966 году и содержала 15 коэффициентов разложения геопотенциала, что соответствует пространственному разрешению более чем в 1300 километров. Такая модель описывала только общие планетарные особенности гравитационного поля; в дальнейшем с развитием спутниковых методов, количества измерений и технологий их обработки произошел значительный рост разрешающей способности новых модельных данных. Разрешение современной модели на акваториях уже приблизилось к разрешению инструментальных съемок, при этом открытым остается вопрос достоверности и точности аномалий, даже в наиболее современных моделях. В условиях происходящего сближения параметров инструментальных и спутниковых данных об аномалиях гравитационного поля Мирового океана актуальным становится всестороннее исследование, направленное на развитие новых принципов определения аномалий, с учетом как выполняемых на акваториях измерений, так и априорных спутниковых данных.

Из-за отсутствия подобных исследований в масштабах всего Мирового океана большинство пользователей выбирают ту или иную модель по критериям наилучшего разрешения и новизны. Ввиду сложности и многокомпонентности современной модели, этот подход является корректным лишь отчасти. Ряд независимых исследований [Новлянская, 2016; Конешов и др., 2020; Wu et al., 2021; Pham et al., 2023] сравнивая между собой глобальные модели гравитационного поля и вычисляя региональные и глобальные статистические характеристики, отмечают лучшую контрастность представления аномалий в более новых моделях относительно предыдущих. Однако, как показано в настоящей работе, лучшая контрастность модели не тождественна лучшей точности данных и пространственной достоверности модельных аномалий.

Вопросы использования данных глобальных моделей в Мировом океане связаны и с географическими особенностями. В Арктике, где поверхность акваторий постоянно или сезонно закрыта ледовым покровом, а выполнение инструментальных съемок затруднено, ценность априорных спутниковых данных об аномалиях поля выше, но и степень доверия к таким данным требует методической проверки. Необходим отдельный способ оценки

модельных данных в высоких широтах, учитывающие ограниченное количество привлекаемых морских съемок, при этом подходящие для всей арктической акватории.

Таким образом, актуальность диссертационной работы обусловлена общим развитием современных спутниковых и комбинированных глобальных моделей гравитационного поля Земли, необходимостью разработки и совершенствования комплекса методических приемов по использованию модельных данных в Мировом океане, как самостоятельно, так и совместно с данными инструментальных измерений.

Цель и задачи работы

Целью диссертационной работы является обобщение сведений о точности и достоверности современных глобальных моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане и создание методической основы для комплексного использования моделей во всех акваториях Мирового океана, включая Северный Ледовитый океан.

Для достижения цели последовательно были решены следующие задачи:

1. Анализ основных источников ошибок в данных глобальных моделей гравитационного поля Земли на акваториях и разработка способа априорного районирования модельного поля для выделения областей с повышенной погрешностью и приоритетных участков для инструментального уточнения.
2. Систематизация величин погрешностей модельных аномалий, полученных относительно массива высокоточных морских гравиметрических съемок, и закономерностей в их пространственном распределении с учетом географических и геоморфологических особенностей различных районов Мирового океана.
3. Разработка способов районирования открытых и арктических акваторий Мирового океана по величине ожидаемой погрешности модельных данных.
4. Разработка и совершенствование комплекса методических приемов по использованию глобальных моделей гравитационного поля Земли для повышения надежности морских набортных гравиметрических съемок, а также инструментальных данных для региональной коррекции данных глобальных моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане.

Научная новизна, практическая значимость и методология исследования

Полученные в рамках диссертационного исследования результаты открывают новые возможности использования глобальных моделей гравитационного поля Земли. Разработан новый методический прием априорного выделения областей повышенной ожидаемой погрешности в глобальных моделях на акваториях и предложен основанный на нем способ выделения зон для инструментального уточнения гравитационного поля.

Впервые систематизированы данные о погрешности глобальных моделей относительно высокоточных морских набортных гравиметрических съемок во всех акваториях Мирового океана и над различными геоморфологическими структурами. На основании полученных оценок разработан способ районирования открытых акваторий океана по величине ожидаемой погрешности конкретной оцениваемой глобальной модели гравитационного поля Земли. С использованием предложенного методического приема в

работе впервые выполнено глобальное районирование акваторий для трех широко известных глобальных моделей: EGM2008, WGM2012 и Sandwell and Smith v.32.

В работе впервые рассмотрены арктические акватории северней 75 градуса с.ш. применительно к вопросу об ожидаемой погрешности глобальных моделей гравитационного поля Земли. Систематизированы данные о погрешности глобальных моделей в Северном Ледовитом океане относительно морских надводных съемок, выполнявшихся в разное время и в различных условиях. Полученные оценки позволили разработать новый способ районирования глобальной модели по величине ожидаемой погрешности в высокоширотной Арктике. В работе впервые была районирована акватория Северного Ледовитого океана для моделей EGM2008, WGM2012 и DTU21, показана состоятельность и эффективность полученных оценок.

Были значительно усовершенствованы разработанные автором ранее методические приемы по использованию глобальных моделей при сопровождении морских гравиметрических съемок. Показано, что данные моделей могут эффективно использоваться для оперативного контроля в процессе съемок, оценки и коррекции систематической составляющей измерений, замещения привязки к береговым опорным пунктам. Структурирован новый подход к выполнению морских съемок, существенно расширяющий географию их выполнения, увеличивающий их надежность и автономность.

Определен характер погрешностей глобальных моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане в зависимости от характера изменения аномального поля. Выделены характерные погрешности в модельных данных, в абиссальных областях отличные от районов с более контрастными аномалиями. Разработан комплекс новых методических приемов по совместной обработке данных, полученных посредством морских съемок, и априорной спутниковой информации.

Практическая значимость работы основывается на формализации новых принципов уточнения гравитационного поля Мирового океана, позволяющих повысить эффективность при планировании, производстве работ, обработке и анализе результатов. Предложенные в работе подходы к анализу модельных данных позволяют на этапе планирования выделить наиболее перспективные районы для инструментального уточнения аномалий гравитационного поля, подобрать необходимые масштабы и точности съемок. Ряд предложенных методических приемов обеспечивает расширение возможностей выполнения съемок и в процессе камеральной обработки. Описаны возможности коррекции данных глобальной модели в зависимости от характера аномального поля изучаемых участков акваторий для более эффективного регионального использования в научных и некоторых практических задачах.

Диссертационная работа показывает важнейшую роль современных спутниковых (комбинированных) моделей при уточнении гравитационного поля Мирового океана. Защищаемые положения настоящей работы и ее результаты позволяют намного шире рассматривать результаты морских исследований, а диссертационная работа в целом позволяет считать вопрос об основных аспектах использования глобальных моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане исчерпанным.

Положения, выносимые на защиту

1. Способ изучения акватории для априорного выделения областей с ожидаемой погрешностью спутниковых модельных данных и приоритетных участков инструментального уточнения параметров поля.
2. Способ районирования Мирового океана, основанный на оценках и систематизации погрешностей аномалий в глобальных спутниковых моделях гравитационного поля Земли, закономерностей в их пространственном распределении над различными геоморфологическими структурами.
3. Способ оценки районирования модельных аномалий в Арктических широтах, определение которых спутниковыми методами осложняется физико-географическими региональными особенностями.
4. Комплекс методических приемов по использованию глобальных моделей гравитационного поля Земли для повышения надежности, точности и автономности выполнения морских набортных гравиметрических съемок.
5. Комплекс методических приемов по использованию морских гравиметрических съемок для коррекции спутниковых модельных данных о гравитационном поле в Мировом океане, включая методы трансформации модельных аномалий силы тяжести с учетом рекогносцировочной инструментальной информации.

Достоверность полученных результатов и их апробация

Разработанные и представленные в диссертационной работе способы и методические приемы использовались при обработке материалов реальных морских набортных гравиметрических съемок и продемонстрировали свою полезность и эффективность. Обработка некоторых морских съемок стала возможна только с использованием защищаемых положений настоящей работы. Результаты обработки таких съемок соответствовали всем заданным техническим условиям. Основные положения диссертационной работы докладывались на научных конференциях разного уровня, включая международные:

- V Всероссийская научная конференция «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды» (Санкт-Петербург, 2018).
- Международная научная конференция «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики», приуроченная к 100-летию образования Арктического и антарктического научно-исследовательского института (Санкт-Петербург, 2020).
- X, XI и XII Международные научно-практические конференции «Морские исследования и образование» MARESEDU (Москва, 2020, 2021, 2023)
- XVII Международная научно-техническая конференция "Современные методы и средства океанологических исследований" (МСОИ) (Москва, 2021).
- XIV Международная научно-техническая конференция "Перспективные технологии в средствах передачи информации" (ПТСПИ) (Владимир, 2021).
- 64-я и 65-я Всероссийские научные конференции МФТИ (Москва, 2021, 2023).
- XIV и XV Международные конференции молодых ученых и студентов (Научная станция РАН, Бишкек, 2022, 2023).
- XXXIII Конференция памяти выдающегося конструктора гироскопических приборов Н.Н. Острякова (Санкт-Петербург, 2022)
- 49-я, 50-я, 51-я и 52-я сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова «Вопросы теории и практики геологической интерпретации

гравитационных, магнитных и электрических полей» (Екатеринбург, 2023, Москва, 2024, Пермь, 2025, Воронеж, 2026).

- 56-е общее собрание Международной общественной организации "Академия навигации и управления движением", пленарный доклад (Санкт-Петербург, 2024).

- 22-я Международная конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса" (Москва, 2024).

- Международный молодежный семинар "Навигация и управление" (Нанкин, КНР, 2024).

Личный вклад автора

Автором диссертации сформулированы цели и задачи работы, разработаны и на практическом материале проверены все способы и методические приемы, описанные в диссертационной работе. Автор принимал участие во множестве морских гравиметрических экспедиций в разные районы Мирового океана, включая высокоширотную Арктику, непосредственно занимался камеральной обработкой полученных материалов. Новый подход к использованию априорных спутниковых данных позволил автору получать качественный результат обработки вне зависимости от условий выполнения съемок. Весь практический материал диссертации получен лично автором.

Автором написана существенная часть текста публикаций по теме диссертации, разработаны технические решения, ставшие основой для двух патентов.

Публикации по теме исследования

По теме диссертационной работы опубликовано 20 статей в рецензируемых научных изданиях, включая 16 в изданиях из списка ВАК РФ и индексируемых в Web of Science.

Структура и объем работы

Диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы в 200 наименований. Работа изложена на 307 страницах текста и содержит 49 таблиц и 147 рисунков.

Благодарности и посвящение

Автор выражает глубокую благодарность коллегам из лаборатории гравиинерциальных измерений Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта за совместную работу и поддержку на всех этапах подготовки диссертации. Особую благодарность автор выражает д.т.н. В.Н. Конешову (ИФЗ РАН) и В.Н. Соловьеву (ИФЗ РАН) за предоставленную возможность реализовать себя в уникальном направлении геофизики – морской гравиметрии и за всестороннюю помощь на пути к настоящей диссертационной работе. Отдельная благодарность любимой супруге Н.В. Кравцовой за понимание и поддержку, во многом благодаря которой настоящая работа была написана.

Автор хранит самую светлую память об уникальном ученом, гравиметристе и своем учителе докторе технических наук Леониде Кирилловиче Железняке.

Работа посвящена памяти инженера-конструктора Сергея Валерьевича Михайлова.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Появление и развитие априорной спутниковой информации об аномалиях гравитационного поля является закономерным продуктом технологического прогресса, открывающим новые возможности уточнения гравитационного поля Мирового океана. Эти возможности являются определенной исторической вехой в гравиметрии, поэтому они должны быть рассмотрены с точки зрения методологии их применения.

В **главе 1** с отдельным вниманием к показателям по точности кратко изложен путь становления и развития инструментальных методов изучения гравитационного поля Мирового океана - морской набортной гравиметрии, а также современное состояние аэрогравиметрии и ее возможности для изучения гравитационного поля на акваториях. В **разделе 1.1** рассмотрено развитие методов определения силы тяжести на море в XX веке. Показано, что за столетие развития морских гравиметрических измерений инструментальная точность значительно выросла на этапе создания сильно демпфированных гравиметрических систем и снабжением их гироскопической стабилизацией. Появление космических навигационных систем позволило повысить точность съемок еще более чем на 30% за счет более точного определения положения и параметров движения (вычисление эффекта Этвеша) надводных судов. На современном этапе развития морской гравиметрии точность определения пункта при выполнении высокоточной съемки принята в пределах ± 0.5 мГал. Мобильные гравиметры, основанные на новых принципах работы пока не доступны широкому кругу пользователей, являются экспериментальными и по своим характеристикам не превосходят современные образцы. Следовательно, дальнейшее развитие морской гравиметрии в ближайшие годы будет направлено на увеличение качества получаемых данных в условиях оптимизации затрат на выполнение морских съемок.

Получение высокоточного результата морских набортных гравиметрических съемок связано с соблюдением ряда условий. В **разделе 1.2** рассмотрены основные метрологические, организационные, полевые и камеральные мероприятия, комплексное выполнение которых позволяет получать качественный результат, а также оценка точности и основные принципы уравнивания морских гравиметрических съемок. В **разделе 1.3** рассмотрены основные аспекты производства аэрогравиметрических съемок, их возможности и ограничения при изучении гравитационного поля Мирового океана. Несомненным преимуществом аэрогравиметрии является высокая производительность, а также возможность выполнения площадной и маршрутной съемки в районах, недоступных для применения других методов гравиметрических исследований. При этом существенными ограничениями такого способа являются более низкое разрешение выделения аномалий поля и ограничение на дальность полета самолета-лаборатории, следовательно, аэрогравиметрия только ограничено может решать задачу по уточнению аномалий в отдаленных акваториях Мирового океана.

По результату проведенного в Главе 1 анализа, показано, что **наиболее перспективным направлением уточнения гравитационного поля Мирового океана является совместное использование морской набортной гравиметрии и аэрогравиметрии в комплексе с априорными спутниковыми данными об аномалиях поля.**

В главе 2 рассмотрены особенности развития космических методов изучения гравитационного поля Земли, а также создания глобальных спутниковых и комбинированных моделей. В настоящее время глобальные модели являются основным широкодоступным источником информации об аномалиях силы тяжести в любом регионе Земли, включая Мировой океан. Также в главе 2 предложен способ априорной оценки и выявления районов с повышенными погрешностями и описан подход к анализу априорной гравиметрической информации при планировании морских и аэрогравиметрических съемок.

В разделе 2.1 рассмотрено развитие и современное состояние глобальных моделей гравитационного поля Земли от создания концепции их построения до становления в качестве перспективного инструмента решения задач прикладной геофизики, современной геодезии и навигации. Первые глобальные модели геопотенциала были вычислены по данным наземных гравиметрических пунктов в первой половине XX века. Это были общеземные модели до 6-й степени сферического разложения, отражающие только самые общие земные параметры. Запуски и наблюдения траекторий первых искусственных спутников позволили проверить теоретические представления и получить значения первых гармоник гравитационного поля уже спутниковыми методами. С увеличением количества запусков росли возможности создания новых моделей.

Качественный этап создания глобальных моделей гравитационного поля Земли был обусловлен запуском специальных миссий на более низких орбитах: CHAMP, GRACE, GOCE и GRACE-FO. В результате обработки данных с этих спутников был получен ряд спутниковых моделей с улучшенными показателями разрешающей способности. Такие спутниковые базисы лежат в основе ультровысокостепенных комбинированных моделей: EGM2008, EIGEN-6C4, SSG-UGM и других. На рисунке 1 показан рост разрешения моделей глобальных, построенных спутниковыми методами, за все время их развития [Конешов и др., 2021].

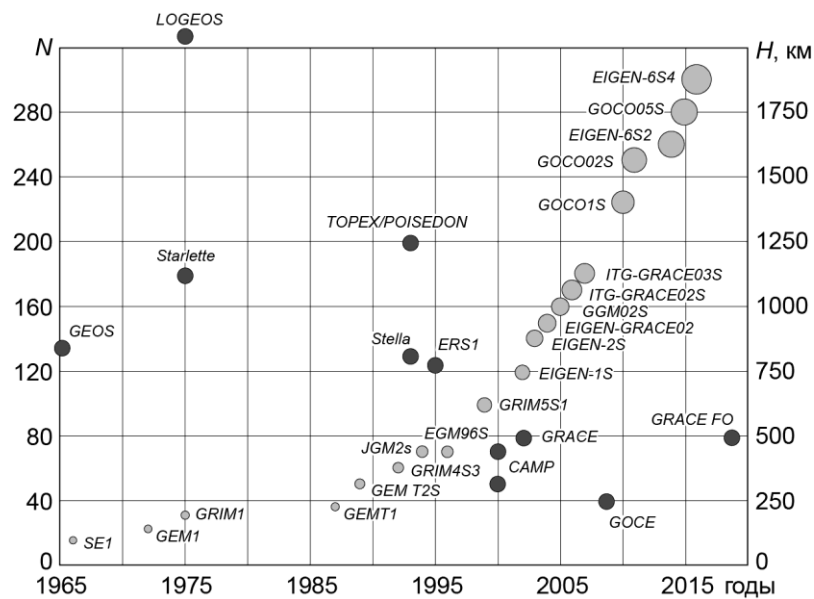


Рис. 1. Разрешение спутниковых моделей (светлые кружки, размер которых пропорционален количеству коэффициентов сферических гармоник N , шкала слева) и высоты орбит гравиметрических спутников и миссий (темные кружки, шкала справа). Сверху условно показана орбита спутника LOGEOS, расположенная на высоте 5800 км.

В разделе 2.2 рассмотрены современные комбинированные ультравысокотемперные модели гравитационного поля Земли, источники их данных и структура. Комбинированная модель содержит данные от разных источников, в Мировом океане детальность такой модели в диапазоне длин полуволн аномалий в пределах 60 км обеспечиваются главным образом средствами спутниковой альтиметрии. При этом комбинированная модель гравитационного поля Земли в силу своей структуры имеет разную точность и разрешение в разных частотных диапазонах.

В разделе 2.3 рассмотрены общие принципы реализации спутниковой альтиметрии и основные, связанные с ней, источники ошибок в модельных данных. Точность и разрешение альтиметрического измерения зависит от характеристик радара-альтиметра и состояния подстилающей поверхности. Плотность покрытия создается движением спутников по полярным орбитам и изомаршруинным циклам. Погрешность одного альтиметрического измерения включает следующие составляющие [Andersen, 2013]:

$$e = e_{orbit} + e_{tides} + e_{range} + e_{retrak} + e_{environment} + e_{noise}, \quad (1)$$

Где: e_{orbit} – погрешность определения эфемерид спутников; e_{range} – погрешность единичного дальномерного определения; e_{retrak} – погрешность сходимости повторных измерений; e_{tides} – погрешность учета приливного эффекта; $e_{environment}$ – погрешность отражения сигнала от подстилающей поверхности; e_{noise} – фоновый шум измерений. Первая группа погрешностей (e_{orbit} , e_{range} , e_{retrak}) определяет общую точность метода, а вторая (e_{tides} , $e_{environment}$, e_{noise}) обуславливает его региональную неравноточность и пространственные ограничения. Ошибка определения локальных уклонов геоида, связанных через гравитационный потенциал с аномалиями, силы тяжести в такой ситуации определяется как:

$$e_{12} = \frac{\sqrt{e_1^2 + e_2^2}}{d}, \quad (2)$$

Где: e_1 , e_2 – СКО определения отметок морской поверхности h_1 и h_2 в точках 1 и 2 соответственно; d – расстояние между точками 1 и 2.

Ошибка определения e_{12} в 1 радиан приводит к ошибке в данных об аномалии гравитационного поля до 1 мГал. Однако повторное отслеживание более ранних альтиметрических данных может повысить их точность до 60%, что в свою очередь повышает точность составляющей e_{range} в (1) до 38% [Sandwell, Smith, 2005]. Повышение точности e_{range} и, вместе с ней, всего выражения (2) напрямую связано с повышением точности и разрешающей способности итоговой модели гравитационного поля Земли.

Но при этом, в получаемых альтиметрических данных всегда присутствуют шумовые составляющие из-за неучтенных вариаций прилива, изменчивости морской поверхности и других факторов (к глобальным факторам, например, можно отнести остаточные ошибки определения орбитального движения спутника). Данный шум обычно характеризуется как белый. Для его подавления используются специально разработанные фильтры, учитывающие спектральную плотность мощности сигнала от искомым аномалий. В общем виде принцип фильтрации модельных аномалий можно представить как [Forsberg, Solheim, 1988]:

$$F(\Delta G) = \frac{k}{1+ck^4} F(N), \quad (3)$$

Где: c – эмпирический параметр фильтрации, во многом определяющий фактическое региональное и локальное разрешение итоговых модельных данных; k – радиальное волновое число. Параметр c выбирается на некоторый регион, определенный с учетом локальных характеристик гравитационного поля и оценочной величины шумов в данных. Вариация параметров фильтрации аномалий во много обуславливает одно из важных для практического использования свойств глобальной модели гравитационного поля Земли – **пространственную неравноточность данных внутри одной модели.**

В разделе 2.4 предложен способ априорного районирования модельного поля для выделения областей с ожидаемой повышенной погрешностью спутниковых методов. Так как объем альтиметрической информации постоянно растет, а местная альтиметрия со временем учитывает различные характеры состояний подстилающих поверхностей – достоверность данных в новых альтиметрических решениях также улучшается. Каждая последующая модель ГПЗ, включающая новые наборы обработанных альтиметрических данных, наиболее заметно будет отличаться от предыдущих именно в региональной и локальных компонентах. На основании этого предположения целесообразным является выполнение априорного районирования модельного поля для выделения областей с ожидаемой повышенной погрешностью спутниковых данных. Такой подход удобен тем, что может применяться в любой акватории Мирового океана без привлечения инструментальных съемок.

В рамках разработки способа были проанализированы оценки, демонстрирующие увеличения точности альтиметрических моделей гравитационного поля разных лет в сравнении с отдельными инструментальными измерениями. Сравнение изменений в стандартных и максимальных отклонениях модельных данных от инструментальных позволяет сделать вывод, что в модельных данных **имеются локальные области, где точность с добавлением новых альтиметрических данных возрастает значительно.** Размах максимальных погрешностей моделей превышает 20 мГал, что позволяет считать допустимым, и, более того, эффективным применение новых моделей для оценки ранее созданных с целью выявления локальных областей, содержащих ошибки в альтиметрических данных. Так как для таких сравнений нет необходимости в привлечении съемок, и они могут быть выполнены в любом регионе Мирового океана, полученные оценки будут считаться априорными, а сам результат – оценочным.

Способ предполагает следующий порядок реализации:

1. На выбранную для исследования площадь рассчитываются две или более модели ГПЗ разных лет.
2. По данным более детальной модели вычисляется карта градиентов поля.
3. В набор данных включаются открытые данные батиметрии.
4. Вычисляются межмодельные разницы и выделяются отклонения выше заданного порогового значения.
5. Полученные области выделяются как приоритетные для выполнения инструментального уточнения параметров гравитационного поля Земли.

Для проверки способа было выполнено априорное и апостериорное районирования глобальных моделей в Бенгальском заливе. На рисунке 2 показаны карты градиента гравитационного поля с нанесенными на них разностями «EGM2008 - SSv28» и «Съемка - SSv28».

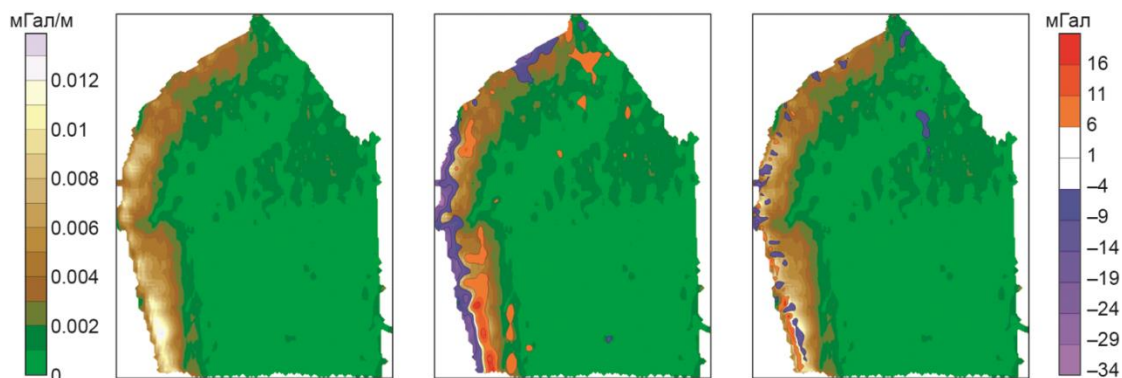


Рис. 2. Район Бенгальского залива. Слева – карта градиента гравитационного поля; в центре – та же карта, совмещенная с картой максимальных разностей «SSv28 – EGM2008»; справа – карта градиента гравитационного поля, совмещенная с картой максимальных разностей «съёмка – SSv28».

Было установлено, что наибольшие значения разниц в основном располагаются на градиентных участках поля – континентальном склоне Индийского субконтинента.

Также было выполнено априорное районирования глобальных моделей в районе архипелага Кергелен. Данный район выбран, так как имеет достаточно показательную структуру поля: присутствует островная часть выше поверхности океана (среднего уровня геоида), береговая линия, широкая область плато и градиентный склон. Было показано, что наибольшие разницы моделей также в основном располагаются на градиентных участках поля и могут выявляться даже на участках со значительными глубинами океана. Величины полученных невязок с одной стороны характеризуют улучшение метода альтиметрии, а с другой показывают участки, где точность метода принципиально ниже.

Для демонстрации возможностей предложенного способа, было выполнено априорное районирование глобальных моделей на большом участке акватории (более 400 тыс. кв. км.) в западной части Атлантического океана. На рисунке 3 показаны совмещенные карты вторых производных аномалий силы тяжести модельного поля и наиболее характерных невязок между моделями EGM2008 и SSv28.

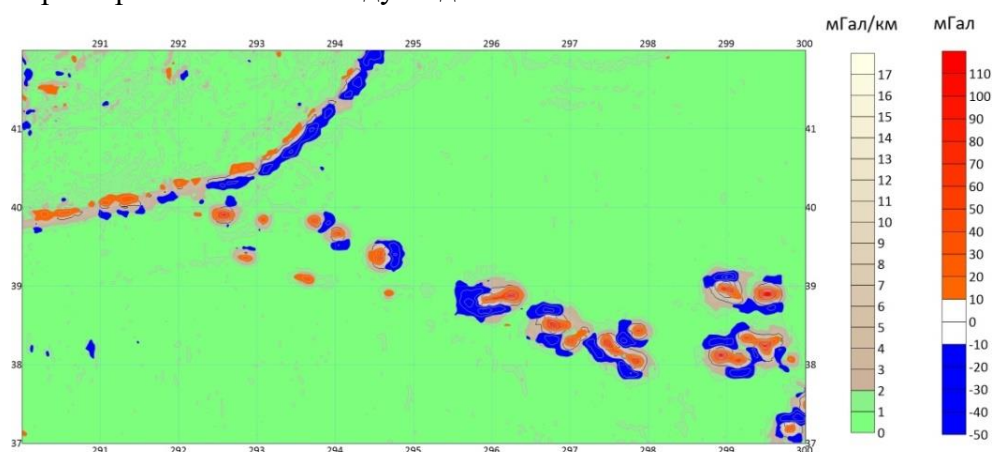


Рисунок 3. Карты вторых производных аномального модельного поля и характерных невязок между моделями EGM2008 и SSv28.

Выделенные красным и синим цветами на рисунке 3 области представляют наибольший интерес при планировании съемочной компании. Кроме того при

использовании модельных данных в любых научных и практических задачах необходимо учитывать повышенную недостоверность аномалий в границах выделенных областей. Показано, что значительная область Мирового океана может быть оперативно априорно оценена с использованием открытых глобальных данных.

В разделе 2.5 представлен подход к выделению приоритетных участков для инструментального уточнения параметров поля и особенности планирования съемочной кампании. Предлагается следующий порядок работы с априорными данными при планировании морских и аэрогравиметрических работ на выбранном участке: анализ исходных батиметрических данных, анализ глобальных моделей ГПЗ с выбором наиболее подходящих, вычисление карты вторых производных поля по данным наиболее детальной модели, вычисление межмодельных данных и пространственное объединение всего набора полученных данных. Полученные межмодельные разницы в комплексе с топографией позволяют определить границы участков для выполнения съемочных (или досъемочных) работ. На рисунке 4 показаны границы приоритетных участков, в зависимости от типа съемки и детальности данных.

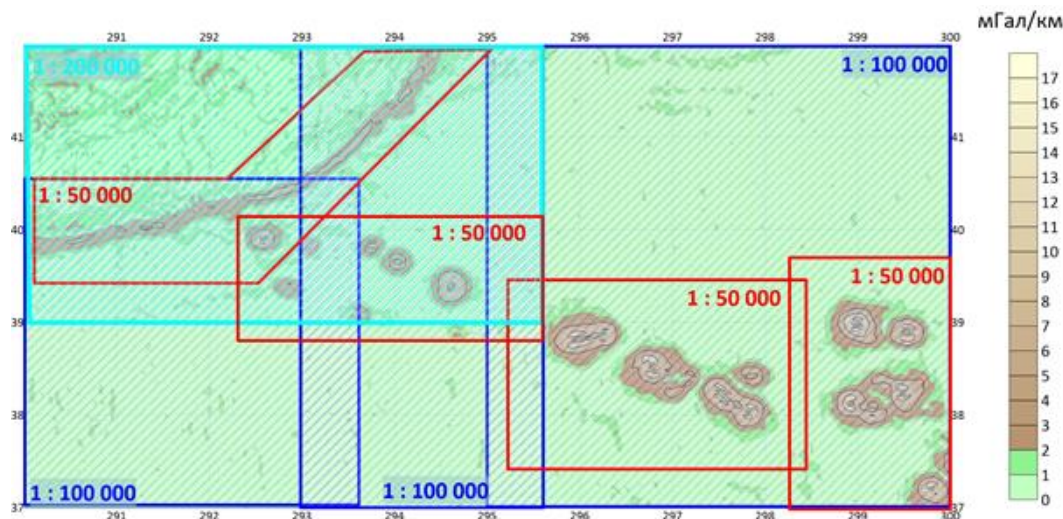


Рис.4. Предложения по досъемке (уточнению) гравитационного поля на выбранном участке. Голубой контур средствами аэрогравиметрии, синий и красный контуры средствами морской гравиметрии.

Выполнение инструментальных измерений по предложенной на рис. 4 схеме позволяет получить максимально полную информацию об аномальном поле силы тяжести на исследуемой площади, выполнить взаимный контроль и получить оценки погрешностей наиболее актуальных глобальных моделей гравитационного поля.

В соответствии с представленными в разделе 2.5 методическими приемами автором диссертационной работы определялись приоритетные границы выполнения съемочных работ, которые были учтены при планировании реальных морских гравиметрических съемок. Такой подход был признан обоснованным и эффективным. **В результате исследований и экспериментов, описанных в главе 2, подтверждено: при планировании съемок априорная информация глобальных спутниковых моделей должна учитываться обязательно.**

С ростом точности и детальности современных глобальных моделей гравитационного поля Земли появляются новые возможности их использования для решения региональных и локальных гравиметрических задач. При этом большее значение

приобретают оценки имеющихся моделей в зависимости от региона и геоморфологии, а также способы прогнозирования достоверности данных в моделях. Глава 3 посвящена оценкам современных моделей гравитационного поля в различных регионах Мирового океана и над различными геоморфологическими структурами.

В разделе 3.1 рассмотрены методы оценки глобальных моделей гравитационного поля Земли с учетом статистических характеристик и информационной ценности результата. Рассмотрено две возможности получения таких оценок – косвенные априорные методы оценки и прямые методы оценки с использованием инструментальных данных. Косвенные оценки целесообразны на начальном этапе сбора анализа глобальных модельных данных. Наиболее достоверные результаты могут быть получены с привлечение морских площадных съемок. Недостатком такого способа оценки является невозможность выполнения крупномасштабных съемок на значительные площади, поэтому для получения качественной оценки глобальной модели необходимо методически правильно использовать ограниченный набор площадных данных с выбором критериев оценки, учитывающих возможные источники погрешностей в глобальных моделях.

С учетом особенностей различных способов оценки моделей для получения надежных сведений о характеристиках глобальной модели гравитационного поля в Мировом океане предлагается следующий подход: анализ высокоточных площадных съемок, выполненных в разных широтах и над различными структурами Мирового океана и проверка полученных результатов с использованием маршрутных профилей.

В разделе 3.2 представлены результаты оценки глобальных моделей с использованием площадных съемок. Был проведен масштабный эксперимент по сопоставлению современных моделей и площадных морских гравиметрических съемок, выполненных в диапазоне широт от 70° ю.ш. до 80° с.ш. над разными градиентными геологическими структурами Мирового океана. Были привлечены данные семи известных ультравысокотемперных глобальных моделей ГПЗ – EGM2008, WGM2012, XGM2019, Sandwell and Smith v29, SGG-UGM-2, Sandwell and Smith v32, DTU21.

Необходимо отметить, что все привлекаемые съемки выполнялись и/или обрабатывались лично автором с использованием единого подхода, что обеспечивает единообразие и достоверность получаемых относительно такого набора съемок оценок глобальных моделей. Расположение морских гравиметрических полигонов в акватории Мирового океана схематично показано на рисунке 5. Полученные результаты демонстрируют, что погрешности современных глобальных моделей ГПЗ на всех океанических акваториях зависят в большей степени от величины горизонтального градиента самого аномального поля. Полный горизонтальный градиент поля в рамках данного исследования вычислялся как результирующая горизонтальных производных поля АСТ по направлению координатных осей:

$$\nabla f = \sqrt{\left(\frac{df}{dx}\right)^2 + \left(\frac{df}{dy}\right)^2}, \quad (4)$$

Где: $\left(\frac{df}{dx}\right)^2$ – вторая производная поля АСТ по оси x (юг – север);

$\left(\frac{df}{dy}\right)^2$ – вторая производная поля АСТ по оси y (запад – восток).

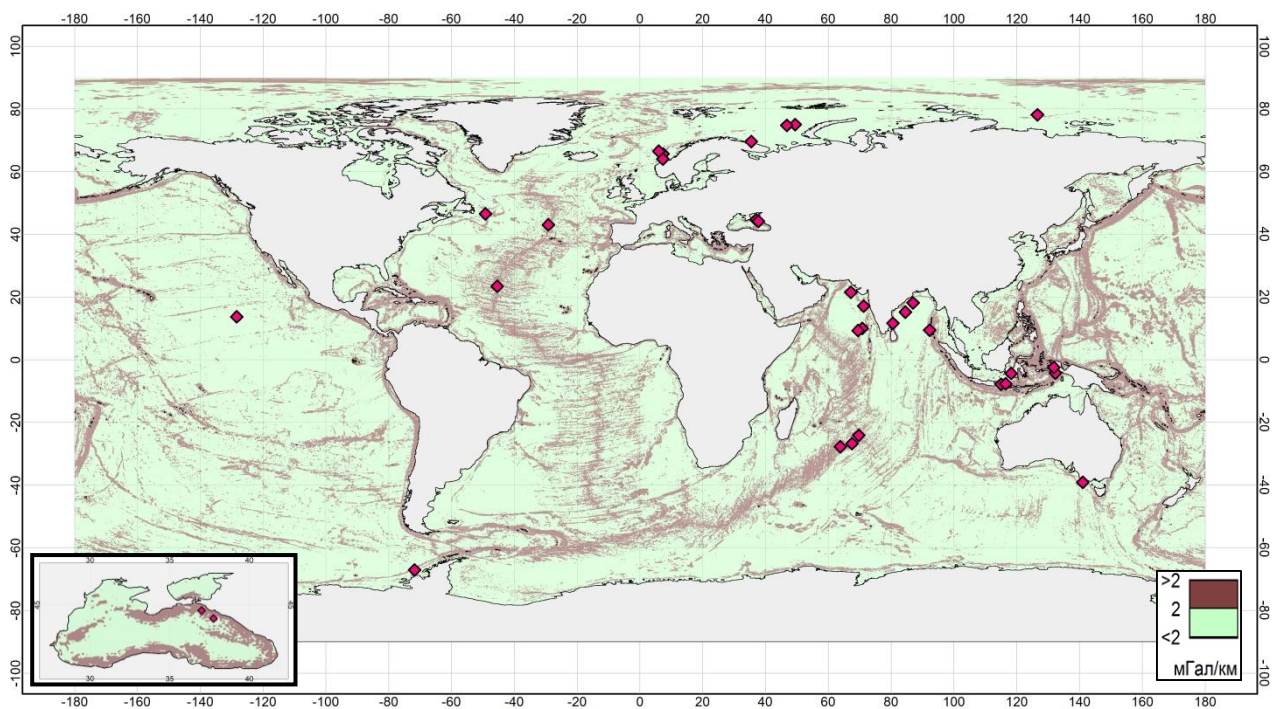


Рис.5. Расположение полигонов с высокоточной морской гравиметрической съемкой в Мировом океане. На врезке дополнительно показана акватория Черного моря. На фоне карты результирующего градиента аномального поля, вычисленная по данным глобальной модели WGM2012.

Отклонения исследуемых моделей от площадных съемок (собственная внутренняя погрешность которых не превышает 0.5 мГал) показаны на рисунке 6. Критерием систематизации оценок является увеличение максимального значения результирующего горизонтального градиента ∇f .

С повышением инструментальной точности альтиметрического метода и с ростом количества повторных альтиметрических измерений снижаются уровни шумов в получаемых первичных данных о поверхностях акваторий, что позволяет уменьшать окно фильтрации и, следовательно, увеличивать общую точность модельных данных, особенно в районах градиентных структур Мирового океана. Это подтверждается данными, приведенными на рисунке 6: на более высоких градиентах поля точность новых моделей ГПЗ, содержащих больший объем новых альтиметрических измерений, по сравнению с более ранними моделями существенно возрастает.

В разделе 3.3 для подтверждения результатов, полученных на отдельных морских полигонах, рассматриваются оценки глобальных моделей с использованием протяженных профилей. Для сравнения с маршрутными инструментальными измерениями использованы данные глобальной модели Sandwell and Smith v29. Были рассмотрены данные на 166 профилях протяженностью от 100 км и более. Для определения наличия зависимости величины погрешности глобальной модели ГПЗ от величины градиента поля по всему объему маршрутных данных вычислен коэффициент корреляции, значение которого составило **0.65**. Таким образом, подтверждается наличие взаимосвязи между точностью представления АСТ в современных альтиметрических моделях ГПЗ и вариациями градиента АСТ вдоль профиля маршрутной гравиметрической съемки.

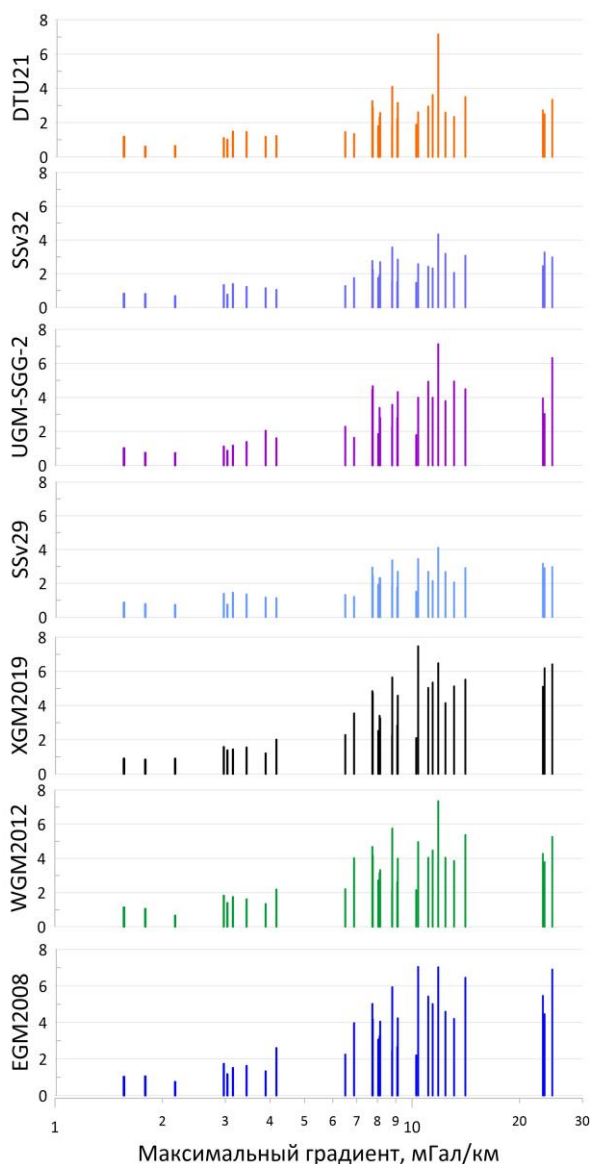


Рис.6. SKO моделей от съемок в зависимости от градиента АСТ (логарифмическая шкала).

В разделе 3.4 выполнен анализ величин погрешностей модельных аномалий и закономерностей в их пространственном распределении. Оцениваемые глобальные модели имеют не только индивидуальные характеристики невязок относительно съемок, но и систематические взаимные расхождения. Наличие некоторого уровня между съемкой и моделью может быть обусловлено точностью привязки к береговому опорному пункту, точностью сведений об этом пункте. Для задач геологического исследования аномалий абсолютное значение силы тяжести не имеет критического значения. При этом сравнение параметров среднего уровня относительно одной и той же съемки позволяет оценить, в каком диапазоне современные модели согласуются между собой в акваториях Мирового океана. Для этого были определены стандартные отклонения между средними уровнями съемки и моделей на каждом из полигонов.

На нескольких полигонах величина стандартного отклонения превысила 1 мГал, максимальное значение – 3.12 мГал (море Бали), среднее – 0.56 мГал. Это дало основания для исключения из выборки отдельных моделей, отклонение которых от съемки значительно отличается от остальных. После исключения указанных моделей максимальное значение стандартного отклонения по всему набору полигоном составило - 1.12 мГал (Черное море), среднее значение – 0.39 мГал. Последняя величина характеризует систематическую составляющую модельной абсолютной величины силы тяжести на акваториях. Далее необходимо дополнительно рассмотреть возможные региональные особенности распределения данной величины.

На рисунке 7 показано распределение величины стандартного отклонения между моделями в соответствии с величиной максимального горизонтального градиента поля и с глубиной. Связь повешенной межмодельной разницы с величиной градиента поля не выявлена, в то время как все полигоны, содержащие величины межмодельной SKO свыше 0.5 мГал относятся к районам меньших глубин моря. Все отмеченные на рисунке 7 районы являются достаточно близкими к береговой линии и проблемными для альтиметрических определений силы тяжести. То есть это региональная особенность, обусловленная совокупностью климатических, геоморфологических и геологических факторов.

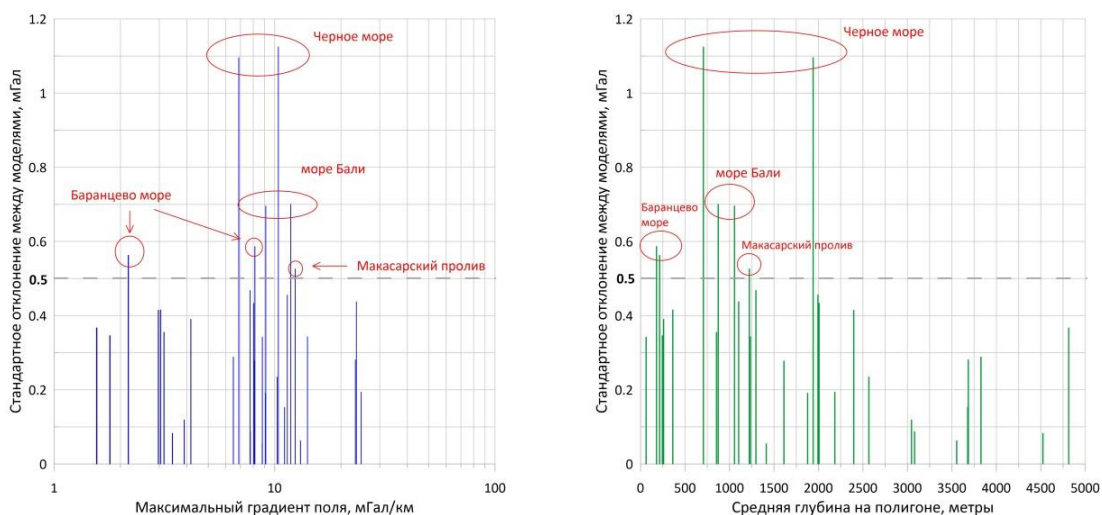


Рис. 7. Распределение величины SKO между моделями в Мировом океане в соответствии с величиной максимального горизонтального градиента поля (слева - логарифмическая шкала) и средней глубиной моря на полигонах (справа - линейная шкала). Отмечены акватории с повышенными величинами стандартного отклонения.

Если полностью исключить выявленные полигоны из статистической оценки, то средняя величина стандартного отклонения составляет уже ± 0.28 мГал. Эта величина, характеризующая **систематическую** погрешность условной современной глобальной модели в открытых акваториях Мирового океана.

Для получения функционального описания зависимости погрешности от величины градиента выполнены линейные аппроксимации. Статистические характеристики функции аппроксимации позволяют судить о достоверности и надежности функционального описания возможной зависимости. Коэффициент детерминации (R^2) показывает, насколько хорошо модель описывает измерение в наблюдаемых данных. Стандартная ошибка регрессии функции (**SER**) характеризует среднюю величину, на которую наблюдаемые значения отклоняются от линии тренда.

Необходимо отметить, что отклонения от линии регрессии обусловлены в первую очередь локальными гидрологическими, климатическими и прочими факторами, влияющими на точность определения особенностей поверхности акваторий в покое. Коэффициент R^2 с одной стороны характеризует степень достоверности описания функциональной зависимости погрешности модели от градиента поля, а, с другой стороны, показывает значимость вклада именно градиента поля в общее распределение погрешностей модели в Мировом океане. При этом расчет ожидаемой погрешности на значительных по площади акваториях целесообразно выполнять для моделей с возможно большим значением R^2 и меньшим значением SER. Такая оценка будет более надежной и достоверной. Графики аппроксимаций показаны на рисунке 8.

Сопоставление на одной выборке тестовых полигонов трендовых линий всех исследуемых моделей визуально демонстрирует рост общей точности более новых и более детальных глобальных моделей гравитационного поля Земли, особенно в районах высоких градиентов поля. На рисунке 9 показаны трендовые линии функциональных зависимостей глобальных моделей от градиента. Все оцениваемые модели по степени линейной регрессии можно условно разделить на три группы, от меньшей точности к большей: первая (EGM2008, XGM2019), вторая (SGG-UGM-2, WGM2012), третья (DTU21, SSv29, SSv32).

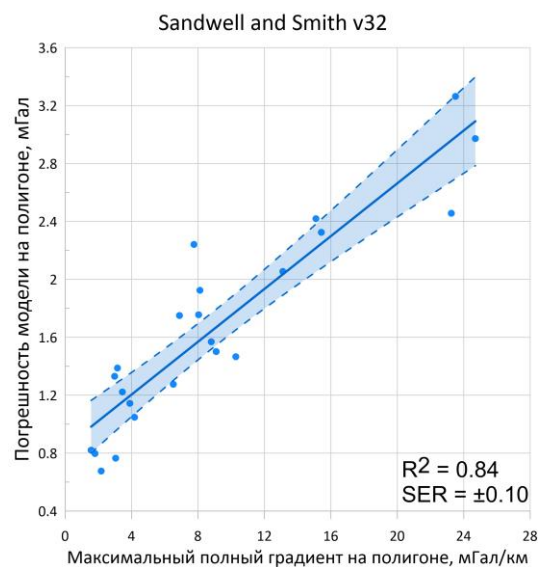
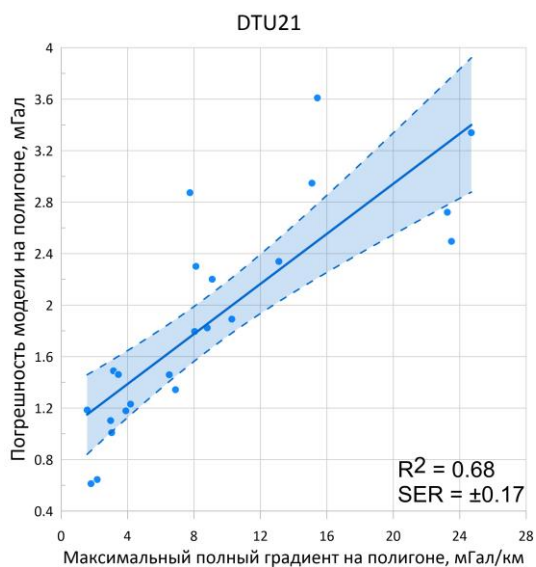
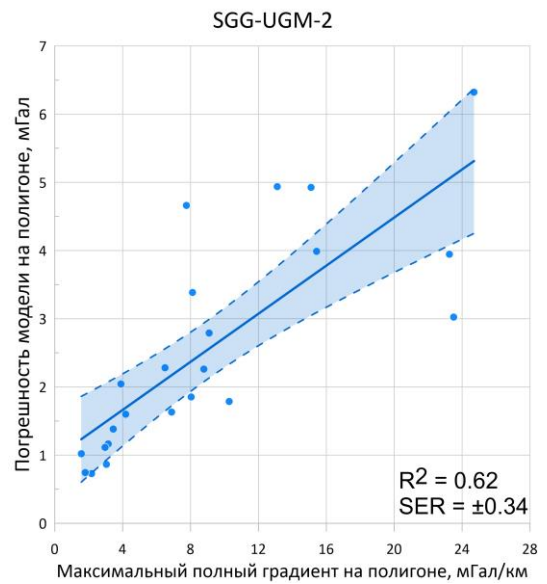
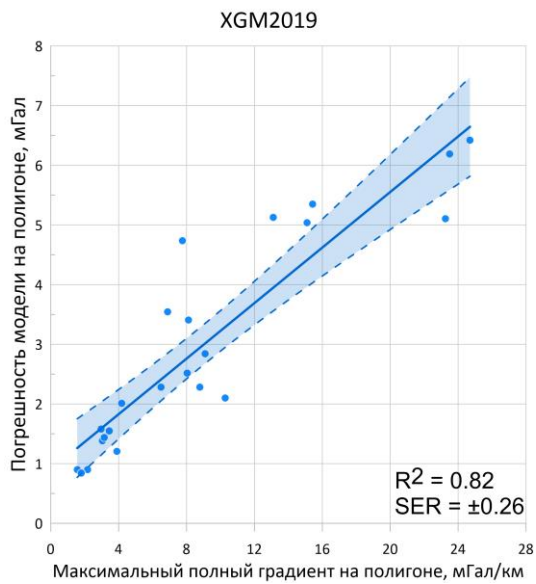
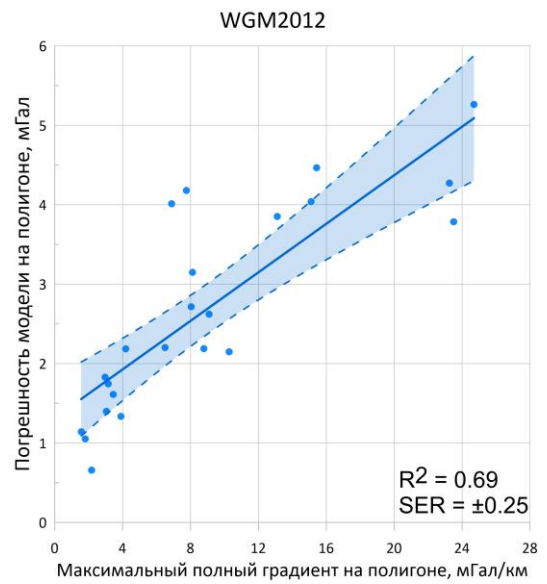
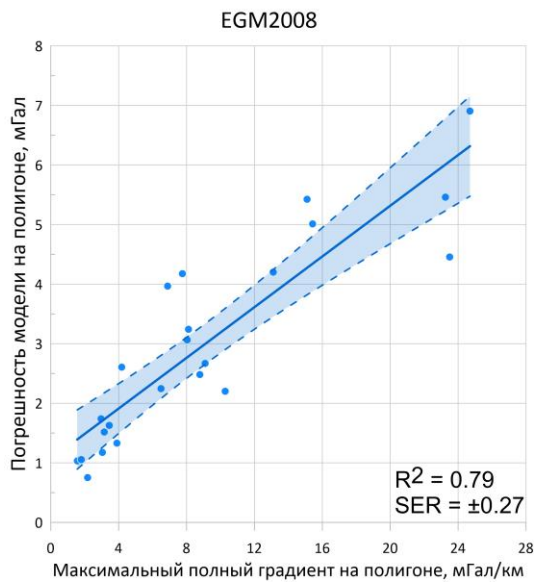


Рис. 9. Линейная аппроксимация погрешности моделей ГПЗ в зависимости от величины полного горизонтального градиента поля и ее доверительный интервал.

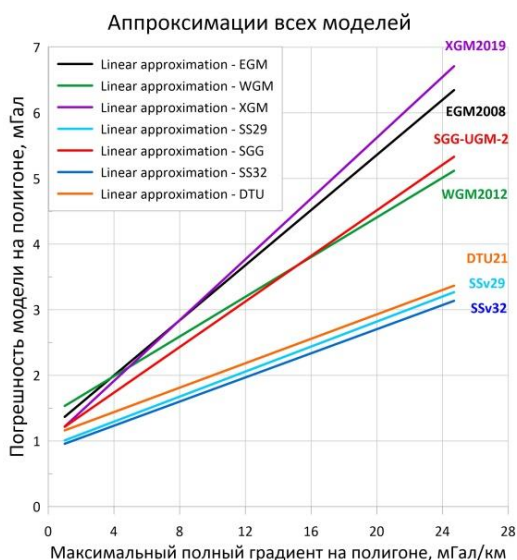


Рис. 10. Линейные аппроксимации погрешностей моделей в зависимости от величины полного горизонтального градиента поля.

Показано, что задачи общей или генеральной съемки уже могут решаться с использованием спутниковых модельных данных. Требованиям региональной гравиметрической съемки по параметрам разрешающей способности современная глобальная модель **соответствует лишь в абиссальных районах океана**, а требованиям к детальной гравиметрической съемки **не соответствует**.

Также рассмотрены оцениваемые точности современных моделей относительно классов морской гравиметрической съемки. Точность глобальной модели на акватории в первую очередь зависит от точности метода альтиметрии, поэтому общую погрешность глобальной модели можно также разделить на две составляющие. Первая составляющая – собственная погрешность альтиметрического решения, оцененная по сходимости отдельных измерений. Она может быть оценена создателями модели и для некоторых моделей данные имеются в открытом доступе [Sandwell et al., 2014]. Если рассмотреть статистику в открытых районах Мирового океана, то СКО вычисления аномалий поля по альтиметрии ≈ 1.0 мГал. Таким образом, первую составляющую погрешности модели m_a можно принять постоянной и равной 1.0 мГал.

Второй составляющей погрешности глобальной модели является погрешность, определяемая по данным оценок относительно морских съемок и описанная выше. С использованием линейной аппроксимации определенного набора морских полигонов содержащих аномалии с максимальным градиентом аномалий от 2 до 24 мГал/км можно получить функцию зависимости погрешности от градиента и затем рассчитать априорную погрешность для любой глобальной модели уже на любой район акватории:

$$m_r = F(\nabla g), \quad (5)$$

Где: $F(\nabla g)$ – функциональная зависимость региональной погрешности модели от величины полного градиента поля; $\nabla g = \sqrt{\left(\frac{dg}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dg}{dy}\right)^2}$; $\left(\frac{dg}{dx}\right)^2$ - вторая производная поля АСТ по оси x (юг - север); $\left(\frac{dg}{dy}\right)^2$ - вторая производная поля АСТ по оси y (запад - восток).

Для выполнения районирования Мирового океана целесообразно использовать данные трех моделей, с лучшим показателем R^2 , представляющих каждую из групп: **EGM2008, WGM2012 и SSv32**.

В разделе 3.5 рассмотрены характеристики существующих моделей на предмет их соответствия регламентируемым параметрам (классам) морской гравиметрической съемки и масштабам гравиметрических карт. Рассмотрены рекомендации к расстояниям между съемочными профилями для разных типов съемки и соответствие им разрешающей способности современных моделей.

Полная погрешность глобальной модели для любой точки с известным градиентом изменения аномального поля в таком случае будет иметь вид:

$$m_{\text{model}} = \sqrt{m_a^2 + m_f^2}, \quad (6)$$

С использованием предложенного способа, выполнена оценка известных глобальных моделей EGM2008 [Pavlis et al., 2012] и Sandwell and Smith v32 на предмет соответствия требованиям, предъявляемым к морским гравиметрическим съемкам различных классов. На рисунке 11 представлены графики функции зависимости погрешности m_{model} от величины градиента изменения аномального поля и указаны допуски съемок разных классов.

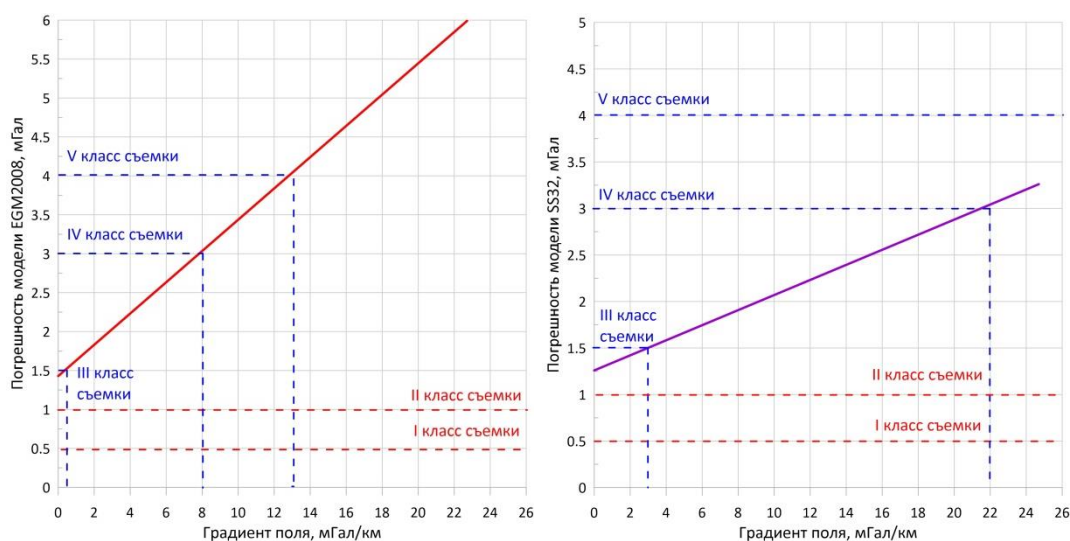


Рис. 11. Анализ моделей EGM2008 (слева) и Sandwell and Smith v32 (справа) на предмет соответствия классам морских гравиметрических съемок.

Из полученных результатов следует, что модель EGM2008 соответствует точности III класса морской гравиметрической съемки на участках с градиентом поля ниже 2 мГал/км; IV и V классам съемки на градиентах поля до 8 мГал/км и 13 мГал/км соответственно. Более современная модель SSv32 соответствует III классу съемки на градиентах поля до 3 мГал/км; IV классу съемки на градиентах поля до 22 мГал/км; V классу съемки на всех открытых акваториях Мирового океана I и II классам морской гравиметрической съемки не соответствует ни одна из рассматриваемых моделей.

В разделе 3.6 предложен способ районирования Мирового океана по величине ожидаемой погрешности модельных данных. Для районирования открытых акваторий всего Мирового океана использовалась глобальная карта полных результирующих горизонтальных градиентов, вычисленная по данным модели SSv32 с разрешением в 1' и ограниченная береговыми линиями континентов. Для вычисления в (5) и затем (6) были включены функциональные зависимости трех глобальных моделей разных поколений, относящихся к трем разным группам (по рисунку 10): EGM2008, WGM2012 и SSv32. Статистики полученных ожидаемых ошибок приведены в таблице 3. А полученные карты их пространственного распределения показаны на рисунках 12 – 14. Карты ожидаемых погрешностей показаны в одной цветовой палитре с шагом в 0.25 мГал.

Таблица 1. Статистические характеристики ожидаемых погрешностей глобальных моделей в Мировом океане.

Статистика	EGM2008	WGM2012	SSv32
Мин., мГал	1.53	1.71	1.32
Макс., мГал	13.66	10.40	6.40
Средн. зн., мГал	1.70	1.83	1.39
Ст. откл., мГал	0.24	0.17	0.09

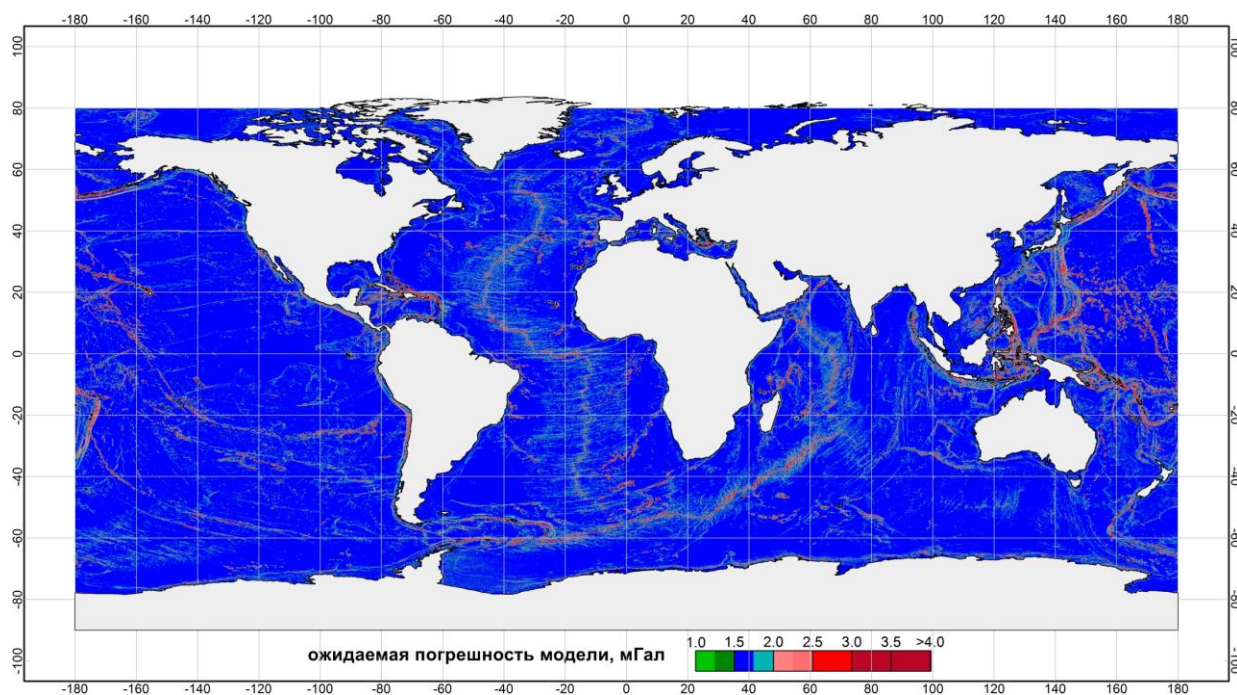


Рис. 12. Карта районирования открытых акваторий Мирового океана в соответствии с ожидаемой погрешностью глобальной модели ГПЗ EGM2008.

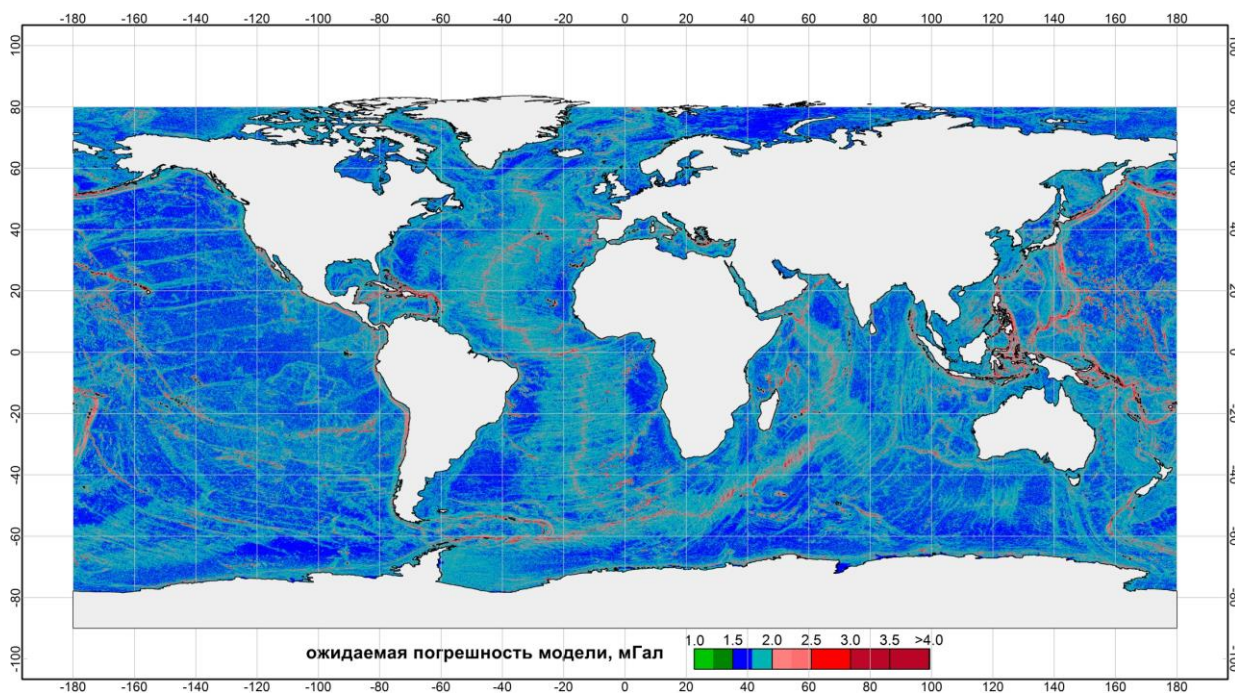


Рис. 13. Карта районирования открытых акваторий Мирового океана в соответствии с ожидаемой погрешностью глобальной модели ГПЗ WGM2012.

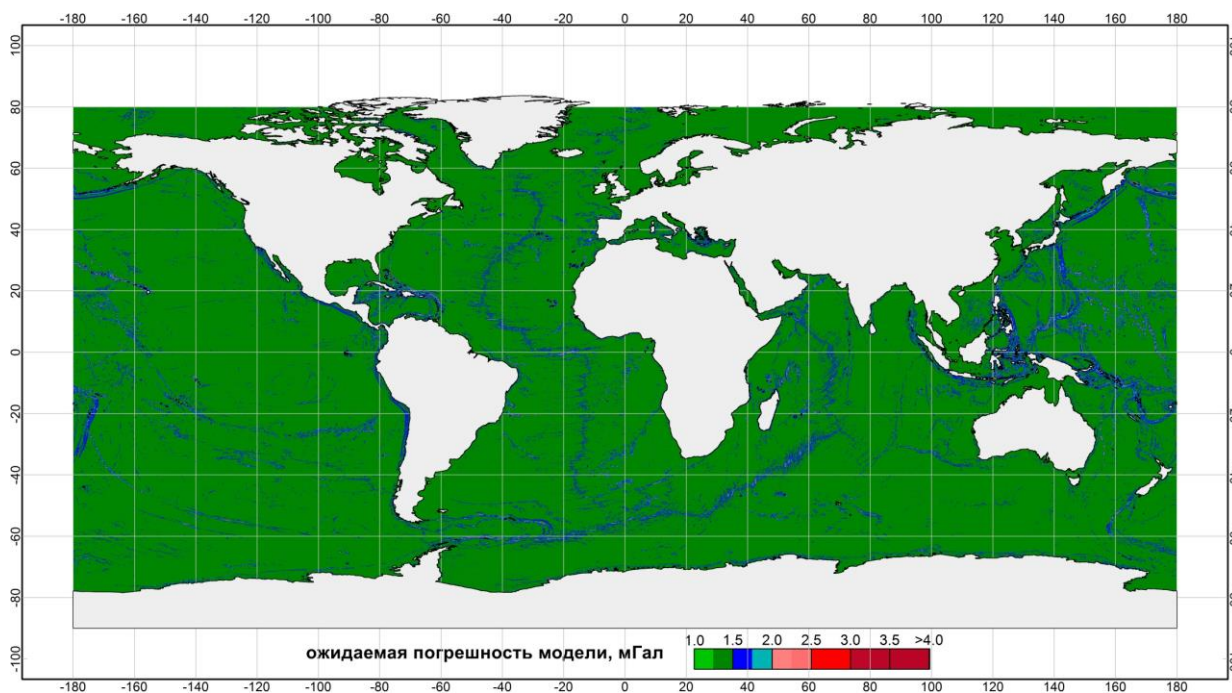


Рис. 14. Карта районирования открытых акваторий Мирового океана в соответствии с ожидаемой погрешностью глобальной модели ГПЗ Sandwell and Smith v32.

Необходимо отметить, что используемые в работе полигоны и сама оценка по ним направлены на возможность получения глобального результата, подходящего для районирования всех открытых акваторий Мирового океана.

Оценка точности современных моделей в Арктике относится к числу актуальных и важных проблем современной гравиметрии. Поскольку это труднодоступный регион Земли, выполнение морских и аэрогравиметрических съемок здесь сталкивается с рядом трудностей. Ледовый покров не позволяет выполнить высокоточную площадную съемку в высоких широтах, поэтому гравитационное поле Арктики обычно инструментально изучается вдоль отдельных профилей, пересекающих основные геоморфологические структуры. В таких условиях глобальные модели являются основным источником информации об аномалиях гравитационного поля Арктики для большинства исследователей. В **главе 4** рассмотрен вопрос об их фактической точности в этом регионе.

В **разделе 4.1** кратко рассмотрена изученность региона инструментальными методами. Показано, что, несмотря на усилия по выполнению съемок в Арктике, их площадь остается незначительной. Большая часть измерений являются маршрутными и выполняются для региональных задач плотностного моделирования.

В **разделе 4.2** рассмотрены особенности спутниковых альтиметрических измерений в высоких широтах. Коэффициент рассеяния отраженного альтиметрического сигнала в общем случае имеет две составляющие: рассеивание от границы раздела двух различных сред (морская вода и воздух), и объемное рассеяние, обусловленное свойствами рассеивающих частиц в средах. Для морского льда более значительное влияние имеет объемное рассеяние, связанное с рассеивающими частицами, в то время как для поверхности морской воды основное значение имеет только поверхностное рассеяние. Кроме того, существуют значительные различия между неровностью поверхности морской воды и морского льда.

Указанные особенности альтиметрических измерений в высоких широтах приводят к потере в качестве и фактическом разрешении итоговых данных об аномалиях. Однако высокоширотная Арктика в настоящее время не содержит белых пятен. В ультравысокостепенных моделях имеются данные об аномалиях всего региона. Несмотря на ледовый покров в модельных данных отображены основные аномальные районы, связанные с наиболее характерными геоморфологическими структурами Северного Ледовитого океана.

В разделе 4.3 рассмотрено гравитационного поля в Арктическом регионе и развитие его представлений в глобальных моделях ГПЗ. На рисунке 13 показаны модели разных лет в Арктике, ограниченные территориями континентальной суши и арктических архипелагов.

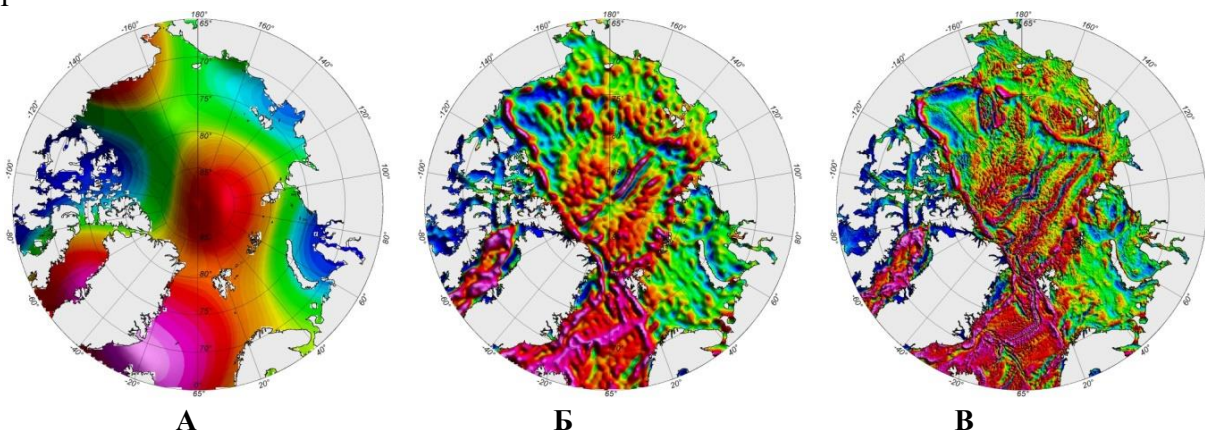


Рис. 14. Аномальное гравитационное поле Арктики по данным моделей разных поколений: SE2 (А), EGM96 (Б), и DTU21 (В).

Из рисунка 14 следует, что детальность модельных данных, позволяющая выделять элементы рельефа дна океана, визуально проявляется, только начиная с модели EGM96, содержащей 360 коэффициентов гармоник разложения поля.

Была рассмотрена динамика изменения модельных данных на отдельных структурах. Из полученных данных следует, что три ультравысокостепенные модели показывают взаимно близкие статистические характеристики. Дополнительным показателем могут являться амплитуды аномалий над каждой структурой. В таблицу 2 сведены данные о размахе величин аномалий и выделены модельные данные с большим значением и, соответственно, большей контрастностью аномалий.

Таблица 2. Размах модельных аномалий для анализа детальности над выбранными структурами Северного Ледовитого океана.

Структура модель	Размах аномалий, мГал			
	EGM96	EGM2008	WGM2012	DTU21
Хребет Ломоносова	157.42	177.21	177.09	174.79
Хребет Гаккеля	96.07	220.35	235.38	232.48
Котловина Амундсена	90.10	123.72	135.83	133.17
Поднятие Нортвинд	91.33	176.42	183.79	182.99
Канадская котловина	89.33	85.32	88.03	81.95
Граница шельфа	129.50	183.34	187.58	184.79

Несмотря на, казалось бы, лучшую детальность, модель DTU21 при такой оценке выглядит менее контрастной, чем модель WGM2012.

В разделе 4.4 представлены оценки погрешностей современных моделей в Арктике с использованием инструментальных съемок. Главная проблема получения таких оценок в Арктике заключается в отсутствии возможности свободного маневрирования судна на акваториях, закрытых льдом, и, как следствие, выполнения классической морской площадной съемки. Поэтому для оценки модельных данных здесь использовались системы из съемочных профилей, расположенные над определенными структурами, или отдельные протяженные профили. Расположение участков и профилей для сравнения модельных данных с результатами морских съемок показано на рис. 15.

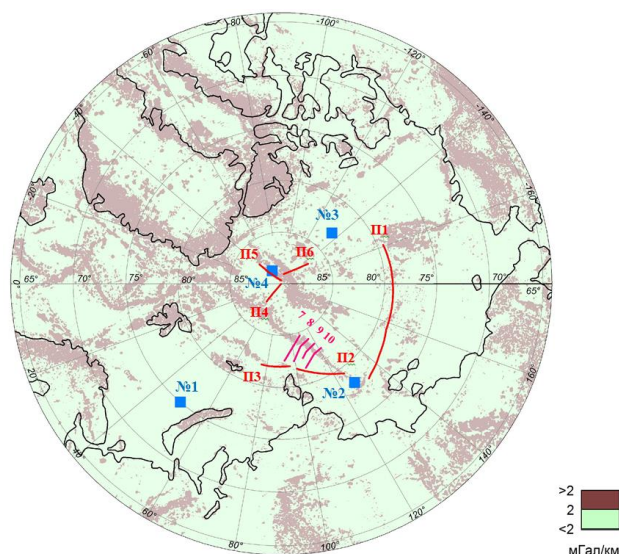


Рис. 15. Расположение локальных участков сравнения (показаны синими квадратами) и протяженных профилей (показаны красными линиями) в Арктике. На фоне - карта градиентов аномального поля, вычисленная по данным модели ГПЗ EGM2008.

По результатам оценок, представленных в таблице 3, хорошо прослеживается зависимость величины погрешности моделей от широты в арктическом регионе Мирового океана. Как видно из представленных оценок, на большинстве протяженных профилей и локальных участках в Арктике наименьшую погрешность относительно морских съёмок содержит новая модель DTU21.

Таблица 3. СКО моделей ГПЗ от результатов морских съемок на системах профилей локальных участков (№1- 4) и протяженных профилях (П1-6). Выделены наименьшие значения модельных отклонений и наилучшие из сравниваемых моделей.

Характеристика локального участка	номер	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	П1	П2	П3	П4	П5	П6
	Широта φ , ° с.ш.	75	78	83	88.5	77.5–79.4	79.4–81.6	82	87.8–90	87.2–89.7	86.8–89
	Протяженность км	-	-	-	-	1500	500	300	250	290	280
	макс. градиент, мГал/км	2	5	4	7	3	4	3	3	5	6
Модель	EGM2008	0.75	3.07	4.10	7.41	4.08	3.94	7.89	4.55	5.22	2.90
	WGM2012	0.66	2.72	3.24	7.43	3.30	3.07	4.86	4.42	5.46	3.13
	XGM2019	0.90	2.52	4.09	6.74	2.68	3.41	6.32	6.41	4.21	4.88
	SSv29	0.74	1.92	–	–	2.95	–	–	–	–	–
	SGG-UGM-2	0.73	1.86	4.46	7.45	2.57	3.42	8.14	4.50	5.30	2.77
	SSv32	0.68	1.76	–	–	3.57	–	–	–	–	–
	DTU21	0.64	1.80	2.59	7.05	2.33	2.04	3.48	4.35	5.49	2.50

В разделе 4.5 рассмотрены погрешности современных моделей над геоморфологическими структурами Северного Ледовитого океана. Для более детального анализа погрешностей, которые обусловлены увеличением полного градиента аномального поля, рассмотрены данные, полученные на профилях, проходящих через один из арктических подводных хребтов. Их расположение показано на рисунке 16.

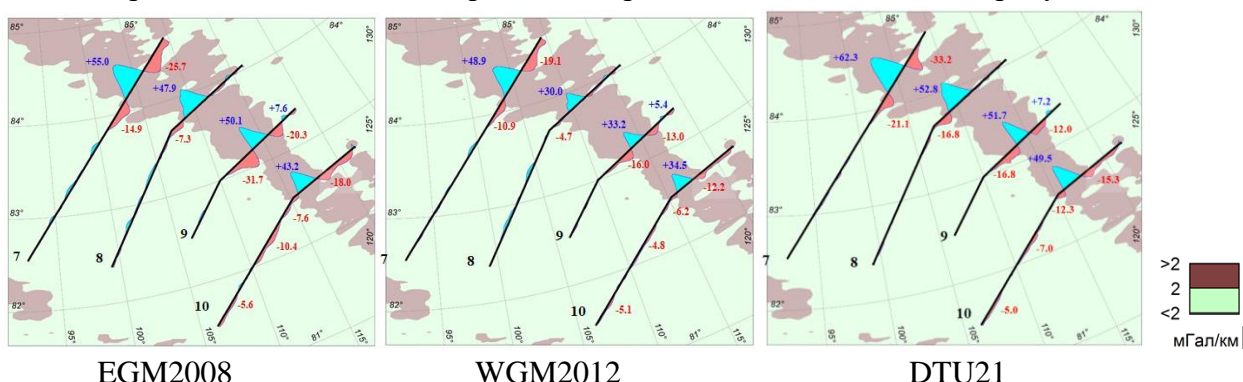


Рис. 16. Положительные (синий цвет) и отрицательные (красный цвет) отклонения данных морской съемки от моделей EGM2008, WGM2012, DTU21 на профилях, проходящих через градиентную структуру. Указаны наибольшие отклонения в МГал.

Для определения зависимости потенциальной погрешности глобальных моделей в Арктике от величины градиента, для каждой из моделей были объединены данные о погрешностях всех профилей. Затем получена аппроксимирующая функция. Результаты аппроксимации для моделей EGM2008, WGM2012 и DTU21 показаны на рисунке 17.

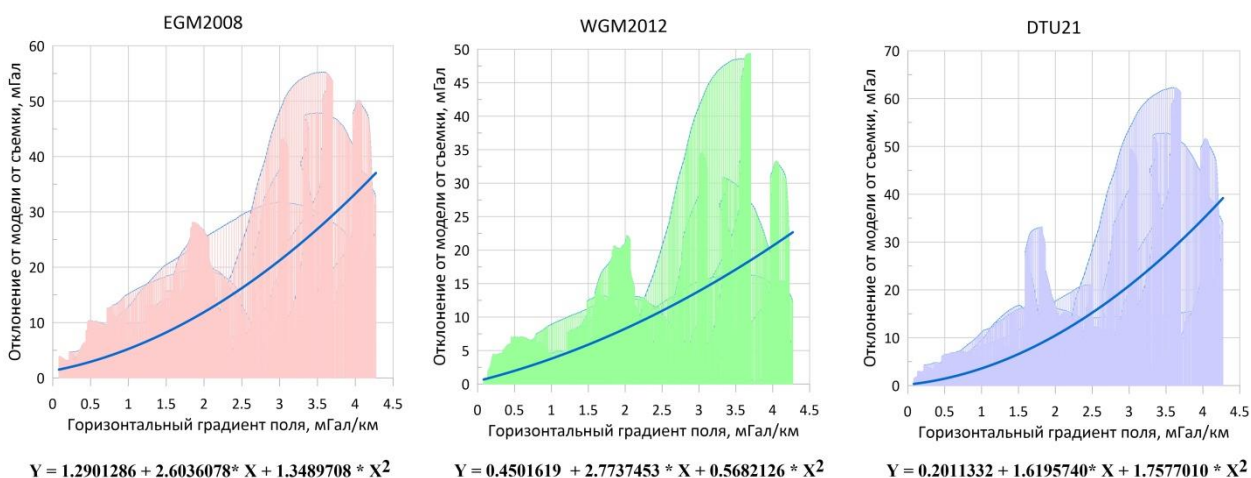


Рис. 17. Аппроксимация отношений величин погрешности глобальных моделей EGM2008, WGM2012 и DTU21 к величине горизонтального градиента на арктическом хребте. Аппроксимации выполнены квадратичной функцией.

С учетом того, что в закрытых льдом акваториях величины погрешностей значительно возрастают при величине горизонтального градиента в 2 мГал/км и более, квадратичная функция более правдоподобно описывает такую закономерность, чем линейная. Полученные на функции $F(\nabla g)$ могут использоваться по аналогии с открытыми акваториями для вычисления составляющей ожидаемой погрешности m_r в формулах (5 - 6). В разделе 4.6 представлен способ районирования акваторий Арктики по величине ожидаемой погрешности модельных данных. Анализ имеющихся в открытом доступе данных о собственной погрешности альтиметрии в регионе с разнообразным ледовым

покровом показал, что составляющая погрешности модельной аномалии m_a в таких условиях имеет не постоянный, а переменный характер, связанный со сплоченностью льда. Оценка ряда моделей относительно съемок на участках с близкой величиной градиента поля, но в разных арктических широтах показала, что погрешность в этих моделях по мере приближения к полюсу возрастает экспоненциально. Данную зависимость также следует аппроксимировать квадратичной функцией от широты:

$$m_{a_ice} = F_i(L), \quad (7)$$

Где: m_{a_ice} – ожидаемая погрешность модели, обусловленная сплоченностью льда; $F_i(L)$ – функциональная зависимость погрешности от широты; L – географическая широта.

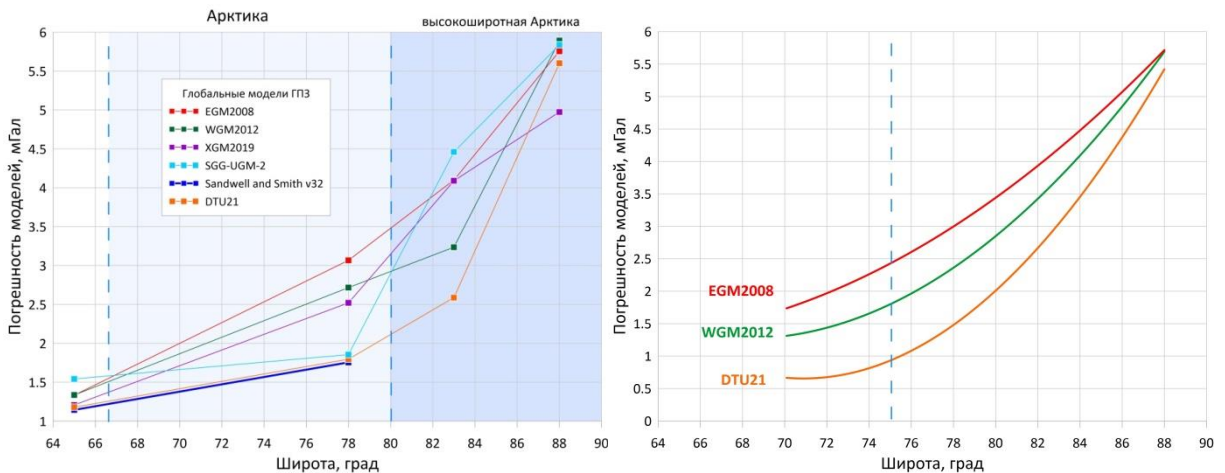


Рис. 18. Аппроксимация отношений величин погрешности в Арктике глобальной моделей EGM2008, WGM2012, DTU21 к широте.

Полная погрешность глобальной модели для любой точки в Арктическом регионе северней 75° с.ш. в таком случае будет иметь вид:

$$m_{polar} = \sqrt{m_{a_ice}^2 + m_f^2}, \quad (8)$$

Где: m_{a_ice} – ошибка альтиметрии в зависимости от широты; m_f – погрешность в зависимости от градиента поля. Пользуясь (8) можно априорно оценить ожидаемую погрешность модели гравитационного поля в Северном ледовитом океане северней. Так были получены карты ожидаемых погрешностей для глобальных моделей ГПЗ EGM2008, WGM2012, DTU21. Полученные карты показаны на рисунке 19.

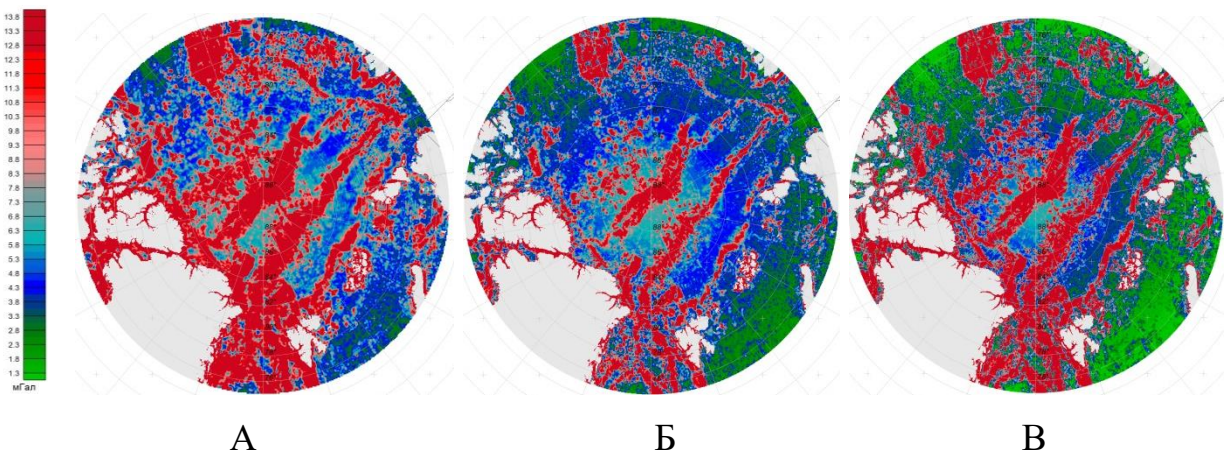


Рис. 19. Районирование глобальных моделей EGM2008 (А), WGM2012 (Б) и DTU21 (В) в Арктике по величине ожидаемой погрешности.

На рисунке 20 показаны гистограммы результатов районирования. Ожидаемые погрешности моделей ГПЗ EGM2008, WGM2012, DTU21 в Арктике имеют следующие статистические характеристики:

Таблица 4. Статистические характеристики районирования глобальных моделей ГПЗ по величине ожидаемой погрешности в Арктике.

Модель	EGM2008	WGM2012	DTU21
Минимум, мГал	2.40	1.92	0.93
Максимум, мГал	148.21	69.24	117.17
Среднее зн., мГал	17.13	9.07	12.67
Стандарт. откл., мГал	31.32	14.46	24.93

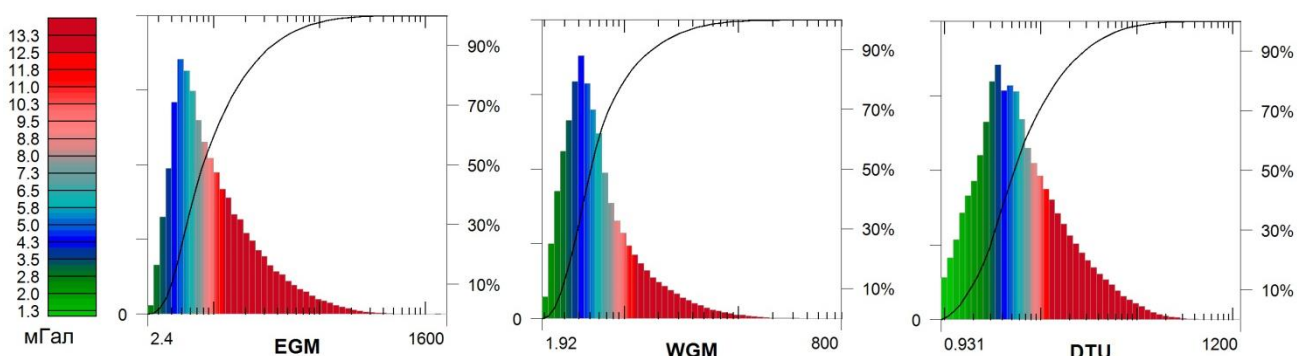


Рис. 20. Гистограммы распределения ожидаемых погрешностей в моделях ГПЗ в Арктике по результатам районирования.

Была выполнена верификация полученных результатов районирования моделей гравитационного поля Земли по величине ожидаемой погрешности в Арктике предложенным способом. Общая протяженность набортных съемок, использованных для верификации районирования, составляет 5 600 километров. Для модели **EGM2008** за диапазонами ожидаемых погрешностей оказалось **4.2%** отклонений «съемка – модель». Для модели **WGM2012** за диапазонами ожидаемых погрешностей - **12.7%** отклонений. Для модели **DTU21** за диапазонами ожидаемых погрешностей - **12.3%** отклонений.

Проверка результатов реализации защищаемого способа показала его эффективность при первичном выделении областей повышенной погрешности глобальной модели ГПЗ. **Такой подход следует рекомендовать при планировании высокоширотных морских и аэрогравиметрических съемок.**

В **главе 5** предложены методические приемы использования глобальных моделей для повышения надежности и автономности морских набортных гравиметрических съемок. Они позволяют не только получать достоверные данные об аномальном гравитационном поле Мирового океана в условиях отклонения от нормативных требований к порядку выполнения измерений, но и повысить надежность съемок, выполняемых по классической технологии.

В **разделе 5.1** рассмотрены особенности и ограничения современной морской гравиметрической съемки. Важно отметить, что в Российской Федерации выполнение морских съемок в интересах государственного задания производится строго в

соответствии с инструкциями, поэтому отклонения от требований при организации съемочной компании в большей степени относятся к морским гравиметрическим измерениям, производимым для коммерческой геологической разведки.

В разделе 5.2 исследованы возможности использования глобальных моделей для повышения надежности и автономности морских набортных съемок. Для определения фактического диапазона совпадения съемочных и модельных данных методом Блэкмана-Тьюки [Trauth, 2015] вычислены квадраты модуля спектра когерентности между данными. На рисунке 21 показаны графики квадрата модуля спектра когерентности между данными морских съемок и глобальной моделью SSv32в Атлантическом, Индийском, Южном (Тихом) океанах.

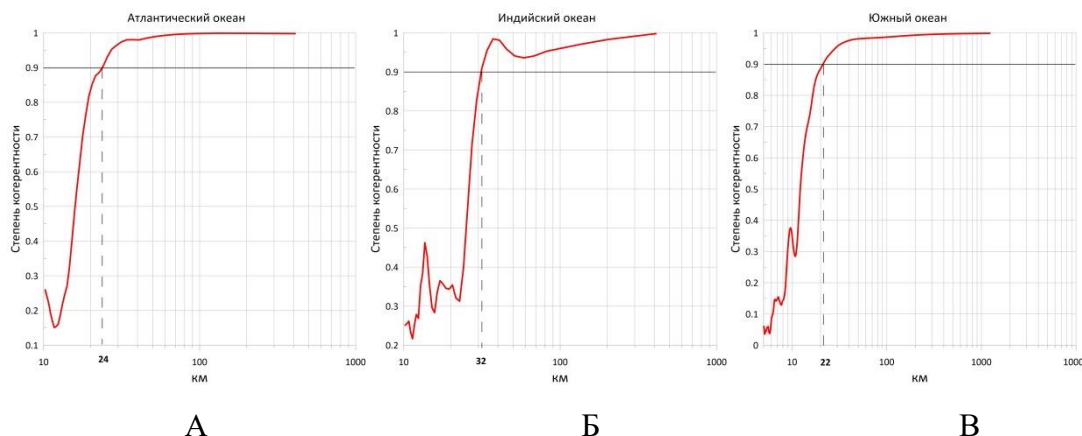


Рис. 21. Графики квадрата модуля спектра когерентности между данными морских и спутниковых определений SSv32. А – профиль в Атлантическом океане; Б – профиль в Индийском океане; В – профиль в Южном (Тихом) океане.

Как следует из приведенных графиков, совпадение данных современной модели с морскими измерениями соответствует длинам волн аномалий от 22 до 32 км. Следовательно, глобальная модель в диапазонах длин волн аномалий не менее 30 км может использоваться для повышения надежности и автономности морских гравиметрических съемок, в первую очередь для оценки систематической составляющей погрешности. В разделе 5.3 представлен методический прием оперативного контроля выполняемых морских гравиметрических измерений с использованием данных глобальной модели. Постоянные сравнения показаний гравиметра с данными глобальной модели и их линейная аппроксимация, по сути, заменяют собой контрольные пункты, регламентированные инструкциями, возвратно-контрольные профили и взаимные сравнения между приборами.

В разделе 5.4 представлен методический прием по определению, оценки и коррекции основной систематической составляющей погрешности гравиметра: скорости смещения ноль-пункта. Параметр скорости смещения по инструкции определяется в процессе измерений на опорном гравиметрическом пункте. Так как аномалии силы тяжести, определенные спутниковыми методами, с длиной волны свыше 30 км не имеют систематической составляющей, они могут использоваться для получения надежных данных о скорости смещения ноль-пункта. Для этого выполняется линейная аппроксимация всей совокупности невязок между измерениями и моделью. Коэффициент b при линейном члене аппроксимирующей функции, иначе коэффициент регрессии – имеет физический смысл скорости смещения ноль-пункта гравиметра:

$$Y = bX + a, \quad (8)$$

Возможности современной глобальной модели позволяют выявить даже нелинейные составляющие переходного процесса скорости смещения ноль-пункта, обусловленные, например запуском гравиметра из «холодного» состояния непосредственно в море. Аппроксимация кубической функцией позволяет учитывать изменение смещения в переходной фазе. Альтернативно можно разбить аппроксимацию на группу линейно – кусочных функций. На рисунке 22 показаны графики аппроксимаций отклонения профилей от модели.

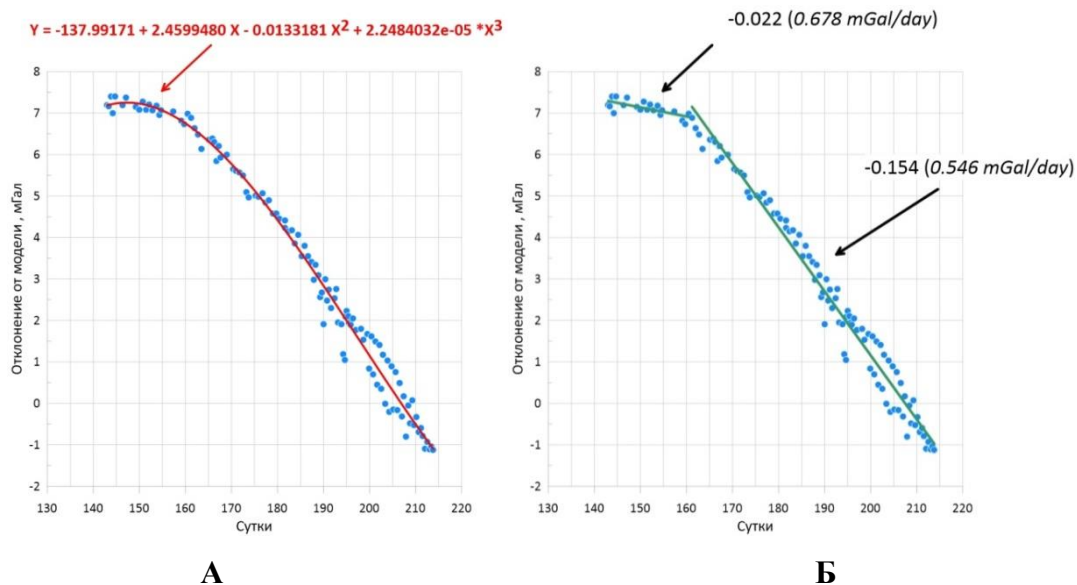


Рис. 22. Аппроксимации средних невязок «измерения – модель» кубической функцией (график А) и несколькими линейными функциями (график Б).

Области с высоким градиентом изменения аномального поля содержат повышенные погрешности в глобальных моделях. Они ограничения для применения описываемого методического приема. На рисунках 23 показано определение скорости смещения, но с учетом изменения градиента поля, величина которого показана столбцами в нижней части рисунков.

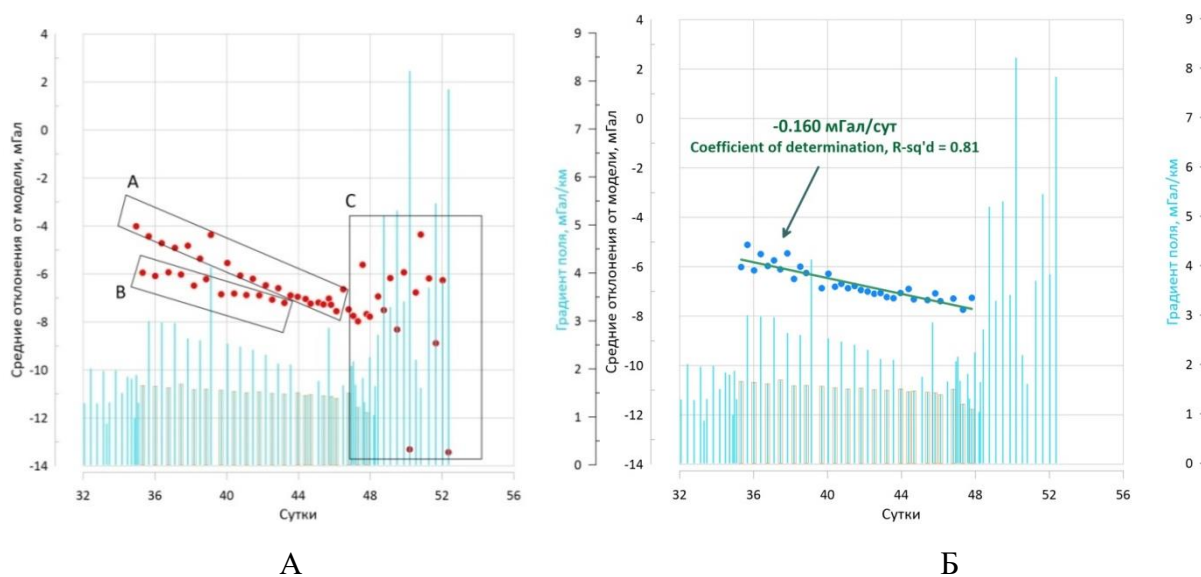


Рис.23. Учет градиента поля для исключения потенциальных ошибок при уточнении скорости характера смещений ноль-пункта.

Отклонения линий можно условно разбить на три группы. Группы линий А и В представляют из себя две трендовые закономерности, которые создают неоднозначность при определении скорости смещения ноль-пункта. На рисунке хорошо видно как «рассыпается» любая из указанных выше закономерностей при выходе судна на участок, содержащий наиболее градиентные структуры поля (группа линий С). Из этого следует, что разница в полученных по данным двух групп остаточных скоростей смещения ноль-пункта обусловлена погрешностями модели и их изменение при сравнении с моделью линий группы А. Исключив из сравнительного анализа линии группы С как ненадежные, к оставшимся линиям групп А и В можно применить функцию линейной зависимости «градиент поля – погрешность модели», полученную ранее в главе 3. Полученный результат, показанный на рисунке 23 Б, соответствует линейному тренду с коэффициентом детерминации 0.81 и в отсутствие других возможностей уточнения смещения может быть использован при обработке морской съемки.

В разделе 5.5 предложен методический прием выполнения морской гравиметрической съемки без опорных измерений. Так как в практике морских гравиметрических съемок применяются относительные гравиметры, для выполнения относительных измерений необходима некоторая пространственно-временная точка, относительно которой выполняются дальнейшие измерения. В соответствии с действующими инструкциями исходной точкой для выполнения морской гравиметрической съемки служат измерения на опорном гравиметрическом пункте. В случае, когда судно не заходит в порт, исходные параметры для съемки можно создать относительно уровня глобальной модели.

По результатам опорных измерений определяются следующие исходные параметры для выполнения последующей съемки: T_{base} (исходное время), G_{base} (абсолютное значение силы тяжести на ОГП), G_{r0} (исходный отчет гравиметра) и C (скорость смещения ноль-пункта гравиметра). Соответственно, вычисления измеренного значения силы тяжести G_i на пункте i выполняются следующим образом:

$$G_i = G_{base} + \Delta G = G_{base} + G_{ri} - G_{base} - C(T_i - T_{base}), \quad (9)$$

Где: G_{ri} – отчет прибора на определяемом пункте i ;
 T_i – время измерения на пункте i .

Привязка к уровню модели и определение начальных параметров съемки может осуществляться несколькими способами. **Привязка показаний гравиметра к модели в процессе якорных измерений.** При таком подходе выполняются измерения, когда судно стоит на якоре в бухте или на рейде. Судно, стоящее на якоре медленно меняет свое положение во времени, поэтому целесообразно выполнять такие измерения в районах со спокойным аномальным полем. Допустимый уровень возмущающих ускорений для таких измерений не более 2-3 Гал. При этом амплитуда показаний все равно достигает 2 мГал. Однако основной задачей является получение наиболее адекватных параметров для дальнейшего использования, а не единственно верное значение отсчета, которое в таких условиях получить маловероятно. Поэтому возможной погрешностью при такой привязке можно пренебречь и просто принять среднее значение отсчета. Так как в бухтах и вблизи берега влияние прилива может быть значительным, такие измерения должны быть кратны суткам. На рисунке 24 показаны суточные измерения гравиметра «Чекан-АМ» на якорной

стоянке возле северного побережья о. Бали в море Бали (Индийский океан) и их линейная аппроксимация.

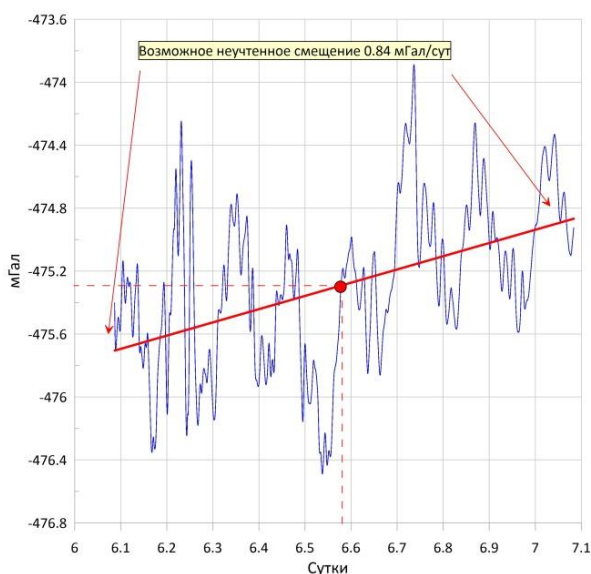


Рис.24. Измерения гравиметром «Чекан-АМ» на якорной стоянке и их линейная аппроксимация.

По результатам аппроксимации определяются T_{base} (по оси абсцисс) и G_{r0} (по оси ординат). Значение скорости смещения C берется из паспорта гравиметра. Наклон аппроксимирующего графика свидетельствует об отличии фактического и паспортного параметров C . Если есть уверенность, что гравиметр уже работает в штатном режиме и переходный процесс закончен, а район якорной стоянки не является сильно аномальным, рекомендуется также скорректировать скорость смещения. Если измерения выполняются в градиентной зоне, скорость смещения следует корректировать уже в ходе выполнения дальнейшей съемки.

Привязка показаний гравиметра к модели ГПЗ в море в выбранной точке выполняется, если нужно получить исходные параметры съемки относительно определенной пространственной точки, например, наиболее оптимальной относительно структуры модельного поля. Технология такой привязки схожа с регламентированной методикой привязки к одиночному морскому ОГП. При привязке судно должно пройти через заранее выбранную точку минимум двумя перпендикулярными профилями. Рекомендуется спроектировать каждый из профилей протяженностью не менее 30 км, таким образом, что бы точка привязки находилась в середине каждого профиля. На этих профилях может быть определен градиент гравитационного поля вдоль каждого профиля. Если произведение величины горизонтального градиента поля на погрешность определения места при привязке не превышает 1 мГал/км, то по показаниям в точке пересечения профилей как среднее арифметическое значение определяются исходное время и отсчет гравиметра. Значение силы тяжести вычисляется по координатам точки из глобальной модели гравитационного поля Земли.

Привязка показаний гравиметра к модели на профиле. Такая привязка может быть выполнена на переходе к району работ, в случае отсутствия береговых опорных измерений. Принцип получения данных такой же, как и при якорной съемке: выполняется линейная аппроксимация ряда измерений максимально возможной протяженностью, но не менее 2-х минимальных диапазонов сходимости $30 \cdot 2 = 60$ км. По результатам аппроксимации вычисляются T_{base} и G_{r0} . Значение G_{base} вычисляется как среднее от уровня модели по всему ряду опорного профиля.

Важным условием, которое необходимо иметь в виду выполняя привязку к модельному полю является возможная дополнительная погрешность, обусловленная погрешностью самой модели. Как известно из результатов главы 3 настоящей работы,

погрешность модели в основных акваториях Мирового океана связана с величиной горизонтально градиента аномального поля. Следовательно, от особенностей района привязки (иначе средней величины градиента) зависит ожидаемая точность привязки. В любом случае, по результатам полученной оценки, уровень съемки, изначально задаваемый привязкой к модельному полю в море или на рейде, должен быть скорректирован с учетом полученного трендового отклонения.

В главе 6 представлена и обоснована возможность применения ограниченного количества данных морских гравиметрических съемок для коррекции спутниковых моделей гравитационного поля на достаточно больших площадях Мирового океана. Спектральный анализ разностей данных модели и съемки вдоль протяженного профиля может выявить в данных модели закономерные диапазоны длин волн с наибольшими погрешностями. Это позволит выполнить коррекцию данных модели в выявленном диапазоне длин волн. Такой подход актуален для районов Мирового океана, где количество инструментальных съемок мало.

В разделе 6.1 рассмотрен характер аномалий и их производных в структуре глобальной модели гравитационного поля Земли. Частотное распределение величин градиентов гравитационного поля всего Мирового океана по данным модели Sandwell and Smith v32 показано в виде гистограммы на рисунке 25. Количественная характеристика показана в таблице 5.

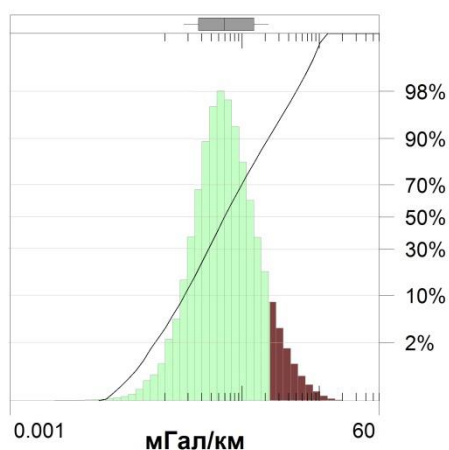


Рис.25. Гистограмма распределения значений градиента аномального поля по данным глобальной модели.

Таблица 5. Количественная характеристика глобального градиента поля в Мировом океане по данным Sandwell and Smith v32.

Диапазон величин аномалий, мГал/км	Общее процентное количество аномалий по своей величине входящих в диапазон, %
0 0.5	50
0.5 1	25
1 2	12
2 3	8
3 7	4
7 59	1

В качестве критерия границы градиентных областей, целесообразно выбрать значение градиента аномалий поля в 2 мГал/км, так как на более высоких градиентах выполняется наиболее детальная съемка с масштабом отчетной карты 1: 50 000. По данным модели Sandwell and Smith v32 доля областей с градиентом поля более 2 мГал/км в Мировом океане в пределах $\pm 78^\circ$ широты составляет только 13%. Исходя из предложенного деления океанов на абиссальные и градиентные области, рассмотрены особенности аномалий и их характерные погрешности в каждой из этих областей.

В разделе 6.2 рассмотрены районы градиентных геоморфологических структур Мирового океана и применение данных морских гравиметрических съемок для оценки и коррекции глобальных моделей гравитационного поля. На акваториях с выраженными градиентными структурами поля в результате фильтрации и сглаживания

альтиметрических измерений амплитуды высоких частот реальных аномалий в моделях подавляются. С учетом описанного [Andersen, 2013] подхода к обработке данных спутниковой альтиметрии в рамках одной модели, который предполагает подбор параметров для достаточно большого региона, можно предположить, что у всей площади или структуры в этой модели указанные параметры одинаковые. Соответственно, модельные аномалии со схожим характером амплитуд на определенной площади содержат общую составляющую погрешности, связанную с особенностями обработки альтиметрических измерений. Такая погрешность может быть выявлена по данным морской набортной гравиметрии: маршрутным съемкам, пересекающим исследуемую площадь. Для эксперимента были взяты четыре профиля съемки, их расположение на фоне изолиний аномалий в свободном воздухе по данным модели показано на рисунке 26.

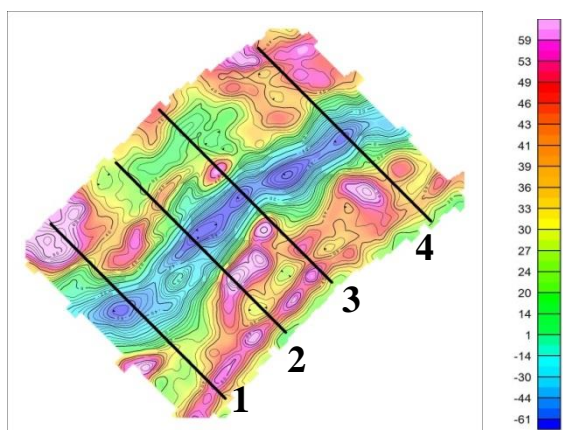


Рис.26. АСТ по данным модели Sandwell and Smith v.32 на полигоне над Срединно-океаническим хребтом.

Рекогносцировочные профили были выбраны так, чтобы получить представление о частотном составе погрешностей во всех частях полигона. Они проходят через разные по величине и протяженности аномалии. На графиках зависимости амплитуд сигнала в разностях «измерения–модель» от длин волн аномалий, приведенных на рисунке 27, выделен общий для всех тестовых профилей диапазон длин волн, который содержит наибольшую погрешность данных в модели – от 13 до 20 км.



Рис.27. Графики зависимости спектральной плотности мощности разностей «съемка–модель» по тестовым профилям от длин волн аномалий. Выделен диапазон длин волн 13–20 км с повышенной погрешностью..

Для выделения пространственных частот аномалий и их восстановления было использовано звено фильтра Баттерворта. Восстановление амплитуды может выполняться путем включения масштабирующего коэффициента в отдельные выделенные волны или в диапазон групп волн, как это было сделано в показанном примере. Графики измеренного, модельного и скорректированного модельного полей вдоль тестового профиля 2 показаны на рисунке 29. Такая операция применяется уже ко всем модельным данным на тестовом

полигоне. В результате погрешность модели Sandwell and Smith v.32 относительно высокоточной съемки уменьшилась с 2.5 мГал до 1.9 мГал, то есть на 24%.

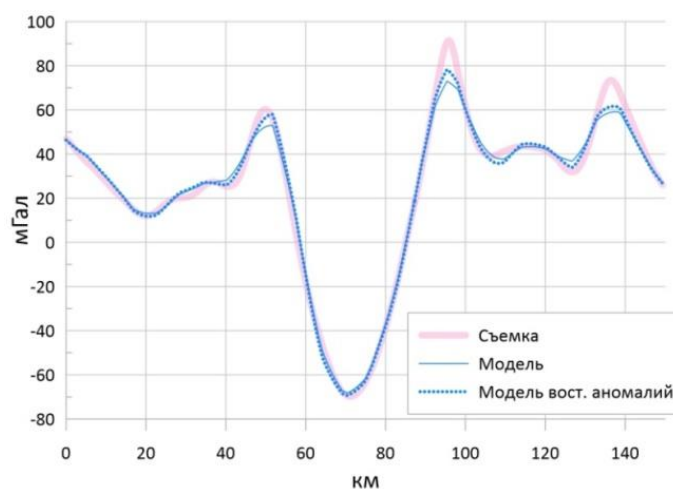


Рис. 29. Графики съемки на тестовом профиле 2 модели до и после восстановления высоких частот.

В разделе 6.3 рассмотрены районы абиссальных равнин Мирового океана и применение данных морских гравиметрических съемок для оценки и коррекции глобальных моделей гравитационного поля в этих районах. В модельных данных над абиссальными структурами присутствует высокочастотный шум с амплитудой до 2 мГал, что делает любые трансформации модельного поля над абиссальной равниной некорректными и неэффективными при решении прямых и обратных задач. **Основным способом подавления и исключения высокочастотного шума модельных данных в абиссальных областях Мирового океана является дополнительная фильтрация в определенной полосе спектра.** Для этого выбираются отдельные съемочные профили, проходящие через наименее градиентные участки исследуемой площади. Вдоль этих профилей вычисляются спектры инструментальных и модельных данных, затем определяется общий пространственный диапазон шумовой помехи. Для исключения помехи может быть использован полосовой фильтр. Пространственные спектры, а также графики АСТ съемки и моделей до и после фильтрации показаны на рисунке 30.

В разделе 6.4 представлен практический результат коррекции глобальной модели ГПЗ с привлечением ограниченных инструментальных данных. С использованием данных модели Sandwell and Smith v.32 вычислена карта полных горизонтальных градиентов исследуемой площади. По полученной карте выполняется разделение площади на абиссальную и градиентную зоны и выбираются наиболее оптимальные профили для оценки характеров модельных погрешностей в каждой из зон. Полученная карта и выбранные профили показаны на рисунке 31А. Затем с использованием предложенных методических приемов выполняется коррекция модельных данных, после которой **точность нового регионального решения, относительно площадной гравиметрической съемки выросла на 20% по сравнению с оригинальной моделью.** На рисунке 31Б и 31В показаны поля, полученные по результату расчета первых производных аномалий оригинальной модели и ее скорректированной версии, с учетом аналитического продолжения на удаление в 500 метров. Как видно на рисунке 31Б оригинальное модельное поле остается сильно зашумленным. Полученное решение,

показанное на рисунке 31В, лучше подходит для практического использования в научно-практических задачах, таких как моделирование глубинного строения дна океана, геологические изыскания или оценка навигационной перспективности аномалий в регионе.

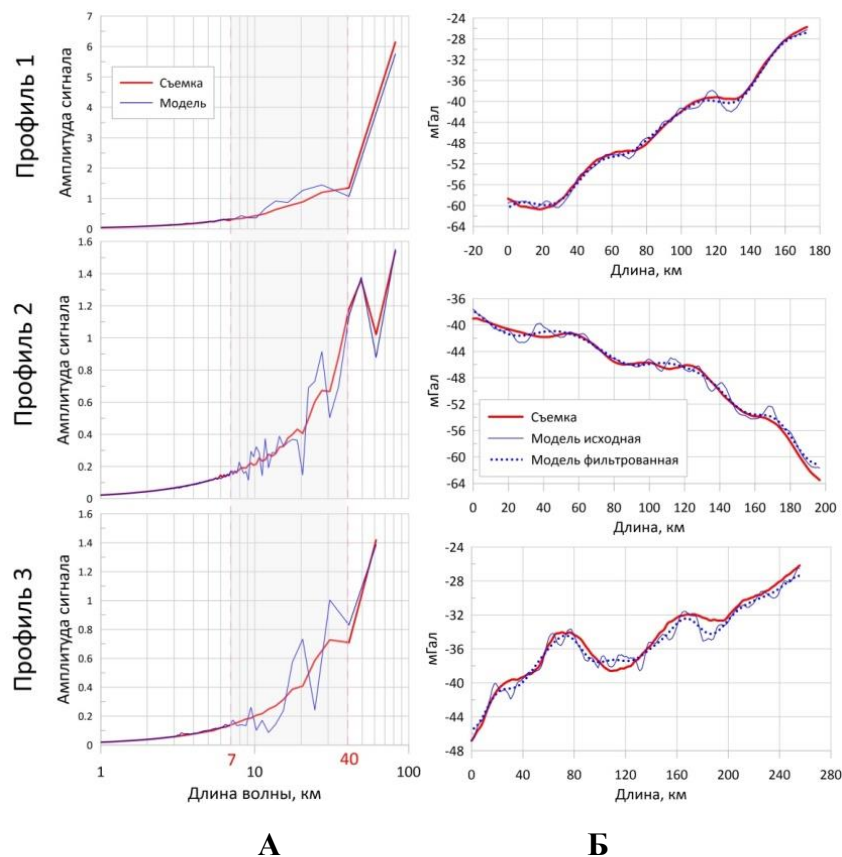


Рис. 30. Графики зависимости амплитуды сигнала от длин волн вдоль выбранных профилей (А). Графики изменения АСТ на профилях в данных съемки и модели Sandwell and Smith v.32 до и после фильтрации высокочастотного шума (Б).

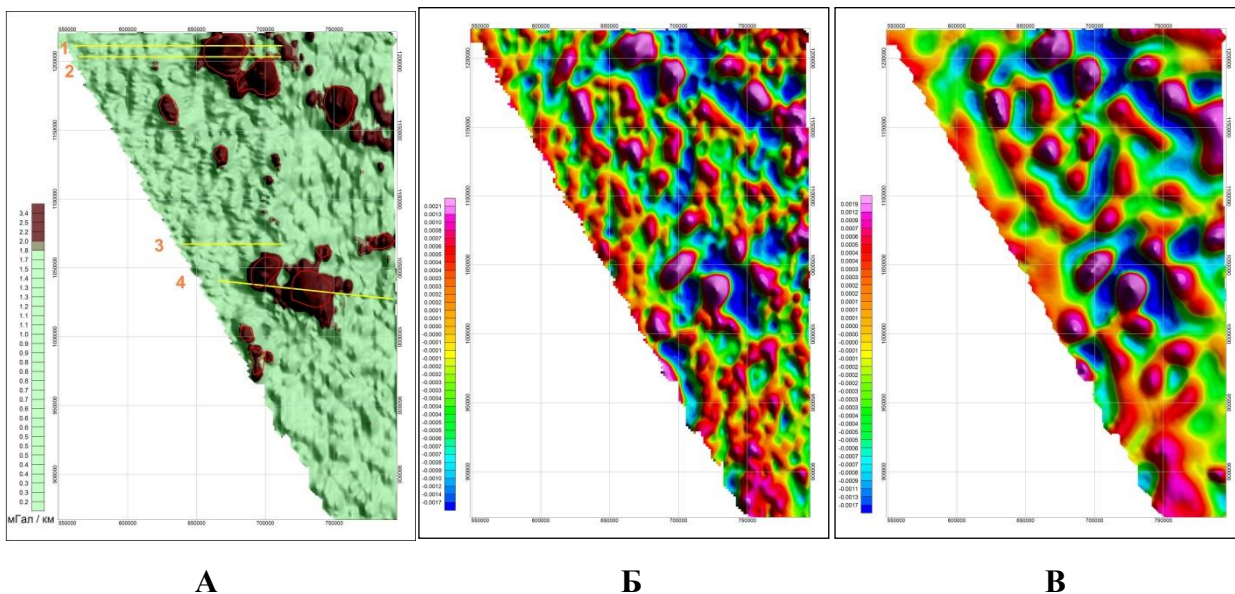


Рис. 31. Карта результирующих вторых градиентов аномального поля (А); Редукция первых производных на 500 метров оригинальной модели (Б) и скорректированного модельного поля (В).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертационная работа и выносимые на защиту научные положения показывают возможности современной гравиметрии при уточнении гравитационного поля Мирового океана с учетом имеющейся априорной информации об аномалиях силы тяжести. Эти возможности позволяют по-новому рассмотреть методологию выполнения исследований, особенно в отношении планирования инструментальных съемок.

Роль инструментальных измерений силы тяжести на море остается главенствующей, так как этот способ обеспечивает наиболее достоверные результаты. Как показано в работе, области высоких градиентов аномального поля должны определяться и картироваться в масштабе 1: 50 000. Ни одна из существующих глобальных моделей не обеспечивает необходимого разрешения представляемых данных и их соответствующей точности. Поэтому один из важных выводов диссертационной работы заключается в правильном выборе фокуса новых инструментальных съемок направленного на определение наиболее важных и перспективных районов Мирового океана, где высокоточным съемкам нет другой альтернативы, в первую очередь спутниковой. Эта задача подробно рассмотрена в работе: в **главе 2** показано, на какие районы Мирового океана следует обращать основное внимание при планировании съемок, предложен способ, позволяющий оперативно выявлять такие районы.

Каждая задача, требующая привлечения данных о гравитационном поле, определяет необходимые и достаточные для ее решения характеристики параметров аномалий, главным образом разрешающую способность и точность. Специалисты в каждой области понимают, с каким типом данных результаты их работы будут положительными. В **главах 3 и 4** рассмотрена детальность глобального модельного поля, способы его районирования по величине ожидаемой погрешности и представлены потенциальные погрешности некоторых глобальных моделей в открытом Мировом океане и в его арктической части, соответственно. Это необходимо учитывать при планировании съемок, выполняемых для решения различных задач, то есть следует соотносить назначение и класс съемки с достоверностью априорных глобальных данных.

Развитию любой новой технологии предшествует некоторый запрос на это в соответствующей технологической среде. После разработки технология проходит стадию апробации на предмет соответствия запросу. В случае несоответствия начинается новый научный поиск достижения требуемого результата, в случае соответствия – расширяются возможности в рамках существующей технологической среды, и формируется уже следующий запрос на продолжение исследований. Методические приемы, обеспечивающие выполнение морских гравиметрических съемок в ограниченных условиях с привлечением спутниковых данных, есть реакция на запрос современной морской гравиметрии. Запрос этот – обеспечение качества получаемых данных в условиях оптимизации средств на выполнения съемок. Если возможно получить гравиметрическую карту, подходящую для геологической интерпретации или навигации, затратив на это меньше ресурсов, даже в нарушении инструкций, такие съемки будут выполняться. В **главе 5**, в рамках такого актуального запроса, рассмотрены новые направления развития общей методологии выполнения морских набортных гравиметрических съемок.

В главе 6 показано, что даже отдельные маршрутные профили могут содержать важную информацию о структурах аномального поля в океане. С учетом наличия глобальной спутниковой информации возможности каждого отдельного инструментального профиля становятся гораздо шире, так как он может быть, при определенной конфигурации, источником данных для региональной коррекции модели на гораздо большей площади. В таких условиях ценность выполняемых инструментальных измерений значительно возрастает.

В своем итоге диссертационная работа отвечает на 3 актуальных вопроса современной гравиметрии в Мировом океане: ГДЕ (глава 2), ЗАЧЕМ (главы 3 и 4) и КАК (глава 5) выполнять современную морскую съемку. Также работа обосновывает основное направление дальнейшего развития гравиметрии в достижении ее главной цели как науки – максимально точного описания аномального поля реальной Земли. Это направление, по мнению автора настоящей работы, заключается в КОМПЛЕКСИРОВАНИИ данных инструментальных и спутниковых средств и методов изучения параметров поля (глава 6).

За рамками работы остаются многие смежные проблемы современной гравиметрии. В их число входит изучение погрешностей глобальных модельных данных о гравитационном поле в районе границ перехода суши и моря, на крупнейших внутренних акваториях (где уже может быть реализован метод спутниковой альтиметрии) и конечно, над районами суши. Все эти вопросы требуют разработки соответствующей методологии исследований, наличия представительной выборки практического материала и использования современных достижений в геофизики, математики, физики и других науках. Это большие задачи, требующие колоссального приложения сил и значительного научного труда. Но автор настоящей диссертации верит, что научному сообществу это по силам и что эти задачи также будут успешно решены. *Viam supervadet vadens**.

* (лат. - «Дорогу осилит идущий»)

СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. *Бехтерев С.В., Дробышев М.Н., Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С., Соловьев В.Н.* Погрешности моделей гравитационного поля Земли в зависимости от морфологии рельефа дна океана // *Физика Земли*. 2019. № 5. С. 118-122. DOI: 10.31857/S0002-333720195118-122
2. *Железняк Л.К. Конешов В.Н., Михайлов П.С., Соловьев В.Н.* Использование модели гравитационного поля Земли при измерениях силы тяжести на море // *Физика Земли*. 2015. №4. С.103-110.
3. *Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С.* Экспериментальное определение вертикального градиента силы тяжести ниже поверхности моря // *Физика Земли*. 2016. №6. С. 83-85.
4. *Железняк Л.К., Конешов В.Н., Михайлов П.С., Дробышев М.Н., Соловьев В.Н.* Влияние температуры и влажности окружающей среды на точность гравиметра «Чекан-АМ» // *Гироскопия и навигация*. 2022. Том. 30. №2. С.58-70. DOI: 10.17285/0869-7035.0091
5. *Железняк Л.К., Михайлов П.С.* Использование КНС для учета прилива при измерениях силы тяжести на море // *Физика Земли*. 2012. №6. С. 90.
6. *Железняк Л.К., Михайлов П.С., Соловьев В.Н.* Морские измерения силы тяжести без привязки к береговым опорным пунктам // *Физика Земли*. 2014. №2. С. 63-65.
7. *Конешов В.Н., Железняк Л.К., Михайлов П.С., Соловьев В.Н.* «Способ контроля точности площадной гравиметрической съемки» // Патент №2781761. Дата публикации патента 07.12.2021 г.
8. *Конешов В.Н., Михайлов П.С.* Аэрогравиметрические измерения над Байкалом // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2024. Том. 519. №1. С. 517-526. DOI: 10.31857/S2686739724110155.
9. *Конешов В.Н., Михайлов П.С., Дорожков В.В.* Условия определения координат движущегося объекта на геофизическом ориентире // *Геофизические исследования*. 2023. Том 24. №4. С. 43-57.
10. *Конешов В.Н., Михайлов П.С., Железняк Л.К., Соловьев В.Н.* Оценка перспективности и разрешающей способности ультравысокостепенных моделей гравитационного поля Земли // *Геофизические исследования*. 2021. Том 22. № 1. С. 40 – 53. DOI: 10.21455/gr2021.1-3

11. Конешов В.Н., Соловьев В.Н., Железняк Л.К., **Михайлов П.С.** «Способ измерения гравитационного поля Земли» // Патент №2517780. Дата публикации патента 20.03.2020 г.
12. **Михайлов П.С.** Использование данных морских гравиметрических съемок для коррекции спутниковых моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане // Гироскопия и навигация. 2023. Том 31. №3. С.66-77.
13. **Михайлов П.С., Конешов В.Н., Погорелов В.В.** Высокоширотная Арктика: состояние и перспективы использования современных глобальных моделей гравитационного поля Земли // Геофизические исследования. 2024. Том 25. №3. С. 75 -86. <https://doi.org/10.21455/gr2024.3-5>
14. **Михайлов П.С., Конешов В.Н., Соловьев В.Н., Железняк Л.К.** Новые результаты оценок современных глобальных ультравысокостепенных моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане // Гироскопия и навигация. 2022. Том 30. №4. С. 36-53. DOI: 10.17285/0869-7035.00102
15. **Степанова И.Н., Щепетиллов А.В., Михайлов П.С.** Аналитические модели физических полей Земли в региональном варианте с учетом эллиптичности // Физика Земли. 2022. №3. С.121-135. DOI: 10.31857/S0002333722030085
16. **Степанова И.Н., Щепетиллов А.В., Михайлов П.С.** Аналитические модели зависящих от времени физических полей Земли в локальном варианте // Физика Земли. 2023. №2. С. 20-35. DOI: 10.31857/S0002333722060138
17. **Степанова И.Э., Керимов И.А., Снесивцев А.А., Тимофеева В.А., Михайлов П.С.** Спектральный анализ профильных топографических данных с помощью модифицированных F-аппроксимаций // Физика Земли. 2021. №4. С. 148 – 157. DOI: 10.31857/S0002333721040098
18. **Степанова И.Э., Щепетиллов А.В., Погорелов В.В., Михайлов П.С.** Структурно-параметрический подход при построении цифровых моделей рельефа и гравитационного поля Земли с использованием аналитических S-аппроксимаций // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Том 19. № 2. С. 107 – 116. DOI: 10.21455/gpb2020.2-8
19. **Drobyshev N.V., Koneshov V.N., Pogorelov V.V., Mikhailov P.S.** Airborne Laboratory for Gravity Field Research // Seismic Instruments, 2019. Vol. 55, no. 6. P. 705–719. DOI: 10.3103/S0747923919060033
20. **Koneshov V.N., Zheleznyak L.K., Soloviev V.N., Mikhailov P.S.** Development Of Innovative Methodological Support For Marine Gravimetric Surveys // Seismic Instruments, 2018. Vol. 54, no. 6. P. 642–649. DOI: 10.3103/S0747923918060051

21. **Mikhailov P. S.**, Koneshov V. N., Pogorelov V. V., Spesivtsev A. A., Solovyev V. N., Zheleznyak L. K. High-Degree Models of the Earth's Gravity Field: History of Development, Assessment of Prospects and Resolution // *Seismic Instruments*, 2021. Vol. 57, no. 4. P. 446–461. DOI: 10.3103/s0747923921040083
22. *Stepanova I.E., Shchepetilov A.V., Salnikov A.M., Mikhailov P.S., Pogorelov V.V., Batov A.V., Timofeeva V.A.* Application of a Combined Approach Based on Analytical Approximations and Construction of Gravity Field Integral Curves for the Interpretation of Marine and Airborne Gravimetric Data // *Seismic Instruments*, 2021. Vol. 57, no. 5. P. 614–624. DOI: 10.3103/S074792392105008X